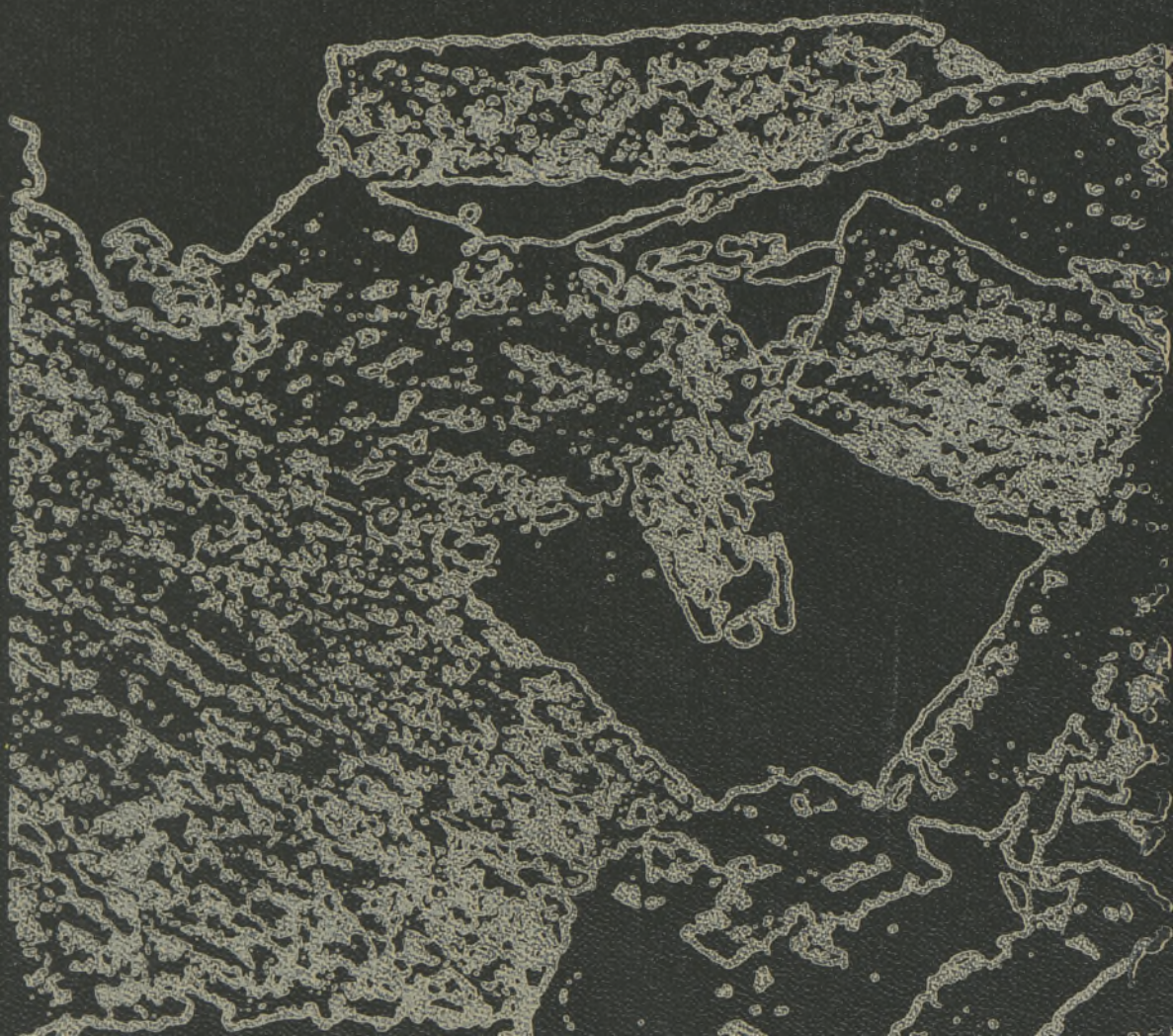
РЕЛЬЕФ КОРЕННЫХ ПОРОД ЭСТОНИИ

ЭЛЬВИ ТАВАСТ
АНТО РАУКАС



ЭЛЬВИ ТАВАСТ, АНТО РАУКАС

РЕЛЬЕФ КОРЕННЫХ ПОРОД ЭСТОНИИ

К XI МЕЖДУНАРОДНОМУ
КОНГРЕССУ ИНКВА
В МОСКВЕ, 1982

АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ЭЛЬВИ ТАВАСТ, АНТО РАУКАС

РЕЛЬЕФ КОРЕННЫХ ПОРОД ЭСТОНИИ

ТАЛЛИН · «ВАЛГУС» 1982

552
Т13

УДК 551.1/4(474.2)

Художник-оформитель Х. Пузанов

Изложены новые представления о морфологии и формировании рельефа коренных пород Эстонии, о его влиянии на четвертичный лито- и морфогенез, а также на структуру и мощность четвертичного покрова. Представлены схема распространения палеоврезов и карта рельефа коренных пород; дано районирование последнего. Освещена морфология палеоврезов и разработана их классификация. На основе теоретических заключений, составленных карт и схем даны рекомендации для направления поисковых работ на песчано-гравийные отложения и на воду в отрицательных формах коренных пород. Книга предназначена для широкого круга геологов и геоморфологов, занимающихся изучением геологии четвертичного периода и проблем палеогеоморфологии.

Табл. 4. Фототабл. 32. Рис. 76. Библ. 291 назв.

С 83
10

Teaduslik Raamatukogu
Нау... ...отека

7BIC

Т $\frac{1904040000-144}{М 902(16)-82}$ Заказное.

© Академия наук ЭССР, 1982.
Выпущено по заказу Академии наук Эстонской ССР.

ВВЕДЕНИЕ

Рельеф коренных (дочетвертичных) пород Эстонии, погребенный почти всюду под рыхлые четвертичные отложения, стал объектом научного исследования уже более ста лет назад, но несмотря на это, многие проблемы морфологии и формирования его остались слабо изученными. До сих пор нет единого мнения и вполне обоснованных геологических сведений о разграничении и образовании крупных и средних форм рельефа коренных пород, распространении и генезисе палеоврезов и т. д.

В связи с бурным ростом промышленного, гражданского и дорожного строительства быстрыми темпами возрастает потребность в местных строительных материалах, в частности в гравии и песке, запасы которых в положительных формах рельефа уже на исходе. Для расширения запасов гравия и песка, а также подземных вод, необходимы более полные сведения о рельефе коренных пород, особенно о распространении погребенных долин и ложбин выпахивания. Уточнение карты рельефа коренных пород, расположения палеоврезов и выяснение их генезиса представляет большой научный интерес, позволяя оценить характер и интенсивность тектонических движений, установить региональные особенности и объем ледниковой экзарации, а также решить ряд других проблем. Поверхность коренных пород являлась в течение всего четвертичного периода весьма важным и постоянно действующим рельефообразующим фактором. Сравнительный анализ дочетвертичного, плейстоценового и современного рельефа является ключом для познания четвертичного лито- и морфогенеза и проясняет проблему формирования озов, камов, друмлинов и других четвертичных форм рельефа и соответствующих им отложений, вокруг генезиса которых как в Советском Союзе, так и за рубежом уже долгое время происходит оживленная дискуссия. Таким образом, необходимость обобщения накопленного богатого фактического материала по рельефу коренных пород Эстонии вызвана потребностями как науки, так и практики.

Вопросы формирования рельефа коренных пород и его влияние на четвертичный лито- и морфогенез затрагивались во многих отечественных и зарубежных публикациях, но комплексно они не рассматривались. Авторы книги надеются, что обнаруженные ими особенности морфологии и формирования рельефа коренных пород, а также установленные закономерности четвертичного лито- и морфогенеза найдут широкое подтверждение.

Книга основывается в основном на исследованиях самих авторов, но в ней обобщены также результаты предшествующих трудов. В ра-

боте использовался фактический материал средне- и крупномасштабных геологической и почвенной съемок и разведочных работ, выполненных разными организациями, главным образом экспедициями и партиями Управления геологии Эстонской ССР.

При проведении полевых работ и подготовке книги авторам помогали многие их коллеги, причем наиболее ценным был вклад старшего техника У. Маспуран и старшей лаборантки института А. Ронк. За полезные обсуждения результатов авторы признательны Х. Вийдингу, Р. Вахеру, Р. Карукяпп, А. Мийделу и Э. Побулу, за английский перевод резюме и подрисуночного текста — Х. Кукк, за редактирование книги В. Пуура и А. Войт. Всем, кто оказали содействие завершению настоящей работы, авторы выражают искреннюю благодарность.

I. ИСПОЛЬЗОВАННАЯ МЕТОДИКА

Основным источником фактического материала о глубине и морфологии рельефа коренных пород являлись скважины и шурфы, позволившие непосредственно изучить границы между разновозрастными толщами, определить мощность четвертичного покрова, наличие структурных несогласий и размывов, толщину и особенности коры выветривания, отобрать образцы для изучения абсолютного и относительного возраста, определить физические свойства отложений и т. д. Скважины и глубокие шурфы дали ценный материал также для более надежной интерпретации геофизических данных. При изучении палеоврезов скважины по мере возможности были заложены по профилям и сеткам. При этом учитывалось, что отдельные скважины могут попадать на склоновые участки палеоврезов и не улавливать наиболее низких абсолютных отметок этих образований.

Всего в работе использованы данные около 5000 скважин (рис. 1). Большинство из этих скважин пробурено вращательным колонковым способом с достаточно хорошим выходом керна.

В Северной Эстонии, где мощность четвертичного покрова невелика, нам местами удалось изучить формы коренного рельефа визуально. Путем заложения небольших закопушек и шурфов, нивелирования и использования картографических материалов, оказалось возможным установить размеры, ориентировку и морфологию небольших пластовых возвышений, низин и ряда других мелких форм коренного рельефа. В выявлении таких форм и при определении их морфологии и размеров положительную роль сыграли аэрогеоморфологические методы. Ввиду того, что морфоструктуру поверхности коренных пород во многом определяет тектоника, изменившая экзогенный рельеф, мы использовали также палеотектонический анализ (Вахер, Раукас, Таваст, 1980).

Для выявления и изучения активно развивающихся и пассивных морфоструктур нами использовался так называемый метод восстановления поэтапного развития локальных структур (Чеменков, Галицкий, 1974). С этой целью в наиболее интересных и дискуссионных районах, в частности в пределах Южно-Эстонских возвышенностей для последующих друг за другом этапов развития Р. Вахером были составлены палеотектонические разрезы, позволившие оценить характер и интенсивность развития этих структур (см. главу 3.3).

Помимо геологических методов в изучении погребенного коренного рельефа большое значение отводилось геофизическим методам. Как известно, эффективное применение геофизических методов во многом за-

висит от геологического строения исследуемой территории. Условия залегания и физические свойства пород в Северной и Южной Эстонии существенно отличаются и это обусловливает также различную методику их изучения.

В Северной Эстонии коренные породы представлены в основном карбонатными породами ордовика и силура, а в Южной Эстонии девонскими песчаниками и алевролитами. Карбонатные девонские породы распространяются только на крайней юго-восточной части территории.

Четвертичные образования на рассматриваемой территории представлены в основном плейстоценовыми отложениями, главным образом моренами последнего оледенения. Морены более древних оледенений обнаружены лишь на аккумулятивных островных возвышенностях и в палеоврезах. В целом морены составляют около 60—70% от всего четвертичного покрова (Раукас, 1978). Остальная часть толщи сложена преимущественно водноледниковыми отложениями, причем флювиогляциальные и лимногляциальные отложения распространены почти одинаково часто. Другие типы плейстоценовых отложений — морские (Эмского моря, Балтийского ледникового озера), древнеаллювиальные и органогенные — составляют менее 5% от всех плейстоценовых отложений.

Среди голоценовых образований превалируют песчано-гравийные отложения разного генезиса (морского, озерного, эолового, речного и пр.). Широко развиты также органогенные отложения в виде низинного и верхового торфа.

Применение гравиметрического метода в изучении погребенного рельефа, как известно, основывается на различиях между плотностями коренных пород и рыхлых четвертичных отложений. Аномальный эффект является тем более заметным, чем большим является различие в плотностях этих образований. Карбонатные коренные породы обычно значительно плотнее, чем четвертичные отложения, вследствие чего на выходах коренных карбонатных пород (Виру-Харьюское плато, Западно-Эстонская низина) на кривых Δg, измеренных через подножия коренного рельефа, образуется четко выраженный минимум (рис. 2А).

В условиях, где плотность четвертичных отложений близка к плотности коренных пород, аномалия силы тяжести является очень слабой или она совсем не проявляется. Такие геологические условия характерны для предглинтовой части Эстонии, где под четвертичными отложениями (в основном глины, алевриты и бедная грубыми фракциями суглинистая морена) встречаются вендские и кембрийские песчаники и глины. Примером тому является гравиметрический профиль через долину Вяэна, расположенный недалеко от берега Финского залива. Здесь нами были установлены две аномалии интенсивностью 0,26 мгл над юго-западной и 0,20 мгл над северной рукавами долины (рис. 2Б). Учитывая полученную бурением мощность четвертичных отложений в долине (137 м), можно было гравиметрическими исследованиями установить форму и расположение долины не только близ скважины, но и по соседству с ней. Это говорит о том, что даже при очень малой избыточной плотности возможно выявление погребенных форм рельефа, если мощность четвертичных отложений в них достаточно большая. Разумеется, в такой ситуации не исключены ошибки.

Еще более серьезные трудности возникают при применении гравиметрического метода для выявления погребенных палеоврезов в Южной Эстонии. Как уже было сказано, коренные породы здесь представлены

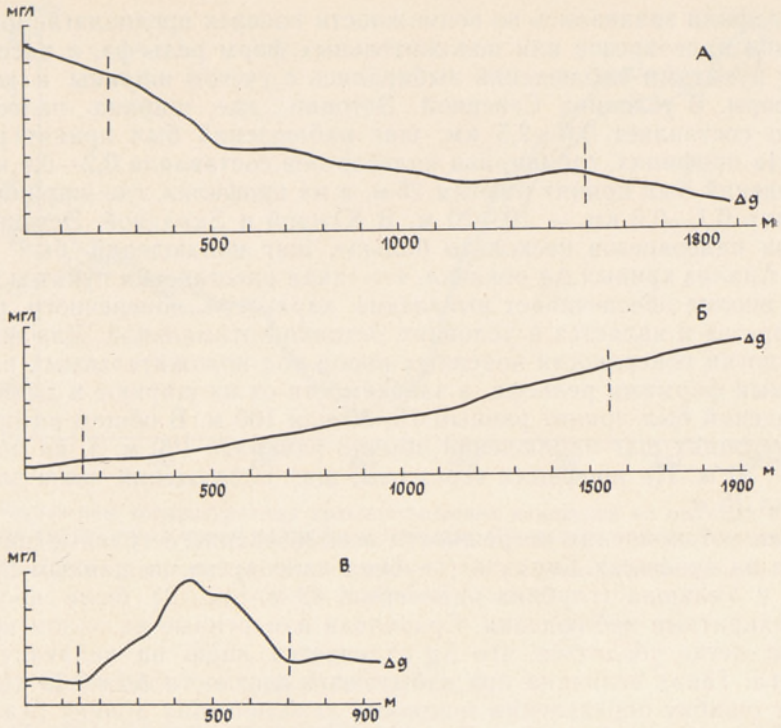


Рис. 2. Кривые Δg в разных геологических условиях Эстонии: А) $\sigma_1 > \sigma_2$ (σ_1 — плотность коренных пород; σ_2 — плотность четвертичных отложений; Кундаская долина); Б) $\sigma_1 \simeq \sigma_2$ (Вяэнаская долина); В) $\sigma_1 < \sigma_2$ (Абъяская долина). Прерывистыми линиями показано предполагаемое расположение долин.

Fig. 2. Gravity profiles of different geological conditions in Estonia: A) $\sigma_1 > \sigma_2$ (σ_1 — bedrock density; σ_2 — density of Quaternary deposits; Kunda Valley); Б) $\sigma_1 \simeq \sigma_2$ (Väänа Valley); B) $\sigma_1 < \sigma_2$ (Abja Valley). Broken lines indicate the supposed distribution of valleys.

девонскими песчаниками, алевролитами и глинами, плотность которых близка к плотности распространенных здесь четвертичных отложений или она лишь несколько выше. В случае наличия морен с высоким содержанием гравия, галек и валунов кристаллических пород плотность последних может быть местами даже больше, нежели плотность коренных пород (рис. 2В). Таким образом, в Южной Эстонии возможны все три варианта соотношения плотностей: $\sigma_1 > \sigma_2$; $\sigma_1 \simeq \sigma_2$; $\sigma_1 < \sigma_2$. Для успешной интерпретации результатов гравиметрии здесь необходимо иметь максимально точные сведения о плотности коренных пород и четвертичных отложений или хотя бы одну буровую скважину на каждый профиль. В ряде случаев интерпретацию данных облегчает одновременное применение гравиметрического и электрического методов.

Гравиметрические исследования проводились нами по профилям, образующим систему замкнутых полигонов. Неувязка, которая на единичном полигоне не превышала 0,05 мгл, уравнивалась. Наблюдения были привязаны к опорным пунктам государственной сети трехкратным повторением.

Профили задавались по возможности поперек предполагаемого простирания палеоврезов или положительных форм рельефа, а расстояния между пунктами наблюдений выбирались с учетом ширины и глубины этих форм. В условиях Северной Эстонии, где ширина палеоврезов обычно составляет 0,6—2,5 км, шаг наблюдений был принят равным 50 м. На профилях, где ширина палеоврезов составляла 0,2—0,6 км, шаг наблюдений был принят равным 25 м, а на профилях, где ширина их составляла 0,1—0,2 км — 10—20 м. В Южной и Западной Эстонии, где ширина палеоврезов несколько больше, шаг наблюдений был 50 или 100 м. Анализ кривых Δg показал, что такая расстановка пунктов наблюдений вполне обеспечивает выявление характера поперечного разреза палеоврезов и является в условиях Эстонии оптимальной. Для изучения морфологии поверхности коренных пород под положительными плейстоценовыми формами рельефа, в зависимости от их ширины и длины, шаг наблюдений был принят равным 25, 50 или 100 м. В общем на продольных профилях шаг наблюдений обычно равнялся 100 м, а на поперечных — 50 м. На профилях через озы, шаг наблюдений чаще всего составлял 25 м.

Для установления погрешности использованного гравиметрического метода на профилях Хирмузе (глубина палеовреза, по данным бурения, 41 м) и Уникюла (глубина палеовреза 42 м, рис. 3) были проведены четырехкратные наблюдения. Сравнивая измеренные на одном профиле кривые, легко убедиться, что Δg отличается лишь на величину 0,01—0,07 мгл. Такая величина при избыточной плотности $\Delta\sigma = 0{,}25$ г/см^3 вызывает ошибку определения мощности заполняющих долину отложений соответственно от 1 до 7 м. Таким образом, погрешность использованного метода для выявления мощности отложений в палеоврезах и определения их глубины является относительно скромной, во всяком случае в условиях Северной Эстонии.

Топогеодезические работы при гравиметрических исследованиях проводились с целью получения высот пунктов наблюдения, необходимых для введения поправки Буге. При техническом нивелировании применялись нивелиры НГ и НС. Ходы нивелирования также образовали замкнутые полигоны. Неувязка единичного полигона превышала $20\sqrt{L}$ (L — длина хода нивелирования в км). Для получения абсолютных высот пунктов измерений, ходы нивелирования были привязаны к опорным пунктам государственной сети. Аномалия силы тяжести вычислялась по формуле:

$$g = g_0 + (0{,}3086 - 0{,}419\sigma)\,H - \gamma_0, \qquad (1)$$

где g_0 — наблюдаемая величина силы тяжести;
σ — средняя плотность промежуточного слоя в г/см^3;
H — абсолютная высота точки наблюдения;
γ_0 — нормальное значение силы тяжести.

При изучении подводного рельефа коренных пород мы проводили измерения со льда (Tavast, 1978). При вычислении аномалии силы тяжести в такой обстановке формула (1) выглядит несколько иначе, так как здесь следует учитывать еще обусловленную мощностью слоя воды редукцию. Плотность воды во внутренних водоемах Эстонии и в прибрежной зоне Балтийского моря практически 1 г/см^3. Эта цифра и была использована нами при вычислении аномалии силы тяжести:

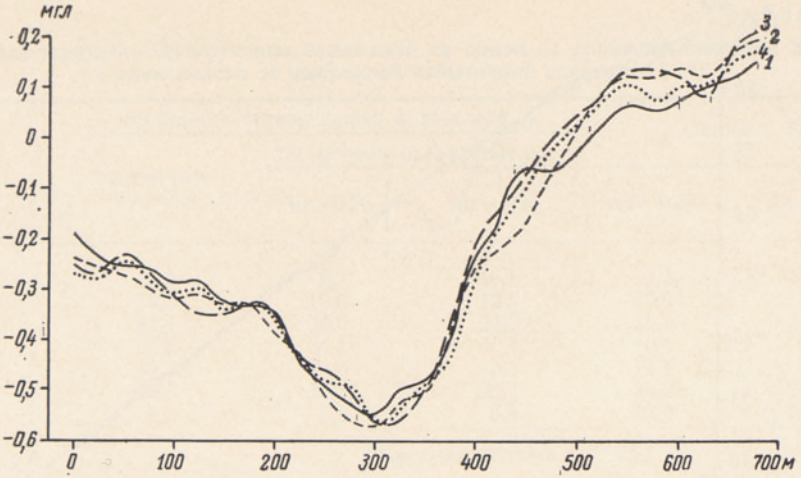


Рис. 3. Результаты четырехкратных гравиметрических измерений на выходах ордовикских карбонатных пород на профиле Уникюла (Северо-Восточная Эстония).

Fig. 3. Four-fold gravimetrical measurements in the Ordovician carbonaceous bedrock (Uniküla, North-East Estonia).

$$g = g_0 - \gamma_0 + (0{,}3086 - 0{,}0419\sigma)H + 0{,}0419(\sigma - 1{,}0)P, \quad (2)$$

где g_0 — наблюдаемая величина силы тяжести;
γ_0 — нормальное значение силы тяжести;
H — высота гравиметра на точке измерения;
σ — средняя плотность промежуточного слоя;
P — глубина водоема.

Среднеквадратичная погрешность единичного измерения силы тяжести определялась в обоих случаях по формуле:

$$\sum = \pm \sqrt{\frac{\Sigma V^2}{m - n}}, \quad (3)$$

где V — отклонение от среднего значения;
m — число наблюдений;
n — число контрольных точек.

Среднеквадратичная погрешность по использованной методике составляла ± 0,05 мгл.

Как известно, наблюдаемое аномальное поле силы тяжести отражает суммарное действие многих геологических факторов. В нем проявляются и глубинное строение земной коры, и особенности внутреннего строения, и рельеф поверхности кристаллического фундамента, мощность, состав и структурные особенности осадочного чехла. Это приводит к необходимости выделения непосредственно интересующих нас составляющих из всех возмущающих влияний. Обычно разделение гравитационных полей заключается в снятии регионального фона, имеющего общий характер для значительных областей и создаваемого глубоко залегающими крупными структурами, а также в выделении локальных аномалий, вызываемых местными неоднородностями. Снятие регио-

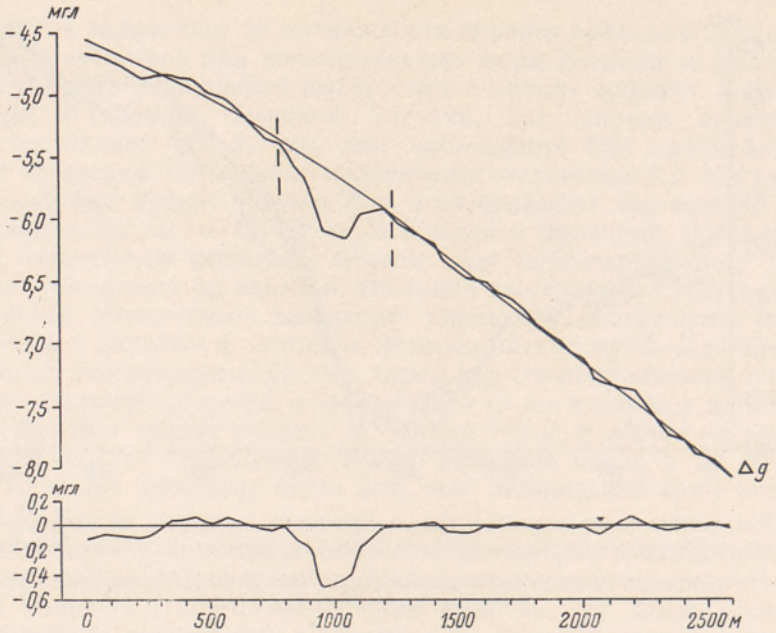


Рис. 4. Снятие регионального фона графическим способом на примере долины Хирмузе (Северо-Восточная Эстония).

Fig. 4. An example showing the removal of regional trend in the typical gravity profile (North-East Estonia).

нального фона можно провести графическим способом или численным методом (Grant, West, 1965). Для уверенного разделения полей необходимо постоянство региональной составляющей или ее одинаковое изменение на протяжении всего профиля. При наших измерениях профили были достаточно длинными, что позволило успешно применить для снятия регионального фона менее трудоемкий графический метод (рис. 4).

Для получения поперечного сечения о понижениях коренного ложа (погребенные долины, ложбины под ледниковыми формами рельефа и т. д.) определялась мощность заполняющих их осадков h (в метрах). Для этой цели мы использовали формулу плоскопараллельной бесконечной пластины, которая больше всего соответствует форме эстонских палеоврезов (Tavast, 1979):

$$h = \frac{\Delta g}{0{,}0419\Delta\sigma}, \qquad (4)$$

где Δg — величина остаточной аномалии силы тяжести, мгл;
$\Delta\sigma$ — избыточная плотность, г/см^3.

Правильный выбор избыточной плотности очень важен, так как при количественной интерпретации наибольшие ошибки возникают именно в результате использования ее неверного значения. Табл. 1 показывает величину ошибок в зависимости от выбранной избыточной плотности на одном из профилей Северной Эстонии.

Избыточная плотность $\Delta\sigma = 0{,}36$ г/см^3 определена по образцам, а $\Delta\sigma = 0{,}30$ г/см^3 вычислена по формуле (4), в которую значения мощно-

Таблица 1

Расчетная мощность четвертичных отложений на одном из профилей Северной Эстонии в зависимости от выбранной избыточной плотности ($\Delta\sigma$)

Δg мгл	Мощность четвертичных отложений, м			Ошибка, %	
	по данным бурения	по данным гравиразведки			
		$\Delta\sigma=0{,}36$	$\Delta\sigma=0{,}30$	$\Delta\sigma=0{,}36$	$\Delta\sigma=0{,}30$
0,13	9,0	8,7	10,4	3,3	15,5
0,15	12,5	10,0	12,0	20,0	3,9
0,30	31,4	20,0	24,2	36,3	23,8
0,51	38,0	34,1	40,4	10,1	6,3
0,51	42,2	36,0	43,1	14,7	2,1
0,25	26,6	16,7	20,1	36,9	24,1
0,08	8,0	5,4	6,4	32,0	20,0
			Средняя ошибка	26,1	13,7

сти заполняющих долину осадков (h) были введены по данным бурения. К сожалению, отсутствие по многим профилям данных бурения делает корректировку избыточной плотности невозможной, а малочисленность замеренных образцов четвертичных отложений и коренных пород не позволяет дать достаточно точную оценку ее величины.

При использовании электрических методов для изучения коренного рельефа в условиях Эстонии нужно учитывать литолого-петрографические особенности коренных пород и четвертичных отложений и гидрогеологические условия. Если погребенная долина эродирована в карбонатные породы, что характерно для Северной Эстонии, то сопротивление их обычно больше сопротивления заполняющих долину четвертичных отложений, и на кривых $\varrho_к$ появляется минимум (рис. 5А). Когда сопротивление коренных пород меньше четвертичных отложений, то на кривых $\varrho_к$ над погребенной долиной появится максимум (рис. 5В), как это часто наблюдается в Южной Эстонии, на выходах девонских алевролитов и песчаников. Возможен также третий вариант, когда сопротивление коренных пород и четвертичных отложений равно и аномалия на кривой $\varrho_к$ вообще не появляется (рис. 5Б). Такие геологические условия имеются в Эстонии местами на пердглинтовой низине, где прослеживаются кембрийские и вендские терригенные породы, и в Южной Эстонии, на выходах девонских терригенных пород.

Применение метода еще осложняется изменчивостью гидрогеологических условий. Как известно, электрическая проводимость влажных песков и глин является более высокой, чем сухих отложений. А это означает, что если погребенные долины заполнены водой, то электрическое сопротивление заполняющих их отложений существенно уменьшается. Ввиду сильно изменяющихся гидрогеологических условий, в том числе сезонных изменений, интерпретация результатов электроразведки является очень сложной и не всегда венчается успехом.

В настоящее время существуют многие установки электропрофилирования. Использование одной или другой установки зависит от конкретных геологических условий и объекта изучения. Наиболее распространенной схемой электропрофилирования является симметрическая

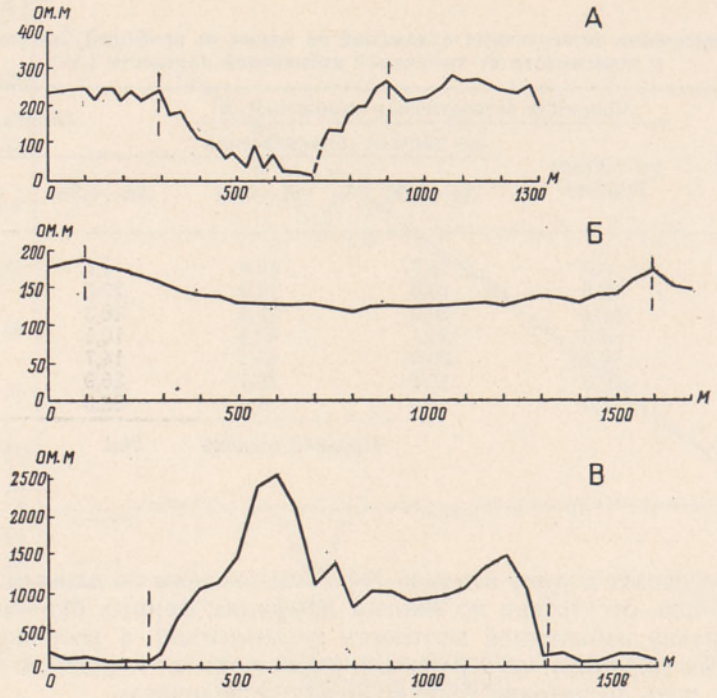


Рис. 5. Кривые $\varrho_к$ в разных геологических условиях Эстонии:
А) $\varrho_1 > \varrho_2$ (ϱ_1 кажущееся электрическое сопротивление коренных пород; ϱ_2 — кажущееся электрическое сопротивление четвертичных отложений; Пуртсеская долина); Б) $\varrho_1 \simeq \varrho_2$ (Рыугреская долина); В) $\varrho_1 < \varrho_2$ (Вазавереская долина). Прерывистыми линиями показано предполагаемое расположение долин.

Fig. 5. $\varrho_к$ curves of different geological conditions in Estonia: A) $\varrho_1 > \varrho_2$ (ϱ_1 — apparent resistivity of the bedrock; ϱ_2 — apparent resistivity of Quaternary deposits; Purtse valley); Б) $\varrho_1 \simeq \varrho_2$ (Rõuge valley); В) $\varrho_1 < \varrho_2$ (Vasavere valley). Broken lines mark the supposed distribution of valleys.

установка AMNB. В результате анализа кривой $\varrho_к$ можно определить расположение и ширину погребенных форм в профилях. Для этого в целях более хорошей корреляции профили закладываются достаточно близко друг от друга. Но симметричная установка электропрофилирования (AMNB) не всегда обеспечивает решения поставленной геологической задачи. Если разница удельного электрического сопротивления коренных пород и четвертичных отложений небольшая, то по кривой трудно определить ширину или расположение вреза. В таком случае более надежные результаты дает применение дипольной установки электропрофилирования (A′AMN). Преимуществом этой схемы является ее высокая разрешающая способность.

Для изучения характера поверхности коренных пород под положительными плейстоценовыми формами рельефа нами успешно были применены обе установки (AMNB и A′AMN) с шагом 20 м, с разносами AB = 100 м, MN = 20 м и A′A = 20 м, MN = 20 м, l = 60 м.

При прослеживании предполагаемых палеоврезов оптимальными шагами наблюдений оказались 25 и 50 м. Длина питающих (AB) и из-

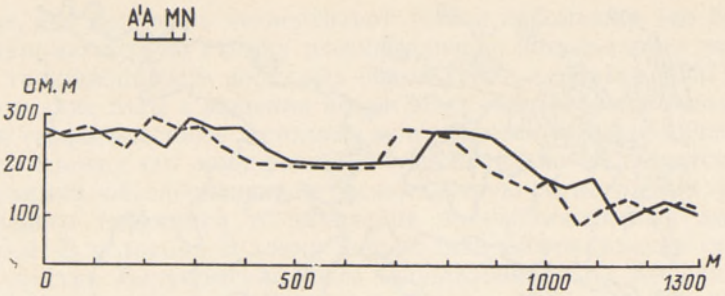


Рис. 6. Кривые $\varrho_к$, полученные с дипольной установкой над Қазариской погребенной долиной.

Fig. 6. Resistivity curves measured with dipol array, in Қasari buried valley.

мерительных (MN) линий была принята равной AB = 100, 150 или 300 м; MN = 10, 50 или 100 м.

Электропрофилирование в Северной Эстонии, где ширина палеоврезов обычно не превышает 2,5 км, чаще всего выполнялось симметричной установкой с AB = 100 м, MN = 10 м и шагом наблюдений 25 м. Коренные породы характеризуются здесь сопротивлением 130—1000 ом. м (Вахер, Мардла, 1969), а заполняющие палеоврезы четвертичные отложения сопротивлением около 50—120 ом. м (Хейнсалу, Андра, 1975). Поэтому полученные результаты являются вполне удовлетворительными.

В Южной Эстонии, где ширина долин обычно больше, чем в Северной Эстонии, мы использовали симметричную установку с разносами AB = 150 или 300 м, MN = 50 или 100 м и с шагом 50 м. Но следует отметить, что различие удельных сопротивлений коренных пород и заполняющих палеоврезы четвертичных отложений здесь местами очень небольшое и аномальная зона соответственно едва заметна. По этой причине фактические кривые кажущихся сопротивлений ($\varrho_к$) для количественной интерпретации часто оказались непригодными и поставленная задача в целом нерешенной.

Для выбора оптимальной методики по некоторым профилям нами было выполнено электрическое профилирование с дипольной установкой с разносами l = 100 м и MN = A′A = 50 м. В условиях Северной Эстонии по этой методике были получены вполне удовлетворительные результаты (рис. 6), но для Южной Эстонии она оказалась недостаточно эффективной.

Большое значение для получения хороших результатов имеет правильный выбор глубинности профилирования. Если глубина исследования значительно больше или меньше глубины вреза, то расположение последнего иногда не обнаруживается.

Методы электропрофилирования не позволяют определить мощности четвертичных отложений в погребенных врезах. Для решения этой задачи нами применялось вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ), с помощью которого определяется распределение кажущегося удельного сопротивления по вертикали. ВЭЗ обычно выполнялось на симметричной установке с максимальными разносами AB/2 = 225 м. Ошибка при определении глубины залегания коренных пород в условиях

Рис. 7. Карта изогипс рельефа коренных пород Балтийского моря близ берегов Эстонии (вырезка из соответствующей карты Балтийского региона; Свиридов и др., 1976).

Fig. 7. Relief map of the bedrock surface in the Estonian coastal region of the Baltic Sea (from the bedrock relief map of the Baltic Sea) after N. Sviridov a. o. (Свиридов и др., 1976).

Северной Эстонии составляла в среднем 13%. Если мы не имели никаких сведений о распространении погребенного вреза, то проводилось круговое зондирование.

Сейсмические методы в ходе изучения погребенного рельефа нами не применялись. Если учесть опыт геофизиков соседних территорий, они вряд ли могут дать более убедительные результаты, чем гравиметрический и электрический методы. К тому же использование их связано с многими техническими трудностями. Сейсмические методы можно рекомендовать лишь для изучения рельефа коренных пород под водоемами, в частности в акватории Балтийского моря и в пределах Псковско-Чудского озера. Некоторые предварительные результаты при выявлении общих черт рельефа коренных пород во впадине Балтийского моря вблизи берегов Эстонии уже получены и отчасти опубликованы (Свиридов и др., 1976, рис. 7).

Весьма ограниченно в Эстонии до сих пор использовался также микромагнитометрический метод, недостатком которого является обстоятельство, что его можно применять только на небольших участках, размером примерно до нескольких сотен квадратных метров. На больших площадях этот метод оказывается неэффективным вследствие значительной трудоемкости.

По имеющимся данным микромагнитометрический метод имеет хорошую перспективу при изучении морфологии мелких форм поверхности коренных пород, в частности карстовых и метеоритных (Побул, 1963).

В районах, где мощность четвертичной толщи небольшая (не более 5—10 м), микромагнитную съемку можно успешно использовать также при изучении трещиноватости коренных пород (Побул, Вахер, 1967).

В последние годы в решении некоторых геологических задач наряду с другими геофизическими методами применяется и геотермический метод. Среди многих его модификаций положительно выделяется инфракрасная съемка, обеспечивающая бесконтактную регистрацию теплового инфракрасного излучения в диапазоне электромагнитных колебаний 0,7—30 мкм. В условиях Эстонии пешеходная инфракрасная съемка на примере участка Виру-Нигула была использована при решении структурно-тектонических задач (Вишневский и др., 1978), но его, видимо, с успехом можно использовать и для выявления некоторых особенностей погребенного рельефа, в частности для установления погребенных долин, уступов и других мелких и мезоформ древнего рельефа.

Выполненные нами исследования показали целесообразность комплексного применения геофизических методов при изучении погребенного рельефа. Электропрофилирование особенно эффективно для предварительного оконтуривания форм коренного рельефа ввиду высокой разрешающей особенности метода и большой экономии времени, затрачиваемого на полевые работы и интерпретацию результатов. Гравиразведку и ВЭЗ следует рекомендовать для уточнения ширины и определения мощности четвертичных отложений в погребенных врезах. Когда по данным электропрофилирования ширина врезов приблизительно известна, гравиразведочные профили можно заложить точнее и с наименьшими затратами времени. ВЭЗ в комплексе с гравиразведкой для определения мощности четвертичных отложений в погребенных врезах следует использовать особенно в местах, где бурение контрольных скважин не предусмотрено. При совпадении результатов гравиметрии и ВЭЗ данные можно считать достаточно достоверными.

Геофизические методы дают возможность получать информацию прежде всего о морфологии и распространении форм погребенного рельефа. Электроразведка дает также некоторые сведения о литологическом составе отложений, но только при наличии большой разницы в электрическом сопротивлении соприкасающихся отложений, как, например, сухие пески и водонасыщенные глины. Для получения всячески надежных сведений о мощности и составе заполняющих палеоврезы отложений необходимы все же прямые геологические методы исследования, как бурение и проходка шурфов. Но геофизические методы несомненно могут существенно ускорить и удешевить проведение комплексных исследований погребенного рельефа.

Teaduslik Raamatukogu
ENSV TA
TALLINN
Научная библиотека

2. РЕЛЬЕФ КОРЕННЫХ ПОРОД ЭСТОНИИ И ЕГО РАЙОНИРОВАНИЕ

2.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД И ИСТОРИЯ ЕГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Современная поверхность коренных пород Эстонии является сложным палеогеоморфологическим образованием, несущим следы разнообразных и разновременных геолого-геоморфологических процессов, происходивших в основном в течении мезо-кайнозоя.

Во время длительного дочетвертичного континентального периода, продолжительность которого в Эстонии составляет около 350 миллионов лет, на поверхность коренных пород воздействовали разнообразные эрозионно-денудационные процессы, характер которых во многом зависел от тектонических движений и структурно-литологических особенностей пород. В результате этого к началу четвертичного периода на территории Эстонии сформировался сложный расчлененный рельеф, который был довольно высоко приподнят над уровнем Мирового океана (Орвику, 1960 б). Ледниковые покровы сильно повлияли на эту доплейстоценовую поверхность, изменяя местами ее морфологию до неузнаваемости.

Абсолютные отметки кровли дочетвертичных пород Эстонии колеблются от —145 (в погребенных долинах) до +166 м (на Хааньяской возвышенности), т. е. относительное превышение составляет 311 м. Эта величина сравнима с разницей высот современного рельефа суши (гора Суур-Мунамяги находится 318 м над уровнем современного моря).

В Северной Эстонии рельеф коренных пород является слегка волнистым, но все же довольно спокойным. В общем пологую поверхность осложняют Пандивереская возвышенность относительной высотой свыше 50 м и Северо-Эстонский глинт относительной высотой до 56 м. Древние долины врезаны здесь в коренные карбонатные породы на относительно небольшую глубину (в среднем 20—30, редко 40—50 м). Исключением являются долины на предглинтовой низине, где они местами врезаны в терригенные породы на глубине более 140 м.

В Южной Эстонии рельеф коренных пород является более сложным, чем в Северной Эстонии. Здесь развиты широкие и глубокие палеоврезы, которые разделяют песчаниковые плато как-будто на отдельные «острова». В Юго-Восточной Эстонии находится также самая высокая часть коренного рельефа — Хааньяская возвышенность, относительная высота которой составляет около 90 м.

Эстония находилась в зоне интенсивной экзарации плейстоценовых ледников и мощность четвертичных отложений, особенно в Северной Эстонии, здесь невелика. Это дало уже исследователям прошлого столетия возможность заметить основные черты рельефа коренных пород. Фр. Шмидт (Schmidt, 1854, 1858, 1865 и др.) первым обратил внимание на закономерную волнистость и возвышающийся к югу террасовидный характер рельефа коренных пород Эстонии. Северные края террас ограничены уступами, а к югу они постепенно понижаются. Он предполагал, что это вызвано длительной денудацией литологически неоднородных пород.

Первую схему распространения крупных форм рельефа коренных пород Эстонии опубликовал А. Таммеканн (Tammekann, 1928, 1949;

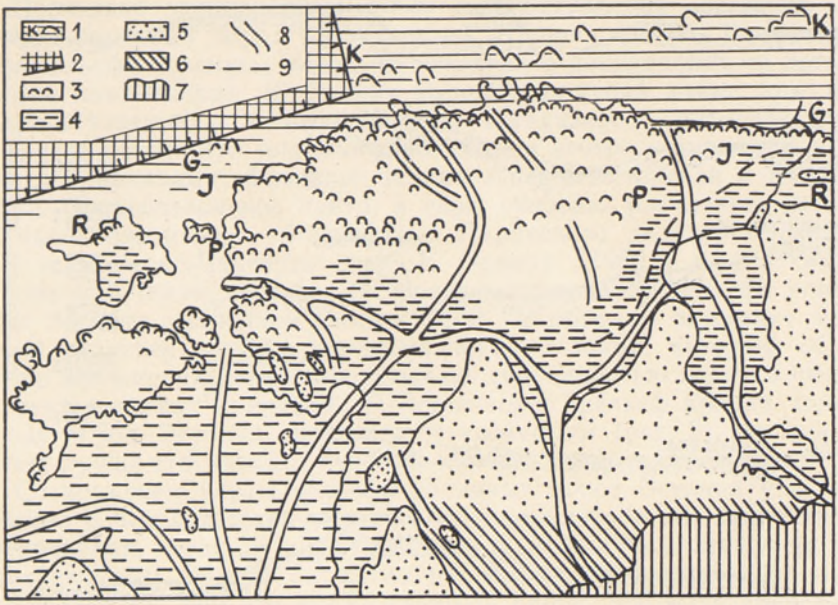


Рис. 8. Дочетвертичные долины и основные черты рельефа коренных пород по А. Таммекянну (Tammekann, 1949): 1 — Предглинтовая низина с подводными уступами (К—К) (в кембрийских песчаниках); 2 — грабен в устьевой части Финского залива; 3 — Северо-Эстонское карбонатное плато с уступами в породах; Северо-Эстонский глинт (G); йыхвиского горизонта (J); раквереского горизонта (R); поркуниского горизонта (P); 4 — Средне-Эстонские низины ледникового выпахивания и размыва (Рижского залива и Выртсъярвского и Чудского озер); 5 — Среднедевонские песчаниковые возвышенности (Западно-Курляндское, Сакалаское, Тартуское); 6 — низина у подножия Верхнедевонского карбонатного плато (ложбина Мустйые — Выру — Пиуза); 7 — Верхнедевонское карбонатное плато с изборским уступом; 8 — дочетвертичные долины; 9 — северная граница выходов среднедевонских пород.

Fig. 8. Prequaternary river-valleys and bedrock relief after A. Tammekann (1949): 1 — depression of the Gulf of Finland, with underwater scarps (K—K) (in Cambrian sandstones); 2 — depression in the estuary of the Gulf of Finland; 3 — North-Estonian carbonaceous plateau with scarps: G — North-Estonian Glint, J — Jõhvi Stage, R — Rakvere Stage, P — Porkuni Stage; 4 — Middle-Estonian wash-out plains (the Gulf of Riga and Võrtsjärv and Peipsi lakes); 5 — Middle Devonian elevations (West Courland, Sakala and Tartu); 6 — depression in front of Upper Devonian elevation (Mustjõe — Võru — Piusa Valley); 7 — Upper Devonian elevation with the Irboska scarp; 8 — Prequaternary river-valleys; 9 — north boundary of Middle Devonian outcrops.

рис. 8), который на своей схеме 1949 года выделил: 1) Предглинтовую низину с подводными уступами; 2) грабен в устьевой части Финского залива; 3) Северо-Эстонское плато с пластовыми уступами (Таллинский, Йыхвиский, Раквереский, Поркуниский и Адавереский); 4) Средне-Эстонские низины (Рижского залива, Выртсъярвского и Чудского озер) ледникового выпахивания и размыва; 5) Среднедевонские песчаниковые возвышения (Западно-Курляндское, Сакалаское и Тартуское); 6) низину у подножья Верхнедевонского карбонатного плато (ложбина

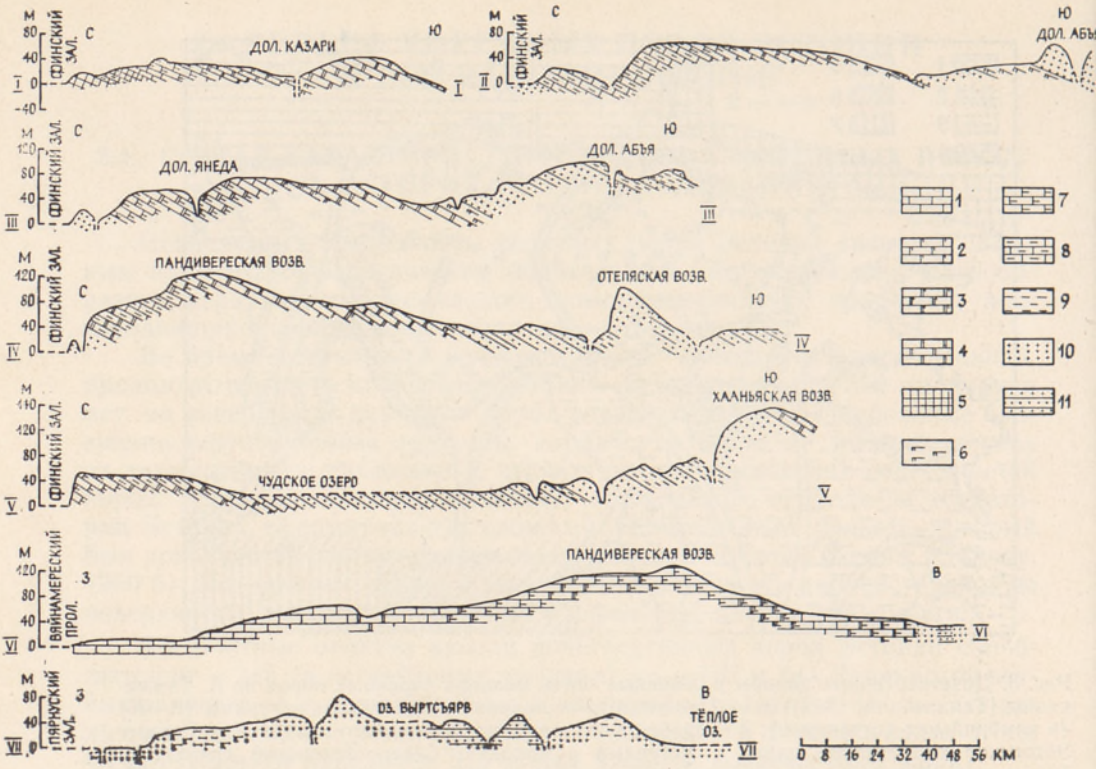


Рис. 9. Гипсографические профили рельефа коренных пород Эстонии с севера на юг (I—V) и с запада на восток (VI—VII); 1 — известняк; 2 — доломитистый известняк; 3 — известковый доломит; 4 — доломит; 5 — рифовый известняк; 6 — домерит (доломитовый мергель); 7 — карбонатные породы с глинистостью менее 15%; 8 — то же с глинистостью 15—20%; 9 — глина и алевролит; 10 — песчаник; 11 — слабо сцементированный песчаник. Расположение профилей см. на рис. 1.

Fig. 9. Hypsographic profiles of the Estonian bedrock surface from north to south (I—V) and from west to east (VI—VII): 1 — limestone; 2 — dolomitic limestone; 3 — calcareous dolomite; 4 — dolomite; 5 — reef limestone; 6 — domerite (dolomitic marl); 7 — carbonaceous rocks with clay matter less than 15%; 8 — the same, with clay matter 15—20%; 9 — clay and siltstone (aleurolite); 10 — sandstone; 11 — poorly cemented sandstone. For location see Fig. 1.

Мустйыэ — Выру — Пиуза); 7) Верхнедевонское карбонатное плато с Изборским уступом. На его схеме были показаны также древние долины, но довольно гипотетически и дальнейшими работами многие из них не были подтверждены. Он исходил из предположения, что благодаря неравномерному неотектоническому поднятию территории эти долины должны иметь в основном меридиальное или близкое к меридиальному простирание и должны быть приурочены к наиболее низким участкам древнего рельефа, в частности к центральным частям меридионально вытянутых впадин (Рижского залива, Выртсъярвского и Чудского озер).

Несколько дополненную схему распространения крупных форм рельефа коренных пород представил К. Орвику (1955). Расположение форм рельефа коренных пород он связывал с неоднородными литологическими комплексами. К. Орвику выделил на своей схеме три плато: Северо-Эстонское с возвышенностью Пандивере, Среднедевонское и Верхнедевонское. Эти плато ограничены на севере уступами и перемежаются с низинами: Финского залива, Средне-Эстонской и Выру-Пиузаской. Среднедевонское плато, в свою очередь, расчленено меридиональными низинами — Рижского и Пярнуского заливов, Выртсъярвского и Псковско-Чудского озер. К. Орвику (1960 а, б; Orviku, 1960) опубликовал также первую гипсографическую карту рельефа коренных пород Эстонии с сечением изогипс 20 м. Он обратил внимание на куэстовый характер рельефа коренных пород Эстонии, который обусловлен, по его мнению, литологической неоднородностью пород и спецификой тектонических движений. Действительно, рельеф кровли дочетвертичных пород Эстонии является ступенчатым (рис. 9), но, на наш взгляд, лучше его назвать куэстоподобным, нежели куэстовым.

Со временем карты рельефа коренных пород Эстонии уточнялись, особенно в результате крупно- и среднемасштабного геологического картирования, когда до коренного ложа и глубже было пробурено много новых скважин. Рельеф коренных пород республики оказался гораздо более сложным, чем это предполагалось ранее. Это вызвало необходимость выделить ряд новых крупных и средних форм рельефа коренных пород.

К. Каяк (1966, 1970) выдвинул дополнительно к выделенным А. Таммеканном (Tammekann, 1949) и К. Орвику (1955, 1960 а, б) крупным формам рельефа еще Западно-Эстонскую низину и ряд второстепенных элементов рельефа, в том числе Ахтмескую возвышенность и Лужско-Нарвскую и Оямааскую низины. К сожалению, он не объяснил, как отделить друг от друга Средне-Эстонскую, Лужско-Нарвскую, Выртсъярвскую и Средне-Эстонскую низины и Псковско-Чудскую впадину, которые на представленной им карте (рис. 10) показаны вместе.

В 1971 г. новая детальная карта рельефа коренных пород Северной Эстонии с изолиниями через 10 м была представлена А. Раукасом, Э. Ряхни и А. Мийделем (1971). В качестве новой формы рельефа ими была выделена возвышенность Западно-Эстонского архипелага.

Принципиально новую схему районирования рельефа коренных пород Восточно-Европейской равнины дал В. Исаченков (рис. 11). В Эстонии и на пограничных районах соседних территорий он выделил Рижскую и Псковско-Великорецкую низменности; Северо-Эстонскую возвышенность; Выртсъярвскую низину и Чудско-Псковскую котловину; Западно-Видземскую и Средне-Гауйскую равнины; Пандиверескую, Сакаласкую, Восточно-Отепяскую и Хааньяскую возвышенности. При выделении форм рельефа коренных пород он взял за основу ранее опубликованные карты, данные среднемасштабного геологического картирования и составленную им осредненную карту рельефа коренных пород (см. Tavast, Raukas, 1978). Но последняя карта ввиду своего слишком мелкого масштаба и недостаточной детальности для обоснованного районирования такой небольшой территории как Эстония не пригодна. Использование его схемы районирования затрудняется еще тем, что многие формы рельефа оставлены им без названий и границы между ними не вполне ясные.

В 1976 году Н. Свиридов, В. Литвин, А. Гайгалас и М. Репечка

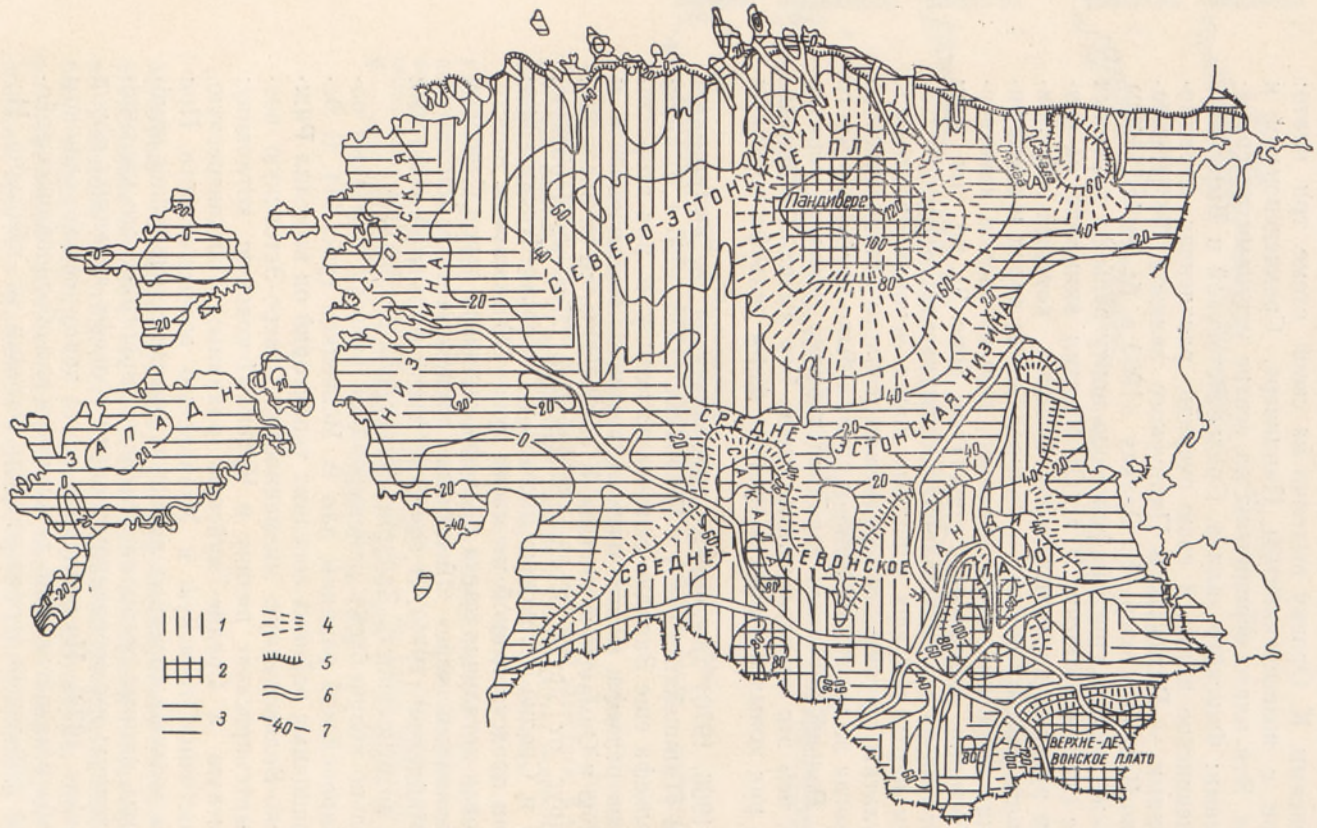


Рис. 10. Рельеф коренных пород и погребенные долины Эстонии по К. Каяку (1970): 1 — средние уровни плато (40—70 м); 2 — возвышенные участки плато (выше 70—80 м); 3 — низины (ниже 40—50 м); 4 — склоны плато и низин; 5 — глинт; 6 — древние погребенные долины; 7 — изолинии кровли дочетвертичных пород, проведенные через 20 м.

Fig. 10. Estonian bedrock relief and buried valleys after K. Kajak (Каяк, 1970): 1 — medium level of the plateau (40—70 m); 2 — bedrock elevations (over 70—80 m); 3 — bedrock lowlands (below 40—50 m); 4 — slopes of the plateau and depressions; 5 — glint; 6 — ancient buried valleys; 7 — isolines of the bedrock relief at intervals of 20 m.

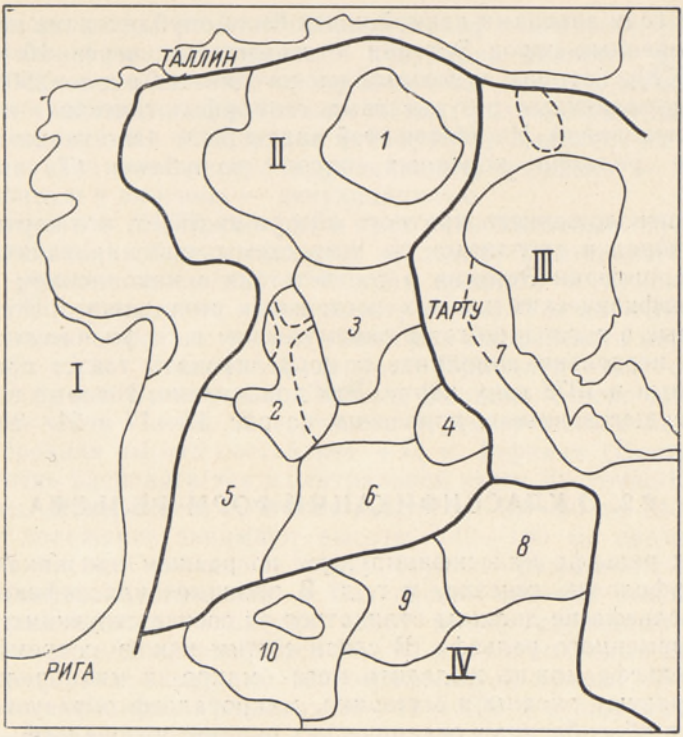


Рис. 11. Схема районирования рельефа коренных пород Эстонии по В. Исаченкову (вырезка из схемы районирования рельефа коренных пород Восточно-Европейской равнины, 1975). Крупные формы: I — Рижская низменность; II — Северо-Эстонская возвышенность; III — Псковско-Великорецкая низменность; IV — Латвийско-Белорусская возвышенность. Средние формы: 1 — Пандивереская возвышенность; 2 — Сакалаская возвышенность; 3 — Выртсъярвская низменность; 4 — Восточно-Отепяская возвышенность; 5 — Западно-Видземская равнина; 6 — Средне-Гауйская равнина; 7 — Псковско-Чудская котловина; 8 — Хааньяская возвышенность; 9 — Верхне-Гауйская седловина; 10 — Видземская возвышенность.

Fig. 11. Scheme of the regional division of Estonian bedrock relief after V. Issatchenkov (from the bedrock relief of the East-Europe plain, 1975). Large forms: I — Riga lowland; II — North-Estonian elevation; III — Pihkva — Velikoretskaya lowland; IV — Latvian — Byelorussian elevation; medium forms: 1 — Pandivere elevation; 2 — Sakala elevation; 3 — Lowland of Lake Võrtsjärv; 4 — East-Otepää elevation; 5 — West-Vidzeme plain; 6 — Middle-Gauja plain; 7 — Pihkva—Peipsi depression; 8 — Haanja elevation; 9 — Upper-Gauja saddle; 10 — Widzeme elevation.

(Свиридов и др., 1976) опубликовали карту изогипс дочетвертичного рельефа Балтийского региона, которая в районе Балтийского моря основывается на результатах сейсмических исследований (рис. 8). К сожалению, заложенные ими сейсмические профили не охватывают Моонзундского пролива (Вяйнамери) и прибрежных районов Эстонии, в связи с чем предложенные ими на этой карте изогипсы являются довольно ориентировочными.

В 1978 году авторами данной книги была опубликована новая карта рельефа коренных пород Эстонии с изогипсами через 10 м (Tavast, Raukas, 1978), которая основывалась на данных около 2500 буровых скважин, дополненных результатами геоморфологических и геофизических исследований. На основе этой карты было дано также новое районирование рельефа коренных пород республики (Tavast, Raukas, 1978).

Из вышеизложенного краткого обзора явствует, что карты рельефа коренных пород и сделанные по ним схемы районирования древнего рельефа территории Эстонии в соответствии с накоплением новых буровых и геофизических данных постепенно уточнялись и пополнялись. Накопленные в последние годы геологические и геофизические сведения позволяют несколько дополнить и коррелировать также представленную авторами в 1978 году карту. Эти дополнения, которые в целом являются несущественными, приведены на рис. 13—17 и 21—24.

2.2. О КЛАССИФИКАЦИИ ФОРМ РЕЛЬЕФА

Формы рельефа классифицируются по разным признакам: по размерам, морфологии, генезису и т. д. В принципе классификации форм древнего рельефа не должны отличаться от соответствующих классификаций современного рельефа. В связи с этим как в современном, и в древнем рельефе можно выделить мега-, макро- и микрорельеф: мегарельеф образуют океаны и материки, макрорельеф образуется из горных цепей и обособленных океанических впадин, мезорельеф — из форм относительной высотой 10—100 м. Формы рельефа относительной высотой менее 10 м образуют микрорельеф.

Рельеф коренных пород Эстонии является довольно слабо расчлененным и относительные высоты небольшие. Поэтому при разграничении форм древнего рельефа здесь всегда делалось ряд уступков, которые учтены и в данной книге.

Достаточно обширные участки рельефа поверхности коренных пород с одинаковым геологическим строением и близкими высотами в Эстонии традиционно считаются *крупными формами*. С окружающими территориями эти «крупные» формы имеют более или менее ясные границы. Примером могут служить Виру-Харьюское плато и Средне-Эстонская низина. *Средними формами* рельефа соответственно являются расчленяющие плато и низины возвышенности и возвышения, а также крупные палеоврезы.

Мелкими формами рельефа мы считаем расчленяющие крупные и средние формы образования относительной высотой или глубиной порядка 2—10 м (например, пластовые возвышения и низины).

К микроформам мы относим формы рельефа относительной высотой или глубиной до 2 м, например, ледниковые борозды, мелкие карстовые воронки и др. Часто на поверхности коренных пород имеются микроформы, относительные высоты или глубины которых замеряются всего лишь сантиметрами или миллиметрами (например, ледниковые шрамы).

Формы рельефа коренных пород Эстонии составляют неотъемлемую часть соответствующих форм рельефа всей Восточно-Европейской платформы и в связи с этим при их разграничении необходимо учитывать геологическое строение и опыт районирования платформы в целом.

На северо-западе этой платформы рельеф коренных пород в результате длительной доплейстоценовой денудации является ступенеобразным, понижаясь в общем в сторону Балтийского моря. Наиболее крупные ступени обычно рассматриваются как разновозрастные полигенетические ступени. Ю. Мещеряков (1964, 1965) выделяет на этой территории лишь две поверхности выравнивания, верхнюю — абразионно-денудационную и нижнюю — денудационную.

В. Исаченков (1975) говорит о трех разновысотных ступенях. Нижняя (Балтийская) ступень занимает котловину Балтийского моря, прилежащие участки побережья и бассейн среднего и нижнего течения р. Неман. Поверхность ее имеет высоту от —150 м до +10 м, средняя высота на суше —4 м, а с учетом акватории Балтийского моря — —30—40 м абс. отм. Средняя Белорусско-Прибалтийская ступень занимает почти всю Белоруссию, Латвию, Эстонию, северо-запад РСФСР и северную часть Литвы. Поверхность ее имеет высоту от —100 м до +140 м, средняя высота составляет +71 м. Верхняя (Центрально-Русская) ступень располагается в центральной части Восточно-Европейской платформы. Поверхность ее имеет высоту от 60—80 до 240 м, господствующее положение занимают высоты 140—180 м, средняя высота составляет 160 м. Отмеченные выше ступени разделяются соответственно Валдайско-Днепровским и Балтийским скатами высотой до 50—100 м. Максимальная амплитуда высот между ступенями составляет около 100 м, а средняя равняется 50—60 м. Составленные В. Исаченковым по средним показателям гипсографические кривые обнаруживали значительные изломы на высотах 30—40 и 120 м и ощутимые на высотах 0, 70—80 и 160 м абс. отм.

Исходя из сказанного В. Исаченков (1975) предлагал считать при анализе поверхности коренных пород основными рубежами изогипсы 40 и 120 м абс. отм. Первая взята за основу при разграничении крупных форм древнего рельефа также авторами настоящей книги. Вторым рубежом нами выбрана 80-метровая изогипса, которая хорошо разграничивает средние формы древнего рельефа. Если возвышенные части рельефа коренных пород превышают эту высоту, то они называются возвышенностями (например, Пандивереская и Хааньяская возвышенности), а если уступают, то возвышениями (например, Средне-Сааремааское возвышение на Западно-Эстонской низине).

Отмеченные выше рубежи не имеют однозначного возрастного и геологического содержания и поэтому, разумеется, являются условными и довольно формальными. Они ведь отражают современное высотное положение рельефа коренных пород и в них не проявляются неравномерные неотектонические движения земной коры. По последней причине определение возраста имеющихся ступеней является нелегкой задачей. Согласно взглядам Б. Можаева (1973) верхняя ступень 150—200 м над современным уровнем моря имеет, вероятно, палеогеновый возраст, средняя ступень высотой 0—25 м в Литве и 100—125 м в Псковской области — миоценовый и нижняя ступень высотой в основном 25—50 м ниже уровня моря — раннеплиоценовый.

Если речь идет уже о конкретных формах рельефа, то здесь целесообразно говорить лишь о дочетвертичных, плейстоценовых или ледниковых и голоценовых или послеледниковых образованиях, не выделяя разновозрастные дочетвертичные формы. К тому же последние в чистом виде уже нигде не встречаются. Их выделение оправдано только в том случае, если основные первичные признаки этих форм еще сохрани-

лись. Примером могут служить глубокие маргинальные долины, формообразующие морфологические черты которых явно унаследованы еще от доледникового времени.

В рельефе коренных пород наблюдается большое разнообразие отрицательных и положительных форм и найти для каждого из них подходящее название — тоже задача нелегкая. Часто это зависит от генезиса формы. Основываясь на чисто морфологических показателях, мы различаем более или менее изометрические (холмы, воронки и др.) и линейно-вытянутые (гряды, ложбины и др.) в плане формы, дополняя по мере необходимости название характерными признаками формы (например, платообразный или куполообразный холм). По крутизне склонов мы выделяем очень пологосклоновые — до 10°, пологосклоновые — 10—15°, крутосклоновые — 15—20° и очень крутосклоновые формы — более 20°. Кроме элементарных форм нередки двух- или даже многоярусные образования, где на едином остове наблюдаются второстепенные формы разного генезиса (например, на платообразном холме эрозионно-денудационного генезиса встречаются усложненные карстовыми воронками экзарационные валообразные гряды).

По ведущему фактору образования среди форм коренного рельефа выделяются эрозионно-денудационные, экзарационные, тектонические, карстовые, абразионные, космогенные и техногенные. Лишь мелкие и небольшие средние формы могли образовываться под воздействием одного рельефообразующего фактора. Большинство форм, несомненно, имеют сложное, полигенетическое происхождение, что значительно осложняет их классификацию.

2.3. РАЙОНИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ КОРЕННЫХ ПОРОД И ХАРАКТЕРИСТИКА ВЫДЕЛЕННЫХ РАЙОНОВ

На основе новейших сведений по гипсометрии подчетвертичной поверхности и используя опыт предшествующих районирований (Tammekann, 1949; Орвику, 1955; Каяк, 1966, 1970; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971 и др.), нами в рельефе коренных пород Эстонии выделяются следующие крупные формы рельефа (рис. 12): I — Предглинтовая низина (впадина Финского залива); II — Западно-Эстонская низина; III — Виру-Харьюское плато; IV — Девонское плато; V — Средне-Эстонская и Выртсъярвская низины, VI — Псковско-Чудская впадина; VII — Валгаская низина с низиной Юго-Восточной Эстонии. В качестве крупной формы мы рассматриваем также Северо-Эстонский глинт.

Крупные формы коренного рельефа осложняются средними формами рельефа (Пандивереская, Южно-Сакалаская, Отепяская и Хааньяская возвышенности, Ахтмеское, Средне-Сааремааское, Карулаское и Кокораское возвышения, Нываская, Ноароотсиская и другие низины).

2.3.1. ПРЕДГЛИНТОВАЯ НИЗИНА (ВПАДИНА ФИНСКОГО ЗАЛИВА)

Между современным берегом Финского залива и уступом Северо-Эстонского глинта расположена узкая Предглинтовая низина (рис. 13) — южная окраина впадины Финского залива. Ширина Предглинтовой низины составляет от нескольких десятков метров (например, в Тюрисалу) до 15—17 км (на п-овах Пяриспеа и Юминда). Наиболее широ-

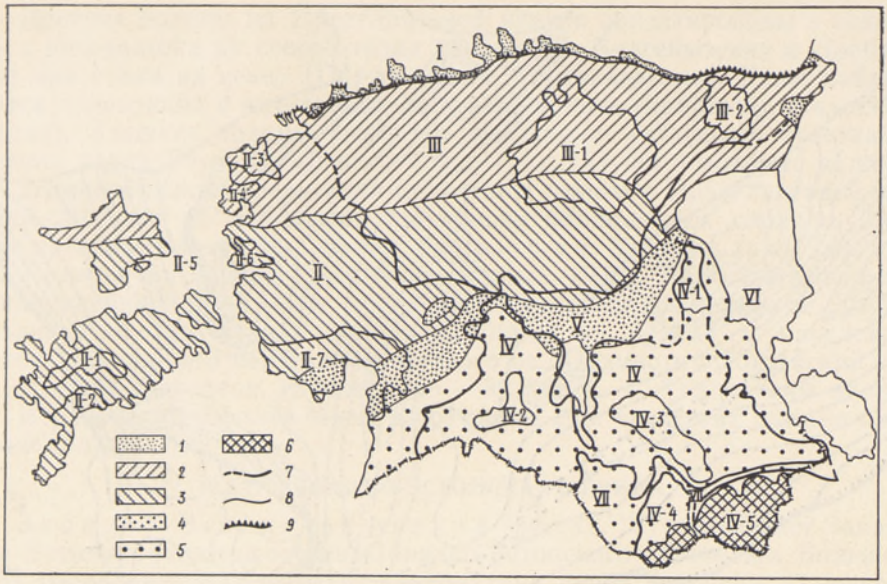


Рис. 12. Формы рельефа коренных пород Эстонии на фоне выходов литологических комплексов пород: 1 — песчаники и глины кембрия; 2 — известняки и доломиты ордовика; 3 — известняки и доломиты силура; 4 — песчаники, алевролиты, мергели, доломиты и глины пярнуского и наровского горизонтов среднего девона; 5 — пестроцветная толща песчаников, алевролитов и глин среднего и верхнего девона; 6 — известняки и доломиты верхнего девона; 7 — границы крупных форм рельефа коренных пород; 8 — границы средних форм рельефа коренных пород; 9 — Северо-Эстонский глинт. I — Впадина Финского залива; II — Западно-Эстонская низина: 1 — Средне-Сааремааское возвышение, 2 — Сырвеская, 3 — Нываская, 4 — Ноароотсиская, 5 — Вяйнамереская, 6 — Матсалуская и 7 — Пярнуская низины; III — Виру-Харьюское плато: 1 — Пандивереская возвышенность, 2 — Ахтмеское возвышение; IV — Девонское плато: 1 — Кокораское островное возвышение, 2 — Южно-Сакалаская возвышенность, 3 — Отепяская возвышенность, 4 — Карулаское возвышение, 5 — Хааньяская возвышенность; V — Средне-Эстонская и Выртсъярвская низины; VI — Псковско-Чудская впадина; VII — Валгаская низина с низиной Юго-Восточной Эстонии.

Fig. 12. Main forms of Estonian bedrock relief on the background of lithological complexes: 1 — Cambrian sandstone and clay; 2 — Ordovician limestone and dolomite; 3 — Silurian limestone and dolomite; 4 — Middle Devonian sandstone, siltstone (aleurolite), marl, dolomite and clay of Pärnu and Narva stages; 5 — Middle and Upper Devonian multicoloured strata of sandstone, siltstone (aleurolite) and clay; 6 — Upper Devonian limestone and dolomite; 7 — boundaries of the large bedrock forms; 8 — boundaries of the medium forms; 9 — North-Estonian Glint. I — Depression of the Gulf of Finland; II — West-Estonian lowland: 1 — Middle-Saaremaa eminence, 2 — Sõrve, 3 — Nõva, 4 — Noarootsi, 5 — Väinameri, 6 — Matsalu and 7 — Pärnu lowlands; III — Viru — Harju plateau: 1 — Pandivere elevation, 2 — Ahtme eminence; IV — Devonian plateau: 1 — Kokora insular eminence, 2 — South-Sakala elevation, 3 — Otepää elevation, 4 — Karula eminence, 5 — Haanja elevation; V — Middle-Estonian lowland and depression of Lake Võrtsjärv; VI — depression of Pihkva and Peipsi lakes; VII — Valga and South-East Estonian lowlands.

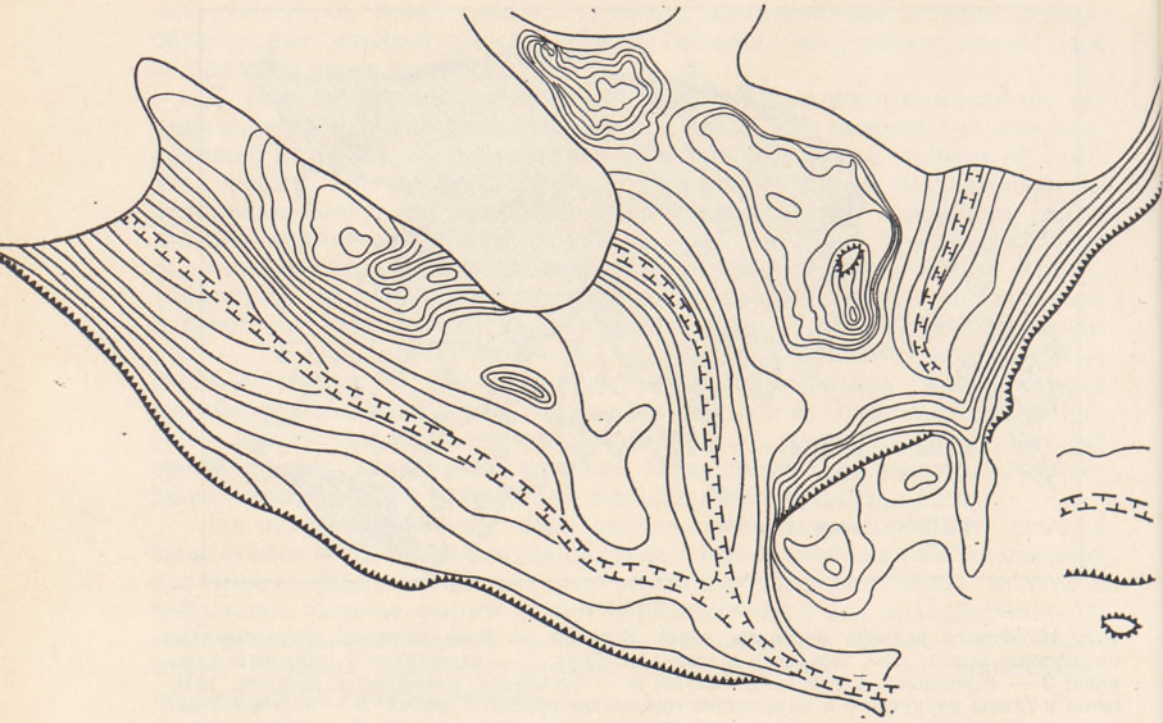


Рис. 14. Рельеф коренных пород Предглинтовой низины в г. Таллине: 1 — изогипсы; 2 — погребенные долины; 3 — Северо-Эстонский глинт; 4 — островное возвышение Тоомпеа (Künnapuu, Raukas, Tavast, 1982)

Fig. 14. Bedrock relief of the Fore-Glint depression in Tallinn: 1 — isolines; 2 — buried valleys; 3 — North-Estonian Glint; 4 — insular eminence of Toompea (Künnapuu, Raukas, Tavast, 1982).

кой она является между Таллином и Кальви и севернее г. Нарвы. Западнее Таллина и на участке от Кальви до Вайвара глинт подходит близко к морю и предглинтовая низина суживается или сходит на нет, несколько расширяясь только в глинтовых бухтах (Пуртсе, Пюхайыги и др.).

На Предглинтовой низине под четвертичными отложениями распространяются легкоэродируемые песчаники, алевролиты и глины кембрия и венда (рис. 24). Поверхность коренных пород на Предглинтовой низине в большой части находится на абсолютной высоте от —20 до +20 м, и она слегка наклонена в сторону Финского залива. В довольно пологую поверхность низины врезаются древние долины, глубина которых достигает 100—120 м (Валгейыэ —101 м, Вяэна-Йыэсуу —127 м; Суур-Прангли —123 м), а в отдельных случаях и больше (Харку —145 м). Наряду с такими глубокими долинами имеются такие, дно которых находится лишь на 10—15 м ниже уровня моря (например, Кундаская и Пуртсеская — —15 м; рис. 43). Ширина древних долин обычно составляет 900—1500 м. Преобладают корытообразные поперечные сечения с крутизной склонов порядка 15°.

Древние долины на Предглинтовой низине ориентированы в основном с юго-востока на северо-запад (например, Валгейыэская и Лообуская) или с юга на север (Пуртсеская и Меривяльяская). Реже наблюдается ориентация с юго-запада на северо-восток (например, Падаская долина). Здешние долины являются в основном устьевыми участками древних долин Виру-Харьюского плато (рис. 13), но некоторые долины или долинообразные врезы видимо связаны только с Предглинтовой низиной. Местами на небольшой территории наблюдается сложная система древних погребенных долин, например в г. Таллине (рис. 14), где установлены три долины (Künnapuu, Raukas, 1976). Наиболее западная из них, глубиной до —145 м, протягивается через современное оз. Харку в залив Какумяэ, вторая долина глубиной до —123,4 м прослеживается от западного берега современного оз. Юлемисте в Коплиский залив и самая восточная, глубиной до —80,7 м — в Таллинский залив. В районе Меривялья-Мяхе встречается еще четвертая долина глубиной дна до —129,8 м.

2.3.2. ЗАПАДНО-ЭСТОНСКАЯ НИЗИНА

Западно-Эстонская низина (рис. 15, 16) охватывает Западную Эстонию, включая острова Западно-Эстонского архипелага. Бóльшая часть расположена на выходах карбонатных пород ордовика и силура, меньшая часть (на юге) на выходах девонских терригенных пород (рис. 24). Поверхность низины является довольно пологим. Относительная высота средних и мелких форм рельефа здесь редко превышает 20 метров; лишь в погребенных долинах наблюдаются глубины до нескольких десятков метров.

На Западно-Эстонской низине в целом преобладают абсолютные отметки от —20 до +20 м. Большая часть поверхности коренных пород низины находится на отметках, близких к уровню моря. Только в центральной части о-ва Сааремаа абсолютные отметки ее превышают +20 м (Средне-Сааремааское возвышение) и в крайней восточной части низины они достигают +40 м.

Поверхность низины расчленена погребенными долинами, дно которых находится от нескольких десятков метров (долина Казари) до —122 м (Абъяская долина у с. Треймани) под уровнем современного моря. Ориентированы они в основном в широтном или субширотном направлении (рис. 16). Судя по конфигурации подводных блюдцеобразных желобов, в центральной части Вяйнамери возможно присутствие также некоторых меридионально расположенных долин (Tammekann, 1949 и др.), но бурением и геофизическими исследованиями они пока еще не обнаружены.

Самой крупной и глубокой из здешних погребенных долин, как уже указывалось, является Абъяская долина, которая, по всей вероятности, продолжается на дне Рижского залива (рис. 42). Довольно глубокие долины находятся еще в окрестностях г. Пярну и пос. Уулу. Дно Пярнуской долины к востоку от Пярну имеет аблсолютные отметки —32 и —24 м под уровнем моря, а на по-ове Тыстамаа, куда она, видимо, протягивается, до —62 м. Дно погребенной долины Уулу близ одноименного поселка имеет глубину свыше —44 м. Эти две долины, вероятно, соединяются на дне Пярнуского залива и направляются затем на юг, где соединяются с Абъяской долиной (рис. 42). Надо отметить, что на п-ове Сырве имеется отрезок погребенной долины с абсолютными отметками дна до —92,4 м. Можно предположить, что она принадлежит к единой

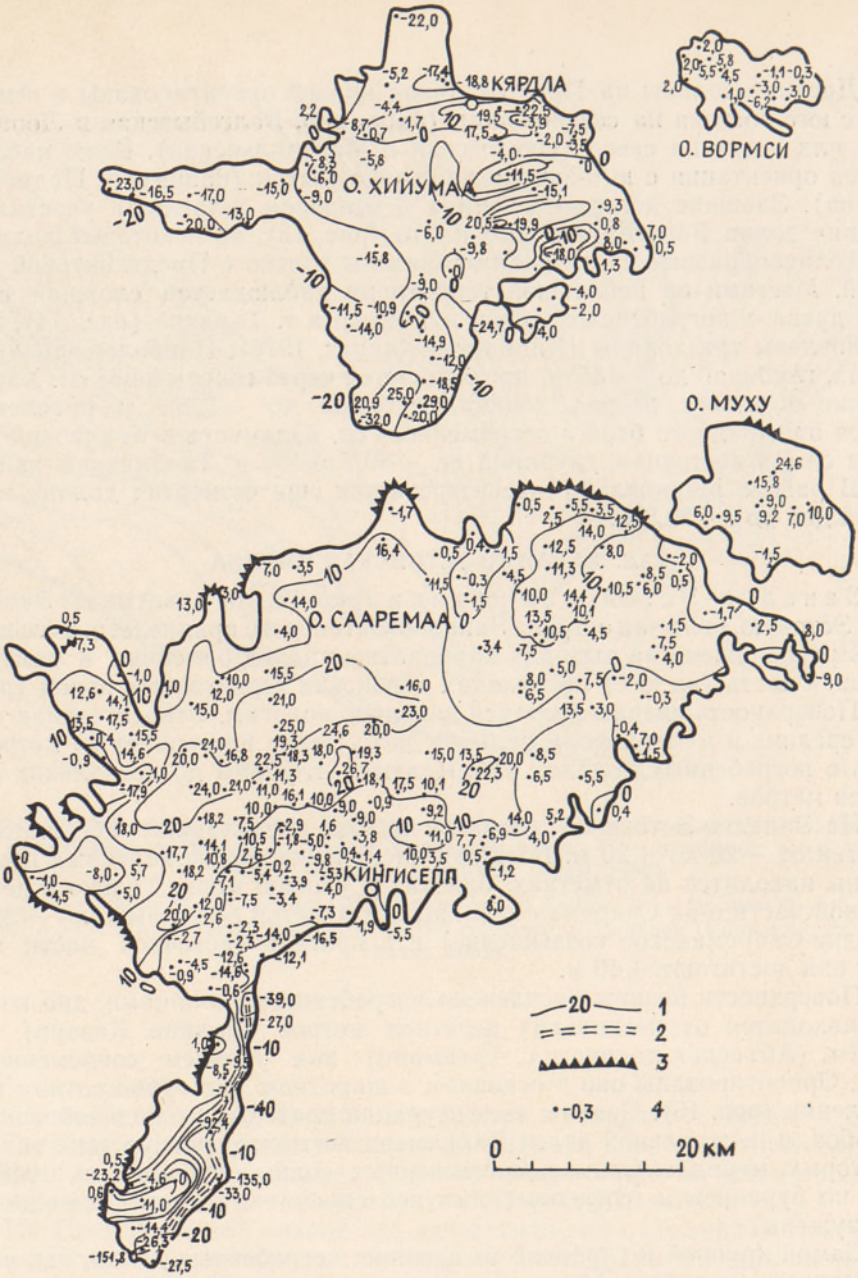


Рис. 15. Рельеф коренных пород Западно-Эстонского архипелага: 1 — изогипсы; 2 — погребенные долины; 3 — важнейшие клифы; 4 — буровые скважины с абсолютной отметкой поверхности коренных пород.

Fig. 15. Bedrock relief of the West-Estonian Archipelago: 1 — isolines; 2 — buried valleys; 3 — cliffs; 4 — boreholes with the absolute height of the bedrock surface.

Рис. 16. Рельеф коренных пород материковой части Западно-Эстонской низины: 1 — изогипсы; 2 — погребенные долины; 3 — важнейшие клифы; 4 — буровые скважины с абсолютной отметкой поверхности коренных пород.

Fig. 16. Bedrock relief in the continental part of the West-Estonian lowland: 1 — isolines; 2 — buried valleys; 3 — cliffs; 4 — boreholes with the absolute height of the bedrock surface.

ПАЛДИСКИ
ХААПСАЛУ
ПЯРНУ
1
2
3
4
0
20 км

системе долин на дне Балтийского моря и служит здесь продолжением Абъяской долины.

В средней части Западно-Эстонской низины на выходах легко эродируемых яаниских мергелей расположена широкая и неглубокая Казариская долина. Дно ее в материковой части республики находится на отметках до —24 м ниже уровня моря. Долина, вероятно, продолжается на дне Вяйнамери под Соэласким заливом. На самом берегу моря дно ее составляет —14 м, а дальше на запад, в южной части о-ва Хийумаа, дно его погружается до —32 м под уровнем моря.

Кроме погребенных долин, на Западно-Эстонской низине находятся некоторые замкнутые впадины, площадь которых достигает нескольких квадратных километров. Глубина и размеры их разные. Чаще всего глубина таких впадин составляет порядка 10 м, реже до 35 метров или больше.

Учитывая довольно большие морфологические различия и значительные размеры Западно-Эстонской низины, ее более подробную характеристику целесообразно дать по отдельным районам.

На современном о-ве Хийумаа высота рельефа поверхности коренных пород небольшая (рис. 15). Значительная часть коренного острова расположена намного ниже современного уровня моря или близка к нулевой изобазе. Положительные отметки до +22,5 м к юго-востоку от г. Кярдла в районе Палукюла связаны неотектонически активной Палукюлаской структурой (Вахер, Раукас, Таваст, 1980), где в фундаменте установлено поднятие длиной 4—5 км и шириной около 1 км (Viiding и др., 1969). В других местах острова положительные отметки встречаются спорадически и четких структур не вырисовывается.

Абсолютная высота рельефа коренных пород на о-ве Вормси (рис. 15) близка к нулевой изобазе. Максимальная высота (около 10 м) установлена в западной части острова на скальном друмлине Хуйтберг, который выпрепарирован из биогерма пиргуского горизонта. Вся восточная часть коренного остова острова находится под уровнем моря, близ деревни Свиби на глубине до —12 м (Laasi, 1940).

Учитывая широкое распространение отрицательных отметок поверхности коренных пород в пределах современных о-вов Хийумаа и Вормси, а также в районе Вяйнамери, нами весь этот район назван Вяйнамерискоей низиной (Tavast, Raukas, 1978), охватывающей кроме упомянутых выше районов также прилегающие низменные районы о-вов Сааремаа и Муху. На этой низине прослеживаются отдельные мелкие возвышения, подобно биогерме Хуйтберг на о-ве Вормси.

Следует отметить, что весь коренной остов о-ва Муху является по существу крупным пластовым возвышением, осложненным более мелкими возвышениями, связанными главным образом с твердыми биогермовыми известняками яагарахуского горизонта силура. К числу таких «биогермовых возвышений» относятся биогермы Каутлику, Раннанийди, Пюссина, Пеэду, Юйгу (фото 1), Тупенурме и Лехтметса Кивимулгумяги. По поперечному профилю остов острова является пологосклоновым слегка выпуклым возвышением, которое в северной центральной части острова на Тупенурмеской биогерме достигает 24 м выше уровня моря.

Абсолютные высоты коренного остова на о-ве Сааремаа колеблются в основном в пределах от современного уровня моря до +20 м (рис. 15), достигая в центральной части острова +26,7 м. Центральная возвышенная часть острова с абсолютными отметками более 20 м рас-

сматривается в качестве Средне-Сааремааского возвышения (рис. 12). В современном рельефе к этому возвышению приурочена Центральная возвышенность о-ва Сааремаа или Западно-Сааремааская возвышенность, простирание которой все же отличается от простирания коренного остова. Обусловлено это тем, что рельеф ледникового ложа в плейстоцене существенно препятствовал движению ледника, вызывая неравномерное нагромождение ледниковых отложений в виде извилистой конечной морены (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

В южной части о-ва Сааремаа в рельефе коренных пород прослеживаются упомянутые выше участки древних погребенных долин с абсолютными отметками дна на полуострове Сырве до —92,4 м. С учетом того, что здесь вообще преобладают отрицательные отметки (в среднем —5 — —15 м), вся примыкающая к современному полуострову Сырве южная часть о-ва Сааремаа выделена нами в качестве самостоятельной Сырвеской низины.

В материковой части Западно-Эстонской низины нами выделяются небольшие Нываская, Ноароотсиская, Матсалуская и Пярнуская низины (рис. 12). Все они расположены ниже современного уровня Балтийского моря.

Поверхность коренных пород в пределах Нываской низины обычно находится на абсолютных отметках от —4 до —6 м, а в средней части низины местами имеются глубины до —17 м.

Несколько южнее от упомянутой выше низины расположена Ноароотсиская низина, которая отделяется от первой вытянутым в субширотном направлении мелким (до +10 м абс. отм.) возвышением. Поверхность низины довольно плоская, но средняя часть ее все же несколько выше (абс. отм. от —3 до —1 м) по сравнению с северной (абс. отм. до —10 м) и южной (абс. отм. до —16 м) частями.

В пределах Матсалуской низины абсолютные отметки поверхности коренных пород чаще всего составляют —3 — —6 м. На южной границе этой низины расположена Казариская погребенная долина, которая, как уже было отмечено, продолжается на дне Моонзундского пролива.

Поверхность коренных пород Пярнуской низины расчленена значительно больше и относительные высоты здесь колеблются в больших пределах (рис. 16). Абсолютная высота рельефа поверхности коренных пород в среднем составляет здесь от —5 до —15 м, но в погребенных долинах доходит до —60 м. Кроме долин здесь наблюдаются, видимо, еще некоторые довольно глубокие замкнутые впадины. Поверхность низины понижается в западном направлении.

Характерной для Западно-Эстонской низины средней формой древнего рельефа является Западно-Эстонский или силурийский глинт (рис. 16). Он выработан в основном в породах яагарахуского горизонта нижнего силура, который помимо твердых биогермов содержит также сравнительно легко эродируемые доломиты. К тому же в низах уступов выходят неустойчивые мергели яаниского горизонта, что вызывает отрывочное распространение глинта, так как до наших дней здесь сохранились в основном лишь его наиболее устойчивые участки в виде биогермовых известняков.

Западно-Эстонский глинт нигде не образует такого беспрерывного уступа как Северо-Эстонский. Он начинается у пос. Кергу и прослеживается на протяжении 170 км на запад до северо-западного берега о-ва Сааремаа, где его последним звеном являются о-ва Вайка и Вильзанди.

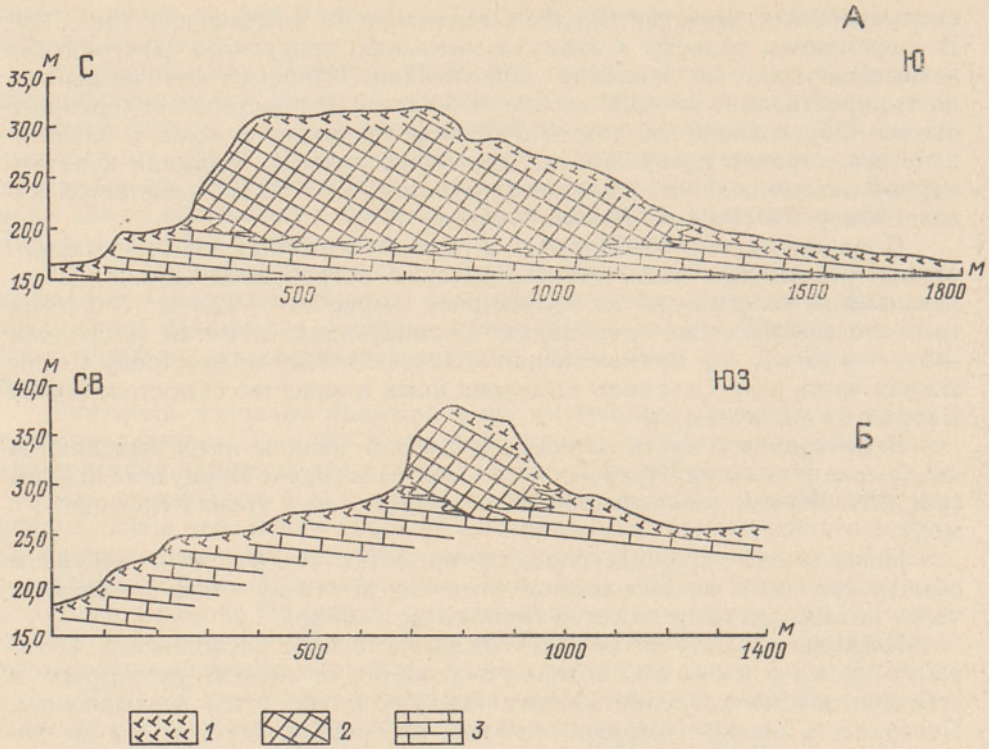


Рис. 17. Геологические разрезы характерных пластовых возвышений, связанных с силурийскими биогермами: А — Кирбла, Б — Михкли-Салумяги: 1 — четвертичные отложения; 2 — биогермный доломит яагарахуского горизонта нижнего силура; 3 — известняк яаниского горизонта нижнего силура.

Fig. 17. Geological structure of Kirbla (A) and Mihkli—Salumägi (Б) bedrock eminences connected with Silurian bioherms: 1 — Quaternary deposits; 2 — Lower Silurian bioherm dolomite of the Jaagarahu Stage; 3 — Lower Silurian limestone of the Jaani Stage.

Далее глинт продолжается по дну Балтийского моря. Снова его можно наблюдать на северном и западном берегах о-ва Готланд. На территории Эстонии он представлен отдельными остаточными возвышениями и бугорками. Местами глинт покрыт четвертичными отложениями или отсутствует вообще.

По морфологии Западно-Эстонский глинт подразделяется на четыре части (Aaloe, Miidel, 1967). Первую образуют мелкие бугорки между Кергу и Пярну-Яагупи. Биогермы являются здесь относительно небольшими, высотой порядка 0,5—1 м, максимально до 6 м (например, биогерм у дер. Линнамаа). Диаметр их составляет в среднем 2 м.

Вторую часть образуют биогермы от пос. Михкли до берегов Суур-Вяйн. На этом участке биогермы несколько больше по площади и уступы более крутые, хотя по высоте редко превышают 6—7 м. Наиболее крупными являются клифы вблизи пос. Кирбла (рис. 17А, фото 2), Михкли (Михкли-Салумяги, рис. 17Б) и Авасте. Некоторые биогермы, как Салевере и Мыйзакюла-Салумяги (отн. высота до 15 м) преобразованы

плейстотценовыми ледниками в своеобразные скальные друмлины (фото 3), в северной, более высокой части которых расположена твердая биогерма, а за ней в виде суживающегося хвоста находится пониженная часть друмлина или друмлиноида.

Третью часть образуют разнотипные клифы на о-ве Муху. Некоторые из них имеют относительную высоту лишь 2—5 м (Каутлику, Раннанийди и др.). Самым высоким (до 6 м) клифом является Юйгу панк (фото 1) у дер. Калласте, где его можно проследить на протяжении 300 м. На стенке клифа имеются доработанные человеком волноприбойные ниши (фото 4).

Четвертую часть Западно-Эстонского глинта образуют клифы на о-ве Сааремаа. Среди множества разнообразных клифов особого внимания заслуживает самый высокий из них — Мустъялаский или Пангаский клиф (фото 5). Он представляет собой отвесный обрыв длиной 2,5 км и высотой до 21,3 м. В южной части клиф имеет два уступа. Его нижнюю часть образуют тонкослоистые мергели яниского горизонта, верхнюю — толстослоистые сильно трещиноватые глинистые доломиты этого же горизонта. В самой верхней части клифа пластинчатые доломиты чередуются с красными биогермовыми доломитами яагарахуского горизонта (рис. 18).

Относительная высота других клифов о-ва Сааремаа (Ойу, Парамая, Тагалахе и др.) составляет в среднем 2—3,5 м. К числу крупнейших относится еще Суурикуский клиф (8 м), который как и Мустъялаский представлен вертикальным обрывом.

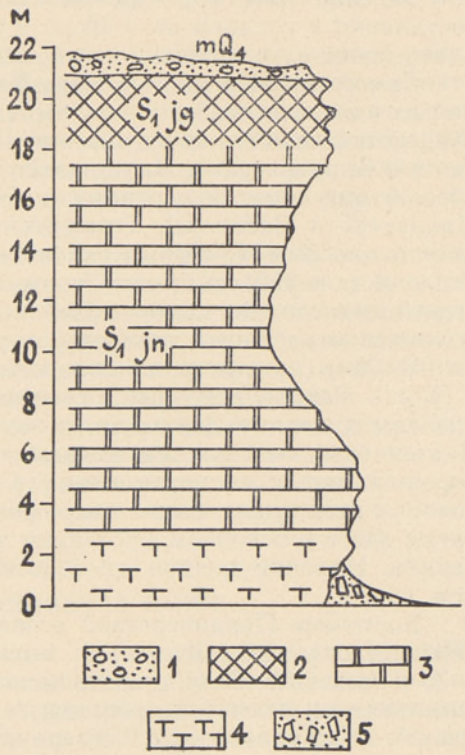


Рис. 18. Схематический геологический разрез Мустъялаского клифа: 1 — четвертичные отложения; 2 — биогермный известняк; 3 — доломит; 4 — мергель; 5 — осыпь.

Fig. 18. Geological structure of Mustjala Cliff: 1 — Quaternary deposits; 2 — biohermian limestone; 3 — dolomite; 4 — marl; 5 — hillside waste.

Поверхность Западно-Эстонской низины расчленена также разными мелкими формами рельефа: пластовыми возвышениями и низинами, карстовыми формами и др. Морфология и происхождение этих форм более подробно рассматривается в следующей главе, там же рассматриваются и разные микроформы.

Ввиду того, что карбонатные породы на Западно-Эстонской низине залегают близко от поверхности, рельеф коренных пород там в значительной мере видоизменен человеком. Благоприятные горногеологические условия облегчали заложение в коренные карбонатные породы карьеров строительных материалов (фото 6).

Крупные карьеры строительного камня имеются в Каарма, а щебня — в Падизе, Румму, Вазалемма, Анелма и Коонга (Teedumäe, 1976). Площадь этих карьеров составляет 100—1000 га, глубина — несколько метров. В заброшенных карьерах в настоящее время местами находятся озера (например, Яагараху и Вазалемма) с площадью до 10 га.

На о-ве Сааремаа в рельефе коренных пород имеются уникальные формы в виде метеоритных кратеров (Аалоэ, 1963; Aaloe, 1968 и др.).

2.3.3 ВИРУ-ХАРЬЮСКОЕ ПЛАТО

Границей Виру-Харьюского плато и Западно-Эстонской низины принята в общем изогипса 40 м, но условно в состав плато включены также граничащие с Северо-Эстонским глинтом более низкие территории, лежащие южнее глинта в Северо-Западной и Северо-Восточной Эстонии (рис. 13). Абсолютные высоты на Виру-Харьюском плато составляют в среднем от +40 до +60 м. Поверхность в восточной части плато более расчлененная, чем в западной.

Самой высокой частью Виру-Харьюского плато является Пандивереская возвышенность, где абсолютные отметки рельефа коренных пород местами превышают 130 м (например, в окрестностях Леокюла и Виру-Яагупи). На довольно большой территории возвышенности абсолютные отметки коренных пород составляют порядка 120 м (близ Пандивере и Лебавере). Относительная высота возвышенности составляет около 60 м. Северный склон является несколько более крутым, но в целом поверхность полого повышается в сторону центральной части возвышенности. Больших колебаний в относительных высотах нет, только в погребенных долинах поверхность коренных пород понижается на 15—20 м (например, в нижнем течении погребенных долин Валгейыги и Пада). Вообще северный и северо-западный склоны более сильно расчленены древними долинами, нежели южный, восточный и западный. Самым пологим является южный склон возвышенности. Поверхность коренных пород на возвышенности изобилует трещинами, направление которых преимущественно северо-западное или северо-восточное. Палеоврезы здесь в основном наследуют трещины с северо-западным направлением. Наличие трещин способствовало широкому развитию карста (см. гл. 3.8).

Восточнее Пандивереской возвышенности находится Ахтмеское (Йыхвиское) возвышение, высотой рельефа коренных пород до +76 м (рис. 13). Если принять за основу 60-метровую изогипсу, то относительная высота его небольшая, всего лишь 16 м. Возвышение имеет в плане слегка удлиненную с севера на юг форму.

Между Пандивереской возвышенностью и Ахтмеским возвышением находится Оямааская низина (Каяк, 1970) с абсолютными отметками поверхности в основном от +40 до +50 м. По этой низине прослеживается Пуртсеская погребенная долина.

Погребенные долины Виру-Харьюского плато врезаны в твердые и трудноэродируемые карбонатные породы ордовика и силура. Поэтому глубина их обчыно составляет всего лишь 15—40 м, а на Пандивереской возвышенности, как уже указывалось, еще меньше. Возможно, что они раньше были несколько глубже, а благодаря ледниковой эрозии относительная высота их уменьшилась. Ширина долин чаще всего колеблется в пределах 1—2 км. Так как ширина Северо-Эстонских долин обычно значительно больше их глубины, то поперечные профили этих долин являются пологими и маловыразительными. Например Пуртсеская долина в самом глубоком месте имеет глубину 40 м, ширину 600 м и крутизну склонов 11°. Вниз по течению ширина долины несколько увеличивается и в окрестностях шоссе Таллин—Ленинград достигает 1500 м. Крутизна склонов соответственно уменьшается и составляет здесь лишь 3°. Приблизительно такими же являются глубина, ширина и крутизна склонов (редко более 3—4°) Кундаской долины. Несколько больше лишь глубина Вазавереской погребенной долины, которая находится близ восточной границы Виру-Харьюского плато. Крутизна ее склонов обычно составляет 8—9° и доходит до 15°.

Продольный профиль погребенных долин на Виру-Харьюском плато является ступенчатым или в нем наблюдаются замкнутые понижения (например, в Вазавереской долине). Дно некоторых долин (например, Кундаская и Хальялаская долины) местами наклонено даже в южную сторону, что говорит об участии ледниковой эрозии в формировании этих долин.

Погребенные долины на Виру-Харьюском плато начинаются лишь на некотором удалении от глинта, пересекают глинт и впадают в глинтовые бухты, которые являются, по существу, преобразованными ледниками устьевыми участками древних речных долин (Tammekann, 1935, 1949). После пересечения глинта глубина долин значительно возрастает и морфология их приобретает совершенно другой характер (см. гл. 2.3.1).

Виру-Харьюское плато расчленено также разнообразными пластовыми возвышениями и низинами (Tammekann, 1926, 1949 и др.), скальными друмлинами и друмлиноидами, небольшими замкнутыми впадинами и многочисленными карстовыми формами. Всюду на поверхности пород наблюдаются также ледниковые шрамы и прочие микроформы. На них мы более подробно остановимся в следующей главе.

Виру-Харьюское плато на севере обрывается крутым уступом — Северо-Эстонским глинтом, а в южном направлении оно сливается со Средне-Эстонской низиной (см. 2.3.6), развитой преимущественно на выходах легкоэродируемых песчано-глинистых пород пярнуского и наровского горизонтов среднего девона.

2.3.4. СЕВЕРО-ЭСТОНСКИЙ ГЛИНТ

Северо-Эстонский глинт является частью Балтийского (ордовикского) глинта. К западу он продолжается по дну Балтийского моря и прослеживается от о-ва Осмуссаар в виде прерывистого и расчлененного уступа до берегов Швеции (Tammekann, 1949; Martinson, 1958). На вос-

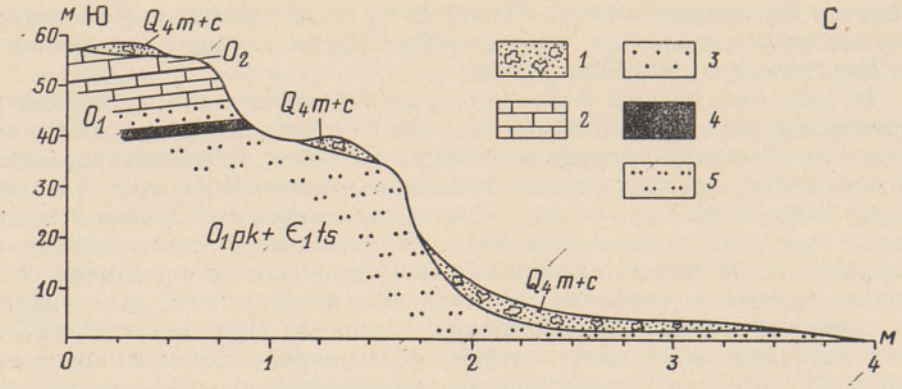


Рис. 19. Геологический разрез Северо-Эстонского глинта близ г. Кунда: 1 — четвертичные отложения; 2 — карбонатные породы; 3 — песчаник; 4 — аргиллит (диктионемовый сланец); 5 — песчаник и алевролит.

Fig. 19. Geological structure of the North-Estonian Glint near Kunda: 1 — Quaternary deposits; 2 — carbonaceous rocks; 3 — sandstone; 4 — argillite (dictyonema shale); 5 — sand- and siltstone (aleurolite).

токе глинт продолжается до Ладожского озера. Длина его в пределах Эстонии составляет около 250 км.

На территории Эстонии относительные и абсолютные высоты глинта увеличиваются с запада на восток до Вихула (северо-западнее г. Раквере), где абсолютная высота его достигает 67 м. Отсюда на восток абсолютная высота глинта медленно уменьшается. Относительная высота глинта наибольшая в Онтика — 55,6 м.

В морфологии глинта имеются существенные региональные различия: местами он прослеживается в виде высокого прямолинейного обрыва (фото 7), а местами представлен двумя или несколькими (например, к северу от Виру-Нигула) уступами (Tammekann, 1940). Характерным является его расчленение на глинтовые бухты и мысы преимущественно северо-западного направления (Tammekann, 1935). Посмотрим сейчас некоторые его морфологические особенности с запада на восток.

На о-ве Осмуссаар бровка глинта находится на абсолютной отметке лишь около 6 м, на о-ве Вяйке-Пакри — 13 м, а у Пакерортского маяка уже на высоте почти 25 м. У Таллина глинт расположен очень близко к берегу (Раннамыйза, Тюрисалу) и находится в зоне абразии морских волн. Абсолютная высота глинта в Таллине составляет 47,6 м, а относительная достигает 30 м (Маарьямяги). Глинт здесь представлен в основном двумя уступами, между которыми остается терраса шириной до 400 м. К востоку от города глинт выполаживается и в глинтовой бухте Маарду почти незаметен. Часто он является полупогребенным (фото 8). Еще дальше на восток между реками Лообу и Кунда глинт опять образует ясный обрыв, хотя и здесь в некоторых участках покрыт четвертичными отложениями (между Илумяэ и Муйгу). Близ с. Сагади уступ глинта пологий и покрыт тонким слоем морены. Высота его достигает 62 м выше уровня моря. В окрестностях г. Кунда глинт представлен двумя уступами, причем нижний выработан в песчаниках, а более высокий — в известняках (рис. 19). У с. Сака известняковый уступ, распола-

гавшийся ранее довольно далеко от берега (рис. 13), поворачивается к берегу и соединяется с песчаниковым уступом, образуя единый крутой обрыв высотой около 50 м, похожий на маркантные уступы у Пакри (рис. 28), Тюрисалу и Тискре. В виде единого уступа глинт продолжается до с. Пяйте, где опять раздваивается, и в таком виде продолжается до с. Каннука. Между Утрия и Мерикюла обрыв глинта находится у самого берега моря и местами подвергается абразии. Отсюда на восток до г. Нарва глинт понижается. Несмотря на это он всюду хорошо виден и прерывается только в глинтовых бухтах и долинах современных рек.

2.3.5. ДЕВОНСКОЕ ПЛАТО

Поверхность Девонского плато (рис. 20, 21) вследствие малой устойчивости слагающих его песчано-глинистых пород расчленена особенно сильно. Абсолютные отметки поверхности коренных пород колеблются здесь от +40 до +166 м, но если учитывать и дно древних долин, то от —140 до +166 м. По гипсометрии и литологии пород крупное Девонское плато можно подразделить на более мелкие плато — Среднедевонское, которое выработано на выходах пестроцветных песчано-глинистых пород среднего девона и Верхнедевонское, которое приурочено к выходам верхнедевонских карбонатных пород. Среднедевонское плато, в свою очередь, подразделяется на две более или менее изолированные части, на Сакалаское и Угандиское плато (Орвику, 1955). Последние расчленены еще крутосклонными древними долинами на многочисленные островные возвышенности и возвышения с довольно ровной поверхностью.

Сакалаское плато имеет в плане треугольную форму и сильно расчлененный контур. Восточный склон Сакалаского плато значительно круче западного. Наивысшая часть Сакалаского плато с абсолютными отметками более 80 м расположена в его южной части и выделяется нами как Южно-Сакалаская возвышенность (рис. 20). Абсолютные отметки на этой возвышенности достигают порядка +100 м.

Поверхность Сакалаского плато расчленена многочисленными древними долинами, которые полностью или лишь отчасти заполнены четвертичными отложениями. Самой глубокой является субширотная Абъяская долина, имеющая максимальную глубину вреза 207 м. Дно его лежит на глубине —143 м. В частично погребенной Вильяндиской долине рельеф поверхности коренных пород опускается до —26 м. Глубина этой долины составляет около 75 м.

Выртсъярвская низина отделяет Сакалаское плато от асимметричного Угандиского плато, самой высокой частью которого является Отепяская возвышенность (рис. 21), поверхность дочетвертичных пород которой находится на абсолютных отметках от +80 до +120 м. Среднедевонские песчаники Отепяской возвышенности подвергались денудации легче, чем верхнедевонские карбонатные породы Хааньяской возвышенности и поэтому ее поверхность более расчлененная. Если на Хааньяской возвышенности относительные высоты платообразных форм рельефа обычно колеблются в пределах от 10 до 25 м и максимально составляют 30 м, то на Отепяской возвышенности они чаще всего составляют 20—30 м и доходят до 60 м. Мелкие неровности коренных пород, в том числе замкнутые впадины, распространены в пределах всей возвышенности.

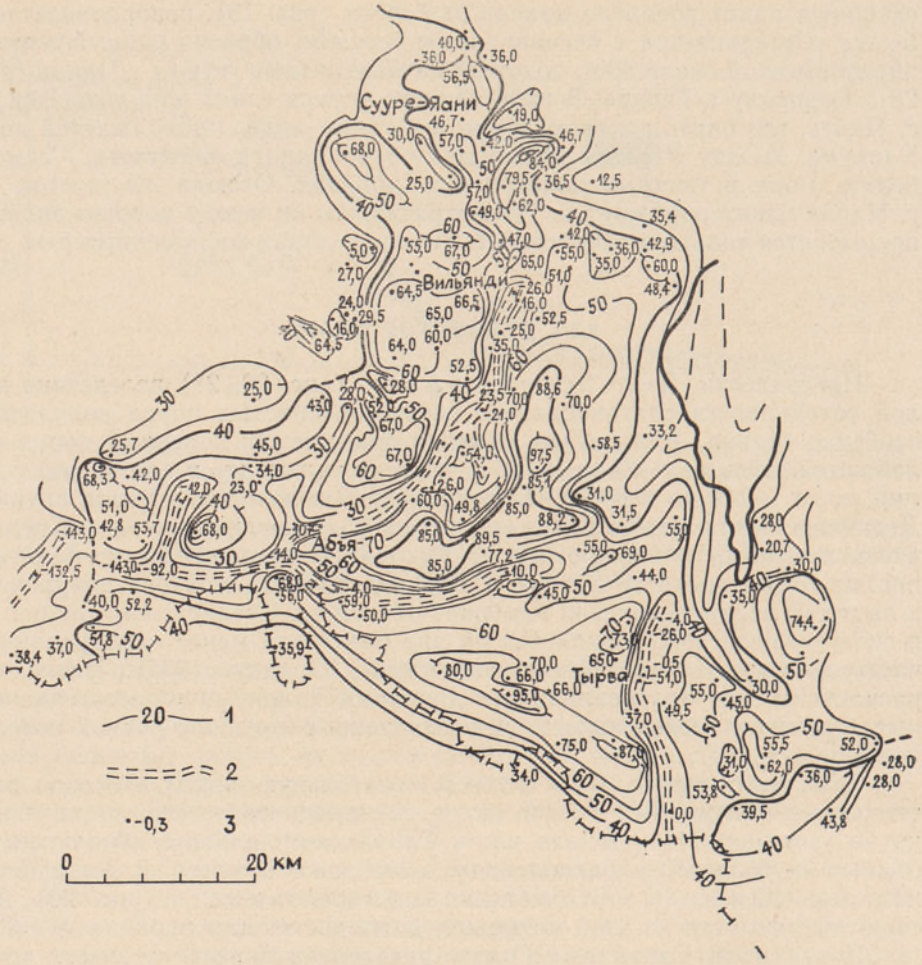


Рис. 20. Рельеф коренных пород Южно-Сакалаской возвышенности и прилегающих районов Девонского плато: 1 — изогипсы; 2 — погребенные долины; 3 — буровые скважины с абсолютной отметкой рельефа коренных пород.

Fig. 20. Bedrock relief of the South-Sakala elevation and adjoining areas of the Devonian plateau: 1 — isolines; 2 — buried valleys; 3 — boreholes with the absolute height of the bedrock surface.

Широкие и глубокие погребенные долины разделяют Отепяскую возвышенность на три самостоятельные острововидные части (рис. 21). Самой высокой является юго-восточная часть возвышенности, которая расположена в окрестностях Эраствере и Осула. Это платообразное возвышение имеет в плане треугольный вид. Остов треугольника направлен на юг. Высочайшая часть коренной поверхности (около +130 м) находится вблизи дер. Эраствере. Со всех сторон склоны плато понижаются довольно полого (порядка 50—60 м на 10 км).

Восточная острововидная часть возвышенности с севера на юг простирается от деревни Китсе до озера Валгярв, а с запада на восток —

Рис. 21. Рельеф коренных пород Отепяской и Хааньяской возвышенностей, Каруласкогo и Кокораскогo возвышений и Валгаской низины с низиной Юго-Восточной Эстонии: 1 — изогипсы; 2 — погребенные долины; 3 — буровые скважины с абсолютной отметкой рельефа коренных пород; 4 — уступы в коренных породах.

Fig. 21. Bedrock relief of the Otepää and Haanja elevations, Karula and Kokora eminences and Valga and South-East Estonian lowlands: 1 — isolines; 2 — buried valleys; 3 — boreholes with the absolute height of the bedrock surface; 4 — cliffs.

от Вана-Отепя до Хадокюла. Она также имеет вид треугольника. Поверхность коренных пород расположена здесь в среднем на высоте +110 м, а максимально — на высоте +120 м (в районе озера Валгярв). Наклон склонов здесь несколько более крутой, составляя в среднем 60 м на 8 км.

Понижение между описанными частями возвышенности простирается в западном направлении и является верховьем погребенной до-

лины Ахъя, которая направляется во впадину Псковского озера. Поверхность этого понижения находится на высоте около +60 м.

Западная часть Отепяской коренной возвышенности расположена между погребенными долинами Элва — Сангасте и Тарту — Отепя — Валга. Она вытянута с северо-востока на юго-запад. Западный склон ее круто (80 м на 3 км) спускается в погребенную долину Элва — Сангасте, а восточный склон является более пологим (90 м на 7 км). Коренные породы в этой части Отепяской возвышенности достигают вблизи Палупера абсолютной отметки +110 м.

Самой приподнятой частью рельефа коренных пород Эстонии является Хааньяская возвышенность (рис. 21), находящаяся на выходах сравнительно устойчивых верхнедевонских карбонатных пород. Вблизи деревни Вилла находится и высочайшая точка коренного рельефа Эстонии — +166 м. В среднем абсолютные отметки поверхности коренных пород составляют все же +90 — +110 м. Относительная высота коренной возвышенности по 80-метровой изогипсе составляет 86 м, но если исходить со дна долины Печоры — Выру, то около 130 м. В пределах возвышенности можно выделить ряд средних форм рельефа с более или менее ровной поверхностью, относительные высоты которых составляют 20—30 м и которые могут рассматриваться как небольшие плато.

Самое крупное по площади из этих плато находится в центральной части возвышенности. Оно вытянуто с северо-запада на юго-восток от пос. Хаанья до дер. Пяртели. Северо-западнее от него находятся два более ограниченных по площади платообразных возвышения. Одно из них расположено в окрестностях дер. Расва, другое — близ дер. Удсали.

Южный склон Хааньяской возвышенности погружается полого (около 30 м на 10 км), а с севера возвышенность ограничена уступом — крутым склоном древней долины. Крутизна склона составляет около 80 м на 1 км.

Древний врез, протягивающийся в южном направлении от Сянна до границы с Латвией, отделяет Хааньяскую возвышенность от Карулаского возвышения, на котором абсолютные отметки поверхности коренных пород лишь изредка превышают 80 м. Поверхность коренных пород на Каруласком возвышении является довольно плоской и малорасчлененной (рис. 21).

Северо-восточнее от Отепяской возвышенности находится небольшое Кокораское островное возвышение (рис. 21). Поверхность коренных пород на этом овальном, несколько вытянутым с северо-запада на юго-восток возвышении находится на высоте от +40 до +60 м.

Погребенные долины в Южной Эстонии имеют совершенно иной характер, чем на Виру-Харьюском плато. Они врезаны в легкоэродируемые песчаники, алевролиты и глины и лишь самые глубокие из них (например, Абъяская долина) доходят до силурийских известняков. Глубина вреза долин в Южной Эстонии обычно составляет около 100 м, но бывают и долины глубиной 40—60 м и порядка 200 м. Наиболее глубокими являются Абъяская долина (абсолютные отметки дна до —143 м) в Юго-Западной и долина Печоры — Выру (до —80 м) в Юго-Восточной Эстонии. Дно большинства крупных древних долин (например, Элваской, Отепяской и Валгаской) находится на 40—60 м ниже современного уровня моря.

Девонские терригенные породы, как уже упоминалось, легче эродируются и поэтому древние долины в Южной Эстонии крупнее, чем в Северной Эстонии. Ширина их обычно составляет 1,5—2,5 км, редко

больше. В то же время встречаются и долины шириной только в несколько сот метров (например, Абъяская долина близ дер. Кесккюла и долины на дне Теплого озера). Поперечный профиль долин чаще всего корыто- или V-образный.

Древние долины в Южной Эстонии только отчасти погребены и местами хорошо прослеживаются в современном рельефе. Во многих полупогребенных древних долинах или над погребенными долинами расположены озера (Каяк, 1970). Например, озера Пюхаярв (фото 9), Ныуни, Пангоди и Аардла расположены над погребенной долиной Тарту — Отепя — Валга, а Рыугеские озера — в погребенной долине Рыуге — Сянна.

На поверхности Девонского плато встречаются еще многие мелкие формы рельефа — наиболее часто разнообразные экзарационные и эрозионные возвышения и низины. Однако в силу большой мощности четвертичных отложений они изучены слабо.

2.3.6. СРЕДНЕ-ЭСТОНСКАЯ И ВЫРТСЪЯРВСКАЯ НИЗИНЫ

Широтно вытянутая Средне-Эстонская низина (рис. 22) расположена между Виру-Харьюским и Девонским плато. Южная часть Средне-Эстонской низины нами рассматривается как Выртсъярвская низина. Поверхность коренных пород на довольно плоской Средне-Эстонской низине находится в среднем на высоте от +20 до +30 м. Такие же высоты господствуют на Западно-Эстонской низине и на Псковско-Чудской впадине. Границей между Западно-Эстонской и Средне-Эстонской низинами авторы считают суженную часть между Сакаласким и Виру-Харьюским плато, а границей между Средне-Эстонской низиной и Псковско-Чудской впадиной — линию между Тарту и Торма.

На плоской поверхности коренных пород Средне-Эстонской низины заметно отличается окрестность Колга-Яани, где коренной рельеф под друмлинами более расчленен. Относительные высоты не превышают здесь нескольких метров. Четкие уступы в коренных породах высотой 3—4 м наблюдаются местами на восточном берегу оз. Выртсъярв, например у дер. Тамме. Исходя из предположения, что Выртсъярвская впадина образовалась главным образом экзарационным путем, то наименьшие высоты коренного рельефа должны быть расположены в центральной части современной озерной впадины. На северном берегу современного оз. Выртсъярв поверхность коренных пород установлена на глубине +3,5 м, но она, безусловно, не является для низины минимальной.

2.3.7. ПСКОВСКО-ЧУДСКАЯ ВПАДИНА

Псковско-Чудская впадина (рис. 23) охватывает восточную часть территории Эстонии. Она имеет удлиненную, вытянутую с севера на юг форму. Часто в состав впадины включают также Лужско-Нарвскую низину (Каяк, 1970; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971), имеющую абсолютные высоты поверхности коренных пород в среднем от +25 до +35 м. Границей между Лужско-Нарвской низиной и Виру-Харьюским плато целесообразно считать Вазаверескую погребенную долину. В настоящей книге северная приглинтовая часть Лужско-Нарвской низины ввиду близкого геологического строения и развития включена в состав

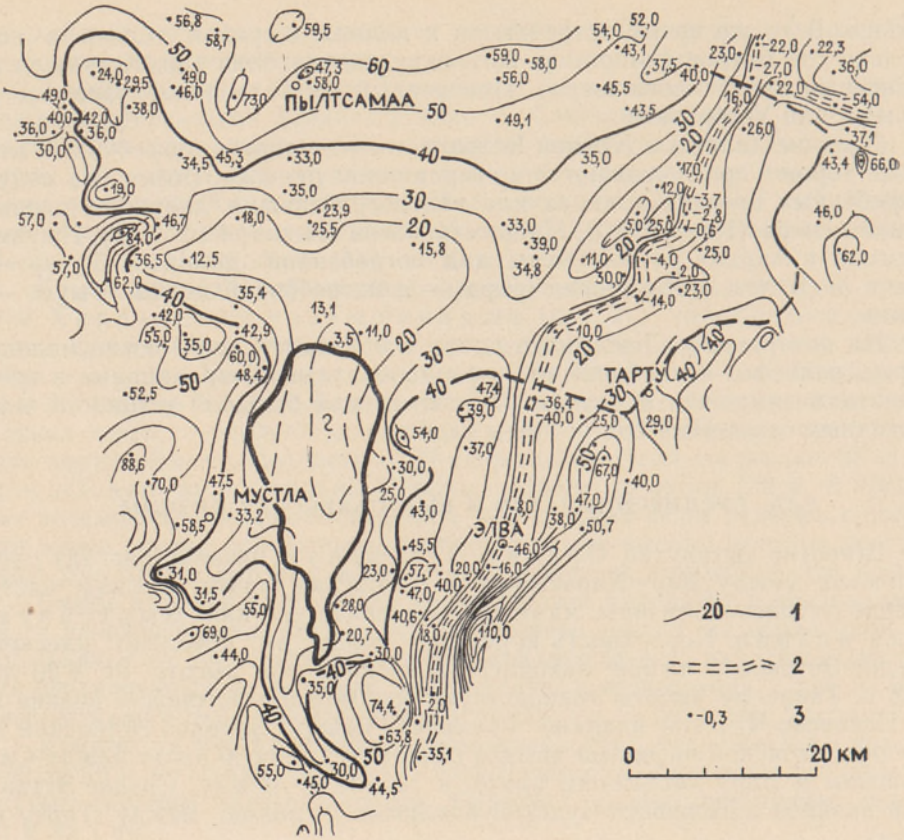


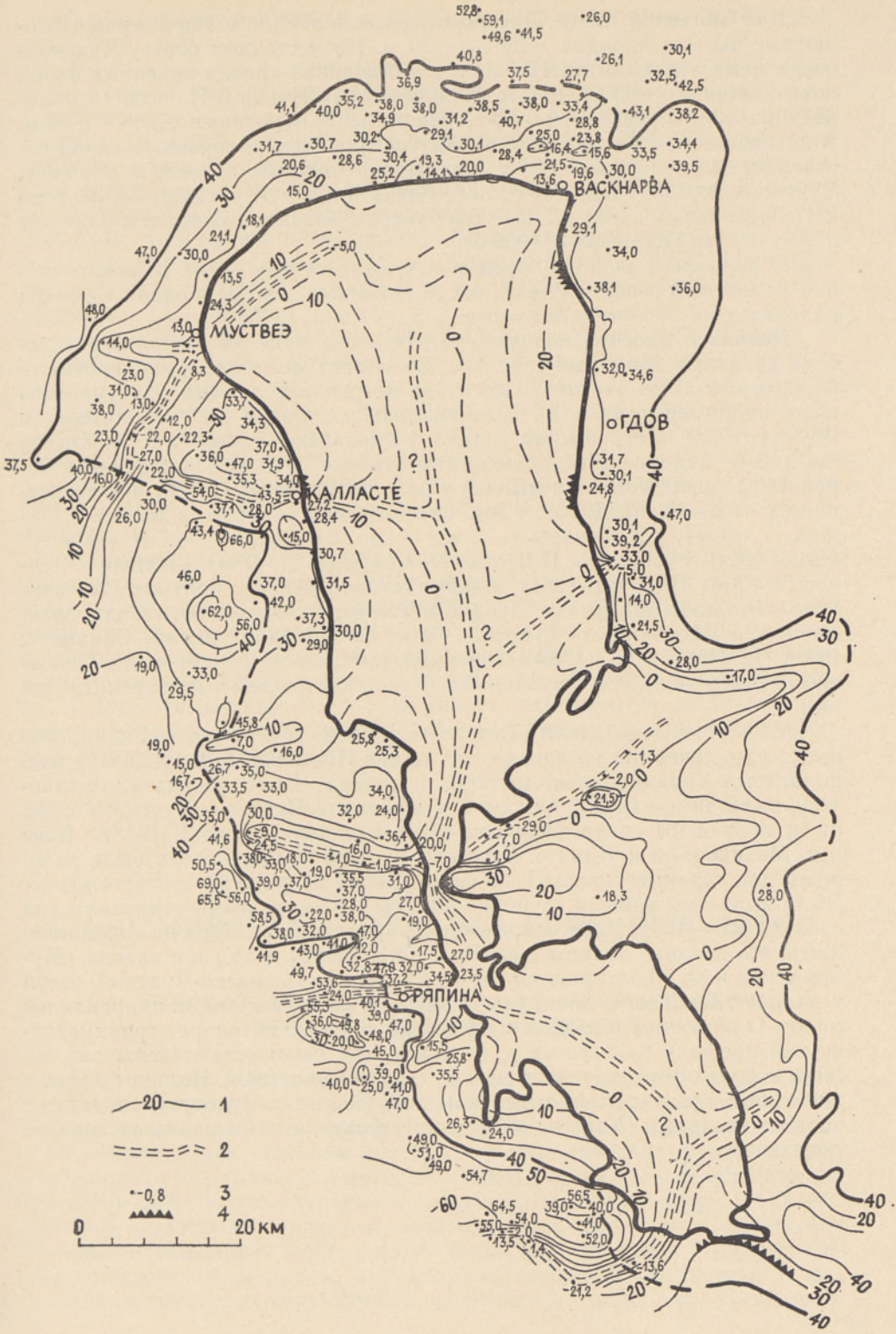
Рис. 22. Рельеф коренных пород Средне-Эстонской и Выртсъярвской низины: 1 — изогипсы; 2 — погребенные долины; 3 — буровые скважины с абсолютной отметкой поверхности коренных пород.

Fig. 22. Bedrock relief of Middle-Estonian lowland and the depression of Lake Võrtsjärv: 1 — isolines; 2 — buried valleys; 3 — boreholes with the absolute height of the bedrock surface.

Виру-Харьюского плато, а южная — в состав Псковско-Чудской впадины (рис. 12). Псковско-Чудская впадина расчленена мелкими возвышениями и понижениями, высота или глубина которых составляет преимущественно 5—10 м. Наиболее крупными являются возвышения у с. Радовели и Агусалу, имеющие абсолютные высоты +45 и +35 м соответственно. У берега современного озера рельеф коренных пород понижается и имеет абсолютные отметки порядка +10 — +20 м.

Рис. 23. Рельеф коренных пород Псковско-Чудской впадины: 1 — изогипсы; 2 — погребенные долины; 3 — буровые скважины с абсолютной отметкой рельефа коренных пород; 4 — уступы в коренных породах. ▶

Fig. 23. Bedrock relief of the Pihkva—Peipsi depression: 1 — isolines; 2 — buried valleys; 3 — boreholes with the absolute height of the bedrock surface; 4 — cliffs.


ВАСКНАРВА
МУСТВЕЭ
ГДОВ
КАЛЛАСТЕ
ОРЯПИНА
1
2
3
4
0
20 км

Для западной части Псковско-Чудской впадины характерны абсолютные высоты порядка +20 — +30 м. На восточном берегу Чудского озера между истоками р. Нарвы и с. Ветвенника кровля коренных пород повышается до +35 — +40 м. Между реками Нарва и Плюсса преобладает плоский коренный рельеф с абсолютными отметками +30 — +35 м. В юго-восточной части впадины абсолютная высота коренных пород составляет обычно около +30 м, понижаясь местами до +20 м (Саммет, Сущенко, Экман, 1967; Исаченков, 1969 а и др.). От устья р. Великой до г. Печоры располагается Псковский уступ с абсолютной отметкой бровки около +45 м (Исаченков, 1969 б).

О рельефе коренных пород в пределах самого озера данных бурения немного. В северной части озера коренные породы у банки Сахмена находятся на абсолютной высоте — 5 м (Каяк, 1970).

Довольно плоская поверхность Псковско-Чудской впадины расчленена древними долинами (рис. 23). Во многих местах впадины коренные породы находятся несколько десятков метров под уровнем современного моря, например в западной части впадины у с. Сааре —27 м (Эльтерман, Раукас, 1963). Погребенная долина установлена также в г. Калласте, где дно ее находится на абсолютной отметке —19 м. Понижения в коренных породах установлены еще у пос. Мехикоорма (—1 м) и у пос. Рябина (—7 м) (Каяк, 1970), у дер. Вашина Гора (—21 м), в долине р. Обдеха (—13 м), у г. Печоры (—2 м), у дер. Выморски (—6 м) (Исаченков, 1969 а), в долине р. Плюссы у с. Крапивно (—13 м) и вблизи с. Чернево (—7 м) (Саммет, 1961). К погребенным долинам приурочены, вероятно, и долины рр. Желчи, Черной и Толбы, где коренные породы находятся на абсолютных отметках до —29 м (Малаховский, Баканова, 1971). В. Исаченков (1969 а) предполагает, что в южной части Псковско-Чудской впадины располагается сложная система погребенных долин.

Многие исследователи (Tammekann, 1928; 1949; Раукас, Ряхни, 1969 и др.) уже давно предполагали, что на дне Псковско-Чудского озера располагается меридионально вытянутая долина. Чтобы доказать эту гипотезу, нами зимой 1976 г. на самом узком месте Псковско-Чудского озера были проведены гравиметрические исследования (Tavast, 1978). Близ пос. Мехикоорма и устья р. Выханду со льда Теплого озера были заложены два гравиметрических профиля длиной 2,0 и 3,0 км соответственно. Были выявлены узкие и глубокие долины с абсолютными отметками дна от —30 до —45 м ниже современного уровня моря. Можно предположить, что древние долины с востока (Желчаская и др.) и с запада (Мустве эская и др.) соединяются где-то в середине Псковско-Чудского озера и впадают в главную долину, по которой сток в свое время направлялся на юг. О впадении притоков в эту главную артерию говорит гравиметрический профиль близ устья р. Выханду, где были установлены две долины с близкими отметками дна, но с разной шириной. Наличие долины широтного простирания, пересекающей Псковско-Чудскую впадину с востока на запад (Квасов, 1975 и др.), фактическими данными пока не доказано.

2.3.8. ВАЛГАСКАЯ НИЗИНА С НИЗИНОЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЭСТОНИИ

Валгаская низина (рис. 12, 21) расположена между Сакаласким плато и Каруласким возвышением, а вытянутая в широтном направлении узкая низина Юго-Восточной Эстонии — между Угандиским плато и Хааньяской возвышенностью. Эти низины находятся на выходах легкоэродируемых терригенных пород среднего девона. В пределах сравнительно плоской и однородной Валгаской низины абсолютные отметки рельефа коренных пород составляют обычно около +40 м. По этой низине протягивается Валгаская древняя долина с абсолютными отметками дна до —85 м (Каяк, Лийвранд, 1967). Простирание долины юго-западное. Ширина ее у г. Валга при глубине около 70 м составляет 1,5 — 2 км.

Низина Юго-Восточной Эстонии является весьма узкой формой — ширина ее составляет в среднем лишь 10—15 км. Высота поверхности ее около +40 м. На низине располагается глубокая частично погребенная долина Печоры — Выру — Рыуге, дно которой находится близ г. Печоры на абсолютной высоте —2 м и близ Рыуге на отметке —73 м. Глубина вреза ее у дер. Рыуге составляет 190 м. По этой долине в позднеледниковое время текли талые воды ледника последнего оледенения (Раукас, Ряхни, 1969), которые существенно изменили первичную морфологию долины.

Из приведенного краткого обзора явствует, что рельеф поверхности коренных пород в разных районах республики изучен неодинаково детально. Очень мало сведений имеется по акваториям Псковско-Чудского озера, озера Выртсъярв и Вяйнамери. Немногочисленны также данные по Средне-Эстонской низине и Девонскому плато, где мощность четвертичного покрова довольно велика. Весьма подробно изучены Виру-Харьюское плато и Западно-Эстонская низина, где имеются детальные сведения не только по крупным и средним, но даже по мелким и микроформам коренного рельефа (см. гл. 3).

3. ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД

3.1. СУЩЕСТВУЮЩИЕ ГИПОТЕЗЫ О ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД

Большинство исследователей сходятся в мнении, что прослеживаемые в настоящее время в природе формы рельефа коренных пород образовались в течение весьма длительного времени (от позднедевонского до современного) под влиянием целого ряда геологических факторов, действовавших с неодинаковой интенсивностью. Среди рельефообразующих факторов выделяются активные и пассивные (Гайгалас и др., 1967). Активными факторами являются тектонические движения, ледниковая эрозия, размывающая деятельность талых вод ледников и другие внешнегеологические процессы, а факторами пассивного характера — литология и некоторые структурные особенности (наклоны, трещинова-

тость и пр.) коренных пород. На одних этапах были преобладающими одни рельефообразующие процессы, на других — другие.

Существующие представления о генезисе рельефа коренных пород все же во многом отличаются друг от друга. Одни исследователи считают, что решающую роль в формировании рельефа коренных пород имели тектонические движения (Doss, 1913 a; Kraus, 1928; Саммет, 1961; Николаев, 1962; Ряхни, 1973 и др.). По их мнению, крупные уступы, возвышения и низины поверхности коренных пород, котловины крупных озер и Балтийского моря имеют в основном тектоническое происхождение.

По мнению другой группы исследователей, формирование рельефа коренных пород следует связывать главным образом с литологическими различиями и длительной денудацией пород (Hausen 1913 a, b; Марков, 1931; Орвику, 1955; Карандеева, 1957; Малаховский, 1961, 1966 и др.). Ледниковой эрозии при формировании рельефа коренных пород они придают лишь преобразующую, моделирующую роль, которая не уничтожила особенности эрозионного расчленения доледникового времени.

В то же время третья группа исследователей (Grewingk, 1879; Lewiński, Samsonovicz, 1918; Dalinkevicius, 1930; Исаченков, 1975, 1976; Маккавеев, 1976 и др.) придает решающую роль в образовании современной поверхности коренных пород именно ледниковой эрозии.

В дальнейшем мы рассмотрим влияние каждого из упомянутых выше рельефообразующих факторов и постараемся оценить их долю в формировании рельефа коренных пород республики.

3.2. ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ФАКТОРА НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД

Территория Эстонии находится на южном склоне Балтийского щита и поэтому мощность осадочного покрова здесь невелика. Она составляет в Северной Эстонии около 120 м, а в Южной Эстонии — 500—600 м, достигая местами 700—800 м (в скважине на о-ве Рухну — 784 м).

Палеозойские породы, как известно, легко наклонены на юг и отражают тем самым погружение южного склона Балтийского щита. В направлении с севера на юг под четвертичными отложениями выходят вендские и кембрийские глины, алевролиты и песчаники, ордовикские песчаники, сланцы, известняки и доломиты, силурийские известняки, доломиты и мергели, девонские песчаники, алевролиты, глины и известняки (рис. 24, 25). Эти породы имеют различную сопротивляемость к процессам денудации. Наибольшие различия наблюдаются между легко разрушаемыми песчано-глинистыми и относительно устойчивыми карбонатными породами. Вследствие селективной денудации и наклона коренных пород на юг и образовался характерный для Эстонии ступенчатый рельеф (Schmidt, 1854, 1858 и др.).

Для оценки влияния литологического фактора на формирование крупных и средних форм рельефа коренных пород целесообразно сравнивать расположение этих форм и литологических комплексов (рис. 12).

Низко расположенная и сильно расчлененная глубокими палеоврезами Предглинтовая низина разработана в песчано-глинистых породах кембрия и венда, которые легко подвергались к эрозионно-денудационным процессам. Между палеоврезами образовались овальные или яйцевидные в плане возвышения, которые встречаются на полуостровах

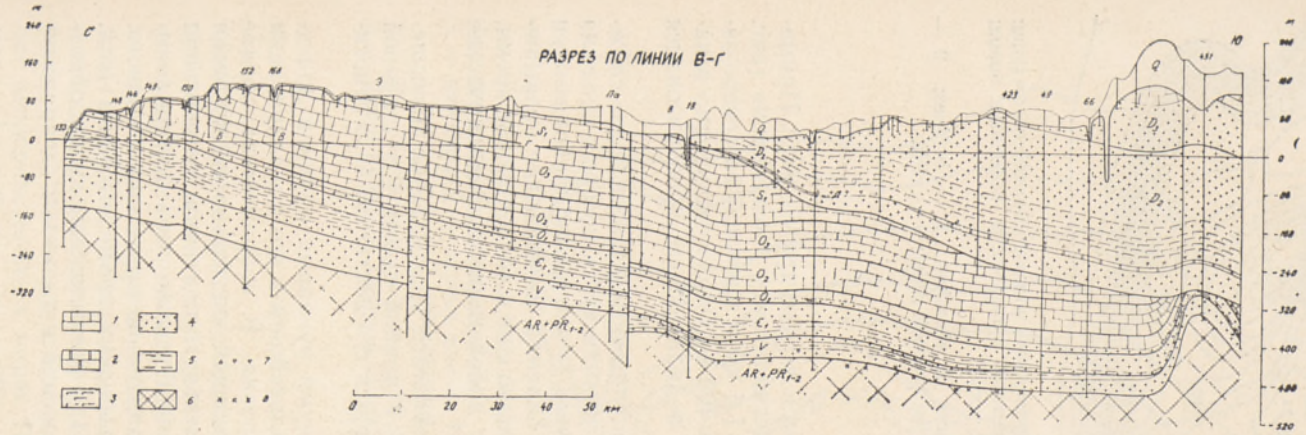


Рис. 25. Геологический разрез Восточной Эстонии (составлен Р. М. Вахером по материалам Управления геологии ЭССР. Буровые скважины: Мустъоя (133), Анниквере (148), Выле (146), Ванамыйза (149), Хулья (150), Лазила 152), Поркуни (168), Эллавере (Э), Паламузе (Па), Каагвере (1), Пылва (423), Вяймела (49), Выру (66). 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — мергели; 4 — песчаники и алевролиты; 5 — глины; 6 — кристаллический фундамент; 7 — брекчия; 8 — поверхность фундамента по данным сейсморазведки (ТЗ КМПВ). Маркирующие поверхности — подошвы горизонтов: А — волховского нижнего ордовика, Б — кукрузеского среднего ордовика, В — раквереского верхнего ордовика; Г — юруского нижнего силура, Д — наровского среднего девона. Линия разреза см. на рис. 1.

Fig. 25. Geological structure of East Estonia (compiled by R. Vaher according to the boring data by the Board of Geology of the Estonian SSR). Boreholes: Mustoja (133), Annikvere (148), Võle (146), Vanamõisa (149), Hulja (150), Lasila (152), Porkuni (168), Ellavere (Э), Palamuse (Па), Kaagvere (1), Põlva (423), Väimela (49), Võru (66). 1 — limestone; 2 — dolomite; 3 — marl; 4 — sand- and siltstone (aleurolite); 5 — clay; 6 — crystalline basement according to boreholes; 7 — breccia; 8 — crystalline basement according to seismic data. Marker levels: А — the base of the the Volhovi Stage, Lower Ordovician, Б — the base of the Kukruse Stage, Middle Ordovician, В — the base of the Rakvere Stage, Upper Ordovician, Г — the base of the Juuru Stage, Lower Silurian; Д — the base of the Narva Stage, Middle Devonian. For location see Fig. 1.

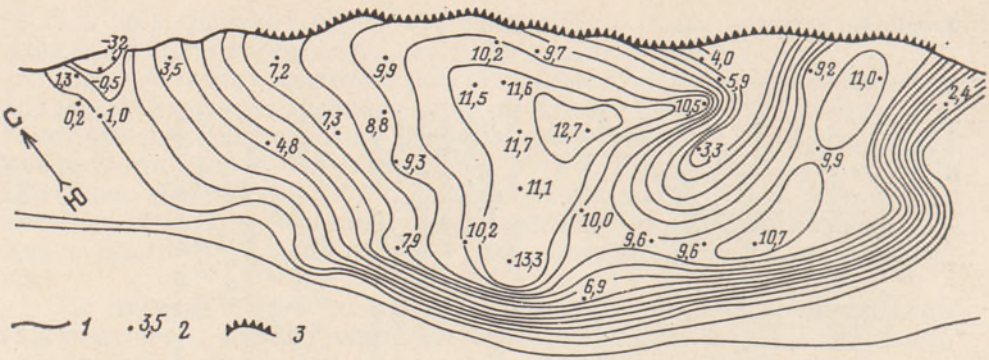


Рис. 26. Коренное возвышение Какумяэ, абрадированное водами Балтийского моря: 1 — изогипсы; 2 — скважины с абсолютной отметкой поверхности коренных пород; 3 — абразионный уступ.

Fig. 26. Bedrock eminence of Kakumäe, with traces of abrasion: 1 — isolines; 2 — boreholes with the absolute height of the bedrock relief; 3 — cliff.

Вийнисту и Кясму, в пределах г. Таллина и в ряде других мест. Примером может послужить Какумяэское песчаниковое возвышение (рис. 26) юго-восточного простирания длиной 1,6 км и шириной на северо-западе 100—200 м, а на юго-востоке — до 400 м. Образовалось оно в начале как эрозионный останец, который в дальнейшем преобразовался экзарацией и абразией.

Местами на предглинтовой низине наблюдаются также более сложные, двухъярусные эрозионные останцы, нижняя часть которых сложена легкоэродируемыми песчаниками, а верхняя — прочными карбонатными породами (Центральное возвышение г. Таллина, Виймсиское возвышение и др.). Отделение их от глинта произошло еще в доледниковое время, причем эрозионным процессам, видимо, содействовали тектонические предпосылки в виде ослабленных зон.

Характерной двухъярусной формой является Центральное возвышение г. Таллина с Вышгородом (Тоомпеа) длиной около 4 и шириной порядка 1,2 км (рис. 27). Абсолютная высота его достигает 44 и относительная высота 31 м.

Возвышение образовалось между двумя рукавами крупной доледниковой реки (Tammekann, 1934), а в дальнейшем в его моделировании принимали участие еще экзарация и абразия. В современном облике возвышения велика также роль хозяйственной деятельности человека (фото 10), проявившейся в добыче строительного плитняка, в заложении фундаментов зданий и строительстве дорог. Строение возвышения асимметричное — северо-восточный склон значительно круче юго-западного. На более или менее ровном остове возвышения кроме высокого (отн. высота 24 м) и крутосклонового Вышгорода расположены куполообразный холм Тынисмяги и ряд мелких понижений и холмиков экзарационного происхождения.

Предглинтовая низина отделена от сложенного относительно твердыми карбонатными породами Виру-Харьюского плато Северо-Эстонским глинтом, который является четкой границей между этими формами рельефа коренных пород, а также границей между выходами

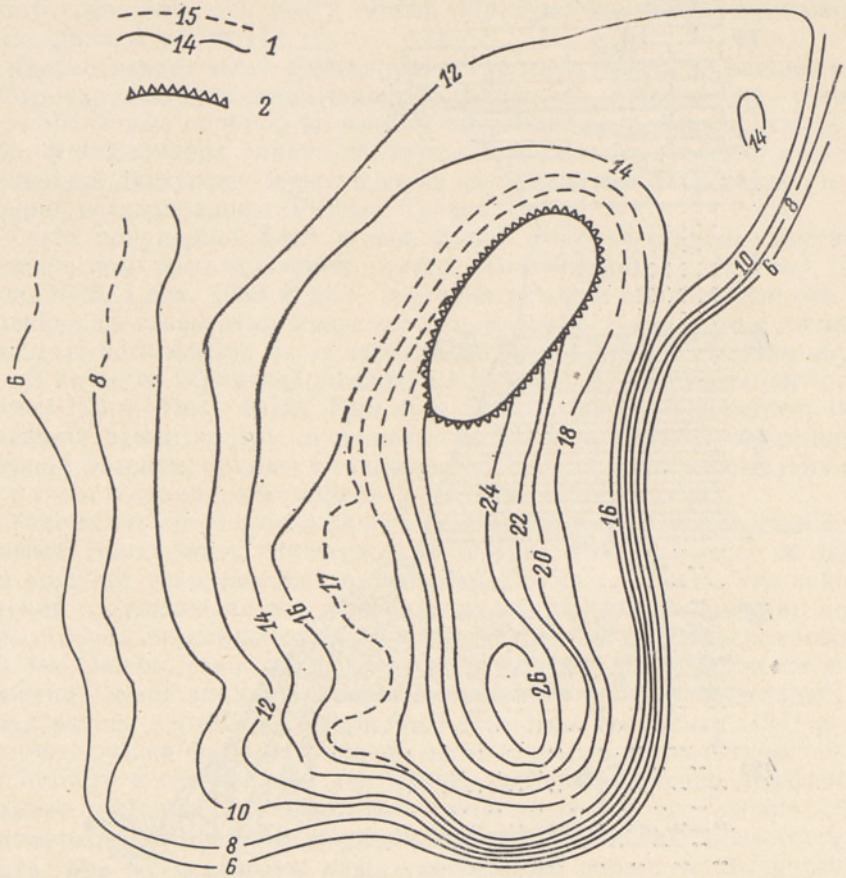


Рис. 27. Центральное возвышение г. Таллина с Тоомпеаским островным возвышением: 1 — изогипсы; 2 — крутые склоны Тоомпеаского возвышения. Схема составлена с использованием материалов С. Кюннапуу.

Fig. 27. The Central eminence with Toompea insular height in Tallinn: 1 — isolines; 2 — abrupt slopes of Toompea bedrock height. Scheme compiled using unpublished data by S. Künnapuu.

кембрийских и ордовикских пород. Глинт, как известно, сложен весьма разными по своей устойчивости породами, что отражается на его морфологии (см. Tammekann, 1940 и др.) и генезисе. Несмотря на некоторые местные и региональные различия, почти на всем протяжении глинта выходят одни и те же породы, сильно отличающиеся по своей устойчивости к денудационным процессам. Подножье глинта покрыто осыпью и поэтому низы глинта доступны изучению лишь в тех местах, где он подходит непосредственно к морю. Примером может служить известный разрез на мысе Пакри (рис. 28), где снизу вверх обнажаются светлые олигомиктовые крупнозернистые алевролиты тискреской свиты нижнего кембрия, песчаники, алевролиты и аргиллиты пакеортского горизонта тремадокского яруса нижнего ордовика, глины и глинистые алевролиты

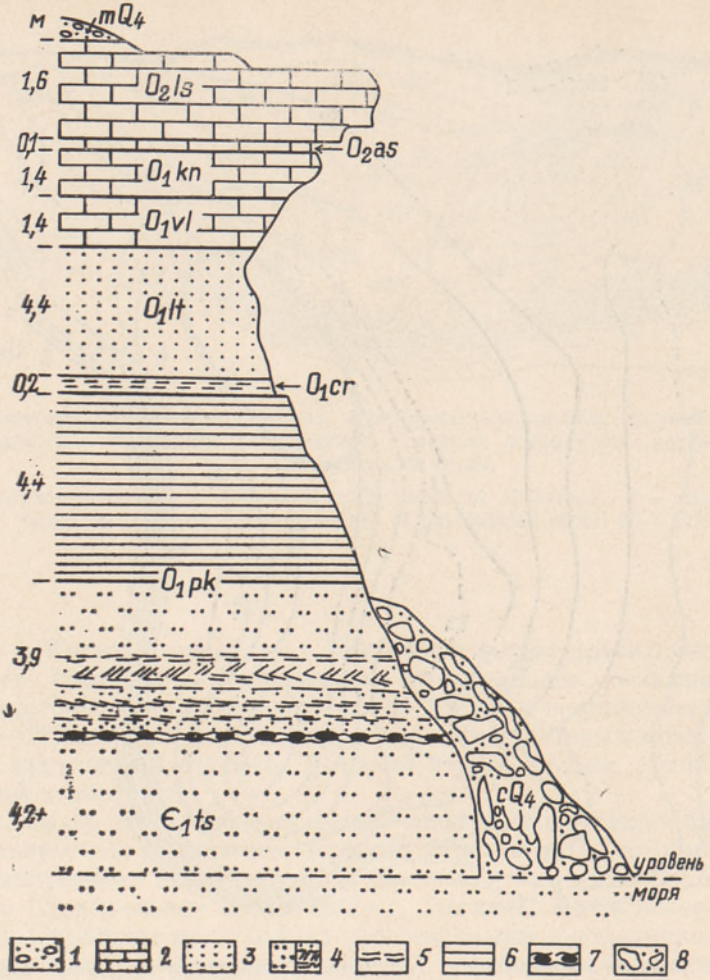


Рис. 28. Геологический разрез Северо-Эстонского глинта на мысе Пакри по А. Таммеканну (Tammekann, 1940), с дополнениями: 1 — четвертичные морские отложения; 2 — карбонатные породы; 3 — глауконитовые пески и песчаники; 4 — разнозернистые песчаники и алевролиты; 5 — глинисто-алевритовые породы; 6 — аргиллит (диктионемовый сланец); 7 — конгломерат; 8 — осыпь.

Fig. 28. Geological structure of the North-Estonian Glint at Pakri cape after A. Tammekann (1940), with complements: 1 — Quaternary coastal deposits; 2 — carbonaceous rocks; 3 — glauconitic sand and sandstone; 4 — inequigranular sand- and siltstone (aleurolite); 5 — argillo-aleuritic rocks; 6 — argillite (dictyonema shale); 7 — conglomerate; 8 — hillside waste.

цератопигевого горизонта онтикаского яруса нижнего ордовика и глауконитовый песок и песчаник латорпского горизонта того же яруса. Выше следует уже карбонатная толща ордовика, представленная известняками волховского и кундаского горизонтов онтикаского яруса и азериского и ласнамягиского горизонтов таллинского яруса. Карбонатные породы по литологическому составу, текстурным особенностям и стойкости к денудации тоже неоднородны. Ввиду того, что породы ласнамягиского горизонта значительно устойчивее подстилающих пород, особенно азе-

риского горизонта, они почти всегда образуют на глинте выскакивающиеся карнизы (фото 11).

Рассмотренное выше двухъярусное строение глинта (в нижней части легкоэродируемые песчано-глинистые отложения, в верхней — устойчивые карбонатные породы) во многом обусловило его формирование. Вопросы формирования глинта являются уже больше столетия объектом оживленной дискуссии. Некоторые из них анализировались нами в предыдущих исследованиях (Раукас, Таваст, 1977).

Очень популярной была в свое время гипотеза о преимущественно тектоническом происхождении глинта (Grewingk, 1861; Ramsay, 1911; Kraus, 1928; Luha, 1935 и др.), согласно которой образование его обуславливалось гигантским разломом вдоль южного побережья залива, в результате чего южная часть территории поднялась, а северная опустилась. В качестве вероятной амплитуды разлома Б. Досс приводит цифру порядка 125 м (Doss, 1913). При этом Г. Гельмерсен (Helmersen, 1869), изучавший ориентировку ледниковых шрамов в Южной Финляндии и Северной Эстонии, пришел к заключению об одновозрастности этих шрамов и о постгляциальном происхождении Финского залива.

Тектоническая гипотеза глинта все же опровергается современными данными. Близ глинта или несколько севернее него мы нигде не наблюдаем крупных тектонических нарушений. Следует сказать, что пока нет сведений о наличии на дне моря или на территории Финляндии карбонатных пород опустившегося блока севернее линии предполагаемого разлома. Однако такое заключение не исключает роли тектоники в формировании самой впадины Финского залива, об этом высказывались еще исследователи первой половины прошлого столетия (Buch, 1841 и др.). Возможно также большое влияние ослабленных зон тектонической трещиноватости в селективной денудации, поскольку именно дифференцированные тектонические движения земной коры создали условия для неравномерного воздействия разных внешнегеологических процессов в зоне глинта. Мы же отвергаем лишь упрощенный подход к интерпретации тектонических проявлений, что, к сожалению, продолжается и в наши дни (Ряхни, 1973 и др.).

Не выдерживает критики сугубо ледниковая гипотеза формирования глинта (Jentzsch, 1914 и др.), согласно которой Финский залив в плейстоцене представлял собой крупную троговую долину, по которой ледники двигались в широтном направлении. Это противоречит имеющимся в настоящее время фактам о направлении движения ледников.

Многие исследователи (Шмидт, 1883 и др.) придерживались абразионной гипотезы происхождения глинта, причем мнения отдельных ученых расходились лишь в вопросе о времени образования глинта. Обстоятельную критику абразионной гипотезы дали А. Гембель и О. Нильсон (1959) и С. Кюннапуу (Künnapuu, 1959). О доплейстоценовой морской абразии здесь не может быть и речи, потому что соответствующие водоемы в то время отсутствовали. С другой стороны морская абразия ввиду неотектонического поднятия земной коры на определенной полосе территории в голоцене и во время лихвинского и микулинского межледниковий была столь кратковременной, что не смогла «сбрить» полосу суши шириной в несколько десятков километров. По этой же гипотезе остается неясным также существование в Балтийском море островов Осмуссаар и Суур-Прангли, сложенных такими же породами, как и глинт.

В свете современных представлений глинт формировался в результате последовательного воздействия многих факторов (Orviku, 1958).

При его длительном доплейстоценовом развитии наибольшее значение имели денудационные, в основном эрозионные процессы (Seidlitz, 1874). Этому содействовала различная сопротивляемость рыхлых терригенных вендско-кембрийских и плотных карбонатных пород ордовика (Öpik, 1929; Orviku, 1958), т. е. литологический фактор. В связи с кайнозойским поднятием Фенноскандии на месте локально опускавшейся территории родилась мощная речная система (Гембель, Нильсон, 1959) — р. Пра-Нева. Энергичная эрозия вод Пра-Невы полностью разрушила монолитность тектонически раздробленного и ослабленного карбонатного покрова. Ввиду того, что она протекала в пограничной зоне кристаллических и осадочных пород, южный берег ее сложился значительно менее устойчивыми породами, нежели северный, поэтому боковая эрозия на южном берегу оказалась более интенсивной и река постепенно переместилась к югу. Эрозии способствовали также неравномерная, закономерно уменьшающаяся к югу интенсивность тектонического поднятия и моноклинальное залегание пород.

В плейстоцене во время оледенений глинт был частично преобразован ледниками (существенно расширились глинтовые бухты и т. д.), а в лихвинское, микулинское и голоценовое время водами межледниковых морей (Гольштейнского и Эмского) и Балтийского моря. В некоторых местах, например, на мысе Пакри, абразия глинта продолжается до сих пор. Абразия облегчается наличием вертикальных диаклазовых трещин в карбонатной толще (Teichert, 1927 b и др.) и малой устойчивостью подкарбонатных слоев. В результате волновой абразии в последних вначале вырабатываются волноприбойные ниши, которые, все расширяясь, приводят к обвалам (фото 12). В зависимости от расположения и строения глинта ниши вырабатываются в разных типах пород. Местами (например, в клифе Осмуссаар) они выработаны даже в устойчивых к абразии известняках ласнамягиского горизонта, где выборочной абразии подвергались имеющиеся в породах этого горизонта менее устойчивые прослои. В районах, где на уровне воды и выше обнажаются однородные породы, клиф является отвесным и волноприбойные ниши не образуются. В таких участках глинт отступает замедленными темпами.

В современное время абразия глинта, как уже указывалось, происходит в немногих местах и здесь тоже преимущественно в условиях шторма и сильного нагона вод, когда глубина воды над бенчем обеспечивает образование волн значительной величины и достаточной разрушающей силы. В отмерших участках глинта его преобразование идет медленно. На выходах подземных вод воздействуют суффозионные процессы, на пересекающих глинт долинах — эрозионные, а на отвесных участках — гравитационные. Из-за большого количества вертикальных трещин гравитационным процессам содействуют морозное выветривание и раскалывание пород корнями растений, приспосабливающихся к этим трещинам. Глинт местами изменен также человеком, который закладывал здесь разные коммуникации, в частности дороги (фото 15) и тропы с лестницами и добывал отсюда строительный камень, главным образом с приповерхностного ласнамягиского горизонта.

Из данного краткого обзора явствует, что на всех этапах сложного и длительного развития глинта литологический фактор имел большое значение.

В отличие от Предглинтовой низины Виру-Харьюское плато образовано в пределах значительно более устойчивых карбонатных пород ордовика и силура. При этом западный и восточный склоны плато не

совпадают с границей выходов ордовикских и силурийских карбонатных пород. Последние распространяются также западнее и восточнее Вируского Харьюского плато, в северной части Западно-Эстонской низины и Чудско-Псковской впадины. Более низкое гипсометрическое положение их обусловлено в основном интенсивной экзарацией. Территория Западной Эстонии по меньшей мере в позднем плейстоцене находилась под воздействием балтийской, а Псковско-Чудская впадина под воздействием чудской ледниковой лопасти (Раукас, 1972), вследствие чего отсюда был снесен более мощный слой коренных карбонатных пород, чем с Вируского Харьюского плато.

Карбонатная толща ордовика и силура по литологическому составу (рис. 24), текстурным особенностям и стойкости к денудационным процессам неоднородна (Орвику, 1960 б; Мянниль, 1966; Кальо (ред.), 1970 и др.). Среди ордовикских пород более чистые известняки наблюдаются на западе территории, на о-вах Хийумаа и Вормси и к северу и северо-западу от г. Хаапсалу (рис. 24). К востоку степень доломитизации увеличивается, причем особенно сильная доломитизация пород наблюдается в зонах тектонических нарушений (Азериское нарушение и другие). По своей устойчивости к денудационным процессам среди ордовикских пород особенно выделяются известняки волховского, ласнамягиского, раквереского и поркуниского горизонтов и сауньяской пачки набалаского горизонта. В Западной Эстонии относительно устойчивы также известняки оандуского горизонта (вазалеммаская пачка) и нижней части пиргуского горизонта (моэская пачка), в Восточной Эстонии — нижняя часть (оямааские слои) идавереского горизонта. К сравнительно легкоэродируемым породам следует отнести тонкослоистые глинистые известняки с прослоями кукерсита кукрузеского горизонта, глинистые известняки и мергели ухакуского, идавереского, йыхвиского, кейлаского, пиргуского и оандуского (в Восточной Эстонии) горизонтов (Раукас, 1978), хотя в последних тоже наблюдаются отдельные твердые, трудноэрудируемые прослои и, наоборот, в общем твердых породах наблюдаются отдельные легкоэродируемые прослои.

Силурийские породы представлены преимущественно известняками и доломитами, реже мергелями и домеритами (рис. 24). Почти по всей полосе выходов силурийских пород восточнее Рапла известняки сильно доломитизированы. Такие же породы обнажаются и в восточной части о-ва Сааремаа, на о-ве Муху и в пределах распространения яагарахуского горизонта севернее г. Пярну. Относительно чистые известняки обнажаются в южной части о-ва Хийумаа и в районах, расположенных к западу от г. Хаапсалу. По глинистости особенно выделяется полоса распространения пород яаниского и каугатумаского горизонтов.

Устойчивы к денудационным процессам карбонатные породы тамсалуской свиты юруского горизонта, райккюлаского и, особенно, яагарахуского горизонтов. Наиболее устойчивыми являются биогермы яагарахуского горизонта, которые четко выступают не только в древнем, но и современном рельефе Западной Эстонии в виде отрезков Западно-Эстонского глинта и своеобразных скальных друмлинов (фото 2 и 3).

Если посмотреть на приложенную литологическую карту (рис. 24), то связь между литологией карбонатных пород и гипсометрией рельефа коренных пород не вызывает сомнений. Сразу замечается, что именно к выходам глинистых пород яаниского и адавереского горизонтов в Западной Эстонии, особенно легко разрушающихся под влиянием экзогенных сил, приурочены обширная Казариская низменность с близкими к нулю

отмеками, а также Матсалуский залив и пролив Соэла между островами Хийумаа и Сааремаа. Наиболее возвышенные участки регионального или местного значения приурочены к наиболее трудноэродируемым породам. В качестве примеров можно сослаться на северо-восточную часть о-ва Вормси, северную оконечность о-ва Муху (рис. 24) и на ряд других районов. Во многих случаях по литологической карте можно вырисовывать даже горизонтали рельефа коренных пород.

Литологический фактор имел на выходах карбонатных пород большое значение не только в образовании и распределении средних форм, но и мелких (например, пластовых возвышений и низин, карстовых форм и пр.) и микроформ (ледниковых язычков и др.).

Еще Ф. Шмидт (Schmidt, 1854, 1858) обратил внимание на закономерную волнистость рельефа поверхности коренных пород Северной Эстонии, связанную с различной устойчивостью ордовикских и силурийских карбонатных пород к денудационным процессам. В результате моноклинального залегания слоистой толщи различной твердости и длительной денудации, вдоль выходов более устойчивых пород образовались вытянутые в широтном направлении пластовые уступы высотой обычно до 10 метров, между которыми вдоль выходов менее устойчивых пород образовались пластовые низины (Winkler, 1920; Tammekann, 1926, 1928, 1949 и др.). Например, формирование четкого пластового уступа или его отдельных частей в виде изолированных пластовых возвышений в Западной Эстонии в окрестностях Вазалемма, Кейла и Таллина наиболее часто связано с устойчивыми породами вазалеммаского горизонта (уступы Кымасте, Падизе, Вазалемма, Охту, Туула, Копельмаа и др.), в то время как на выходах менее устойчивых известняков кейлаского горизонта образовались пластовые низины (например, севернее г. Кейла).

Местами возвышения сложены также относительно малоустойчивыми породами. Например, возвышения Карьякюла, Лоокюла, Хумала, Кейла, Курна, Пеэтри, Пяэскюла, Кумна и некоторые другие сложены либо мергелями йыхвиского горизонта либо сравнительно мягкими известняками кейлаского горизонта, но в таком случае они залегают на еще более мягких породах (например, кукрузеского горизонта) или они локально тверже окружающих пород того же горизонта.

В Северо-Восточной Эстонии наиболее хорошо выраженные пластовые уступы развиты в районах, где в соприкосновении находятся легкоэродируемые известняки и кукерситы кукрузеского горизонта, с одной стороны, и твердые известняки нижней зоны идавереского горизонта, с другой (например, уступы Кавасту и Татрузе), или же глины и мергели оандуского горизонта с твердыми афанитовыми известняками раквереского горизонта (уступы Торумяэ, Раквере и Каарли).

В окрестностях Кохила и Рапла пластовые уступы связаны с относительно твердыми породами тамсалуской свиты юруского горизонта (уступы Варбола, Атла, Юуру и др.) и находящимися в контакте с мягкими мергелистыми известняками набалаского горизонта сауньяскими афанитовыми известняками (уступы Сутлепа, Метскюла и др.).

Пластовые уступы выстраиваются в определенные поясы, среди которых согласно А. Таммеканну (Tammekann, 1949) наиболее четко выделяются нижнекембрийский песчаниковый и таллинский (связанный со строительным известняком), йыхвиский (высотой у Ярве до 15 м), раквереский, поркуниский, адавереский и изборский известняковые.

Пластовым уступом является также Западно-Эстонский глинт, свя-

занный с силурийскими известняками яагарахуского горизонта (Aaloe, 1958 и др.), в частности особо прочными к денудационным процессам биогермами (рис. 17; фото 2). Ввиду отрывочного распространения последних Западно-Эстонский глинт не представлен сплошным уступом, а состоит из отдельных пластовых возвышений с обрывами на северном и северо-западном склонах. В моделировании этих возвышений большую роль играли экзарационные и абразионные процессы.

Определенное сходство с пластовыми уступами имеет также Северо-Эстонский глинт, особенно в районах, где он подразделяется на несколько уступов (например, к северу от г. Раквере). Это заставляет думать, что в формировании глинта и мелких пластовых уступов имеется много общего (Winkler, 1920; Künnapuu, 1959 и др.). Видимо, они все в своем первичном виде образовались в результате длительной доплейстоценовой денудации, главным образом благодаря эрозионным процессам вдоль выходов моноклинально залегающих пород с различной устойчивостью. В доплейстоценовое время они под воздействием эрозии подразделялись на более или менее изолированные участки (глинтовые бухты и мысы, эрозионные останцы, пластовые возвышения и низины), которые потом сильно перерабатывались ледниками и моделировались другими внешнегеологическими процессами, прежде всего абразией волн Балтийского моря.

В наиболее типичном виде пластовые уступы, возвышения и низины встречаются в окрестностях пос. Вазалемма и г. Кейла, близ Таллина, Раквере и Кохтла-Ярве. Здесь следует оговорить, что пластовым возвышением мы называем только те коренные возвышения, которые образовались за счет расчленения пластовых уступов и в связи с этим имеют в своей проксимальной части четкий уступ.

Кроме пластовых возвышений в природе имеется множество других типов коренных возвышений, в образовании которых литологический фактор тоже сыграл ведущую роль. Они, как правило, сложены более твердыми породами, чем окружающие их равнины или низины. В плане форма этих возвышений более или менее округлая, овальная, яйцевидная, удлиненная или беспорядочная. По поперечному профилю могут быть выделены симметричные и асимметричные формы, а по характеру гребня — формы с горизонтальным плоским гребнем, с наклонным плоским и с волнистым расчлененным. Разнообразным может быть также продольный профиль возвышений — чаще всего встречаются асимметричные формы с наклонным в дистальную сторону гребнем, но нередко наблюдаются также выпуклые более или менее симметричные продольные профили. Кроме описанных выше простых форм имеются сложные двухъярусные образования, где на едином остове расположена не менее двух более мелких возвышений.

Наиболее детально коренные возвышения изучены в окрестности г. Таллина. Здесь встречаются весьма разнообразные возвышения (Künnapuu, Raukas, Tavast, 1982), среди которых преобладают ориентированные с севера на юг или с северо-запада на юго-восток пластовые возвышения с коротким и крутым проксимальным и пологим и длинным дистальным склонами (т. н. Раэский тип). Наряду с ними встречаются платообразные или слегка выпуклые удлиненные формы с асимметричными склонами и более крутым (иногда террасированным) проксимальным склоном (Хумалаский тип), овальные пологосклоновые формы с выпуклым гребнем (Мыйгуский тип) и беспорядочные в плане пологосклоновые формы с ровным или слегка выпуклым гребнем (Ассакуский

Таблица 2

Морфометрические показатели характерных для окрестностей г. Таллина коренных возвышений (Künnapuu, Raukas, Tavast, 1982)

Тип возвышений	Возвышение	Длина, км	Ширина, км	Высота	
				абс.	отн.
Округлые	Кивимяэ	0,7	0,5	30,0	12,2
	Ярве	2,5	2,0	31,0	4,5
Овальные	Пяэскюла	3,0	2,4	47,6	18,1
	Мыйгу	3,0	2,0	47,2	11,0
	Саусти-Нымме	3,8	2,6	44,0	8,0
	Тыдва	2,5	1,5	44,1	8,0
Беспорядочные	Ассаку	1,5	1,0		4,5
	Кийли	1,4	1,0	47,3	9,7
Удлиненные	Какумяги	4,0	1,4	12,7	12,7
	Вескимяги	1,3	0,4		
	Кумна	1,8	0,4		
	Карьякюла	1,7	0,3		
	Кеэлва	2,0	0,3		
	Хумала	2,0	0,3		
	Пирита	1,5	0,5	—9,0	24,0
	Кейла	2,2	0,3		
	Нымме	1,8	0,7	28,1	14,1
Сложные (двухъярусные)	Сауэ	13,5	2,0	45,8	17,9
	Харку	6,5	2,2	46,1	19,0
	Центральное возвышение г. Таллина	4,0	1,2	44,0	31,0
	Виймси	3,4	1,6	51,5	41,5
	Сыямяэ	3,5	2,6	51,9	8,0
	Соммерлинги	5,0	2,5	56,5	9,4
Пластовые	Харку-Паэмурру	1,2	0,7	32,6	7,4
	Кадака	1,2	0,5	27,5	5,5
	Раэ	0,4	0,3	48,9	6,3
	Вибелику	0,2	0,2	34,8	3,0
	Лааби	0,3	0,2	28,9	1,4
	Туула	1,0	0,5		

тип). Нередки также сложные двухъярусные формы (Сауэский тип), где на пологосклоновом остове возвышаются два-три платообразных или выпуклогребневых холма высотой 4—10 м.

Морфометрические показатели характерных для окрестностей г. Таллина коренных возвышений приведены в табл. 2.

Литологический фактор имеет в формировании рельефа коренных карбонатных пород большое значение и в наши дни. Сошлемся на карстовые процессы, которые чаще всего приурочены к определенным разновидностям карбонатных пород. Наиболее закарстованы породы азериского, ласнамягиского, раквереского, набалаского, вормсиского, пиргуского и поркуниского горизонтов ордовика и юруского, райккюла-

ского, яагарахуского и паадлаского горизонтов силура. Особенно сильно подвержены карстовым процессам чистые известняки и доломиты, а также смешанные типы пород, содержащие мало глинистого компонента (Хейнсалу, 1959, 1975; Хейнсалу, 1977).

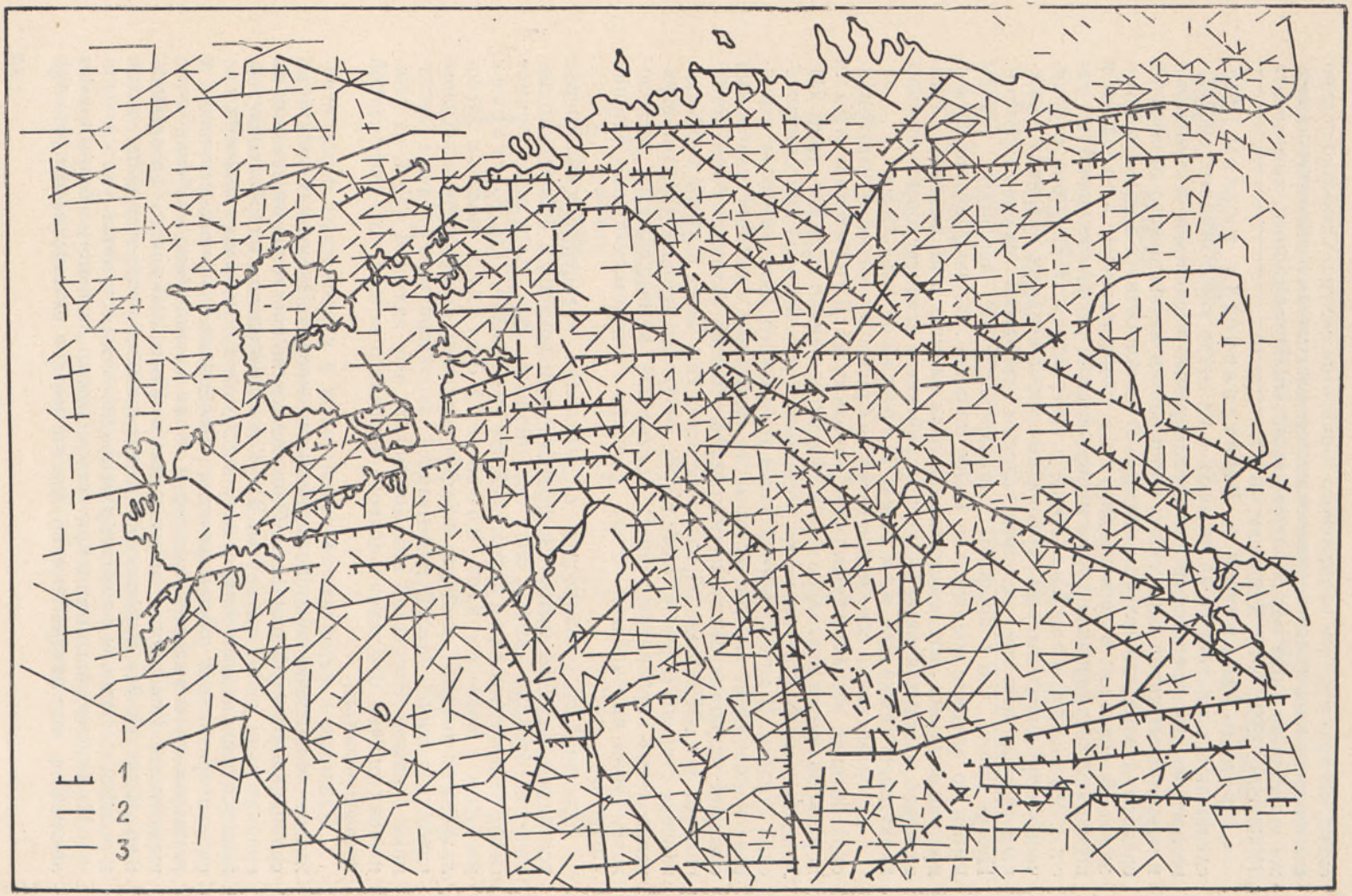
Средне-Эстонская и Выртсъярвская низины прослеживаются в основном на выходах и на месте уничтоженных внешнегеологическими процессами легкоэродируемых песчаников и глинистых и мергелистых пород пярнуского, наровского и арукюлаского горизонтов среднего девона, что целиком определяет их пониженное в рельефе положение. В основном в легкоэродируемые среднедевонские алевролиты и песчаники денудирована также меридионально расположенная Псковско-Чудская впадина. Лишь в северной части впадины ограниченно встречаются выходы карбонатных пород верхнего ордовика и нижнего силура, но и они не представлены твердыми разновидностями. Нужно учесть, что в прошлом легкоэродируемые девонские породы имели во впадине значительно более широкое распространение, чем в настоящее время, что содействовало образованию этой впадины. Относительно малоустойчивые верхнесилурийские и среднедевонские породы характерны также для впадины Пярнуского залива.

По сравнению с обнажающимися на Средне-Эстонской и Выртсъярвской низинах песчано-глинистыми породами на Девонском плато породы являются несколько более твердыми, однако не всюду (рис. 24). Это обусловило формирование несколько более высокой гипсометрической ступени. В юго-восточной части Девонского плато выходят девонские карбонатные породы, которые по сравнению с распространенными севернее терригенными породами среднего девона являются более устойчивыми, что обусловило образование здесь еще более высокой верхнедевонской ступени (Орвику, 1955; Kajak, 1968). На выходах твердых верхнедевонских карбонатных пород Хааньяской возвышенности расположена также высочайшая точка рельефа коренных пород Эстонии (+166 м).

Сведений по устойчивости к денудации среднедевонских пород вследствие большой мощности четвертичного покрова и небольшого количества буровых данных пока еще немного. Это затрудняет прямое сопоставление рельефа с литологией. Но уже известно, что Валгаская низина и низина Юго-Восточной Эстонии целиком расположены на выходах особенно легкоэродируемых алевролитов и песчано-глинистых пород. Малой цементацией характеризуются также песчаники в районе Отепяской возвышенности, что является одной из важнейших причин отсутствия единого коренного остова под современной возвышенностью.

Различие в устойчивости терригенных и карбонатных пород отражается и в значительно большей расчленности Девонского плато по сравнению с Виру-Харьюским. Оно расчленено эрозионными врезами на сравнительно узкие, вытянутые в субмеридиональном направлении возвышенности и возвышения, причем последние приурочены к более сильно сцементированным разновидностям песчаников, не согласующихся с расположением выходов горизонтов. В этом отношении особенно четко выделяются Кокораское возвышение и Южно-Сакалаская возвышенность (рис. 12, 24). Хорошо наблюдается также приуроченность долин и ложбин к наименее прочным разновидностям песчаников.

Из приведенного выше краткого и далеко неполного обзора можно заключить, что литологический фактор имел в формировании рельефа


1
2
3

коренных пород очень большое значение. В отличие от других рельефообразующих факторов влияние литологии пород было пассивным, но зато постоянно действующим фактором как в дочетвертичное, так и в четвертичное время.

3.3. ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИКИ НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД

Тектоника является важнейшим рельефообразующим фактором, который по своей значимости противопоставляется всем внешнегеологическим процессам. Роль тектоники в образовании рельефа коренных пород проявляется: 1) в региональном поднятии земной коры, что создавало условия для интенсивного развития денудационных процессов; 2) в создании самостоятельных морфоструктур, обусловленных дифференцированными движениями отдельных блоков фундамента; 3) влиянием мертвых структур, которые как тектонически ослабленные зоны облегчали денудацию.

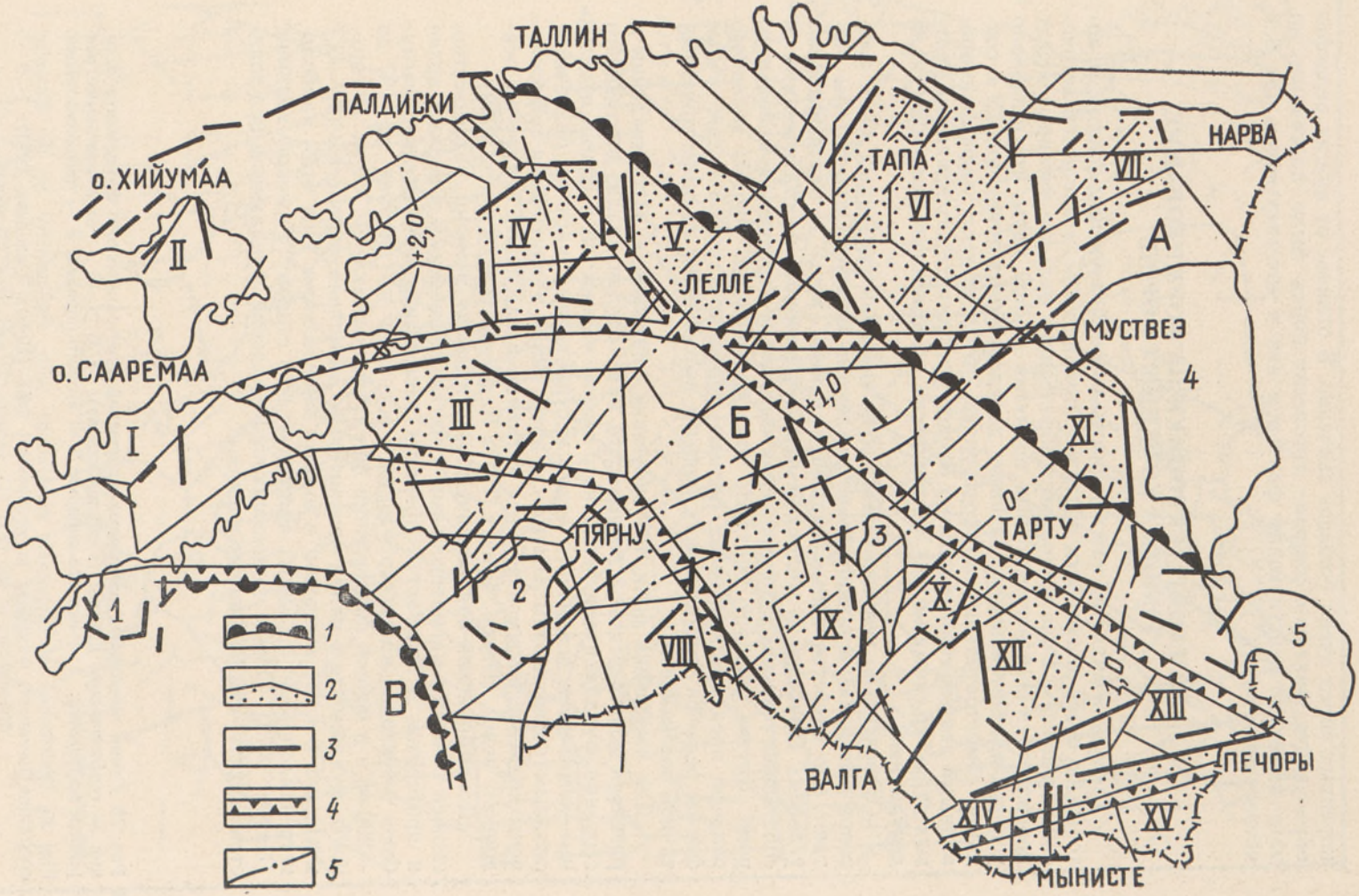
Относительно рельефообразующего значения указанных выше факторов высказаны принципиально различные мнения. Одни авторы считают, что плейстоценовые движения земной коры в платформенных условиях Прибалтики являются преимущественно изостатическими и собственно тектонические движения сыграли в морфогенезе небольшую роль. Другие, наоборот, считают, что большинство форм коренного рельефа представляют собой прямые морфоструктуры и четвертичные формы рельефа также служат прямым выражением рельефа дочетвертичной поверхности.

Для выяснения роли тектонических движений в происхождении и развитии дочетвертичной поверхности нами сделан анализ внутреннего строения фундамента и осадочного чехла, мощностей и фаций отдельных комплексов осадочного чехла и структурных карт по различным опорным поверхностям (Raukas, Vaher, 1981) и критически пересмотрены практически все известные активные и пассивные структуры осадочного чехла (Вахер, Таваст, 1979; Вахер, Раукас, Таваст, 1980).

Докембрийский кристаллический фундамент Эстонии, как известно, сложен разными магматическими и метаморфическими породами архея и протерозоя и залегает в пределах республики относительно неглубоко: в северной части территории в основном на глубине от —97 до —200 м, а в южной погружается до глубин порядка — 700 м. Поверхность фундамента в целом сравнительно спокойная, с пологим (2,2—3,7 м/км, или 8—12') наклоном в южном направлении. При этом наибольший наклон (3,3—3,7 м/км) наблюдается в сторону Рижской впадины (Вахер, 1972). Общее моноклинальное падение фундамента осложняется структурами различных порядков

◀ Рис. 29. Схема возможных разрывных нарушений кристаллического фундамента Эстонии по геофизическим данным (Побул, Сильдвээ, 1973): 1—3 — предполагаемые разрывные нарушения: 1 — первого порядка; 2 — второго порядка; 3 — третьего порядка.

Fig. 29. Distribution of supposable dislocations with discontinuity in the Estonian crystalline basement, according to geophysical data (Побул, Сильдвээ, 1973): 1—3 — dislocations of the first (1), second (2) and third (3) stage.


ТАЛЛИН
ПАЛДИСКИ
о. ХИЙУМАА
о. СААРЕМАА
НАРВА
ТАПА
ЛЕЛЛЕ
МУСТВЕЭ
ПЯРНУ
ТАРТУ
ВАЛГА
ПЕЧОРЫ
МЫНИСТЕ
+2,0
+1,0
+1,0
А
Б
В
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII
XIII
XIV
XV
1
2
3
4
5
1
2
3
4
5

На основе детальных геофизических исследований предполагается, что породы фундамента Эстонии раздроблены разновозрастными тектоническими разломами на отдельные блоки, испытывавшими перемещения и изгибовые деформации не только в докембрии, но и позже под влиянием тектонических напряжений, вызванных каледонскими и герцинскими горообразовательными процессами (Побул, Сильдвээ, 1973, 1975 и др.). Крупнейшие блоки фундамента на территории республики ограничены глубокими разломами и представляют собой отдельные части региональных геофизических структур северо-запада Русской платформы. Они, в свою очередь, подразделяются на более мелкие блоки полигональной формы (рис. 29, 30), которые отчасти, видимо, также отделены друг от друга разломами. Размеры их достигают нескольких десятков километров в поперечнике.

Блоки фундамента оказали немалое влияние на интенсивность и характер осадконакопления в последующих платформенных условиях, что доказано при помощи анализа распределения мощностей и фаций осадочного чехла (Мянниль, 1966; Кальо (ред.), 1970; Пуура, Мардла, 1972; Брангулис и др., 1974 и др.). Э. Ряхни (1973), Ю. Хейнсалу и Х. Сильдвээ (1971) считают, что унаследованные дифференцированные блоковые движения в фундаменте продолжались также в четвертичное время, оказывая значительное влияние на формирование плейстоценового и современного, а соответственно и дочетвертичного рельефа. Аналогичное мнение разделяют некоторые исследователи соседних республик (Берзинь, 1969; Шляупа, 1970 и др.). Они исходят из предположения, что тектонически план рассматриваемой ими территории за геологическое время существенно не изменился и разломы в фундаменте яв-

◀ Рис. 30. Схема сопоставления блокового строения осадочного чехла (Ряхни, 1973) и кристаллического фундамента (Побул, Сильдвээ, 1975; Сильдвээ, Мийдел, 1978) с дополнениями; 1—2 — границы блоков фундамента: 1 — крупнейших (А, Б, В); 2 — второстепенных; 3 — предполагаемые границы блоков осадочного чехла по Э. Ряхни (1973); 4 — глубокие разломы фундамента; 5 — изолинии современных вертикальных движений земной коры по Г. Желнину (1975). Названия предполагаемых подымающихся и опускающихся блоков осадочного чехла по Э. Ряхни (1973). Подымающиеся блоки: I — Сааремааский; II — Хийумааский; III — Михклиский, IV — Варболаский; V — Махтраский, VI — Пандивереский; VII — Йыхвиский; VIII — Мыйзакюлаский; IX — Сакалаский; X — Элваский; XI — Каллластеский; XII — Угандиский; XIII — Ахъяский; XIV — Карулаский; XV — Хааньяский. Опускающиеся блоки: 1 — Суур-Катлаский; 2 — Пярнуский; 3 — Выртсъярвский; 4 — блок Чудского озера; 5 — блок Псковского озера.

Fig. 30. Neotectonically active lifting and sinking blocks of the sedimentary cover after E. Rähni (Ряхни, 1973) and underlying blocks of the crystalline basement after E. Pobul and H. Sildvee (Побул, Сильдвээ, 1975); Сильдвээ, Мийдель, 1978) with complements: 1—2 — boundaries of the basement blocks (1 — between the largest (A, Б, B) ones and 2 — between the second stage blocks); 3— supposed blocks of the sedimentary cover after E. Rähni; 4 — deep faults of the basement; 5 — isolines of recent vertical movements after G. Zhelnin (Желнин, 1975). Lifting blocks: I — Saaremaa, II — Hiiumaa, III — Mihkli, IV — Varbola, V — Mahtra, VI — Pandivere, VII — Jõhvi, VIII — Mõisaküla, IX — Sakala, X — Elva, XI — Kallaste, XII — Ugandi, XIII — Ahja, XIV — Karula, XV — Haanja. Sinking blocks: 1 — Suur-Katla, 2 — Pärnu, 3 — block of Lake Võrtsjärv, 4 — block of Lake Peipsi, 5 — block of Lake Pihkva.

ляются долгоживущими и многократно обновляющимися системами нарушений. При этом, по их мнению, отражение в структуре осадочного чехла находят даже мелкие блоки фундамента. Например, А. Шляупа (1970) по материалам структурно-морфометрического исследования территории Литвы приходит к заключению, что по сравнительному анализу дочетвертичного и современного рельефа можно даже прогнозировать глубинное тектоническое строение и по гипсометрии подчетвертичной поверхности можно подсчитать амплитуду суммарных тектонических движений за ледниковую эпоху. Он предполагает, что все базисные поверхности отражают блоковую, в том числе микроблоковую структуру кристаллического фундамента и преобладающее количество современных локальных поднятий имеют корни в фундаменте. Происходившие неотектонические движения обусловили также мощность четвертичных отложений.

Л. Берзинь (1969), изучавшая основные черты новейшей тектоники территории Латвийской ССР в связи со структурой кристаллического фундамента и осадочного чехла, заключила, что расчлененный рельеф фундамента и многоярусная структура осадочного чехла тоже в основном обусловлены дифференцированными движениями отдельных блоков, в том числе малоразмерных. При этом новейшая структура изученной ею территории обусловлена проявлением тектонических движений четырех типов: общеколебательных, колебательно-волновых, компенсационных (изостатических) и дислокационных. Основную роль в формировании крупных новейших структур Л. Берзинь отводит колебательно-волновым движениям, тесно связанным с ортогональной системой разломов в фундаменте, определившим очертания основных новейших структур. При этом наибольшей неотектонической активностью отличаются субмеридионально направленные линейные разломы, сопровождавшиеся образованием локальных поднятий, разрывных нарушений, зон трещиноватости и дробления. Автор предполагает, что дифференцированные движения вдоль основных систем разломов в фундаменте при попеременном преобладании того или другого направления проявлялись в течение всего платформенного этапа развития территории, а новейший структурный план был целиком обусловлен унаследованными дифференцированными движениями отдельных блоков фундамента. Таким образом четвертичные структуры, по ее мнению, являются полным отражением дочетвертичной поверхности и представляют собой прямые морфоструктуры.

Идея о том, что новейшим поднятиям в современном рельефе соответствуют возвышенности, а опусканиям — отрицательные формы далеко не новая. Об этом в конце двадцатых годов писал Э. Краус (Kraus, 1928). Но в силу недостаточного фактического обоснования она не завоевала признания и до сих пор представленные выше упрощенные подходы к роли тектоники не являются убеждающими.

Проанализируем это на примере материалов по Эстонии, в которых Э. Ряхни (1973) аналогично А. Шляупе и Л. Берзинь выделяет неотектонически активные блоки, определившие, по его мнению, все характерные признаки плейстоценового и современного рельефа. На территории республики он выделяет 15 поднимающихся и 5 опускающихся блоков (рис. 30), близко совпадающих в плане формами рельефа коренных пород. Э. Ряхни предполагает, что эти блоки были в поздне- и послеледниковое время достаточно активными. Наиболее активными, по его мнению, были Хааньяский и Пандивереский блоки, которые в течение последних 12—

13 тыс. лет поднялись примерно на 30 м. Остальные блоки поднялись или опустились в результате неотектонических движений на 5—20 м.

По нашему мнению, расположение разломов в кристаллическом фундаменте (рис. 29, 30) и в осадочном чехле в пределах Хааньяской, Отепяской и Сакалаской возвышенностей даже при первом приближении не позволяет выделить в осадочном чехле блоки, которые предполагаются по Э. Ряхни. В пределах Пандивереской возвышенности в кристаллическом фундаменте действительно выделяется неотектонический активный Тапаский блок (Хейнсалу, Сильдвээ, 1971), с которым в современное время как будто связаны дифференцированные тектонические движения. В пользу его активности говорят данные повторного нивелирования трасс, пересекающих разломы, ограничивающие Тапаский блок и к границам этого блока приурочены также участки резких изменений скоростей вертикальных движений (Хейнсалу, Сильдвээ, 1971). Но Тапаский блок отнюдь не совпадает с Пандивереским блоком осадочного чехла по Э. Ряхни.

Пандивереская возвышенность составляет наивысшую часть Виру-Харьюского плато и отчетливо вырисовывается изогипсой 80 м. Она как бы повторяет в миниатюре характерные черты строения плато в целом. Здесь установлены секущие сбросы и флексуры (например, Азериское нарушение амплитудой по нижней поверхности кукрузеского горизонта до 22 м), наблюдаются некоторые элементы сходства рельефа коренных пород и платформенных структур, но нет структуры, совпадающей с возвышенностью в целом.

Сравнивая расположение блоков осадочного чехла по Э. Ряхни с рельефом коренных пород (см. Ряхни, 1973; с. 337) мы обнаружили, что его поднимающиеся блоки без исключения связаны с возвышениями, а спускающиеся — с понижениями рельефа коренных пород. Как известно, строение осадочного чехла республики является сложным, и в образовании рельефа коренных пород воздействовали не только тектонические процессы, а целый набор внешнегеологических агентов. Потому механический подход к выделению блоков по принципу Э. Ряхни и некоторых латвийских и литовских коллег, на наш взгляд, себя не оправдывает.

При сопоставлении понижений и возвышений рельефа коренных пород с современной топографической поверхностью действительно видно, что уклоны рельефа на коренных породах и наклон современной топографической поверхности в целом однозначны и сходны. Характерно, что более крутые и расчлененные современные склоны обычно соответствуют таким же склонам рельефа коренных пород. При беглом подходе это может навести на мысль, что в формировании наложенных друг на друга образований существовала тектоническая обусловленность. Однако подобная трактовка исключает противоположные тектоническим денудационные процессы. К тому же в настоящее время в наших руках нет неопровержимых фактов, позволяющих говорить о большой подвижности мелких блоков фундамента. Смещения отдельных реперов при повторных нивелировках связаны не с современными блоковыми движениями земной коры, а с экзогенными процессами (Сильдвээ, Мийдел, Желнин, 1973). На это указывают нередкие смещения реперов над погребенными долинами, вблизи них или в городах, в которых установлено уплотнение осадков и т. д. Вероятнее всего, интенсивность этих движений, если они как таковые имеются, столь мала, что обычными геолого-геоморфологическими и геофизическими методами они не улав-

ливаются или находятся в пределах чувствительности методов. Следует также учитывать, что над кристаллическим фундаментом залегает мощная разнородная толща осадочных пород венда и палеозоя и поэтому все тектонические напряжения, вызванные вертикальным перемещением блоков, по-разному перераспределяются и трансформируются в литологических комплексах осадочного чехла (Гуделис, 1973). Вследствие этого представляется теоретически маловероятным совпадение контуров блоков фундамента со структурами коренного рельефа, с современным рельефом или с изобазами поздне- и послеледниковых поднятий.

Об ограниченном распространении прямых морфоструктур говорит также сопоставление тектонического строения осадочного чехла и фундамента, а также анализ развития тектонического плана территории. На карте фундамента (рис. 30) четко выделяются крупнейшие блоки, продолжающиеся на соседних территориях. Северо-восточный блок (блок А) представляет собой складчатую, сложенную в основном нижнепротерозойскими породами область. На северо-западном (архейском) блоке (Б) нижнепротерозойские породы практически отсутствуют, что объясняется протерозойским возвышенным положением блока. Третий блок (В) является частью Рижского массива рапакиви. Именно взаимным расположением и развитием этих крупнейших блоков предопределены основные черты вендского и раннепалеозойского осадконакопления (Побул, Сильдвээ, 1975; Raukas, Vaher, 1981).

В валдайское и балтийское время структурный план наследовал внутреннее строение фундамента, что проявляется в совпадении направления изопахит с простиранием границы блоков А и Б. Увеличение мощностей отложений и смена мелководных фаций с более глубоководными в северо-восточном направлении указывают, что в рассматриваемом периоде продолжалось подымание блока Б относительно блока А.

В палеозое контуры подвижных блоков и знак движений неоднократно изменялись. Во второй половине позднего кембрия проявляется противоположное к только что рассмотренной картине относительное поднятие блока А на фоне общего погружения территории. В ордовике накопление глубоководных карбонатных фаций (в Южной Эстонии и Латвии) не увязывается с расположением отмеченных выше блоков. В силуре литолого-фациальные границы и миграция мощности несколько наследуют контуры блоков, в частности в юго-восточной части Эстонии. При этом в силуре трижды сменяются трансгрессии и регресии моря.

Смена девонских континентальных отложений с морскими и увеличение их мощностей в юго-восточном направлении также не увязывается с блоками фундамента. Тектонический план палеоген-неогенового времени не увязывается ни с блоками фундамента, ни с тектоническим планом четвертичного времени, что согласуется с фактом, что местоположения центров среднеэоценового рифтогенного поднятия и гляциоизостатических поднятий и опусканий не совпадают (Пуура, 1980). В настоящее время Северо-Западная Эстония поднимается со скоростью около 3 мм/год, а юго-восточная часть республики опускается со скоростью порядка 1 мм/год (Желнин, 1964). При этом изолинии современных движений расположены вкрест границы блоков А и Б и изопахит валдайских отложений венда, т. е. наблюдается максимально возможное различие между структурными планами.

Подытоживая сказанное, можно заключить, что в начале платформенной стадии развития тектонические движения на территории Эстонии

носили унаследованный характер от структурного строения — крупных блоков фундамента. А в дальнейшим эта связь уменьшалась и со временем полностью исчезла, сохранив противоположный характер до настоящего времени. Высокой степенью унаследованности отличаются лишь отдельные линейные элементы новейшей структуры, генетически связанные с действительными зонами разломов в фундаменте. Об этом свидетельствует факт, что 60—70% из 130—140 пунктов резкой смены вертикальных движений на трассах повторного нивелирования совпадает с выявленными по геофизическим данным разломами фундамента (Сильдвээ, 1978).

О характере тектонических движений и о влиянии их на поверхность коренных пород в мезо-кайнозойское время прямых сведений немного. Известно, что в начале неогена во многих районах Восточно-Европейской платформы тектонические движения значительно активизировались. Образовались многочисленные пликативные и дизъюнктивные нарушения, возможно даже, сменился тектонический режим области (Николаев, 1962; Шульц, 1958 и др.). В поздненеогеновое время на территории Эстонии, как и на соседних районах, видимо, происходило общее тектоническое поднятие. Восстановить ход и амплитуды этих движений невозможно, так как соответствующие отложения здесь отсутствуют. По весьма ориентировочным подсчетам суммарное поднятие земной коры в западной части Эстонии, за исключением островов Западно-Эстонского архипелага, в неоген-четвертичное время не превышало 50 м, а в восточной части республики, за исключением Пандивереской и Южно-Эстонских возвышенностей — 100 м (Nikolaev, Babak, Medyantsev, 1967).

Поздненеогеновое поднятие земной коры оказывало большое влияние на формирование глинта и поскольку оно сопровождалось общей регрессией Мирового океана, то именно оно и заложило предпосылки для образования глубокой и сложной дочетвертичной речной сети на территории республики. Учитывая обстоятельство, что древние погребенные долины в Эстонии имеют глубину вреза до 207 м (долина Абъя), то общий базис эрозии на территории Эстонии в позднем неогене находился не меньше 200 м ниже современного уровня моря. Отличить здесь эвстатическую и тектоническую составляющие задача нелегкая, но в данном случае это не имеет принципиального значения. В том или другом случае переоценить роли тектоники в формировании древних долин трудно. Это тем более, что многие древние долины для заложения своего русла использовали тектонически ослабленные зоны. Интенсивными положительными поздненеогеновыми и раннечетвертичными движениями можно отчасти объяснить также отсутствие в древних долинах аллювиальных отложений. Для их накопления из-за быстрого врезания рек и интенсивной донной эрозии не было подходящих условий.

Неравномерные по интенсивности поздненеогеновые тектонические движения, которые в Фенноскандинавии явно были более интенсивными, чем на южном склоне Балтийского щита, привели к еще более значительному моноклинальному залеганию пород осадочного чехла и, благодаря последовавшей избирательной денудации, обусловили образование глинта и пластовых уступов (см. с. 50—58).

В плейстоцене продолжалось общее тектоническое поднятие, на фоне которого проявились гляциоизостатические движения. Характер последних был волновой, так как ледниковый покров наступал неоднократно и обусловил многократные опускания и поднятия земной коры (Гуделис, 1960, 1964).

Сразу после окончательного отступания ледникового покрова, территория Эстонии стала подниматься. Это поднятие было особенно интенсивным в начале позднеледникового времени, когда суммировались компенсационные и унаследованные, сравнительно незначительные по интенсивности эпейрогенетические движения. В дальнейшем компенсационное поднятие постепенно убывало. Об этом свидетельствует расположение древнебереговых образований приледниковых озер и разных стадий развития Балтийского моря. Скорость поднятия Северо-Западной Эстонии изменилась от позднеледникового до настоящего времени почти на 17 мм/год. В позднеледниковое время она составляла более 20 мм/год, в пребореальное время — примерно 13, а во второй половине атлантического времени 4,5 мм/год (Раукас, 1978). В настоящее время этот район поднимается со скоростью лишь 2 мм/год (Желнин, 1975 и др.).

Интересные данные о поднятии земной коры в Эстонии в поздне- и послеледниковое время получили Х. Кессел и А. Мийдел (1973). По их данным, со времени образования большого приледникового озера A_1 (G_1), соответствующего максимуму распространения ледника пандивереской стадии 12 000 лет назад (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971) и до образования береговой линии Y_{11} фазы Иольдиевого моря, возраст которой 9600 лет (Кессель, Пуннинг, 1969), т. е. в течение 2450 лет, Северо-Западная Эстония поднялась примерно на 65 м, а в течение последующих 9600 лет — лишь на 50 м. Особенно резко уменьшилась скорость поднятия в конце атлантического климатического периода.

Итак, поздне-послеледниковые движения явно имеют гляциоизостатическую природу. Появляющиеся ледниковые покровы прогибали земную кору, а при их таянии земная кора вспучивалась и возвращалась в определенное исходное положение. Кроме постепенного уменьшения скорости поднятия во времени это доказывается еще и тем, что изолинии поднятия хорошо согласуются с реконструированными контурами бывшего ледникового покрова, распределением его толщины и последовательностью сокращения. В то же время направленность и величина скорости движения за некоторым исключением не имеют корреляции с рельефом поверхности и с геологическими структурами. Изолинии скорости во многих местах секут простирание древних и новейших структур и не согласуются с контурами гравитационных аномалий. А если посмотреть на территорию распространения оледенения в целом, то нередки случаи, когда одна и та же геологическая структура одной своей частью вовлечена в поднятие, а другой — в опускание (Никонов, 1979).

Роль компенсационных поздне- и послеледниковых движений в формировании новейших структур и поверхности коренных пород, по мнению большинства исследователей, весьма ограничена. Однако имеются и другие высказывания. По В. Гуделису (1973), именно благодаря этим движениям образовались, например, разрывные (грабеноподобные) дислокации на дне Рижского залива. Особенно крупные компенсационные разрывные нарушения амплитудами в несколько десятков метров образовались, по его данным, в Скандинавии, где интенсивность поднятия была наибольшая (устное сообщение).

По нашему мнению, поздне- и послеледниковые гляциоизостатические движения в лучшем случае несколько активизировали унаследованные тенденции движения отдельных линейных тектонических структур по зонам глубинных разломов, например, тектонических нарушений в зоне Нарва — Пярну. Более ощутимо их воздействие выражалось в неравно-

мерном общем поднятии территории, что привело к отступанию вод Балтийского моря и последовательному абразионному преобразованию поверхности коренных пород в Низменной Эстонии. Интенсивное тектоническое воздымание Северной Эстонии привело также к быстрому врезанию современных рек и образованию в их нижнем течении каньоноподобных долин (например, в нижнем течении р. Валгейыги).

При оценке роли позднe- и послеледниковых тектонических движений в преобразовании рельефа коренных пород и в формировании новейших структур нельзя забывать неоген-четвертичные землетрясения. Работами последних лет установлена значительная современная сейсмичность Балтийского щита и его обрамления (Kääriäinen, 1953 и др.). 25 октября 1976 г. в 11 ч. 39′46″ в Северо-Западной Эстонии произошло землетрясение силой в эпицентре (в районе о-ва Осмуссаар) до 6—7 баллов (по 12-бальной шкале). Такие землетрясения, несомненно, могут вызвать временное оживление старых тектонических линий и возникновение новых мелких структур как в фундаменте, так и в коренных породах, а также усилить гравитационные процессы. Например, в результате Осмуссааресного землетрясения на крутом уступе глинта о-ва Осмуссаар длиной около 1,5 км всюду произошли сплошные обвалы (Klaamann, 1977), существенно изменившие прежние очертания глинта.

Для оценки роли молодых тектонических движений в рельефообразовании мы сравнивали также рельеф коренных пород и современные структуры в верхней части осадочного чехла (Вахер, Таваст, 1979).

Западный и восточный склоны Виру-Харьюского и Девонского плато, отделяющие их от Западно-Эстонской низины и Псковско-Чудской впадины, простираются с резким несогласием относительно структур чехла. Это несогласие выражено почти ортогональным соотношением простирания изогипс поверхности коренных пород с простиранием стратоизогипс нижлежащих опорных поверхностей (рис. 31). На северном и южном склонах Виру-Харьюского плато наблюдаются как сходные, так и различающиеся между собой элементы залегания поверхности коренных пород и нижлежащих платформенных структур. Это сходство выражается в общности их простирания, а различие — в противоположном наклоне поверхности коренных пород на северном и в меньших углах наклона ее на южном склонах по отношению к опорным нижлежащим поверхностям (рис. 31).

В целом на фоне общего моноклинального залегания слоев дочетвертичных осадочных пород платформенные структуры, соответствующие в плане и по знаку крупным формам рельефа коренных пород, здесь не отмечаются.

Хорошим примером несоответствия средней формы рельефа коренных пород внутренней структуре чехла является Ахтмеское возвышение (Вахер, Таваст, 1979). На этом возвышении на фоне моноклинального залегания подошвы кукрузеского горизонта среднего ордовика четко выделяется Ахтмеская флексура амплитудой до 18 м (рис. 32), которая диагонально пересекает возвышение и тоже не отражается в рельефе поверхности коренных пород.

В рельефе поверхности коренных пород не выражаются и другие тектонические нарушения Северо-Восточной Эстонии, изображенные на рис. 31. Исключительно густая сеть скважин на детально разведанной площади Эстонского месторождения горючих сланцев и точность определения абсолютных высот поверхности коренных пород в них позволяют в этом районе провести изогипсы через 1 м. Но и при такой деталь-

Рис. 31. Схема сопоставления рельефа коренных пород и платформенных структур Эстонии (Вахер, Таваст, 1975) с дополнениями:
1 — изогипсы поверхности коренных пород через 20 м; 2 — стратоизогипсы маркирующих поверхностей — подошв горизонтов: vl — волховского нижнего ордовика, кк — кукрузеского среднего ордовика, jr — юруского нижнего силура, nr — наровского среднего девона; 3—4 — сбросы и флексуры; 5 — погребенные долины; 6 — плаканти-клинали по данным бурения; 7 — северная граница выхода девонских пород.

Fig. 31. Platform structures on the bedrock relief after R. Vaher and E. Tavast (Вахер, Таваст, 1979), with complements: 1 — isolines of the bedrock relief at intervals of 20 m; 2 — structure contours of marking surfaces (stage bases): vl — Volkhov, Lower Ordovician, kk — Kukruse, Middle Ordovician, jr — Juuru, Lower Silurian, nr — Narva, Middle Devonian; 3—4 — faults and flexures; 5 — buried valleys; 6 — placanticlines according to boring data; 7 — the northern boundary of Devonian outcrops.

ности изображения указанные нарушения в рельефе коренных пород не проявляются. Если они и оживились в новейшее время, то настолько слабо, что не были в состоянии заметно преобразовать денудационную поверхность коренных пород (Вахер, Таваст, 1979).

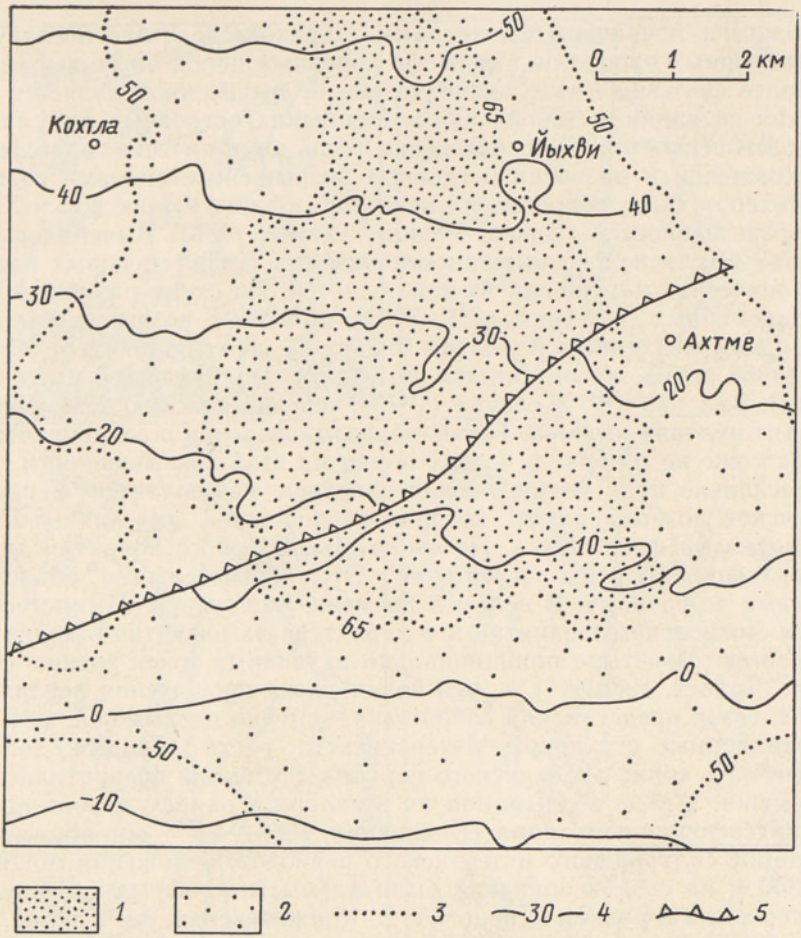


Рис. 32. Карта сопоставления рельефа коренных пород и платформенных структур в пределах Ахтмеского возвышения: I — территория, где рельеф коренных пород составляет более 60 м; 2 — то же ниже 60 м; 3 — границы разновысотных участков; 4 — стратоизогипсы подошвы кукрузеского горизонта среднего ордовика через 10 м; 5 — Ахтмеское тектоническое нарушение.

Fig. 32. Platform structures on the background of the bedrock relief on Ahtme eminence: 1 — the bedrock relief above 60 m; 2 — the same below 60 m; 3 — boundaries between various levels of the bedrock; 4 — structure contours for the base of the Kukruse Stage, Middle Ordovician (after 10 m); 5 — bedding disturbance of Ahtme.

Таким образом, в свете детальных исследований предположение о приподнятых в новейшее время блоках осадочного чехла, соответствующих отдельным возвышенностям и возвышениям Виру-Харьюского плато, фактическим материалом не подтверждается. Этим, конечно, не отрицается вообще существование блоков в осадочном чехле Эстонии. Широко известен (Вахер, Пуура, Эрисалу, 1962 и др.), например, поднятый на 10—20 м древний (вероятно, каледонский) блок — горст между

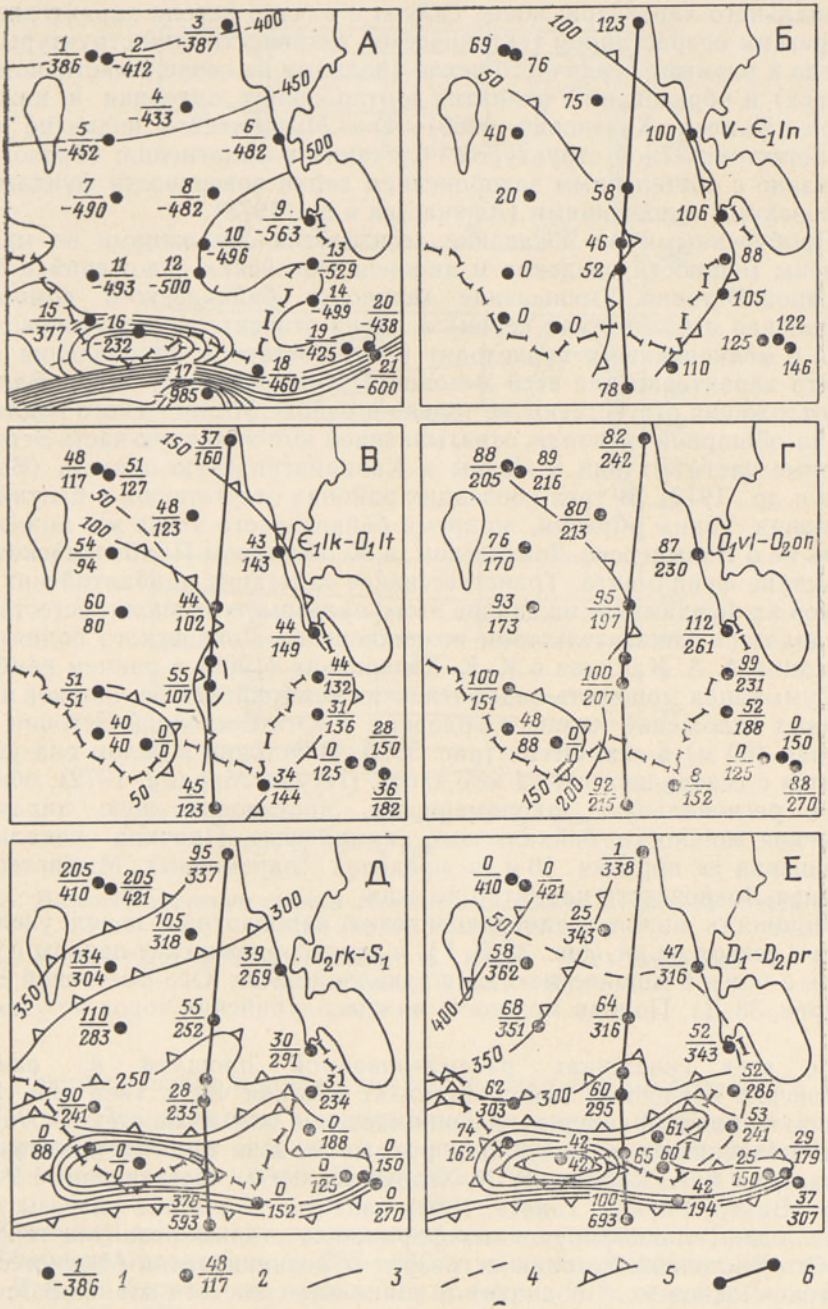
Ахтмеским и Азериским флексурами. Однако вследствие последующих денудационных процессов в рельефе коренных пород он не выражается.

Более сложной и еще окончательно не выясненной является тектоническая ситуация в районе Южно-Эстонских островных аккумулятивных возвышенностей. Для выяснения роли тектонических движений в происхождении и развитии островных возвышенностей нами совместно с Р. Вахером было подробно изучено образование Отепяской и Хааньяской возвышенностей (Вахер, Раукас, Таваст, 1980). Выяснилось, что в пределах Отепяской возвышенности никаких плейстоценовых поднятий и тектонических нарушений не наблюдается. По схеме размещения изобаз современных движений, по Г. Желнину (1960), возвышенность находится в зоне медленного поднятия (около 0,7 мм/год), по схеме Ю. Рандярва (1968 а, б), она опускается со скоростью около 0,7 мм/год, а по схеме Л. Валлнер и Г. Желнина (1975), через Отепяскую возвышенность проходит нулевая изобаза. Таким образом, сведения о современных движениях тоже не говорят в пользу поднятия этой возвышенности.

Несколько иная тектоническая ситуация наблюдается в пределах Хааньяской возвышенности, которая расположена на Хаанья-Локновском поднятии фундамента. На своде Мынистеского поднятия додевонские осадочные породы отсутствуют. Это обстоятельство объяснялось геологами по-разному. В целом о времени заложения Мынистеского и Хаанья-Локновского поднятий и о характере их развития в додевонское время имеются четыре принципиально различных точек зрения (Вахер, Раукас, Таваст, 1980): 1) — эти поднятия на протяжении венда и раннего палеозоя представляли собой неравномерно воздымающиеся конседиментационные структуры, интенсивность роста которых достигала максимума к концу ордовикского периода, когда они превратились в область суши; в ходе воздымания их в силуре и раннем девоне происходила интенсивная денудация (Паасикиви, 1966); 2) — они образовались на границе силурийского и девонского периодов; отложения мощностью 300—350 м на сводах поднятий были размыты во время континентального перерыва в раннем девоне (А. С. Корженевская, см. Каплан, Хазанович, 1969); 3) — заложение Локновского поднятия произошло в раннем кембрии и сопоровождалось размывом валдайских и балтийских отложений на ее своде; на протяжении среднего-позднего кембрия, ордовика и силура поднятие участвовало в тектонических движениях только

Рис. 33. Структурная (А) и палеотектонические (Б—Е) схемы Юго-Восточной Эстонии (Бахер, Раукас, Таваст, 1980). 1 — в числителе порядковый номер скважины, в знаменателе абсолютная отметка поверхности фундамента; 2 — мощность отложений (в числителе — для рассматриваемого этапа, в знаменателе — суммарная мощность осадочного чехла, включая отложения данного этапа); 3 — изогипсы фундамента; 4 — изопахиты данного этапа; 5 — изогипсы палеорельефа фундамента; 6 — линия палеотектонических разрезов. Скважины, вскрывающие фундамент: 1 — Лаэва, 2 — Лаэва, 3 — Алатскиви, 4 — Каагвере, 5 — Элва, 6 — Мехикоорма, 7 — Отепя, 8 — Пылва, 9 — Вярска, 10 — Вяймэла, 11 — Карула, 12 — Выру, 13 — Печоры, 14 — Паниховичи, 15 — Лаанеметса, 16 — Мынисте, 17 — Алуксне, 18 — Понкули, 19 — Локно, 20 — Краснодудово, 21 — Полухново.

Fig. 33. Structure (A) and palaeotectonic (Б—E) schemes of North-East Estonia (Вахер, Раукас, Таваст, 1980): 1 — numerator — borehole number, denominator — absolute height of the basement surface; 2 — thickness of the sedimentary cover (numerator —



for the observed stage, denominator — the whole thickness of the sedimentary cover); 3 — isolines of the basement surface; 4 — isopachous line of the observed stage; 5 — palaeorelief isolines of the basement; 6 — lines of palaeotectonic sections. Boreholes: 1—2 — Laeva, 3 — Alatskivi, 4 — Kaagvere, 5 — Elva, 6 — Mehikoorma, 7 — Otepää, 8 — Põlva, 9 — Värska, 10 — Väimela, 11 — Karula, 12 — Võru, 13 — Petseri, 14 — Panihovitchi, 15 — Laanemetsa, 16 — Mõniste, 17 — Aluksne, 18 — Ponkuli, 19 — Lokno, 20 — Krasnodudovo, 21 — Polukhnovo.

регионального характера; конец силура и начало девона характеризовались резким возрастанием тектонической активности этой структуры, что привело к размыву осадочного чехла (полному на своде и частичному на крыльях) и образованию поднятия в отложениях ордовика и нижнего силура (Каплан, Хазанович, 1969); 4) — Мынистеское поднятие является нетектонической структурой облекания и уплотнения; образование ее связано с постепенным захоронением сопки поверхности фундамента додевонскими отложениями (Афанасьев и др., 1978).

Пробуренными за последние десятилетия скважинами во многом уточнены мощности вендских и нижнепалеозойских отложений в Юго-Восточной Эстонии. Уменьшение мощности байкальского комплекса (валдайская и балтийская серии) и смена относительно глубоководных фаций с мелководными происходят в юго-восточном направлении (рис. 33), что характерно для всей Эстонии (Пуура, Мардла, 1972). Валдайские отложения отсутствуют не только в районе Мынистеского поднятия, но и на обширной площади, охватывающей юго-западную часть Эстонии, западные части Латвии и Литвы и Калининградскую область (Волколаков и др., 1977). В трех последних районах отсутствуют и балтийские отложения. Таким образом, во время байкальского этапа мы можем говорить не о Валмиерско-Локновском, а об обширном Прибалтийском палеовыступе фундамента. Трансгрессивное залегание надбалтийских песчаников на фундаменте на склоне этого палеовыступа вполне естественно и не является доказательством возникновения Локновского поднятия в понимании А. А. Каплана и К. К. Хазановича (1969) в раннем кембрии.

Суммарная мощность надбалтийских кембрийских песчаников и терригенных отложений нижнего ордовика в Юго-Восточной Эстонии наибольшая (60 м) в скв. Отепя (рис. 33В). В Эстонии в целом она увеличивается с северо-востока на юго-запад (Пуура, Мардла, 1972), обнаруживая региональную закономерность, противоположную характеру изменения мощности байкальского комплекса. Причина локального уменьшения ее порядка 10 м в пределах современных Мынистеского и Хаанья-Локновского поднятий не ясна.

Мощность нижне-среднеордовикских карбонатных пород увеличивается с севера на юг (рис. 33 В, Г), а верхнеордовикские породы сохранились в полной мощности лишь в западной части Юго-Восточной Эстонии (рис. 33 Д). Полная мощность нижнесилурийских пород не установлена.

Во всех скважинах рассматриваемой площади из разреза додевонских осадочных пород выпадает верхняя часть (верхний силур полностью, нижний силур и ордовик частично или полностью). Отсутствие их объясняется последующим размывом, а не тем, что они там не отлагались (А. А. Каплан, К. К. Хазанович, 1969). Составленные Р. Вахером (Вахер, Раукас, Таваст, 1980) палеотектонические разрезы (рис. 34) наглядно иллюстрируют платформенную стадию развития территории Юго-Восточной Эстонии и говорят о возникновении Мынистеского и Хаанья-Локновского поднятий в конце каледонского этапа. В это же время образовался и флексуроподобный изгиб на их южных склонах, отражающий подвижки по зоне разломов в фундаменте.

Мощность донаровских девонских отложений в Юго-Восточной Эстонии в общем увеличивается в южном направлении. На Мынистеском поднятии и в южной части Хаанья-Локновского поднятия она сокращена на 20—30 м (рис. 34), что служит признаком их продолжающегося медленного роста. Движения по зоне разломов были более интенсивными,

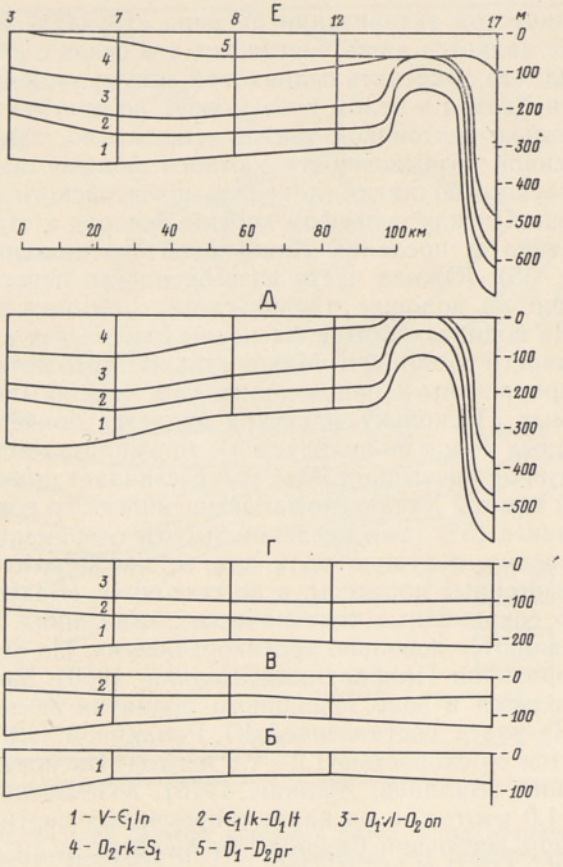


Рис. 34. Палеотектонические разрезы согласно выделенным на рис. 33 этапам (Б—Е) (Вахер, Раукас, Таваст, 1980).

Fig. 34. Palaeotectonic sections according to stages (Б-Е) established in Fig. 33 (Вахер, Раукас, Таваст, 1980).

о чем говорит разница в мощностях между скважинами Мынисте и Алуксне (60 м). Эти движения продолжались в раннем и позднем девоне: суммарная мощность отложений от наровского до швентойского горизонтов (включительно) в скв. Понкули на 70 м меньше, чем в скв. Алуксне.

К началу девонского осадконакопления поверхность фундамента в скв. Мынисте находилась на 235—240 м выше по сравнению со скважинами Выру и Карула, что составляет примерно 90% от современной амплитуды (260—270 м). Древняя доля современной амплитуды по сравнению со скв. Алуксне (590 м и 750 м) несколько меньше — 80%, а по сравнению со скв. Лаанеметса (88 м и 145 м) значительно меньше — 60%. Это указывает на дифференцированность и относительно слабую интенсивность последующих тектонических движений.

Совпадение в плане возвышенностей современного и коренного рельефа и подстилающего поднятия фундамента обычно считается призна-

ком неотектонической активизации древних структур. В данном случае это совпадение является лишь частичным и в связи с этим С. С. Шульц (1958) отметил, что объяснить ледниковой аккумуляцией происхождение возвышенности Хаанья в целом невозможно, но аргументировать ее происхождение только тектоникой также невозможно, так как амплитуда высот современной возвышенности намного больше амплитуды высот Хаанья-Локновского поднятия по кровле швентойского горизонта,

Соотношения между рельефом коренных пород и структурами платформенного чехла в пределах Хааньяской возвышенности довольно сложные (рис. 35). Южная часть возвышенности пересекается флексурой амплитудой по подошве плявиньского горизонта верхнего девона более 120 м. На поднятом крыле флексуры отмечается купол высотой по той же поверхности около 30 м. Максимальные абсолютные отметки возвышенности приурочены к присводовым участкам крыльев купола, свод частично размыт. Поскольку флексура является более древним (она в рельефе коренных пород не появляется), то амплитуда сравнительно молодого поднятия не превышает 30 м. Это составляет примерно одну треть относительной высоты Хааньяской возвышенности по поверхности коренных пород и менее 15% относительной высоты современной возвышенности. Следовательно, ведущую роль при ее морфологическом обособлении играли экзогенные процессы, а не тектоника (Вахер, Таваст, 1979).

Данные о современных тектонических движениях Хааньяской возвышенности являются довольно противоречивыми. На схеме размещения изобаз на территории Прибалтики (Желнин, 1960) Хааньяская возвышенность находится в зоне медленного поднятия земной коры (около 1,0 мм/год). На карте, составленной Ю. Рандярвом (1968 а), возвышенность опускается со скоростью 1,2—1,8 мм/год. На новейшей карте территории Эстонии (Валлнер, Желнин, 1975), возвышенность опускается со скоростью 1,0 мм/год, а на карте современных вертикальных движений земной коры восточной Европы (Лилиенберг, и др., 1972) со скоростью около 1,5 мм/год. Такая противоречивость относительно тенденций современных движений Хааньяской возвышенности объясняется малым количеством исходных данных и различиями в методике составления карт, особенно тем, с какими реперными пунктами связывались данные высокоточного нивелирования. Заметим, что пока ни одна трасса повторного нивелирования не проходит непосредственно через Хааньяскую возвышенность. К тому-же указанная выше точность измерений требует более длительного перерыва при проведении повторного нивелирования.

Мнение многих исследователей (Шульц, 1958; Исаченков, 1969 в и др.) о локальном поднятии Хааньяской возвышенности в настоящее время основывается в основном на предположении о его унаследованном развитии. В пользу этого мнения говорят, например, геоморфологические исследования Т. Либлик (Liblik, 1966) и А. Мийдела (1966 а), которые указывают на ассиметричное строение ряда речных долин Юго-Восточной Эстонии и соответствующий характер накопления аллювиальных отложений в них. Но эти данные являются пока весьма ориентировочными.

Таким образом, имея в виду незначительную интенсивность и малые амплитуды неотектонических движений, можно сказать, что они не могли существенно повлиять на формирование Южно-Эстонских островных возвышенностей, в которых мощность четвертичных отложений и скорости их аккумуляции были значительными. Ведущую роль в формировании этих возвышенностей, несомненно, играли внутридинамические про-

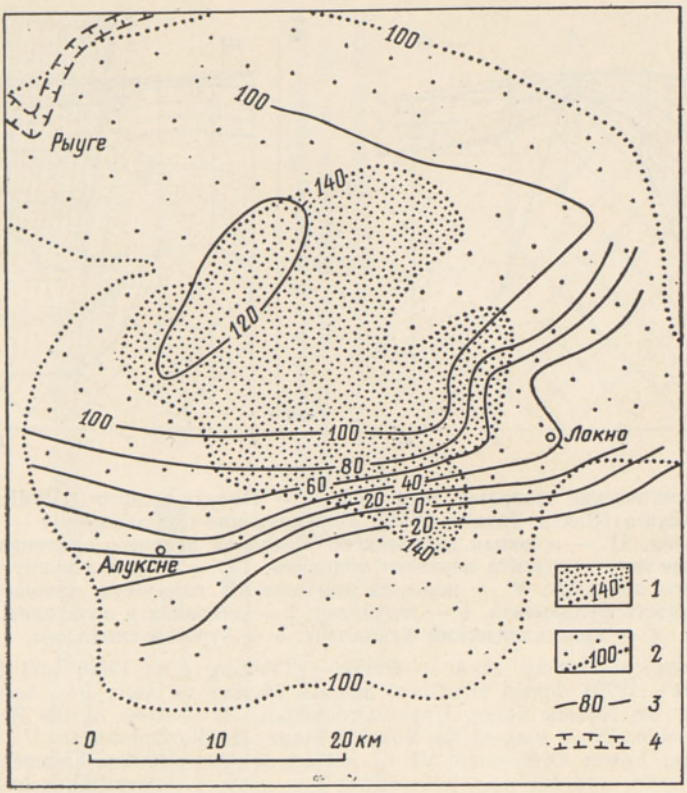


Рис. 35. Карта сопоставления рельефа коренных пород и платформенных структур в пределах Хааньяской возвышенности: 1 — территория, где рельеф коренных пород составляет более 140 м; 2 — та же, 100—140 м; 3 — стратоизогипсы подошвы снетогорского горизонта верхнего девона через 20 м; 4 — погребенные долины.

Fig. 35. Platform structures on the background of the bedrock relief on Haanja elevation: 1 — the bedrock relief above 140 m; 2 — the same, 100—140 m; 3 — structure contours according to the base of the Snetogori Stage (Upper Devonian), at intervals of 20 m; 4 — buried valleys.

цессы ледника, которые во многом зависели от характера подледниковой поверхности (см. с. 159—162).

Только что рассмотренный Хааньяский купол был приурочен к довольно крупным поднятиям типа плакантиклинали. Кроме него в Эстонии бурением установлено еще 7 мелких брахиформных плакантиклиналей площадью до 5 км^2. Посмотрим сейчас на примере Палукюлаского и Ульястеского поднятий (рис. 36), какую рельефообразующую роль сыграют такие мелкие поднятия фундамента. Для решения этой проблемы они сопоставлялись с рельефом коренных пород (Вахер, Таваст, 1979).

Палукюлаское поднятие на о-ве Хийумаа является частью Кярдлаской кольцевой структуры. По сравнению с нормальным уровнем залегания северо-восточнее поднятия подошва набалаского горизонта верхнего ордовика на своде ее поднята на 35 м, а относительная высота останца

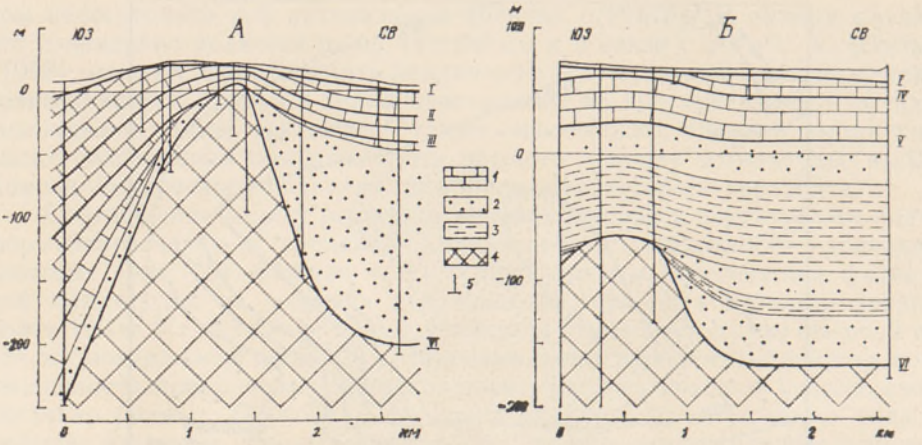


Рис. 36. Геологические разрезы поднятий: А — Палукюлаского (Viiding jt., 1969); Б — Ульястеского (Вахер, Таваст, 1979). Маркирующие поверхности: I — поверхность коренных пород; II — подошва набалаского горизонта верхнего ордовика; III — подошва раквереского горизонта верхнего ордовика; IV — подошва кукрузеского горизонта среднего ордовика; V — подошва волховского горизонта нижнего ордовика; VI — поверхность фундамента. 1 — известняк; 2 — песчаник и алевролит; 3 — глина; 4 — кристаллический фундамент; 5 — буровые скважины.

Fig. 36. Geological sections of А — Palukülа (Viiding a. o., 1969) and Б — Uljaste (Вахер, Таваст, 1979) domed structural heights. Marker surfaces: I — bedrock surface; II — base of the Nabala Stage, Upper Ordovician; III — base of the Rakvere Stage, Upper Ordovician; IV — base of the Kukruse Stage, Middle Ordovician; V — base of the Volkhov Stage, Lower Ordovician; VI — surface of the crystalline basement: 1 — limestone; 2 — sand- and siltstone (aleurolite); 3 — clay; 4 — crystalline basement; 5 — boreholes.

рельефа коренных пород составляет 20 м (рис. 36А). Прямое в плане и в разрезе, хотя неполное по амплитуде выражение останца в рельефе коренных пород является признаком четвертичной активности структуры. Уменьшение мощности раквереского горизонта с северо-востока на юго-запад (в сторону свода) на 7 м показывает, что частично поднятие подошвы набалаского горизонта обусловлено конседиментационными тектоническими движениями в позднем ордовике и амплитуда унаследованного сравнительно молодого (неоген-четвертичного?) поднятия не превышает 28 м. Следовательно, Палукюлаское возвышение можно считать преимущественно тектонически обусловленным элементом рельефа коренных пород, т. е. прямой морфоструктурой.

Близкая по морфологии и строению к Палукюлаской Ульястеская плакантиклиналь в рельефе поверхности коренных пород не отражается (рис. 36Б), являясь убедительным примером пассивной древней структуры. Признаков современной активности не наблюдается также у других мелких плакантиклиналей.

По мнению Р. Вахера с соавторами (Вахер, Раукас, Таваст, 1980), брахиформные плакантиклинали ульястеского типа развивались длительно, в течение не менее чем двух тектонических этапов — байкальского и послеордовикского (позднекаледонского?). Судя по изменению мощностей и фациальных особенностей отложений, наиболее интенсивный рост этих структур происходил в байкальском этапе (80—85% со-

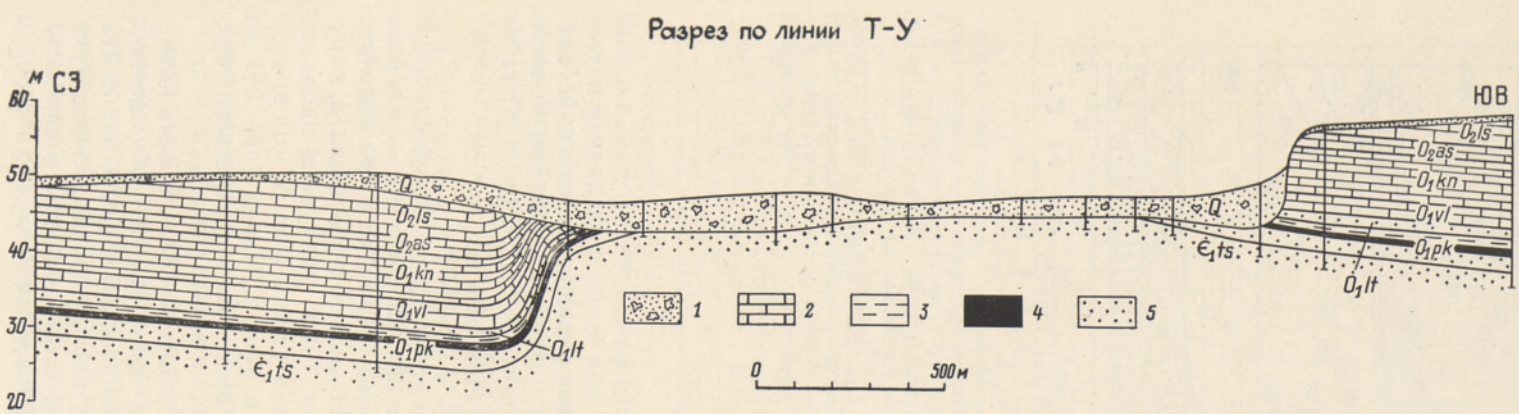


Рис. 37. Обращенный рельеф в районе Азери (между дер. Мяэпеалсе и Тамме): 1 — четвертичные ледниковые и водно-ледниковые отложения; 2 — карбонатные породы; 3 — глина; 4 — аргиллит (диктионемовый сланец); 5 — песчаник. Линия разреза см. на рис. 1.

Fig. 37. Inverted relief near Aseri (between Mäepealse and Tamme): 1 — Quaternary glacial and aquaglacial deposits; 2 — carbonaceous rocks; 3 — clay; 4 — argillite (dictyonema shale); 5 — sandstone. For location see Fig. 1.

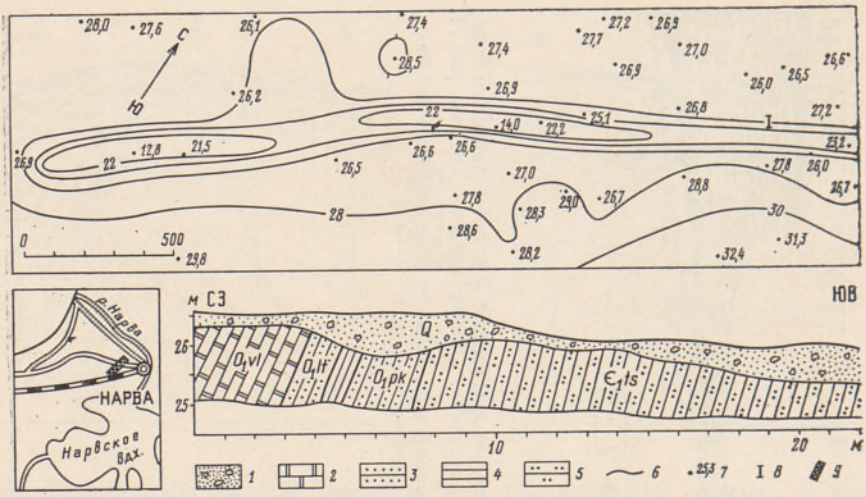


Рис. 38. Обращенный рельеф между г. Силламяэ и Нарва: 1 — четвертичные отложения; 2 — карбонатные породы ордовика; 3 — песчаники ордовика; 4 — аргиллит (диктионемовый сланец); 5 — глины и алевролиты кембрия; 6 — изогипсы рельефа коренных пород; 7 — буровые скважины с абсолютной отметкой кровли дочетвертичных пород; 8 — линия геологического профиля; 9 — расположение участка.

Fig. 38. Inverted relief between Sillamäe and Narva: 1 — Quaternary deposits; 2 — Ordovician carbonaceous rocks; 3 — Ordovician sandstones; 4 — argillite (dictyonema shale); 5 — Cambrian clays and siltstones (aleurolites); 6 — isolines of the bedrock relief; 7 — boreholes with the absolute height of the bedrock surface; 8 — line of the geological section; 9 — position of the investigated section.

временной амплитуды поднятия поверхности фундамента). Байкальский этап, в свою очередь, можно разделить на два этапа с различной интенсивностью формирования структур: вендский и раннекембрийский. Максимальный рост брахиоантиклиналий приходится на вендский подэтап (65—75% современной амплитуды). Затухание интенсивности роста по времени, на наш взгляд, является также свидетельством древности этих структур и отсутствия их неотектонической активности.

Изучая строение мелких структур и их соотношение с поверхностью коренных пород, можно заметить примеры обращенного рельефа в виде неглубоких (1—2 м) понижений, связанных с выходами относительно легко разрушающихся пород на сводах небольших антиклиналей, окруженных твердыми карбонатными породами. Такие понижения наблюдались в районе Азери между дер. Мяэпеалсе и Тамме (рис. 37) на выходе тискреского горизонта нижнего кембрия и близ г. Нарва (рис. 38) на выходе пакерортского горизонта нижнего ордовика и тискреского горизонта нижнего кембрия.

Помимо обусловленной текстурными особенностями и литологическим составом малой устойчивости пород образованию обращенного рельефа могла содействовать тектоническая раздробленность пород. Например, если смотреть на литологическую карту коренных пород (рис. 24), то выявляется, что содержание глинистого компонента в карбонатных породах увеличивается в северо-западной части Эстонии в восточном

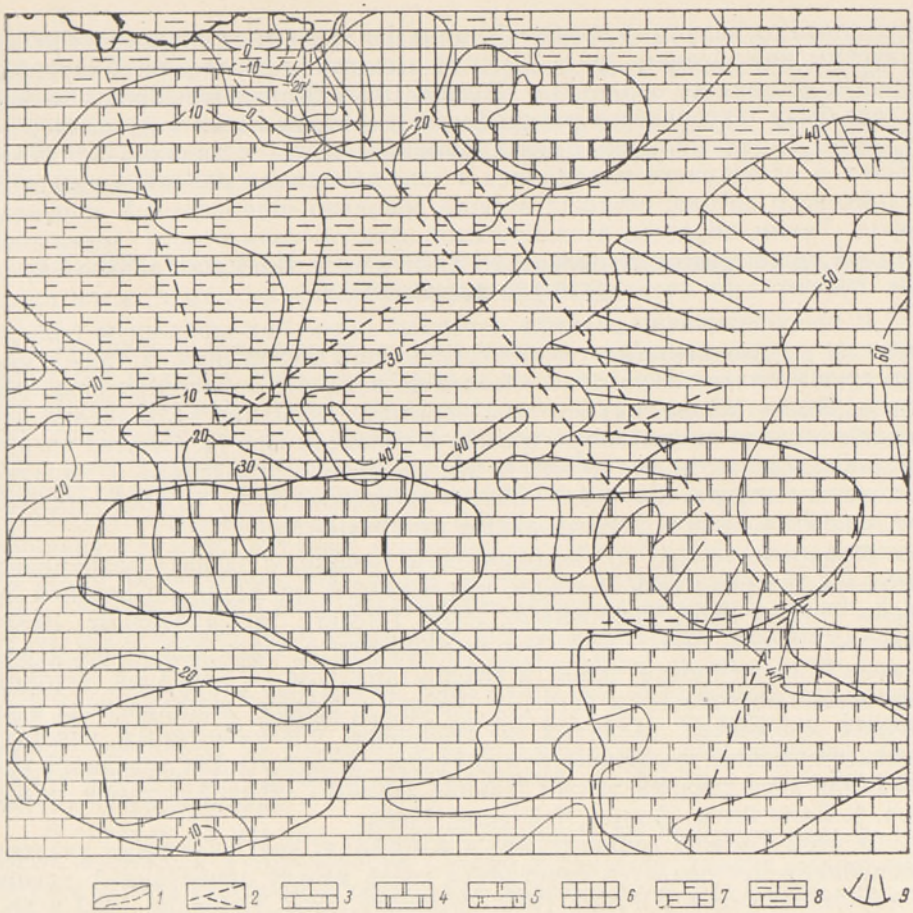


Рис. 39. Расположение Вихтерпалуского тектонического нарушения на западном подножье Виру-Харьюского плато: 1 — изогипсы рельефа коренных пород; 2 — линии тектонических нарушений; 3 — известняк; 4 — доломит; 5 — доломитистый известняк; 6 — рифовый известняк; 7 — карбонатные породы с глинистостью менее 15%; 8 — те же с глинистостью 15—20%; 9 — склон плато.

Fig. 39. Location of Vihterpalu tectonic dislocation on the western slope of the Viru — Harju plateau: 1 — isolines of the bedrock relief; 2 — lines of tectonic dislocations; 3 — limestone; 4 — dolomite; 5 — dolomitic limestone; 6 — reef limestone; 7 — carbonaceous rocks with clay matter below 15%; 8 — the same, with the matter 15—20%, 9 — slope of the plateau.

и южном направлениях. Значит, более устойчивые к эрозии породы ордовика и силура находятся в северо-западной части республики. Тем более удивительным кажется установленный факт, что западный склон Виру-Харьюского плато выработан в достаточно одинаковых по литологическому составу относительно твердых коренных породах. Образование этого склона трудно объяснить литологической неоднородностью коренных пород. Видимо, большую роль сыграли установленные здесь тектонические нарушения. Сорокаметровая изогипса, которая условно отде-

ляет плато от низины, в западной части плато почти совпадает с Вихтерпалуским нарушением (рис. 39), где амплитуда смещения в коренных породах составляет около 30 м (Пуура, 1974). Коренные породы на этой полосе были тектонически раздроблены и поэтому легче поддавались денудации. Западный край Виру-Харьюского плато и Западно-Эстонская низина в плейстоцене находились в зоне экзарации ледников рижского ледникового потока, стерших отсюда довольно мощный слой коренных пород. Таким образом, тектонический фактор совместно с ледниковой эрозией вполне удовлетворительно дают ответ, почему в пределах выходов относительно твердых пород формировались низины и склон плато.

В преобразовании рельефа коренных пород немаловажную роль играют не только крупные тектонические зоны нарушения, а также мелкая трещиноватость, которая развита во всех литологических разностях пород. Выше (глава 3.2) мы уже обратили внимание на значение перпендикулярных диаклазовых трещин в развитии глинта. От этих трещин предопределена также зубчатая форма Северо-Эстонского и Западно-Эстонского глинта (фото 14). Общая трещиноватость, по всей вероятности, содействовала и формированию глинтовых бухт.

Предпочтительно по тектоническим трещинам развита современная гидрографическая сеть Эстонии, что особенно наглядно в Северной Эстонии (Luha, 1924; Tammekann, 1926; Teichert, 1927 a; Орвику, 1960 б; Мийдел, 1966 а, 1971 и др.). Это выражается в более или менее параллельной ориентировке долин в северо-западном (в Северной Эстонии) или северо-восточном (в бассейне Казари и Пярну) направлениях и наличием множества развитых по трещинам прямолинейных участков. С тектонической трещиноватостью северо-западного или северного простирания явно связаны также древние долины Северной Эстонии, например, р. Валгейыги (Андра, Хейнсалу, 1966).

К этому можно добавить, что и в пределах всех карстовых участков республики наблюдается отчетливая связь между ориентацией трещин и карстовых форм (Orviku, 1940; Хейнсалу, 1957, Heinsalu, 1970 и др.).

В карбонатных породах ордовика преобладают трещины в направлениях СЗ 298°, СЗ 320°, С 355°, СВ 26°, СВ 53° и В 86° (Teichert, 1927 a; Хейнсалу, Андра, 1975 и др.). При этом особенно часто наблюдаются азимуты СЗ 320° и СВ 53°, между которыми образуется угол порядка 85—100° (фото 13).

По неопубликованным материалам Р. Вахера, густота трещин отдельных систем в Северо-Восточной Эстонии колеблется от 0,1 до 3,8 на 1 метр, а плотность трещин в обнажениях от 2,1 до 6,5 на 1 м. Ширина трещин обычно варьирует от долей миллиметра до 1 см, редко достигая 10—20 см. Они в основном являются открытыми и прямыми, реже извилистыми (фото 16). Вертикальная протяженность трещин чаще всего составляет несколько десятков сантиметров и лишь изредка замеряется метрами.

По сделанному краткому обзору явствует, что в целом рельеф коренных пород по отношению к подстилающим структурам осадочного чехла и фундамента носит наложенный характер, хотя отмечаются и некоторые элементы наследования. Влияние тектоники в образовании рельефа коренных пород в платформенных условиях Эстонии выражалось в основном в создании условий для дальнейшего интенсивного развития внешнегеологических процессов. Особенно это проявилось в интенсивном неогеновом поднятии территории. В течение четвертичного

периода новых крупных или средних тектонических структур осадочного чехла и форм рельефа, видимо, не образовалось. Лишь некоторые небольшие тектонические формы рельефа (например, Палукюлаская плакантиклиналь) могли образоваться за четвертичное время, но и это еще требует дальнейшего подтверждения. Возможно, что и она все же является денудационным останцом.

3.4. ЭРОЗИЯ КАК ФАКТОР ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД

Эрозионные процессы относятся к числу наиболее мощных преобразователей рельефа коренных пород. Следы их значительного воздействия обнаруживаются уже с дочетвертичного времени. Интенсивная эрозия проявлялась также в ледниковые и межледниковые эпохи и продолжается до современного времени. Интенсивность эрозии, как известно, зависит от многих факторов: от массы воды, уклона и формы ложа, геологического строения подстилающей поверхности, скорости течения, источников и режима питания, характера и количества влекомого водными потоками терригенного материала, климата (замерзания и вскрытия рек), густоты речной сети, удаленности верховья от базиса эрозии и др. От преобладающей роли отдельных или совокупности указанных выше факторов зависит как расчленение подстилающей поверхности, так и скорость площадной денудации. Ввиду того, что практически все влияющие на характер и интенсивность эрозии процессы во времени существенно отличались, то становится целесообразным рассмотрение роли эрозии отдельно для доледникового времени, ледниковий и межледниковий и послеледниковья.

В разделе 3.2 мы уже обращали внимание на большую роль эрозионных процессов в образовании Северо-Эстонского глинта, пластовых уступов и ряда эрозионных останцов и поэтому здесь нет необходимости повторяться. К тому же наиболее яркими свидетелями доледниковой эрозии являются не они, а сохранившиеся до наших дней крупные древние долины и долинообразные врезы. По мнению В. Пуура (1980), заложение их произошло в позднепалеогеновом — неогеновом этапе поднятия и денудации одновременно с рифтогенезом Северной Атлантики. Именно в это время наблюдалось поднятие Скандинавских гор и прилегающей территории северо-запада Восточно-Европейской платформы и образование новой речной сети в Балтоскандии.

Морфология рассматриваемых палеоврезов в разных районах республики существенно отличается, что обусловлено литологией коренных пород, в которые врезаны долины, характером неотектонических движений, дальнейшим преобразованием долин и другими геологическими факторами. Но при этом в палеоврезах Эстонии имеется и много общего. В целом они при довольно небольшой глубине являются относительно широкими. По морфологии они чаще всего являются корытообразными, причем первичная морфология их местами, несомненно, изменена ледниковой эрозией. Склоны у них в основном пологие и лишь у некоторых палеоврезов Южной Эстонии (Абъя) наклон достигает 30—37°.

В зависимости от разной степени эродируемости коренных пород, палеоврезы в разных районах четко отличаются друг от друга. В Северной Эстонии на выходах коренных карбонатных пород они при ширине 0,6—2,0 км имеют чаще всего глубину лишь несколько десятков

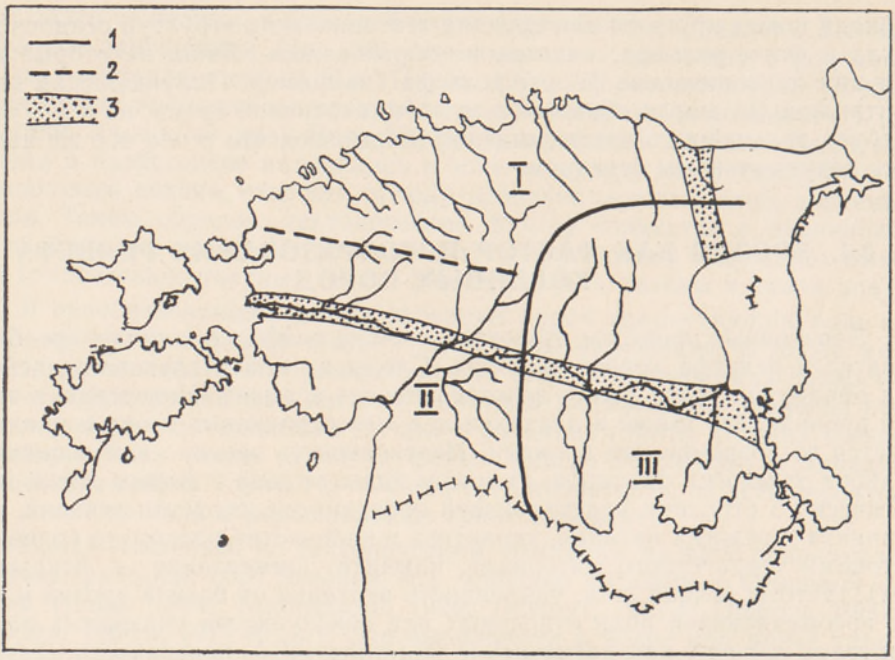


Рис. 40. Схема расположения современных рек и дочетвертичных долин Эстонии по А. Таммеканну (Tammekann, 1928): 1 — Северо-Эстонско-Вильяндиский главный водораздел; 2 — Северо-Западно-Эстонский побочный водораздел; 3 — крупные дочетвертичные долины; I—III — главные области стока: I — Северо-Эстонская, с друмлинизированной подстилающей поверхностью и параллельными регулярными речными долинами СЗ—ЮВ направления; II — Западно-Эстонская, с нормально развивающимися веерообразными речными долинами; III — Юго-Восточно-Эстонская, где на формирование речных долин сильно повлияли долины флювиогляциального стока (урштромы).

Fig. 40. Recent and Prequaternary river drainage on the territory of Estonia (Tammekann, 1928): 1 — North-Estonian — Viljandi main watershed; 2 — North-West Estonian subdivide watershed; 3 — big Prequaternary valleys; I—III — main catchment areas: I — North-Estonian drumlinized area with parallel regular river valleys, oriented from NW to SE; II — West-Estonian area with fan-like regular river valleys; III — South-East Estonian area where formation of river valleys was highly influenced by big Late-Glacial fluvioglacial valleys.

метров и являются очень пологосклоновыми и невыразительными. В Южной Эстонии и на предглинтовой низине, где палеоврезы образованы в легкоэродируемых песчаниках, алевролитах и глинах, глубина их при ширине 1,5—2,0 км достигает 150—200 м (вблизи Карукюла — 207 м) и в связи с этим они являются крутосклоновыми или даже очень крутосклоновыми, а по поперечному профилю корытообразными или V-образными.

Первые данные о долинах и долинообразных врезах на территории Эстонии получены профессором Петербургского университета С. Куторга (Kutorga, 1835), который будучи на летнем отпуске в Тарту обнаружил на левом берегу р. Суур-Эмайыги между улицами Лийва и Мяэ заполненную четвертичным гравием и песком крупную погребенную долину, которая сейчас известна как долина Раади — Маарьямыйза. В дальней-

шем морфологию и распространение палеоврезов в г. Тарту уточнил К. Гревингк (Grewingk, 1859, 1860, 1879, 1884, 1886). Он впервые обнаружил в этих долинах разноцветные разновозрастные морены. Его данные были потом дополнены работами Б. Досса (Doss, 1906), Л. Мюлена (Zur Mühlen, 1912) и А. Миэлера (Mieler, 1927).

Б. Досс (Doss, 1906) и Л. Мюлен (Zur Mühlen, 1912) считали, что погребенные палеоврезы в пределах г. Тарту (Раади—Ропка и Раади—Маарьямыйза) являются дочетвертичными (прегляциальными) речными долинами, а долина р. Суур-Эмайыги образовалась в результате флювиогляциального размыва до последнего оледенения. Об этом свидетельствует заполнение ее флювиогляциальными отложениями и красно-бурой мореной последнего оледенения. Последнее мнение оспаривалось А. Миэлером (Mieler, 1927), который ошибочно считал (Orviku, 1946) долину реки Суур-Эмайыги долиной размыва талых вод последнего оледенения.

Особенно много интересного материала о древней гидрографической сети республики содержится в работах А. Таммеканна (Tammekann, 1928, 1935 и др.), который наряду с освещением других проблем опубликовал также первую схему распространения древних долин Эстонии (Tammekann, 1928). Он предполагал, что впадина Псковско-Чудского озера была древним каналом стока для вод, текущих со Средне-Русской возвышенности в Финский залив. На схеме А. Таммеканна (рис. 40) через Псковско-Чудскую впадину проходит крупная долина, один рукав которой направляется в Финский залив, второй — через Среднюю Эстонию в Матсалуский залив. Новые данные не подтверждают наличия таких врезов в Северо-Восточной и Средней Эстонии (Каяк, 1970; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

В 1949 году А. Таммеканн (Tammekann, 1949) несколько дополнил свою схему распространения погребенных долин Эстонии, предполагая, что в течение палео-, мезо- и кайнозоя Балтийский щит поднимался и поэтому основной сток в доледниковое время был направлен на юг и юго-запад. Он был уверен в том, что вдоль всех меридионально расположенных впадин (Рижского залива, Выртсъярвского и Чудского озер) протекали крупные доплейстоценовые реки, долины которых продолжались на территории Латвии. Наряду с ними встречались еще долины Пярну — Ягала и некоторые другие (Раннапунгерья, Пуртсе и др.) показанные на рис. 8. При вырисовывании речной сети он использовал батиметрическую карту водоемов. Так, долины на его схеме совпадают с наиболее глубокими местами Рижского залива (—53 м) и Выртсъярвского (+29 м) и Чудского (+17 м) озер.

При обобщении данных о распространении артезианских вод в Западной Эстонии П. Ланнус (Lannus, 1939) приводил новые сведения о погребенных долинах этой части территории Эстонии. Но в целом ввиду небольшого количества буровых скважин данных о древних долинах и долинообразных врезах республики до начала Второй Мировой войны было немного. Мало нового в этом отношении дали также первые послевоенные годы. Исключением является работа К. Орвику о гидрогеологии города Тарту (Orviku, 1946), где дополнены сведения о разновозрастных долинах в пределах города.

Несколько позже К. Орвику (1960 а, б, в; Orviku, 1961) рассмотрел развитие древней гидросети с целью использования ее для уточнения хода неотектонических движений. Он еще раз обратил внимание

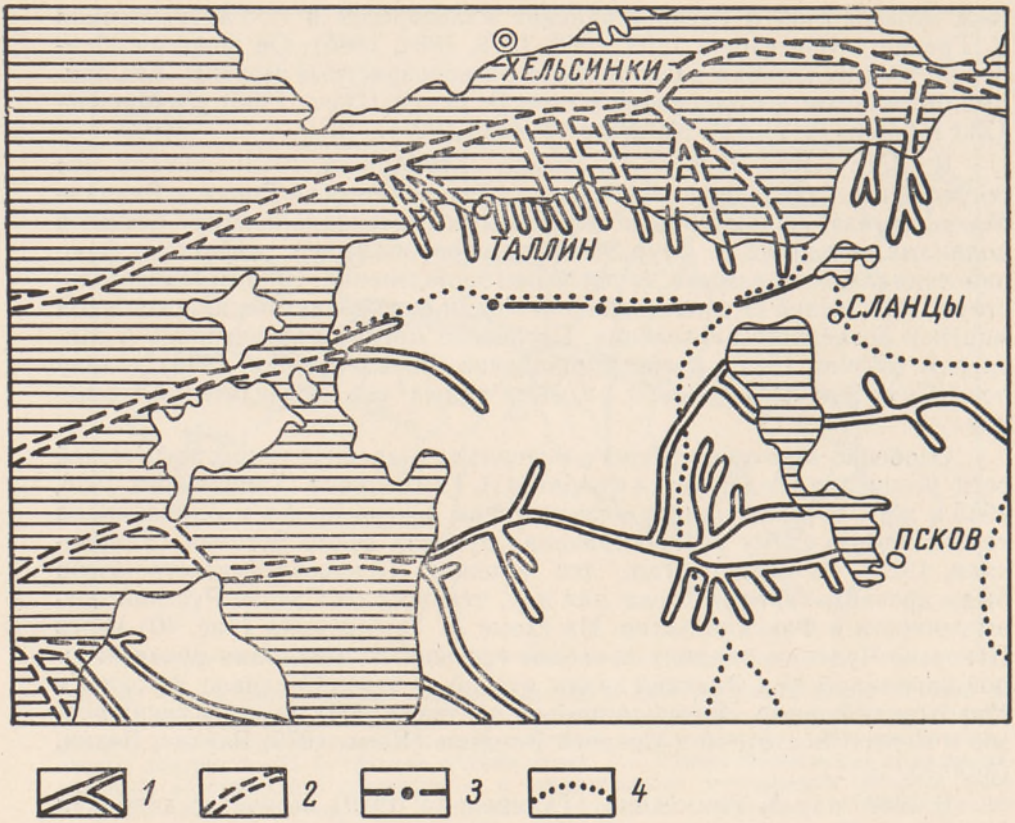


Рис. 41. Схема расположения дочетвертичных долин Эстонии по Д. Квасову (1975): 1 — установленные погребенные долины; 2 — предполагаемые погребенные долины; 3 — современный водораздел; 4 — доледниковые водоразделы (вырезка из карты древних долин Восточно-Европейской равнины).

Fig. 41. Distribution of Estonian Prequaternary valleys after D. Kvassov (Квасов, 1975): 1 — plausible buried valleys; 2 — supposed buried valleys; 3 — recent watershed; 4 — Preglacial watershed (from the map of ancient valleys of the East-European plain).

на то, что долины в Эстонии являются неодновозрастными. Ценные сведения о глубинах, распространении и заполняющих погребенные врезы отложениях имеются также в работах А. Верте (1962), К. Каяка (1963, 1965, 1966, 1970; Kajak, 1964), А. Мийдела (1966 б) и Э. Чебан (1969).

Составленные в последние годы на основе более обширного фактического материала схемы распространения погребенных долин Эстонии (Каяк, 1970; рис. 10; Квасов, 1975; рис. 41; Miidel, Tavast, 1978) в пределах Северной Эстонии сходны между собой, но на территории Южной Эстонии они существенно различаются. Это объясняется еще недостаточным количеством фактического материала о погребенных долинах этой части республики. Древние долины здесь установлены часто только одиночными буровыми скважинами или отдельными

геофизическими профилями. Восстановить древнюю гидросеть на основе таких отрывочных данных, конечно, трудно.

В свете существующих геологических материалов пока невозможно окончательно решить вопрос, по какому пути отправлялись дочетвертичные воды из современной Псковско-Чудской впадины. Д. Квасов (1975, рис. 41) предполагает, что доледниковый сток проходил со стороны нынешнего местоположения г. Пскова через долины Рыуге и Абъя в сторону современного Рижского залива. На наш взгляд, более вероятно, что воды направлялись в Рижский залив через Латвию (Miidel, Tavast, 1978). В пользу первого предположения говорит отсутствие древних долин в Северо-Восточной Латвии и на возвышенности Хаанья — Алуксне. Здесь пока установлены лишь отдельные отрезки долинообразных врезов, в частности на южных склонах возвышенности (Эберхардс, 1975 и др.). В сторону мнения Э. Таваст и А. Мийдела говорят древние долины, протягивающиеся от города Валга до Валмиеры (Мейронс, Страуме, Юшкевичс, 1974; Эберхардс, 1975). У Валмиеры они соединяются с Гауйской погребенной долиной и впадают в Рижский залив. В Псковско-Чудской впадине сток направлялся, вероятно, с севера на юг.

При освещении доледникового стока мы исходили из предположения, что большинство установленных глубоких палеоврезов существовали уже в дочетвертичное время, а в дальнейшем по ним могли образовываться разновозрастные ранне-, поздне- и межледниковые реки. Веские основания для такого заключения дает хорошее совпадение древней и современной речной сети (см. гл. 4.6). Разумеется, здесь местами в разное время могли быть и определенные различия в расположении долин, о чем убедительно говорят сведения по г. Тарту (Orviku, 1946 и др.), но в целом они существенно не исказили общего унаследованного характера развития речной сети, в частности, в Северной Эстонии, где реки в течение всего четвертичного времени, несомненно, приспосабливались к наименее низким гипсометрическим поверхностям и к наиболее легкоэродируемым участкам территории, которыми послужили доледниковые врезы.

Нет также основания сомневаться в том, что доледниковые долины эродированы значительно глубже плейстоценовых, потому что базис эрозии в это время находился куда более ниже последующих этапов развития речной сети. Сравнительно низко располагался базис эрозии еще во время оледенений, когда уровень Мирового океана согласно нарастанию мощности ледниковых куполов соответственно понизился. За то во время межледниковий, особенно во время микулинского межледниковья, когда значительная часть современной территории Эстонии находилась под водами Эмского моря, могли образоваться лишь неглубокие долины, которые, видимо, полностью были уничтожены наступившими ледниками. Исходя из сказанного, для определения возраста отдельных участков древней речной сети в какой-то мере можно использовать глубину вреза.

К. Каяк (1966, 1970) выделяет в Южной Эстонии погребенные долины дочетвертичного (дно долин около 40—60 м и ниже от современного уровня моря) и плейстоценового возраста (дно которых расположено почти на уровне моря и выше). Например, погребенную долину Раади—Ропка в г. Тарту глубиной дна от —46 до —85 м он считает доледниковой, а долину Раади — Маарьямыйза высотой днища от +2 до —18 м среднеплейстоценовой. При определении возраста этих долин

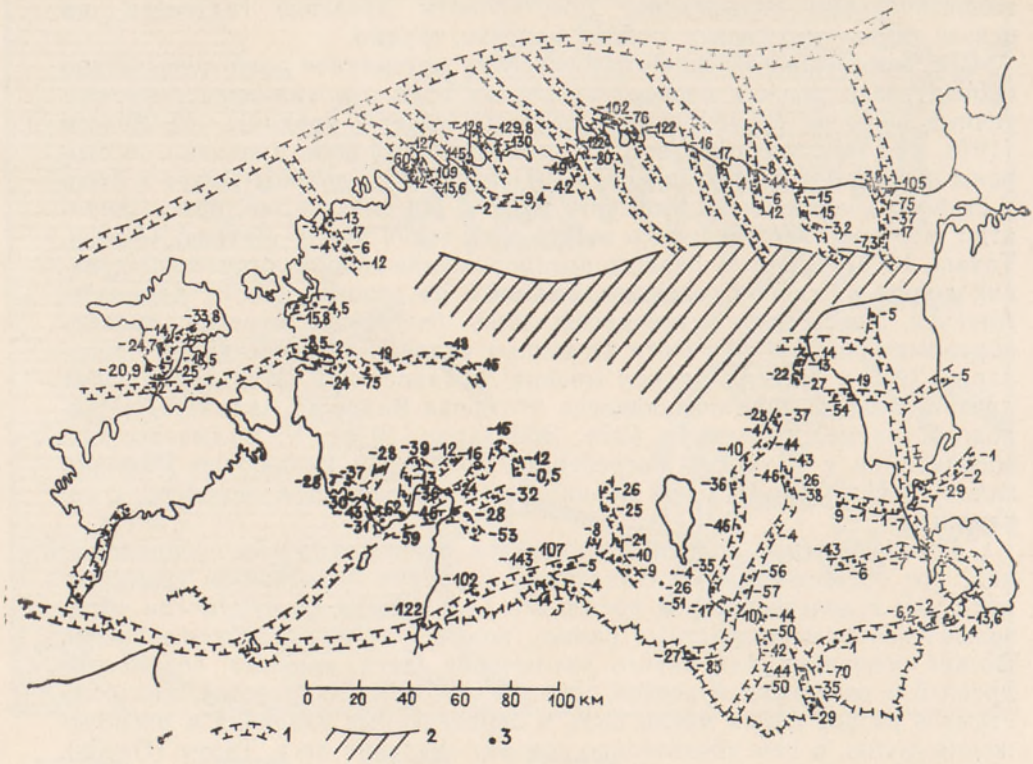


Рис. 42. Расположение погребенных долин Эстонии: 1 — погребенные долины; 2 — дочетвертичный водораздел (по А. Мийделу); 3 — абсолютные отметки днищ погребенных долин.

Fig. 42. Ancient river drainage on the territory of Estonia: 1 — buried valleys; 2 — Prequaternary watershed (after A. Miidel); 3 — absolute height of the bottom of the ancient valleys.

К. Каяк исходит из предположения, что на дне первой лежит нижнеплейстоценовая, а на дне долины Раади — Маарьямыйза — среднеплейстоценовая морена.

К сожалению, абсолютные отметки дна палеоврезов сильно колеблются уже на небольших расстояниях и это затрудняет их использование. Но важно то, что здесь выявляются определенные тенденции, которые косвенно указывают и на возраст палеоврезов. Например, на берегу Финского залива они в основном концентрируются на уровнях около 15—20, 50—60, 100—110 и 125—145 м ниже уровня моря (рис. 43). Нам кажется невозможным, что долины с абсолютными отметками дна от —15 до —20 м были бы одновозрастными с глубокими долинами, дно которых лежит на 100—145 м ниже уровня моря.

Высотные данные по палеоврезам при оценке их возраста нельзя использовать механически. Как уже указывалось, они могут располагаться не в самой глубокой или характерной части долины или отражать переуглубленные части последних. С другой стороны, при их использовании трудно учесть амплитуду происходивших здесь дифференцированных неотектонических движений, которые могут существенно искажать палеогеографическую обстановку. Кроме того, долины с раз-

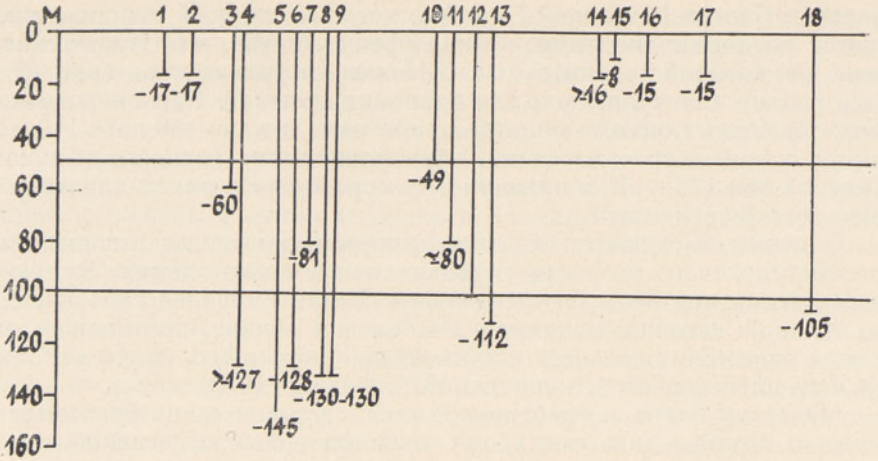


Рис. 43. Отметки дна погребенных долин вдоль берега Финского залива (по А. Мийделу, с дополнениями): 1 — Вихтерпалуская; 2 — Клоостриская; 3 — Кейлаская; 4 — Вяэнаская; 5 — Харкуская; 6 — Куртна-Мянникуская; 7 — Таллинская; 8 — Мериваяьяская; 9 — Рандвереская; 10 — Кахалаская; 11 — Пудисооская; 12 — Валгейыеская; 13 — Палмзе-Илумяэская; 14 — Сельяская; 15 — Падаская; 16 — Кундаская; 17 — Пуртсеская; 18 — Вазавереская.

Fig. 43. The absolute height of the bottom of ancient buried valleys on the southern coast of the Gulf of Finland (according to A. Miidel, with the authors' complements): 1 — Vihterpalu; 2 — Kloostri; 3 — Keila; 4 — Vääna; 5 — Harku; 6 — Kurtna-Männikvälja; 7 — Tallinn; 8 — Merivälja; 9 — Randvere; 10 — Kahala; 11 — Pudisoo; 12 — Valgejõgi; 13 — Palmse-Ilumäe; 14 — Selja; 15 — Pada; 16 — Kunda; 17 — Purtse; 18 — Vasavere.

ными глубинами в ряде случаев могут быть также долинами разного порядка синхронной гидрографической сети. В связи с этим данные по глубинам долин для оценки их возраста могут быть использованы только на ограниченных территориях в случае наличия нескольких буровых скважин, причем после выявления конкретных палеофациальных и палеотектонических обстановок и контроля с надежным стратиграфическим материалом.

К сожалению, надежного стратиграфического материала для определения возраста палеоврезов в Эстонии немного (Раукас, 1978). Хотя все известные до сих пор межледниковые разрезы Южной Эстонии находятся в палеоврезах (Liivrand, Saarse, 1982), они ввиду вероятного аллохтонного залегания мало помогают определению возраста вмещающих их форм. Еще труднее обстоит вопрос на выходах карбонатных пород Северной Эстонии, где межледниковые разрезы до сих пор вообще не обнаружены. Проблематичным остается также возможность определения возраста долин в предглинтовой зоне, хотя автохтонное залегание межледниковых отложений микулинского возраста в разрезе Суур-Прангли не вызывает сомнений. Дело в том, что здесь пока не обнаружены отложения древнее среднего плейстоцена (Раукас, 1978).

Учитывая данные Э. Лийвранд * о возрасте отложений в Пуртсеской

* Валлнер Л. К., Лийвранд Э. Д., Мийдел А. М., Риэт К.-Х. Х., Юрима (Таваст) Э. Х. Отчет по теме: Разработать и выдать рекомендации по рациональному использованию подземных вод и полезных ископаемых в погребенных долинах Эстонии. Рукопись в ЦНА АН ЭССР. Таллин, 1973. 217 с.

долине в Северо-Восточной Эстонии, которые, по всей вероятности, являются послемикулинскими, можно предположить, что Пуртсеская долина, дно которой находится около 15 м ниже уровня моря (рис. 42, 43), тоже является микулинской или послемикулинской. Расположенные поблизости более глубокие долины (с абс. отм. дна от —50 до —110 м) являются в этом случае, вероятно, домикулинскими. Долины с абсолютной отметкой дна 125—145 м ниже уровня моря будут, в таком случае скорее всего, дочетвертичными.

В целом имеющиеся стратиграфические данные не говорят против доплейстоценового возраста глубоких погребенных долин Эстонии, а, скорее всего, подтверждают сказанное. Так, в наиболее глубоких долинах Южной Эстонии, например в Абъяской долине, несомненно, выделяются отложения среднего плейстоцена и, возможно, еще и отложения нижнего плейстоцена (Лийвранд, 1976; Раукас, 1978).

Менее глубокие погребенные врезы, скорее всего, образовались в ранне- и позднеледниковое время плейстоценовых оледенений под действием размыва талых вод ледников. После отступания ледника каждого оледенения возобновилась сложная речная сеть, которая в силу унаследованного характера геологического развития территории Эстонии в основном наложилась на более раннюю гидросеть. В ходе последующих наступаний ледников вновь образовавшаяся речная сеть отчасти была полностью уничтожена, отчасти видоизменена ледниками, а отчасти законсервировалась ледниковыми отложениями и реликты ее в виде отрывочных неглубоких отрезков долин сохранились до настоящего времени.

Из плейстоценовых долин, доходящих в коренные породы, несомненно, лучше всего сохранены поздневалдайские позднеледниковые долины, образовавшиеся в основном в результате деятельности талых вод ледника. Поздневалдайские долины особенно широко развиты в Юго-Восточной Эстонии и на Сакалаской возвышенности, где они обычно приспособлены к доледниковым долинам. По морфологии, размерам и происхождению они весьма разнообразны. Согласно классификации А. Басаликаса (1969; Basalykas, 1968), здесь встречаются флювиогляциальные дистальные ложбины, флювиогляциальные латеральные прадолины (урштромы), перигляциальные долины, долины приледниковых прорывов и приледниково-озерных притоков. Все эти разновидности долин местами достигли коренных пород и видоизменили морфологию их поверхности.

В качестве флювиогляциальной дистальной ложбины или радиальной долины можно рассмотреть долину р. Вяйке-Эмайыги, хорошо изученную К. Каяком (1959). Примером флювиогляциальной латеральной прадолины может служить Выру-Пиузаская долина, отделяющая Угандиское плато от Хааньяской возвышенности. Ширина ее порядка 10—15 км. Латеральной (маргинальной) является также хорошо известная долина р. Суур-Эмайыги. В качестве маргинальной долины стока ледниковых талых вод ее рассматривал уже Х. Хаузен (Hausen, 1913 a), который связывал ее образование со стоком вод из Южно-Чудского приледникового озера в западном направлении. Залегание морены на склонах долины говорит все же о том, что она в своем первичном виде сформировалась еще до последнего оледенения (Orviku, 1946). Долина р. Суур-Эмайыги имеет ширину около 800—1200 м и глубину в пределах г. Тарту порядка 20 м. Местами долина врезана в девонские песчаники, обнажающиеся, например, на склонах и в русле между Мууга и Тарту.

Рельефообразующая роль перигляциальных потоков, создающих

долины прорыва и приледниково-озерных притоков менее существенна рассмотренных выше. По мере отступания края ледника на север в связи с прекращением ледникового питания, по существу, большинство долин прошли перигляциальную стадию, но в связи с этим у них резко уменьшилось количество воды и, соответственно, интенсивность эрозии. Относительно небольшую эрозионную силу имели тоже приледниково-озерные притоки, которые, по имеющимся данным, также в основном приспособились к древним долинам (например, долина Выханду). Долины приледниковых прорывов часто образовались на возвышенностях при спуске мелких разновысотных приледниковых озер.

Выше мы обратили внимание на то, что позднеледниковые долины размыва часто приурочены к ранее образовавшимся более крупным долинам. Но здесь необходимо подчеркнуть, что не все древние долины послужили долинами ледникового стока, или талые воды ледника использовали их лишь отчасти. Такие древние эрозионные врезы в конец оледенения были, видимо, заполнены осадками и глыбами мертвого льда, что помешало свободному стоку. Примером может служить дочетвертичная (Öpik, 1937) долина Поркуни (Валгейыги). Эта долина длиной около 30 км и шириной местами более 0,5 км врезана в коренные породы и в разной степени заполнена четвертичными отложениями. От озера Поркуни до г. Тапа она хорошо прослеживается в современном рельефе, но местами долина полностью погребена. Флювиогляциальные отложения в долине распространяются прерывисто, лучше всего у Пизупи, где в долину заходят озы озовой системы Неэрути — Поркуни (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Ограниченное распространение в долине флювиогляциальных отложений, очень изменчивая ширина ее и отсутствие ясных следов эрозии на склонах позволяют предположить, что талые воды ледника по этой долине не имели сплошного стока.

Воздействие современных рек на морфологию рельефа коренных пород ввиду равнинности рельефа и маловодности рек сравнительно небольшое. Даже во время половодья они по своей водообильности несравнимы со здешними позднеледниковыми и дочетвертичными реками. Поэтому реки, текущие в древних долинах, в основном эродируют четвертичные отложения и лишь ограниченно размывают коренные берега (фото 17), мало изменяя первичную форму древней долины (рр. Ахья, Выханду, Пиуза и др.). Наиболее интенсивная эрозия коренных пород наблюдается в долинах Северной Эстонии на местах пересечения глинта, где образуются водопады (фото 18) и каньонообразные долины. Размеры последних различные. Каньон Валгейые (в Ныммевески) имеет длину 470 м и глубину 12—20 м, каньон Лообу (в Йоавески) — длину 200—300 м и глубину 9—10 м (Miidel, 1961). Довольно крупные каньоны близ глинта имеют местами даже небольшие ручьи (например, руч. Вазаристи). Образовавшийся здесь каньон имеет длину 55—60 м и глубину около 9—10 м (Miidel, 1962). В целом глубина каньоноподобных долин не превышает 25 м, ширина — 70 м и длина — 1,5 км (Мийдел, 1967).

В упомянутых каньонах под устойчивыми к эрозии твердыми ордовикскими известняками залегают сравнительно мягкие нижнеордовикские и кембрийские песчаники, в результате размыва которых в русла рек часто обрушиваются крупные глыбы известняков (фото 19). Этому способствует тектоническая трещиноватость пород, по причине которой происходит также довольно быстрое отступание водопадов, которое у водопада Ягала, например, составляет 3,7—17,3 м на 100 лет (Aaloe, Miidel, 1967).

В местах, где в руслах и склонах рек выходят только более или менее горизонтально залегающие карбонатные породы (например, в верхнем течении р. Пирита у Равила и Козе, в среднем течении р. Ягала близ Кехра, в верхнем течении р. Кунда и т. д.), речная эрозия протекает очень медленно, что обусловливает образование в продольном профиле рек аномальных участков, в пределах которых падение довольно резко уменьшается. Вблизи уступов коренных пород или на самих уступах, например, в верхнем течении р. Пада и в среднем течении р. Лообу в пределах аномальных участков, наоборот, падение резко возрастает (Мийдел, 1963), но и здесь эрозия происходит довольно низкими темпами. Более интенсивна она в нижнем течении рек Северной Эстонии, севернее глинта, где при сравнительно сильном падении рек эрозии подвергаются легкоэродируемые нижнеордовикские и кембрийские глины, песчаники и алевролиты. Образуются глубокие (в нижнем течении р. Селья до 28 м) крутосклоновые V-образные (русловые) долины (например, в нижнем течении рек Селья, Ягала, Пирита, Пада и др.), в которых коренные породы обнажаются только в нижней части склонов и пойма либо отсутствует, либо является очень узкой (Мийдел, 1967).

Линейные эрозионные формы коренного рельефа, образовавшиеся в результате временных водотоков, в Эстонии очень редки. Крупнейшим оврагом, достигающим коренных пород, является долина Кюти, которая впадает в Пиузаскую древнюю долину в Юго-Восточной Эстонии. Форма ее V-образная, глубина — 5—15 м, ширина — 10—30 м, длина — 1,5—2 км (Kask, 1982). Хорошо выраженные овраги в коренных породах встречаются также на склонах древней долины Каркси, например, близ Нуйа.

Частичным проявлением эрозии можно считать эворзию. Многие исследователи полагают, что на определенных этапах дегляциации с края ледника низвергались мощные водопады, вытачившие глубокие ямы до коренного ложа и образовавшие ямчатые рытвины, обильно встречающиеся, например, в Литве (Kudaba, 1964 и др.). Радиальные или маргинальные вереницы эворзионных котловин, чередующиеся с перемычками и занятые сейчас озерами, по всей вероятности, встречаются также в Южной Эстонии, но они специально не изучены. К эворзионным образованиям относятся также исполиновые котлы, образованные талыми водами подо льдом. Аналогичные описанным в Фенноскандии (Gjessing, 1967 и др.) углубленные участки округлой или овальной формы встречаются во многих местах карбонатного коренного ложа, но здесь их трудно отличить от карстовых форм.

Тут целесообразно рассмотреть также суффозионные формы, которые широко развиты в девонских песчаниках и алевролитах Южной Эстонии (фото 20). В ряде мест благодаря суффозии образовались пещеры и целые пещерные системы (Арукюла, Алликукиви, и др.). На поверхности коренных пород суффозия проявляется после развала пещер, что наблюдается, например, у пещер Тори («Ториский ад») и Хельме. В результате провала пещер на поверхности коренных пород образуются открытые трубчатые отверстия диаметром в несколько метров и глубиной порядка 5—6 м, округлые или овальные ямы и долинообразные формы длиной до нескольких десятков метров.

3.5. ЭКЗАРАЦИЯ КАК ФАКТОР ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД

В настоящее время в оценке рельефообразующего значения ледниковой эрозии мнения среди исследователей принципиально расходятся. Одни исследователи считают, что ледники, подобно агентам денудации и эрозии голоценового времени и межледниковых эпох, не имели решающего значения в формировании рельефа коренных пород, а лишь несколько видоизменили его (Сидоренко, 1958; Арманд и др., 1969). Основанием для заключения о небольшой роли ледниковой эрозии является наличие на поверхности коренных пород погребенных дочетвертичных форм рельефа и кор выветривания.

Другие исследователи, наоборот, придерживаются мнения, что рельеф коренных пород в современном виде является прежде всего экзарационным рельефом и, что ледники практически полностью видоизменили ранее существовавший доледниковый рельеф. Почву для таких заключений дают подсчеты мощности ледникового сноса. По А. Маккавееву (1976), снос коренных пород под деятельностью плейстоценовых ледников в языковых понижениях зоны экзарации доходил до 100 м. М. Г. Гросвальд (устное сообщение) оценивает мощность сноса на гляциальных шельфах и гористых побережьях морей среднем в 240 м и т. д. Вполне понятно, что при таком мощном сносе, если он действительно имел место, мелкие и средние формы не могли сохраняться, а крупные должны были быть видоизменены коренным образом.

Для выяснения роли ледниковой эрозии на территории Эстонии проанализируем коротко имеющиеся у нас фактические данные и коснемся еще раз вопроса о возможной максимальной интенсивности сноса. Следует отметить, что у разных исследователей соответствующие подсчеты сильно отличаются. Например, на Северо-Американском континенте оценки мощности сноса колеблются от нескольких метров (Flint, 1971) до нескольких сотен метров (White, 1972). На наш взгляд, ко всем этим подсчетам следует относиться пока очень осторожно. Здесь не исключены ошибки порядка 100—150%. К тому же в интенсивности экзарации имеют место весьма большие региональные и локальные различия, обусловленные мощностью и внутридинамическими особенностями ледников, литолого-петрографическим составом, выветрелостью и трещиноватостью пород и т. д. Так, проведенные Х. Нийни (Niini, 1967) наблюдения и физико-механические опыты показали, что стирание и раздробление ложа во многом зависит от тектонической раздробленности, размерности зерен, текстурных особенностей и минерального состава пород. По этой причине в Финляндской Лапландии, например, амфиболиты часто возвышаются в виде останцов высотой до нескольких десятков метров над окружающими менее прочными гранулитами, гнейсами и анортозитами. Таких примеров можно привести множество.

В. Окко (Okko, 1964) считает, что в целом с территории Финляндии экзарацией снесены породы мощностью в среднем 7 м. Расчеты Н. Николаева и А. Медянцева (1966) показали, что во время плейстоценовых оледенений с Балтийского щита был снесен слой средней мощностью в 31,3 м, т. е. значительно больше, чем считают финские исследователи. Близкое среднее понижение поверхности коренных пород (35—40 м) для северо-запада Восточно-Европейской равнины получил В. Исаченков (1975, 1976), который правильно обратил внимание на концентрическую

зональность и провинциальную дифференциацию процессов экзарации, связанную с радиально-секториальной структурой ледникового щита.

А. Асеев (1970, 1971 и др.) выделяет три существенно отличающихся друг от друга зоны ледниковой экзарации: слабой экзарации ложа, интенсивной экзарации и слабо выраженной экзарации с преобладанием аккумуляции. С учетом зон интенсивности экзарации В. Исаченков сделал вывод, что в более северных областях северо-запада Восточно-Европейской равнины, куда входит и Эстония, интенсивность экзарационных процессов была в 2—3 раза выше, чем в более южных зонах. Значит, на территории Эстонии понижение коренного рельефа должно быть не менее 50—60 м. Допустим, что эти цифры близки к истине, хотя интуитивное представление ряда важных показателей дает основание сомневаться. Но при их практическом использовании следует еще учесть, что интенсивность ледниковой экзарации не менее существенно отличается в радиально-секториальном направлении. В осевых частях ледниковых потоков и лопастей и в гляциодепрессиях в целом интенсивность экзарации значительно больше, чем в пределах ледоразделов (Асеев, 1970, 1972; Чеботарева, 1969 и др.). В этой связи можно предположить, что по вытянутым в меридиональном направлении впадинам, как Рижская, Выртсъярвская и Псковско-Чудская, где, видимо, во время всех оледенений располагались активные ледниковые языки, произошла куда более интенсивная экзарация, чем в соседних гляциоэлевациях. Поэтому не следует сомневаться, что эти впадины действительно являются экзарационными, как это предполагали А. Таммеканн (Tammekann, 1949) и ряд других исследователей.

В то же время во многих других районах Эстонии глубина экзарации, вероятно, не превышала первых десятков метров, а местами была еще меньше. Об этом говорят хорошо сохранившаяся дочетвертичная речная сеть и наличие мелких и средних форм коренного ложа не совпадающих направлением движения ледников (рис. 44) и ряд других признаков, в том числе наличие не затронутых экзарацией сильно выветрелых коренных пород. Еще в 1929 году К. Орвику (Orviku, 1929) в окрестностях Ухаку, близ г. Кивиыли, в разных обнажениях, но на одной и той же глубине от земной поверхности были замечены известняки ласнамягиского горизонта с совершенно различной степенью выветрелости. Сохранившиеся при этом сильно выветрелые известняки указывают на практически полное отсутствие экзарации в отдельных пунктах, на неодинаковую интенсивность и слабую выраженность ее в данном районе в целом. Экзарация коренного ложа была здесь наибольшей, видимо, в начальные этапы гляциации. В дальнейшем неровности ложа законсервировались неподвижным льдом и донными отложениями ледника, что привело к уменьшению или полному прекращению ее экзарации.

В процессе ледниковой эрозии или экзарации в широком понимании целесообразно различать площадную эрозию или ледниковую абразию и ледниковое выпахивание. Ледниковая абразия проявляется в виде площадного стирания коренного основания, сопровождающегося обтачиванием, шлифовкой и полировкой пересекаемого льдом рельефа. Ледниковое выпахивание, в свою очередь, характеризуется интенсивным разрушением ледником горных пород и выносом продуктов разрушения, главным образом благодаря так называемому «бульдозерному эффекту», отцепляющим и легко откалывающим даже куски скального основания. Интенсивность его увеличивается при расчлененном рельефе, особенно у крутосклонных холмов, а также в углублениях подстилающего рельефа.

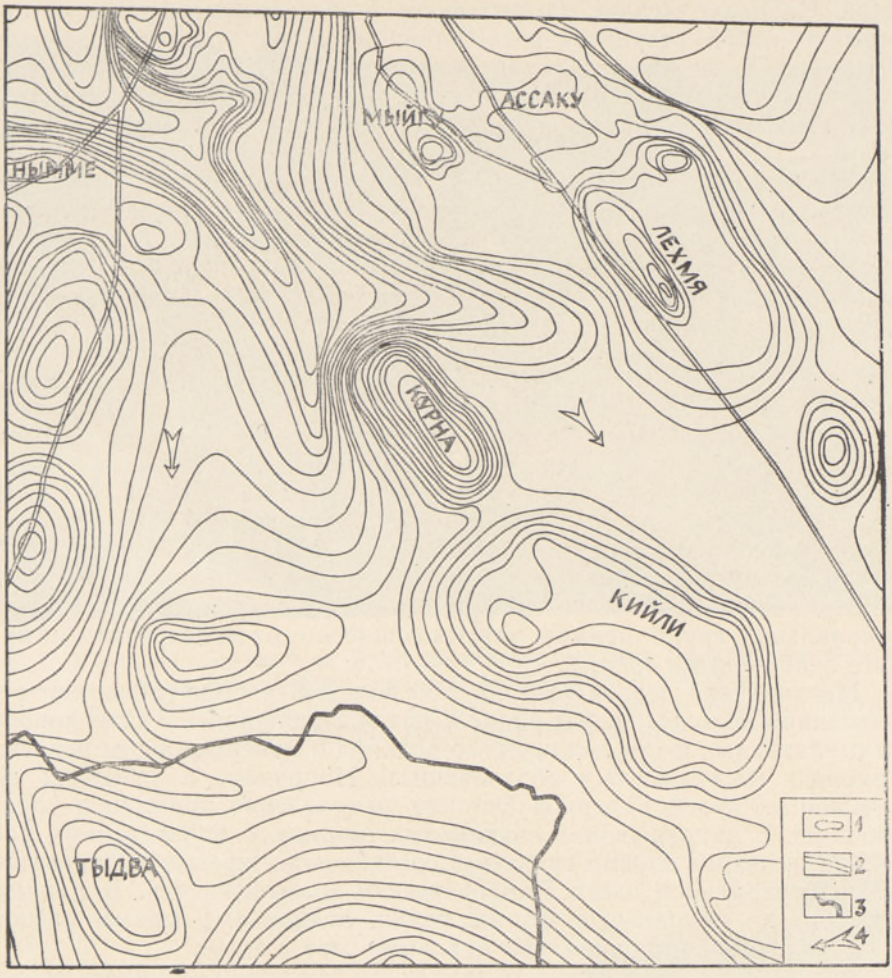


Рис. 44. Неодинаково ориентированные возвышения коренных пород в окрестностях г. Таллина: 1 — возвышения коренного рельефа; 2 — дороги; 3 — река Тыдва; 4 — направление движения ледника. Схема составлена с использованием материалов С. Кюннапуу.

Fig. 44. Bedrock eminences near Tallinn: 1 — bedrock eminences; 2 — roads; 3 — Tõdva River; 4 — direction of glacier's movement. The scheme is compiled using unpublished data by S. Künnapuu.

Выпахиванию содействует литологическая неоднородность пород, процессы выветривания и быстрое перераспределение нагрузки льда. Особенно значительное выпахивание обычно объясняют давлением наступающего ледникового края (Шайдеггер, 1964). Этим следует связывать возникновение значительной части ледниковых дислокаций и отторженцев.

Рельеф ледниковой эрозии представлен разнообразными отрицательными и положительными формами. Отрицательные формы — ледниковые шрамы, борозды, рытвины и ложбины образуют последовательный ряд с постепенно увеличивающимися размерами и сложностью очер-

таний. Наиболее мелкие из этих форм — ледниковые шрамы — представляют собой результат воздействия на ложе единичных каменных обломков. По форме и величине они разнообразны, обычно представлены тонкими параллельными линиями и царапинами, глубина которых редко превышает 1, ширина 2 и длина 50 см (фото 21). Они встречаются в разных топографических условиях, как на плоских, так и на вогнутых и выпуклых участках. При этом штрихи на проксимальных склонах, обращенных навстречу текущему леднику, в результате выдалбливания ориентированы своим более тупым концом по течению ледника, а на дистальных (попутных) склонах тупые концы штрихов, как следствие выпахивания, направлены вверх по течению ледника. Это отмечено разными исследователями (Флинт, 1963 и др.).

Первые сведения о ледниковых шрамах на территории Эстонии имеются еще в работах А. Шренка (Schrenk, 1854) и Ф. Шмидта (Schmidt, 1858, 1865, 1883). При этом Ф. Шмидт сообщает о находке ледниковых шрамов в Северной Эстонии уже в около 100 местонахождениях (Шмидт, 1883). По его данным ледниковые шрамы имеют здесь разные направления: в Северной Эстонии они направлены на юго-восток, в Средней Эстонии — на юго-запад; в окрестностях Вазалемма и Раквере и на о-ве Муху — на юг (Schmidt, 1865). Р. Мянниль (Männil, 1962) на основании 100 измерений в 75 местонахождениях установил усредненное направление ледниковых шрамов по азимуту 171°. Он выделил пять возрастных региональных групп шрамов, увязывающиеся с разновозрастными краевыми ледниковыми зонами.

Направления ледниковых шрамов большей частью совпадают с направлением положительных радиальных экзарационных и экзарационно-аккумулятивных форм ледникового рельефа и ориентированы перпендикулярно к маргинальным образованиям. Например, в пределах всех друмлинных полей Северной Эстонии направление друмлинов хорошо совпадает с направлением ледниковых шрамов в близлежащих районах. То же самое можно сказать о соотношении шрамов и радиальных озов в центральной части Пандивереской возвышенности. В Западной Эстонии, где радиальные формы редки, ледниковые шрамы расположены поперек простирания маргинальных озов и дельт.

В ряде мест республики обнаружены перекрещивающиеся шрамы, возраст и генезис которых пока не ясны. Возможно, что некоторые перекрещивающиеся и широтно простирающиеся шрамы в низменной Эстонии вообще не являются ледниковыми шрамами, а царапинами, образованными включенными в прибрежные паковые и торосистые льды острогранными обломками пород. Как показывают исследования Каарела Орвику (1965) на современном морском берегу под напором льдин могут образоваться широкие борозды выпахивания длиной около 40 м, а вес передвигаемых морским льдом валунов может иногда превышать 3 тонны. Поэтому использование ледниковых шрамов для определения направления движения ледников может дать вполне надежные результаты лишь в комплексе с другими геоморфологическими и литологическими методами.

Местами на поверхности коренных пород встречаются ледниковые борозды, глубина которых достигает 10 см, ширина 20 см, а длина нескольких метров (Orviku, 1960; Männil, 1962; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Ледниковые борозды найдены в окрестностях Рохукюла (Orviku, 1960) у Камарику, Карику и Вазалемма (Männil, 1962) и в некоторых других местах.

Фото 1. Юйгуский клиф на о-ве Муху, сложенный твердыми биогермными известняками яагарахуского горизонта силура. Фото А. Раукаса.

Photo 1. Üügu Cliff on Muhu island is composed of hard Silurian biohermic limestones of the Jaagarahu stage. Photo by A. Raukas.

Фото 2. Кирбласский клиф относится к числу крупнейших клифов Западно-Эстонского глинта материковой части республики. Фото Е. Климова.

Photo 2. Kirbla Cliff, one of the tallest cliffs of the West-Estonian Glint in the continental part of the Republic. Photo by E. Klimov.

Фото 3. Устойчивые к зрозионно-денудационным процессам биогермы яагарахуского горизонта нередко преобразованы плейстоценовыми ледниками в своеобразные скальные друмлины. Михкли-Салумяги. Фото А. Аалоэ.

Photo 3. The denudation-resistant bioherms of the Jaagarahu Stage were often transformed by Pleistocene glaciers into specific rocky drumlins. Mihkli — Salumägi. Photo by A. Aaloe.

Фото 4. Доработанные человеком волноприбойные ниши в нижней части клифа Юйгу (о-в Муху). Фото А. Раукаса.

Photo 4. Wave-cut caves in the lower part of the Üügu Cliff (Muhu Island), reshaped by human action. Photo by A. Raukas.

Фото 5. Крупнейшим клифом Западно-Эстонского глинта является Мустъялаский на мысе Панганукк, на о-ве Сааремаа, высота которого достигает 21,3 м.
Фото Каарела Орвику.

Photo 5. Mustjala Cliff at the Panganukk Cape, Saaremaa Island, reaching 21,3 m in height, is the tallest cliff of the West-Estonian Glint. Photo by Kaarel Orviku.

Фото 6. Ввиду малой мощности четвертичных отложений в карбонатных породах Северной Эстонии имеется много карьеров строительного известняка. Карьер Тагавере на о-ве Сааремаа. Фото А. Аалоэ.

Photo 6. Due to the thin Quaternary coverage in North Estonia, a great number of quarries are dug in the carbonate bedrock. Tagavere Quarry on Saaremaa Island. Photo by A. Aaloe.

Фото 7. Северо-Эстонский (Балтийский) глинт близ Вока. Фото Х. Ууси.
Photo 7. The North-Estonian (Baltic) Clint near Voka. Photo by H. Uusi.

Фото 8. Погребенный глинт (уступ Анцилового озера) у Лоо. Фото А. Раукаса.
Photo 8. The buried glint (a scarp of the Ancylus Lake) at Loo. Photo by A. Raukas.

Фото 9. Озерные котловины Южной Эстонии часто расположены в древних долинах или над погребенными долинами. Оз. Пюхаярв. Фото А. Раукаса.

Photo 9. A number of lake depressions in South Estonia lie in ancient valleys or above buried valleys. Lake Pühajärv. Photo by A. Raukas.

Фото 10. Вышгород (Тоомпеа) в г. Таллине является эрозионным останцом доледникового времени. Фото Э. Кёстера.

Photo 10. Toompea elevation in Tallinn is an ancient Preglacial erosional skerry. Photo by E. Köster.

Фото 11. Ввиду неравномерной прочности слагающих глинт коренных пород здесь часто образуются выскакивающие карнизы. Фото Каарела Орвику.

Photo 11. Due to the unequal resistance to denudational processes, cornices are often formed in the rocks composing the Glint. Photo by Kaarel Orviku.

Фото 12. Обвал у подножия клифа на о-ве Вяйке-Пакри. Фото Каарела Орвику.

Photo 12. Down grade in front of the foot of the Glint on Väike-Pakri Island. Photo by Kaarel Orviku.

Фото 13. Между диаклазовыми трещинами в карбонатной толще обычно образуется угол порядка 85—100°. Фото А. Раукаса.

Photo 13. Between the diaclinal joints, the carbonate bedrock mostly forms an angle of 85—100°. Photo by A. Raukas.

Фото 14. Вследствие диаклазовых трещин, Северо-Эстонский и Западно-Эстонский глинты часто имеют зубчатую форму. Ниназе (о-в Сааремаа). Фото А. Аалоэ.

Photo 14. Due to diaclinal joints the North-Estonian and West-Estonian glints often display indentations. Ninase (Saaremaa Island). Photo by A. Aaloe.

Фото 15. Современный облик глинта во многом обусловлен хозяйственной деятельностью человека. Таллин. Фото А. Аалоэ.

Photo 15. The contemporary morphology of the Glint depends considerably upon human action. Tallinn. Photo by A. Aaloe.

Фото 16. Иногда диаклазовые трещины являются извилистыми. Таллин — Ласнамяэ. Фото А. Раукаса.

Photo 16. The diaclinal joints are sometimes tortuous. Lasnamägi in Tallinn. Photo by A. Raukas.

Фото 17. Эрозионные процессы в современных реках Эстонии ввиду маловодности и малых уклонов обычно слабо развиты и мало изменяют коренный рельеф. Кюллимюур на р. Выханду. Фото А. Раукаса.

Photo 17. Due to the small quantities of water and the gentle gradient, the erosional processes in contemporary river valleys are rather weak, and correspondingly they exert a week influence on the bedrock relief. Kullimüür on the bank on the River Võhandu. Photo by A. Raukas.

Фото 18. Наиболее интенсивная эрозия коренных пород наблюдается в долинах Северной Эстонии на местах пересечения глинта, где образуются водопады. Водопад Кейла. Фото А. Мийдела.

Photo 18. The most intense erosion of the bedrock takes place in North-Estonian river valleys near the Glint, where, as a rule, waterfalls are formed. Keila Waterfall. Photo by A. Miidel.

Фото 19. В коньоноподобных долинах в результате размыва легкоэродируемых нижнеордовикских и кембрийских песчаников в русло часто обрушиваются крупные глыбы залегающих выше известняков. Р. Валгейыги близ водопада Ныммевески.
Фото А. Мийдела.

Photo 19. In canyon-line valleys, as a result of selective erosion of Lower Ordovician and Cambrian sandstones, big blocks of superimposed limestones often collapse into the riverbed. River Valgejõgi near Nõmmeveski Waterfall. Photo by A. Miidel.

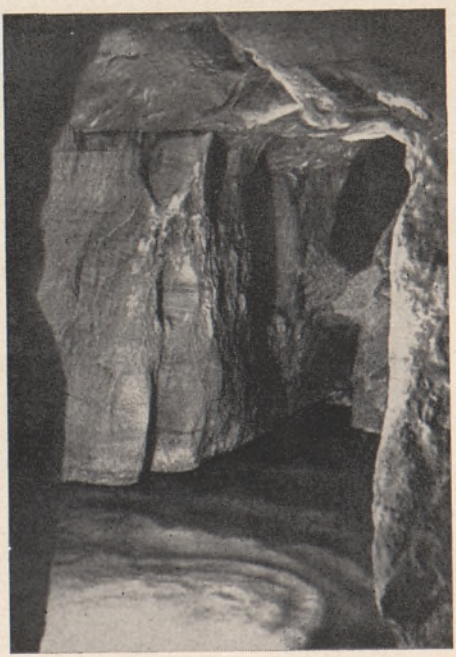


Фото 20. Суффозионные пещеры Аллику-киви близ. г. Килинги-Ныммe.
Фото Каарела Орвику.

Photo 20. Allikukivi Caves near the town of Kilingi-Nõmme. Photo by Kaarel Orviku.

Фото 21. Глубина ледниковых шрамов на коренных карбонатных породах Эстонии редко превышает одного и ширина двух сантиметров.
Фото А. Мийдела.

Photo 21. Glacial striae in the carbonate bedrock of Estonia are rarely more than 1 cm deep and 2 cm wide.
Photo by A. Miidel.

Фото 22. Песчаниковый клиф с крупными волноприбойными нишами близ г. Калласте.
Фото Э. Ряхни.

Photo 22. Sandstone cliff with big wave-cut notches near the town of Kallaste. Photo by E. Rähni.

Фото 23. Скальная береговая зона на о-ве Вильсанди. Фото Р. Карукяпп.
Photo 23. The rocky coastal zone on Vilsandi Island. Photo by R. Karukäpp.

Фото 24. Альвар к востоку от г. Таллина. Фото А. Раукаса.
Photo 24. An alvar in the east of Tallinn. Photo by A. Raukas.

Фото 25. Клифовая береговая зона Охесааре на п-ове Сырве с бенчем-осушкой и альваром на глинте. Фото А. Раукаса.

Photo 25. The scarpy coastal zone at Ohesaare, Sõrve Peninsula, with a dewatered bench before the cliff and an alvar on the cliff. Photo by A. Raukas.

Фото 26. Нагромождение известняковых глыб перед клифом Пулли (о-в Сааремаа). Фото А. Раукаса.

Photo 26. A pile of carbonaceous blocks at the foot of Pulli Cliff (Saaremaa Island). Photo A. Raukas.

Фото 27. Обусловленная карстовыми процессами корявая и сотовидная поверхность карбонатных пород в Кирбла. Фото Е. Климова.

Photo 27. Swallow nests of various shape of the surface of the denuded carbonaceous bedrock at Kirbla. Photo by E. Klimov.

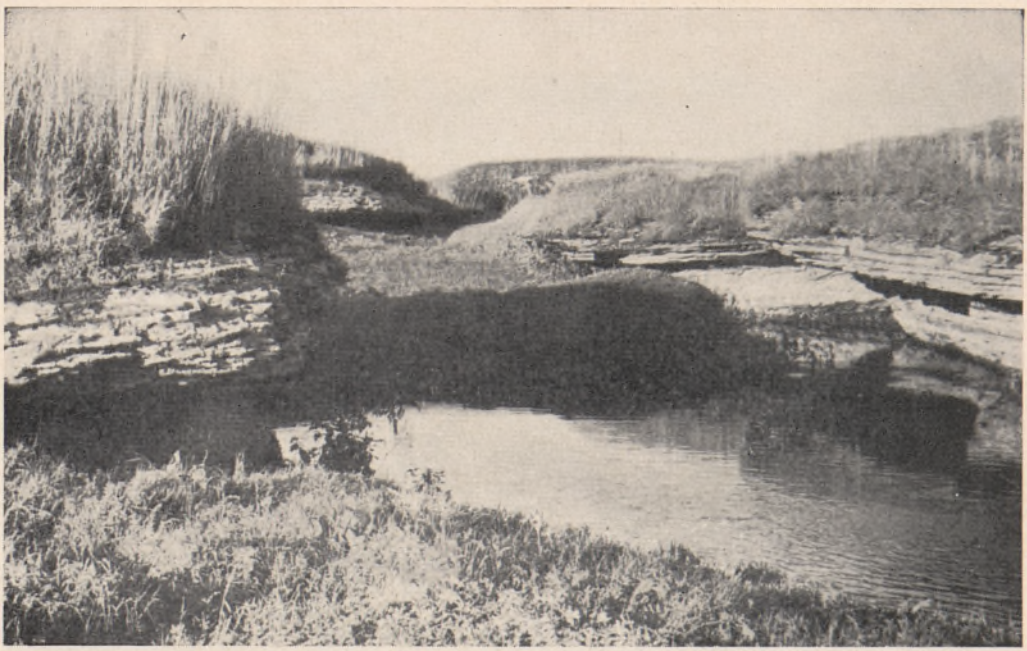


Фото 28. Крупнейшее в Эстонии карстовое поле Костивере, где причудливые останцовые формы чередуются с разнообразными образованиями растворения и провала. Фото А. Мийдела.

Photo 28. On the largest karst field of Estonia, at Kostivere, imposing monadnocks alternate with various forms of solution and collapse. Photo by A. Miidel.

Фото 29. Заложенная в коренные карбонатные породы траншея для скоростной дороги в Ласнамяэ (г. Таллин). Фото А. Раукаса.

Photo 29. A trench for the speedway has been broken in the carbonaceous bedrock of Lasnamägi (Tallinn). Photo by A. Raukas.

Фото 30. Открытая разработка фосфоритов на месторождении Маарду. Фото А. Раукаса.

Photo 30. Opencast phosphorite pit at Maardu. Photo by A. Raukas.

Фото 31. Обнажение среднедевонских песчаников, покрытых маломощным слоем четвертичных отложений близ Хельме. Фото А. Раукаса.

Photo 31. Outcrop of Middle Devonian sandstones covered by a thin layer Quaternary deposits near Helme. Photo by A. Raukas.

Фото 32. Гляциотектонические нарушения на южном склоне Торнимяги (Вайвараские Синие горы). Фото А. Раукаса.

Photo 32. Glaciotectonic disturbances on the southern slope of Tornimägi (the Blue Hills at Vaivara). Photo by A. Raukas.

Ледниковые борозды имеют постепенные переходы в ложбины выпахивания. Последние в Эстонии, как правило, имеют небольшие размеры. Глубина их обычно 2—7 м, ширина от десятков до нескольких сот метров, длина до 3 км (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Они нигде не имеют характерной для экзарационных долин корытообразной формы и вогнутого дна, но плечо или заплечик долины часто хорошо выражены. Плечо, так же как и склоны ложбин, несут шрамы и глубокие борозды — явные следы их обработки двигающимся льдом.

Ложбины выпахивания, как известно, отражают влияние обособлявшихся устойчивых струй в течении льда. Среди них встречаются как восходящие, так и нисходящие ложбины (или восходящие и нисходящие участки), приуроченные соответственно к проксимальным и дистальным склонам древнего рельефа. У первых продольные профили чаще всего являются плавными, а у вторых — нередко ступенчатыми, что вообще характерно для ложа отрицательных ледниковых форм рельефа.

Ложбины выпахивания в условиях Эстонии часто образовывались в результате переуглубления доледниковых речных долин, ориентированных вдоль движения ледников. Поэтому здесь уместно коротко остановиться на генезисе палеоврезов Эстонии, большинство из которых в подглаве 3.4. были рассмотрены как древние речные долины.

Действительно, большинство исследователей объясняет формирование палеоврезов эрозионной деятельностью древних рек, рассматривая их как дочетвертичные или межледниковые речные долины (Tammekann, 1928, 1949; Orviku, 1946; Рухина, 1946, 1957; Ковалевский, 1959; Малаховский, Баканова, 1971; Бреслав, 1971 и др.). Согласно другой группе исследователей решающая роль в образовании палеоврезов отводится экзарационной деятельности плейстоценовых ледников и они рассматриваются в основном ложбинами ледникового выпахивания и размыва (Горецкий, 1964, 1967, 1970, 1972; Кригер, 1972; Мандер, 1973 и др.). Третья группа исследователей объединяет флювиальную и экзарационную гипотезы и предполагает, что плейстоценовые ледники лишь в большей или меньшей мере видоизменили дочетвертичные речные долины (Вайтекунас, 1969; Каяк, 1963; Мийдел, 1966 а; Мейронс, Страуме, Юшкевичс, 1974; Эберхардс, 1975 и др.). К последней группе исследователей относятся и авторы данной работы, рассматривающие палеоврезы в группе эрозионных образований. Заметим, что на некоторое изменение морфологии древних долин под влиянием ледниковой эрозии допускали уже А. Таммеканн (Tammekann, 1949) и другие более ранние исследователи.

Рассмотрим, какие у нас были основания для такого заключения. По Г. Горецкому (1973 а, б), важным отличительным признаком дочетвертичных речных долин является наличие в них аллювиальных отложений. О флювиальном генезисе говорит также более или менее ровное дно палеоврезов и постепенное углубление долин вниз по течению. Преимущественно на флювиальное образование палеоврезов указывает также наличие глубоких дочетвертичных карстово-суффозионных провалов (Скуодис, 1973), которые могли образоваться только в условиях нахождения глубоких врезов в их непосредственной близости. О флювиальном образовании палеоврезов говорит также их извилистость. Г. Эберхардс (1975) верно утверждает, что в формировании узких (0,3—0,8 км) и извилистых врезов участие процессов ледникового выпахивания вообще исключается.

Неречное ледниковое происхождение палеоврезов Г. Горецкий

(1973 а) объясняет отсутствием аллювия в ложбинах; заполнением ложбин моренами и флювиогляциальными отложениями разных оледенений; резкими перепадами высот в продольном профиле ложбин; сочетанием ложбин с краевыми ледниковыми образованиями и с мощными гляциодислокациями и отторженцами.

Следует отметить, что в палеоврезах Эстонии достоверно установленных аллювиальных отложений дочетвертичного возраста действительно нет. Но, с другой стороны, отсутствие их можно вполне объяснять общим развитием территории Эстонии в дочетвертичное время и в плейстоцене. К тому-же трудно поверить, что прошлые дочетвертичные ландшафты, как и любые другие ландшафты, могли существовать без сложно построенной речной сети.

Доледниковые речные долины образовались в условиях интенсивного вреза, обусловленного значительным понижением уровня Мирового океана и тектоническим поднятием земной коры. Е. Рухина (1957) оценивает превышение доледниковой поверхности Северо-Запада Восточно-Европейской равнины над современной поверхностью приблизительно в 400 м.

В неогене земная кора на территории Эстонии поднималась и в речных долинах преобладала донная эрозия*, вследствие чего врезание долин было значительным. Вполне вероятно, что мощность образовавшихся в таких условиях аллювиальных отложений была в долинах небольшая. К тому-же во время плейстоценовых оледенений аллювиальные отложения уносились талыми ледниковыми водами или ледниками и перемешивались с ледниковыми и водноледниковыми отложениями. Таким образом, один лишь факт отсутствия или незначительного распространения аллювиальных отложений в палеоврезах, на наш взгляд, не может служить основой для отрицания их флювиального генезиса.

Веским аргументом, доказывающим ледниковой генезис палеоврезов Восточно-Европейской равнины, по Г. Горецкому (1967, 1972 и др.), является их связь с гляциодислокациями, отторженцами и краевыми ледниковыми образованиями. В Эстонии такой связи явно нет (Miidel, Tavast, 1978). Даже в окрестностях города Таллина и поселка Локса, где распространяются весьма глубокие палеоврезы (дно которых находится до 100—145 м ниже уровня моря), крупных гляциодислокаций и отторженцев нигде не наблюдается. При известных гляциодислокациях, расположенных вне палеоврезов, вертикальная амплитуда смещения слоев коренных пород обычно не превышает 10—12 м, что является незначительным по сравнению с размерами долин. Чаще всего гляциодислокации охватывают лишь поверхностную часть коренных пород до глубины, не превышающей 5—6 м (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Примером могут служить мелкие гляциодислокации на правом склоне долины р. Суур-Эмайыги в г. Тарту (Orviku, 1946). Отторженцев, связанных с погребенными долинами, вообще очень мало. По имеющимся данным лишь отторженец Кунда Ламмасмяги (Orviku, 1930) залегает на палеоврезе.

Большинство из палеоврезов Эстонии по меньшей мере в своем первоначальном виде, несомненно, образовалось под действием палеорек, т. е. генезис их флювиальный. Но плейстоценовые ледники местами существенно видоизменили эти долины. Роль ледникового выпахивания в формировании палеоврезов в значительной мере определялась ориенти-

* См. сноску на с. 89.

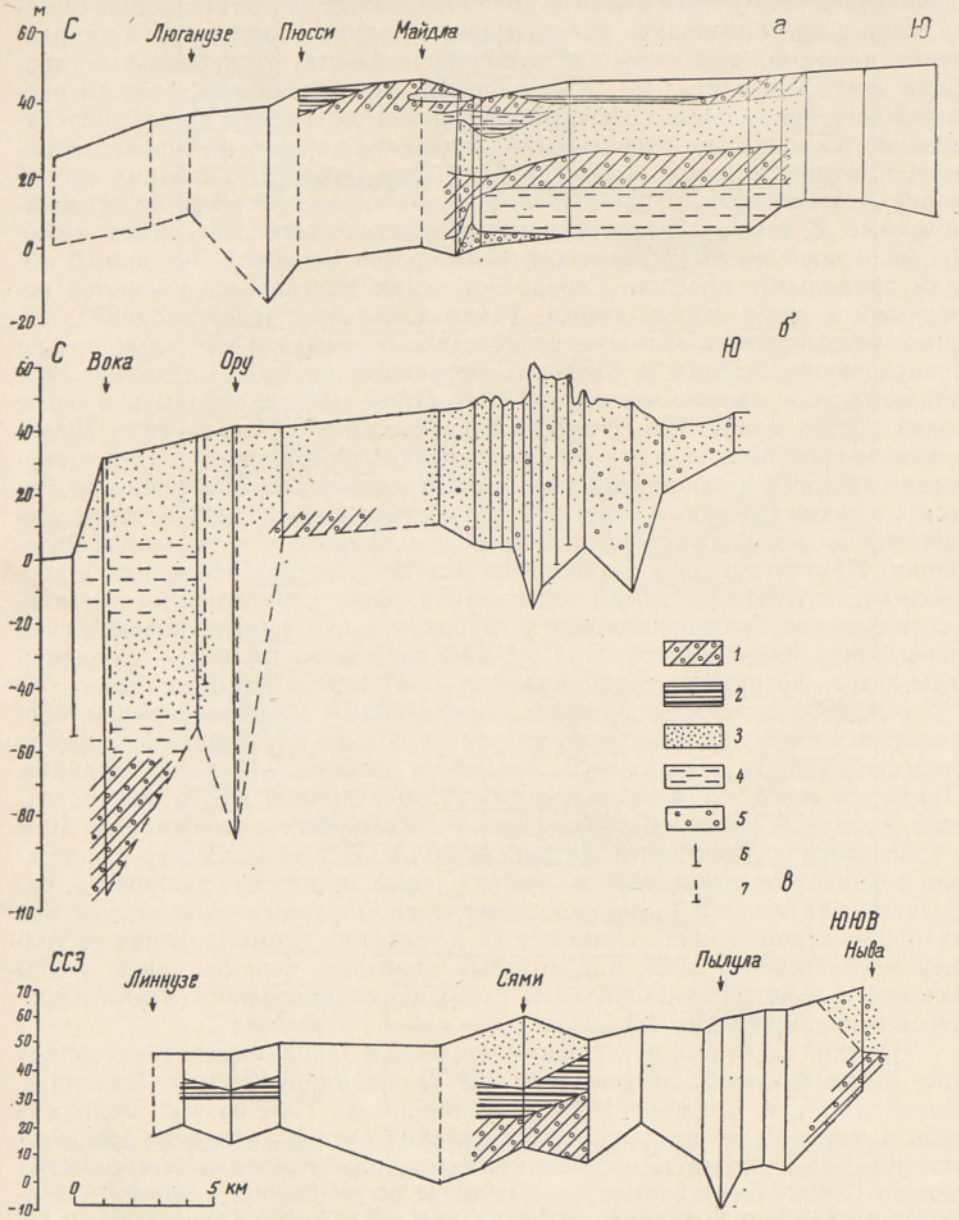


Рис. 45. Предполагаемые продольные профили дна некоторых погребенных долин Северной Эстонии: а — Пуртсеская; б — Вазавереская; в — Кундаская: 1 — морена; 2 — ленточная глина; 3 — песчано-гравийные отложения; 4 — алеврит; 5 — гравийно-галечные отложения; 6, 7 — глубина дна по данным бурения (6) и гравиметрии (7). Профили составлены А. Мийделом.

Fig. 45. Supposed longitudinal profiles of some ancient buried valleys in North Estonia: а — Purtse, б — Vasavere; в — Kunda: 1 — till; 2 — varved clay; 3 — sand and gravel; 4 — silt (aleurite); 5 — gravel and pebble; 6—7 — absolute height of the bottom of the valleys according to boring (6) and gravimetric (7) data. Profiles compiled by A. Miidel.

ровкой дочетвертичных долин и долинообразных форм. Наибольшая экзарация и преобразование наблюдались в долинах, вытянутых в направлении движения ледников. Об этом свидетельствуют продольные профили этих долин (рис. 45). К сожалению, все имеющиеся в нашем распоряжении продольные профили палеоврезов составлены на основе ограниченного количества геофизических профилей и немногих буровых скважин, которые, видимо, не всегда достигали наиболее глубоких частей долин, поэтому на профили эти следует все же смотреть как на ориентировочные. К тому-же ввиду скудности фактического материала такие профили пока имеются лишь для палеоврезов Северной Эстонии. В общем продольные профили Северо-Эстонских палеоврезов являются неровными и даже ступенчатыми. Такие локальные переуглубления, видимо, указывают на активное воздействие ледников и их талых вод на подстилающие породы в пределах первичных эрозионных долин. Возникают они в местах, где обнажаются более мягкие породы и в более узких частях долин. Переуглубленные участки характеризуются значительным сужением, по сравнению со средней их шириной, а также крутыми склонами и заполненностью водноледниковыми отложениями. Видимо, в таких суженных участках палеоврезов происходило местное увеличение скорости движения ледников, что привело к повышенной экзарации. При отступании ледников на тех же участках усиливалась эрозионная деятельность талых вод ледника. Явно ограниченные возможности для преобразования были у глубоких долин, ориентированных поперек движения ледников. Они, на наш взгляд, заполнялись неподвижным льдом, который надежно охранял их от экзарации и размыва.

Устойчивое движение льда с определенным преобразованием морфологии маргинальной долины состоится только в относительно неглубоких и широких долинах, куда возможно плавное спускание ледника. Примером может служить описанный Г. Эберхардсом (1978) маргинальный участок U-образной долины шириной до 0,8 км и глубиной до 40 м у г. Стучка в средней части Латвийской ССР. Изучение текстур и залегания ледниковых отложений в долине позволили ему заключить, что Стучкинская долина была заполнена донноморенным материалом при активном перемещении ледника, а не в условиях пломбирования ее толщей неподвижного льда, над которым свободно перемещались массы активного льда. Принципиальная схема последовательности этого процесса показана на рис. 46.

Близкий по форме поперечного профиля и заполняющему материалу врез был выявлен Г. Эберхардсом (1978) на территории г. Плявиняс. Несмотря на то, что долина эта при ширине до 1 км на всю мощность забита мореной, ее крутые склоны никаких следов активного воздействия ледника не имеют. Такой же является более глубокая (свыше 80 м) долина близ г. Стучки, которая в отличие от описанной выше не преобразована ледниками (Эберхардс, 1975). Если в таких долинах иногда и встречаются крупные глыбы и отторженцы коренных пород, то это, как правильно указывает Г. Эберхардс (1978), не обязательно говорит об экзарации ледника, а может быть легко объяснен как результат обрушения высоких склонов под статической и динамической нагрузкой ледника при его продвижении через долину, ибо у древних долин, подобно нынешним, высокие склоны были часто закарстованы и расчленены тектоническими трещинами.

Морфологию и строение преобразованных ледником палеоврезов в зависимости от направления движения ледника подробно изучал в Юж-

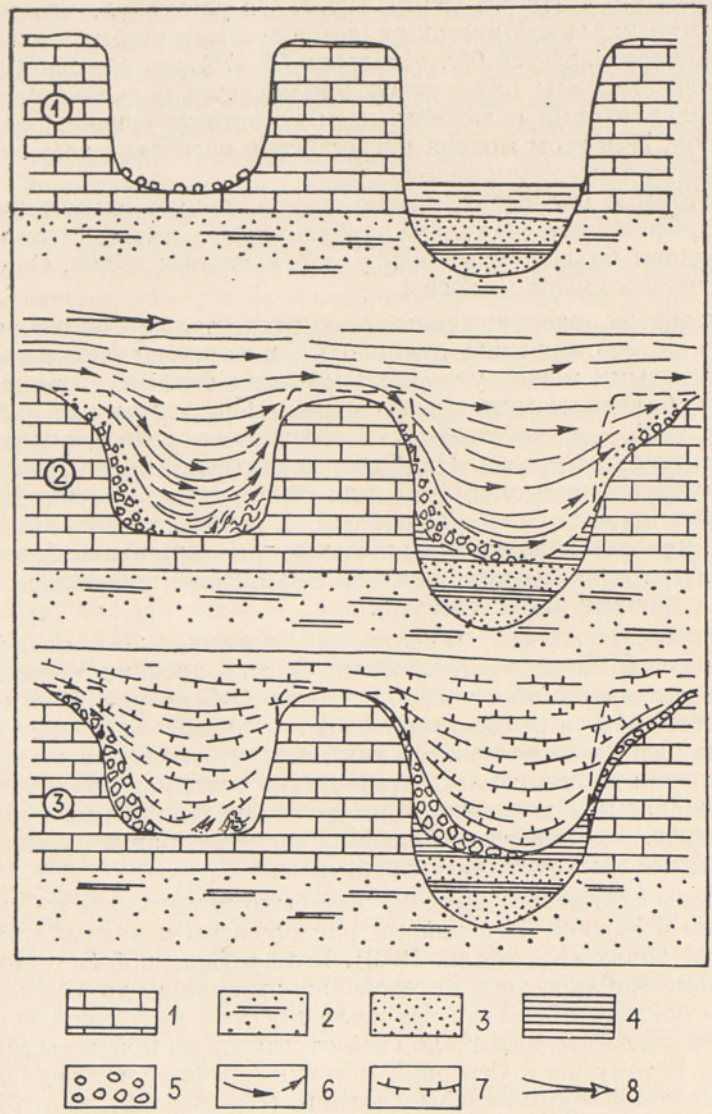


Рис. 46. Принципиальная схема последовательности (1—3) преобразования древних долин активным ледником и заполнения их отложениями по Г. Эберхардсу (1978), с дополнениями: 1 — карбонатные породы; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — пески; 4 — глины и алевриты; 5 — гравийно-галечные отложения; 6 — локальное движение ледника; 7 — отложенные морены; 8 — общее направление движения ледника.

Fig. 46. Principal scheme (1—3) of the reshaping of ancient valleys by the active glacier and filling them with Quaternary deposits, after G. Eberhards (Эберхардс, 1978), with complements: 1 — carbonaceous bedrock; 2 — sand- and siltstone (aleurolite); 3 — sand; 4 — clay and silt (aleurite); 5 — gravel and pebble; 6 — local movement of the glacier; 7 — deposited till; 8 — main direction of the ice movement.

ной Финляндии Х. Нийни (Niini, 1973). Он установил, что поперечный профиль маргинальных врезов является ассиметричным, причем проксимальный склон является более пологим (4—7°), нежели дистальный (9—16°). В маргинальных палеоврезах наблюдается больше морены и меньше водноледниковых отложений, чем в соответствующих формах иной ориентации. При этом морена расположена несколько ассимметрично — ее больше на дистальном склоне.

Радиальные палеоврезы имеют, по его данным, симметричный U-образный профиль, они несколько глубже и шире других типов и склоны у них в среднем более крутые, чем у маргинальных долин. Они содержат наименьшее количество морены.

Палеоврезы, расположенные косо относительно движения ледника, являются по соотношению ледниковых и водноледниковых отложений промежуточными между упомянутыми выше типами. Склоны у них являются наиболее пологими и изменчивыми. Проксимальный склон обычно более пологий, чем дистальный, но близ него расположены наиболее глубокие места во врезах. Наиболее характерной для проксимального склона является прямолинейная или ступенчатая форма. Дистальный склон является часто слабо выпуклым. В таких долинах, как и в маргинальных, имелись хорошие предпосылки для сохранения более древнего материала, т. е. экзарация в них была довольно небольшая, что согласуется и с нашими наблюдениями.

В некоторых долинах Финляндии, Карелии и Латвийской ССР коренные породы на противоположных бортах древних врезов расположены на различных абсолютных высотах (Эберхардс, 1975 и др.), что обычно объясняется неодинаковым вертикальным смещением отдельных блоков на разных бортах долин. Учитывая вероятность того, что древние реки часто протекали вдоль тектонических разломов, можно считать это вполне ожидаемым явлением. Однако оно не говорит, на наш взгляд, о неотектонических поднятиях блоков, а скорее, отражает приспособление рек к древним тектоническим структурам.

В целом ледниковое выпахивание было интенсивнее в Северной Эстонии, чем в Южной. Эти районы расположены в разных палеогляциологических зонах (Карукяпп, 1979). Если в Северной Эстонии в ледниковое время наблюдалась интенсивная экзарация, то Южная Эстония во время оледенений всегда находилась в зоне умеренной аккумуляции и это обстоятельство наложило свой отпечаток на процессы лито- и морфогенеза. К тому же в Северной Эстонии преобладают радиальные, а в Южной Эстонии маргинальные долины (см. рис. 42), что тоже имеет при экзарационном преобразовании долин немаловажное значение.

Зато в формировании палеоврезов Южной Эстонии большую роль сыграли, видимо, талые воды ледников, особенно подледниковые, находящиеся под высоким гидростатическим давлением и имеющие по этой причине особенно сильную эрозионную способность. Коренные породы (песчаники, алевролиты) Южной Эстонии значительно легче подвергались эрозии, нежели коренные карбонатные породы Северной Эстонии, и поэтому здесь образовались более крупные долины, которые частично отражаются и в современном рельефе. Часто такие долины являлись маргинальными долинами стока и встречаются в зоне краевых ледниковых образований.

Подытоживая вышесказанное, можно заключить, что южноэстонские погребенные палеоврезы являются в основном древними речными

долинами, мало измененными экзарацией и умеренно измененными плейстоценовым размывом, а североэстонские — речными долинами, сильно измененными экзарацией и в меньшей мере — размывом талых вод ледника. Сугубо экзарационные линейно вытянутые длинные долинообразные врезы в Эстонии, видимо, отсутствуют. Но поскольку некоторые из североэстонских долин (например, Кундаская) преобразованы экзарацией почти до неузнаваемости (изменены первичные размеры, форма продольного и поперечного профилей и т. д.), то они могут быть условно отнесены уже в группу ложбин выпахивания.

В рельефе коренных пород республики кроме долин и долинообразных врезов встречаются также своеобразные замкнутые депрессии, глубина и размеры которых являются разными. Небольшие по площади понижения (несколько квадратных километров) с абсолютной отметкой дна обычно около 10 м, реже до 35 м ниже современного уровня Балтийского моря, установлены, например, в Западной Эстонии (рис. 16). Наличие таких понижений мы объясняем также в основном экзарацией.

По происхождению они, видимо, близки к описанным в Польше гляциотектоническим депрессиям, образовавшимся избирательным выпахиванием ледника (Ruszczynska-Szenajch, 1976, 1979). Лучше всего такие формы образуются, когда перед твердыми трудноэродируемыми породами непосредственно в контакте с ними обнажаются легкоэродируемые разновидности, подвергавшиеся «бульдозерному» выжиманию. Образовавшиеся депрессии постепенно расширяются или заполняются донной мореной, предостерегающей их от дальнейшей эрозии. В Польше гляциотектонические депрессии сопровождаются отторженцами или напорными конечными моренами, которые образуются за счет выпаханного субстрата. В Эстонии такой связи мы пока не обнаружили.

Положительные формы ледниковой эрозии также образуют последовательный ряд с постепенно увеличивающимися размерами и сложностью очертаний. Из положительных экзарационных микроформ прежде всего привлекают внимание ледниковые язычки, отмеченные в литературе К. Шренком (Schrenk, 1854), Ф. Шмидтом (Schmidt, 1865), К. Гревингком (Grewingk, 1879), К. Орвику (Orviku, 1933) и др. Длина язычков обычно составляет несколько сантиметров, а высота несколько миллиметров (Orviku, 1960). По форме они удлинены в сторону движения ледника. В проксимальной части всегда находятся относительно твердые образования — кристаллы пирита, окремнелые окаменелости и т. п. (Orviku, 1960; Männil, 1962 и др.).

Более крупные положительные формы ледниковой эрозии представлены разнообразными холмами из коренных пород. Размеры их разные (табл. 2). Чаще всего относительная высота их составляет около 10 м, длина 2—5 км и ширина порядка 0,5—2 км. Они обычно являются продолговатыми и в идеальном случае напоминают друмлины. Их проксимальные склоны обычно выпуклые и круче, чем дистальные. Местами головные части у основания холмов являются несколько вогнутыми, что обусловлено сильным воздействием ледника и неоднородным литологическим составом холмов. Иногда отрицательные перегибы-выемки, вызванные ледниковым выпахиванием, наблюдаются также на дистальных склонах холмов. Встречаются также округленные и слегка приплюснутые с боков холмы.

Положительные формы ледниковой эрозии часто образуются за счет расчленения неоднородных по строению линейно вытянутых пластовых уступов, что особенно хорошо обнаруживается вдоль Западно-Эстон-

ского глинта. В полосе выходов известняков яагарахуского горизонта весьма прочные к денудации биогермы встречаются лишь спорадически. В процессе длительной эрозии и экзарации мягкие породы были снесены, а биогермы остались возвышающимися над остальной территории холмами продолговатой формы (фото. 3). В формировании таких холмов имеется аналогия с формированием ледниковых язычков. В обоих случаях в проксимальной части формы наблюдаются более твердые образования, за которыми в виде суживающегося хвоста имеются более мягкие породы.

В результате длительной экзарации от первоначальных бесформенных или округлых коренных холмов образуются каплеобразные, овальные или удлиненные скальные друмлины, сложенные целиком коренными породами или покрытые лишь незначительным покровом четвертичных отложений (Barkla, 1935; Orviku, 1935; Rõuk, 1972 и др.). Примером может служить рельеф коренных пород в пределах Тюриского друмлинного поля, который расчленен продолговатыми грядами и холмами и удлиненными ложбинами, выработанными в доломитах и доломитизированных известняках райккюлаского и адаверескоro горизонтов нижнего силура. Названные формы коренного рельефа имеют в основном юго — юго-западное и юго-западное простирание. По данным геофизических исследований некоторые гряды и холмы коренного рельефа имеют в пределах друмлинного поля относительную высоту порядка 20—30 м и понижения коренного рельефа глубину до 20 м (рис. 47).

Скальные друмлины и прочие экзарационные холмы образовались в результате воздействия ледников нескольких оледенений. Ледники последнего оледенения дали им лишь окончательную шлифовку. Об этом говорит тот факт, что направления ледниковых шрамов не всюду согласуются с ориентировкой холмов коренного рельефа. Например, западнее г. Таллина пластовые возвышения и древние долины имеют в основном юго-восточное направление, а ледниковые шрамы ориентированы в главным образом с севера на юг.

На проксимальных склонах экзарационных холмов и на уступах, обращенных навстречу движущегося ледника нередки проявления гляциальной тектоники, сильно изменившей первоначальный рельеф коренных пород. В отличие от собственно тектонических структур, гляциальные нарушения (гляционадвиги, скольжения пластов, сбросы, пологие асимметричные складки выдавливания и др.) охватывают лишь поверхностную часть ложа, проникая на глубину, обычно не превышающую 5—6 м. Образованию гляциодислокаций нередко способствовали собственно тектонические нарушения, на что указывает частое совместное распространение их (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Для примера можно сослаться на гляциотектонические нарушения (гляционадвиги) в сланцевом бассейне близ Кохтла-Рутику (глубина проявления до 11, амплитуда до 17 м) и Сиргала (глубина около 3, амплитуда порядка 7 м), где они встречаются в зоне тектонических нарушений и находятся непосредственно над антиклинальными складками (Heinsalu, 1970). Гляциодислокации нередко обнаружены также по бортам древних долин, на обрыве Северо-Эстонского глинта, на клифах о-ва Сааремаа и в других местах.

Отличительной особенностью рельефа коренных пород от современного являются меньшие амплитуды высот между низинами и возвышенностями. Решающую роль в относительной сглаженности рельефа играла именно ледниковая эрозия, которая стирала поверхностный слой

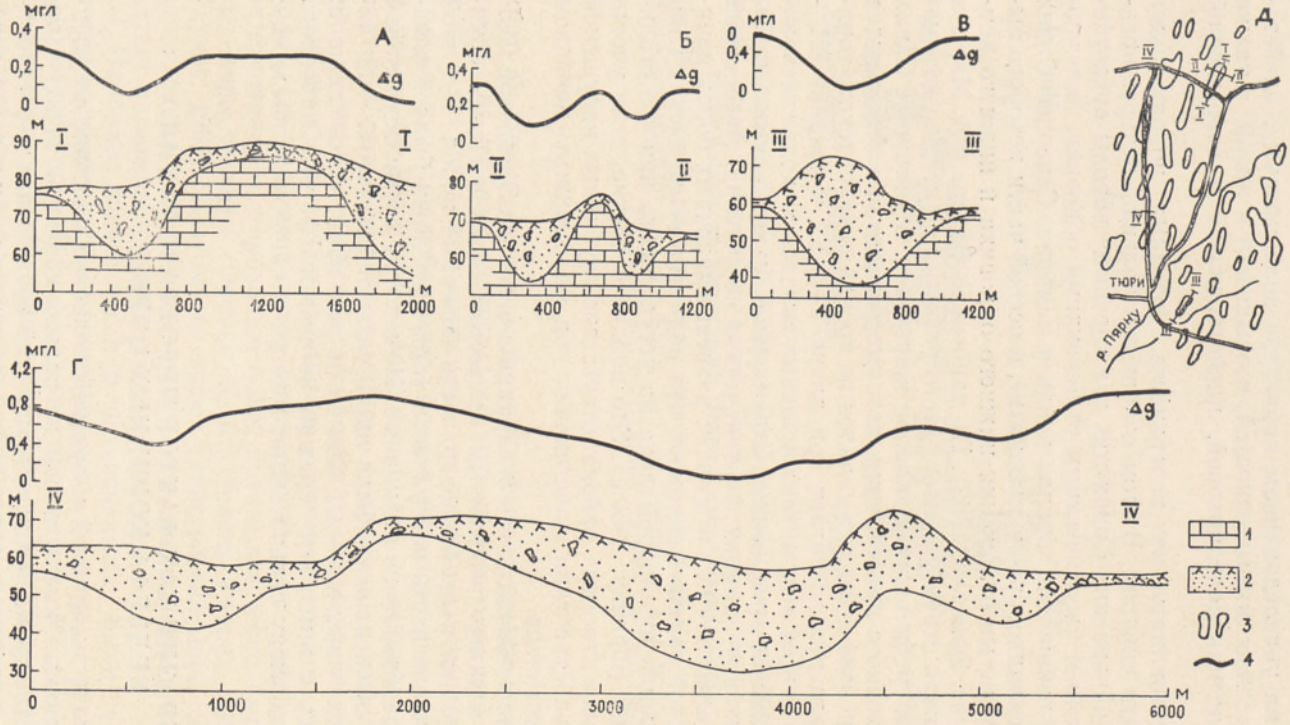


Рис. 47. Схематические геологические разрезы некоторых друмлинов на Тюриском друмлинном поле (по данным гравиметрии): А — продольный и Б — поперечный профиль Рыаского друмлина; В — продольный профиль Кыргессаареского друмлина; Г — продольный профиль Вяэтсаского и Вирикаского друмлинов; Д — схема расположения Тюриского друмлинного поля: 1 — коренные породы; 2 — четвертичные отложения; 3 — друмлины; 4 — кривые Δg.

Fig. 47. Schematic geological sections of some drumlins on the Türi drumlin field according to gravimetric data: А — longitudinal and Б — across profils of Rõa drumlin; В — longitudinal profile of Kõrgessaare drumlin; Г — longitudinal profiles of Väätsa and Virika drumlins; Д — the location of Türi drumlin field: 1 — carbonaceous bedrock; 2 — Quaternary deposits; 3 — drumlins; 4 — Δg curves.

коренных пород и значительно уменьшила первичную контрастность дочетвертичного рельефа. Как уже указывалось выше, при моделировании дочетвертичного рельефа ледниковая эрозия все же не уничтожила основных особенностей эрозионного расчленения доледникового времени, что сказывается на унаследованном характере доледниковых, плейстоценовых и современных возвышенностей, возвышений и низин, а также на хорошем совпадении доледниковой, плейстоценовой и современной речной сети.

Ледники могли повлиять на поверхность коренных пород также своим фронтальным напором. В этом отношении большой интерес представляет район Вайвараских Синих гор, где коренные породы представлены карбонатными и кластическими отложениями ордовика, залегающими на песчано-глинистых породах венда и кембрия. Севернее Синих гор установлено складкообразное поднятие, в осевой части которого выходят песчано-глинистые отложения нижнего ордовика и нижнего кембрия (Вахер, Пуура, Эрисалу, 1962). По данным Р. Вахера и А. Мардла (1969), геологическая структура всего этого района характеризуется наличием вытянутых гребневидных складок широтного, а восточнее Синих гор — северо-восточного простирания, которые отчасти прослеживаются и в современном рельефе. Высота складок по кровле пакерортского горизонта нижнего ордовика достигает при длине 1—3 км и ширине 0,1—0,7 км 30 м. В ядрах всех этих антиклинальных складок выходят песчано-глинистые кембрийские отложения. Структурное бурение севернее Синих гор не выявило в фундаменте тектонических нарушений. Отклонений от нормального залегания нет и в низах разреза осадочных пород начиная с ломоносовской свиты. Возможно, что поднятие кембрийских глин может быть обусловлено напором льда на уступ глинта при его стадиальном наступании (Орвику, 1960 а). Это вполне вероятно, если учесть общее тектоническое строение района, отсутствие глубинных нарушений и пластические свойства глин, залегающих под маломощным покровом песчаников и известняков.

В итоге можно заключить, что экзарация в условиях Эстонской ССР являлась самым мощным экзогенным процессом сноса и самым крупным преобразователем рельефа поверхности коренных пород. По этой причине подавляющая часть поверхности коренного ложа была в плейстоцене сильно преобразована ледниками. Но в то же время ледниковая эрозия по своей интенсивности была здесь весьма различной. Она, видимо, не создавала новых крупных элементов рельефа, так как ледники приспосабливались к ним. Зато средние и мелкие формы коренного ложа, несомненно, всюду сильно видоизменены и часто полностью созданы ледниками.

3.6. АБРАЗИЯ КАК ФАКТОР ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД

По сравнению с экзарацией и эрозией волновое действие межледниковых и голоценовых озер и морей на рельеф коренных пород было явно менее существенным. Ввиду особенностей восходящих неотектонических движений, которые, видимо, после завершения каждого оледенения были наиболее интенсивными в северо-западной части республики и наименее интенсивными в юго-восточной, береговая линия в пределах побережья довольно быстро продвигалась к северу и северо-западу и по-

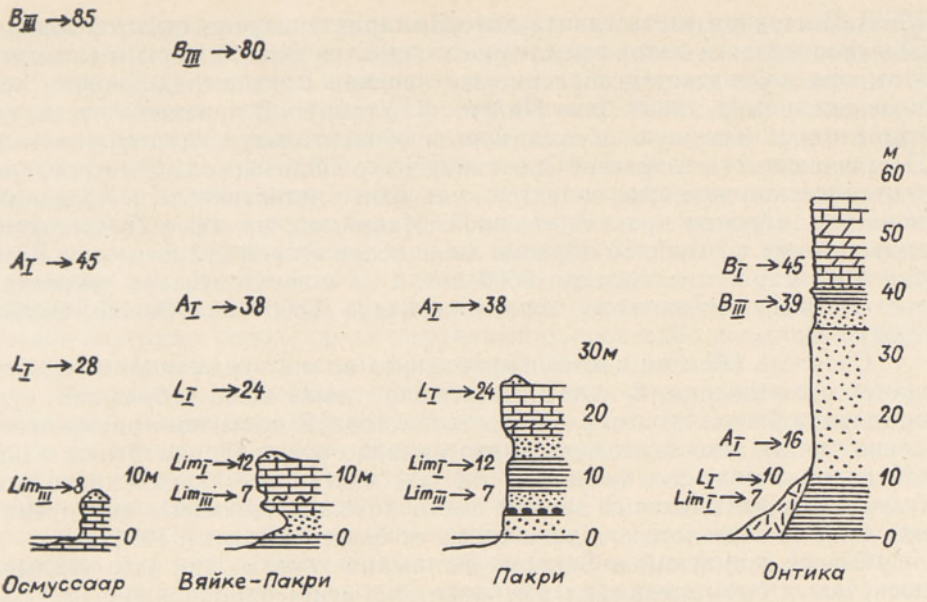


Рис. 48. Максимальная продолжительность абразии Северо-Эстонского глинта на основе высот древних береговых линий Балтийского моря на о-ве Осмуссаар, на о-ве Вяйке-Пакри, на полуострове Пакри и близ Онтика (Orviku, Orviku, 1969).

Fig. 48. Maximum duration of the abrasion of the North-Estonian Glint on the ground of ancient shore-lines of the Baltic Sea on Osmussaar and Väike-Pakri islands, Pakri Peninsula and near Ontika (Orviku, Orviku, 1969).

этому береговые процессы на определенном уровне были кратковременными и не успели в значительной мере изменить рельеф коренных пород. К тому же береговые процессы происходили главным образом на отмелых берегах при небольших уклонах морского дна и коренные породы в низменной Эстонии в районе побережья в основном были стойкими против абразии (карбонатные породы ордовика и силура). Лишь в условиях временных трансгрессий Балтийского моря, когда интенсивность поднятия уровня воды превышала интенсивность поднятия земной коры, положение береговой линии было относительно стабильным и благоприпятствовало формированию более крупных и четко выраженных волновых форм рельефа (Орвику, К. К., Орвику Каарел, 1960, 1961; Кессел, Раукас, 1967). Поэтому во время трансгрессий моря в береговой зоне происходила и более интенсивная абразия коренных пород и более заметное изменение рельефа их поверхности.

Наиболее длительными и интенсивными были абразионные процессы в сильно расчлененном коренном рельефе, в частности вдоль Северо-Эстонского и Западно-Эстонского глинта. Но здесь они также протекали неодинаково долго. Например, на Северо-Эстонском глинте встречаются участки, которые подвергались волновому воздействию более 10 000 лет, но наряду с ними есть и такие, где абразия не превышала нескольких тысяч лет (рис. 48). Это зависит от высоты глинта и скорости неотектонического поднятия на каждом конкретном месте (Orviku, Orviku,

1969). Восточная часть глинта, которая характеризуется высотой порядка 50 м, находится в зоне замедленного поднятия земной коры и в связи с этим она подвергается абразии уже начиная с позднеледникового времени (например, глинт близ Пяйте и Утрия). В западной части, где глинт имеет меньшую абсолютную и относительную высоту (на мысе Пакри около 24 м и на о-ве Осмуссаар всего лишь несколько метров) неотектоническое поднятие является куда более интенсивным, а продолжительность абразии кратковременной. Например, на мысе Пакри глинт подвергается постоянной абразии лишь после второй трансгрессии Литоринового моря, т. е. порядка 5500 лет, а на о-ве Осмуссаар начиная с третьей фазы Лимниевого моря или около 2500 лет (Orviku, Orviku, 1969).

Скорость абразии и отступания глинта во многом зависит от особенностей его строения. В целом отступание глинта было небольшим, судя по ширине бенча, до нескольких сотен метров. В настоящее время отступание глинта еще замедляется, что вызвано расширением бенча и постепенным обмелением воды над бенчем вследствие продолжающегося тектонического поднятия земной коры, обусловливающего забурунивание волн на значительном расстоянии от берега (Орвику, 1974).

Северо-Эстонский и Западно-Эстонский глинты, как уже указывалось, могут быть представлены более или менее однородными или разнородными породами. В литологически однородных песчаниках (Раннамыйзаский клиф к западу от г. Таллина) или карбонатных породах (Мустъялаский клиф на о-ве Сааремаа, фото 5) образуются отвесные, медленно отступающие клифы, несмотря на то, что время от времени в них могут происходить значительные обвалы каменистого материала (фото 12), вызванные трещиноватостью пород, слагающих клифы (Орвику, Орвику, 1969).

Быстрее отступают клифы, в нижних частях которых встречаются менее твердые породы (песчаники), нежели в верхних (карбонатные породы). Вертикальный профиль стенки в таком случае является вогнутым (рис. 28), часто с хорошо выраженными волноприбойными нишами (фото 11). Залегающие выше этих ниш устойчивые к абразии карбонатные породы часто обрушиваются к подножию клифа и, хотя крупные глыбы временно препятствуют непосредственному размыву стенки клифа, все же абразия здесь происходит довольно интенсивно (Орвику, Орвику, 1969). К образованию вогнутого профиля и волноприбойных ниш могут привести даже относительно небольшие различия в устойчивости пород, участвующих в строении клифов, например, отдельные мергелистые прослои в единой карбонатной толще.

Клифовые береговые зоны местами обнаруживаются также в Псковско-Чудском (например, близ г. Калласте) и Выртсъярвском (близ Тамме) озерах. Встречаемые здесь более или менее отвесные клифы высотой до 8 м сложены легкоабрадируемыми среднедевонскими песчаниками и алевролитами и покрыты мореной (фото 22). Развитие их происходит несколько иначе, чем на берегах Балтийского моря. Эти замкнутые мелководные водоемы расположены в тектоническом аспекте в довольно стабильной зоне и поэтому в их формировании большую роль играют сезонные колебания уровня воды. В течение последнего столетия в развитии береговой зоны упомянутых озер сильно сказывается также неоднократно предпринятое искусственное регулирование уровня этих водоемов.

Вследствие относительной равнинности рельефа коренных пород об-

рывистые абразионные берега в Эстонии в целом имеют довольно ограниченное распространение. Значительно шире развиты образовавшиеся на равнинных участках коренного рельефа низменные абразионные берега, называемые скальными (Орвику, Орвику, 1969). Для скальных берегов характерны пологость береговой зоны и отсутствие четкого абразионного обрыва (фото 23). Абразии здесь подвергается в основном подводный береговой склон и выброс с него раздробленного материала на пляж происходит поперек береговой линии. В современное время типичный скальный берег наблюдается на островах Вайка, а в геологическом прошлом они, несомненно, встречались во многих местах Северной и Западной Эстонии. Об этом говорит широкое развитие альваров, т. е. выходов коренных пород, где четвертичный покров либо совершенно отсутствует, либо мощность его не превышает 30 см (фото 24).

Несомненно, основные предпосылки для формирования альваров создались плейстоценовыми ледниками, которые оставили соответствующие им отложения в виде очень неравномерного плаща (в низменной Эстонии от десятков сантиметров до нескольких десятков метров). Местами ледниковые отложения, видимо, вообще не накапливались и уже до распространения крупных озерно-ледниковых и морских бассейнов здесь имелись многочисленные «голые» выходы коренных пород. Но дальнейшая моделировка альваров и образование сохранившихся до настоящего времени их контуров происходили именно благодаря абразионным процессам, которые обусловили размыв и перераспределение ранее накопившихся отложений. Таким образом, альвары развивались как скальные берега, где активная береговая зона под влиянием поднятия земной коры перемещалась в сторону моря, а отмершая береговая зона в виде морской террасы, постепенно расширяясь, образовала альвар (Орвику, Орвику, 1969).

В целом альвары в Эстонии распределяются весьма неравномерно (рис. 49). Всюду они встречаются пятнисто и нигде не образуют крупных сплошных массивов (Jürgenson, Tavast, 1982). Особенно широко альвары развиты в Северной- и Северо-Западной Эстонии в окрестностях Кейла, Харку и Вазалемма, где они охватывают площадь в несколько десятков квадратных километров. Крупнейший район их прерывистого распространения (50×46 км²) находится близ Мярьямаа от Липсту-Нымме (на севере) до Пяярду (на юге) и от Калью (на западе) до Липа (на востоке). Много их также между Кэрну и Лоху. К востоку от Таллина зона альваров суживается, не превышая 15 км. Лучше всего они здесь представлены близ Раквере, Кунда, Вихула, Виру-Нигула и Кивиыли, где площадь их местами доходит до 20 км². К востоку от устья р. Пуртсе альвары сосредоточены в узкую (1—4 км) приглинтовую зону. Лишь близ Онтика эта зона расширяется на юг порядка 15 км. На Ахтмеской возвышенности они образуют приблизительно 9 км² площадь.

В Западной Эстонии альвары более широко развиты в окрестностях Хаапсалуского залива и к югу и востоку от Матсалуского залива. В юго-западной части республики (в Пярнуском районе) альвары встречаются в субширотной зоне шириной около двадцати километров от Кергу до Рижского залива. Они часты также в окрестностях Кайсмаа и близ Михкли и Коонга.

Много имеется альваров на островах Сааремаа (всюду, за исключением конечно-моренной Западно-Сааремааской возвышенности) и Муху (особенно близ Каутлепа, Ныммкюла и Тупенурме). Альвары характерны также для о-ва Вормси и ряда небольших островков (Варес-

лайд, Кырглайд, Саарнаки и др.) близ Хийумаа. В то же время на самом о-ве Хийумаа они наблюдаются ограниченно — лишь в восточной и северо-западной частях о-ва от Тэмпа до Соонлепа и в окрестностях Кыргессааре и Рейги.

Альвары встречаются на разных абсолютных отметках, что говорит об их развитии в разновозрастных водоемах. На Виру-Харьюском плато они особенно широко развиты на высотах 50—60 м, где они образовались на берегах Балтийского ледникового озера. В Западной Эстонии они образовались в основном в результате абразии голоценовых водоемов Балтики. Средняя высота их составляет почти 10 м, близ Кергу и Михкли — около 20—25 м, на пластовых уступах — до 37,5 м. В районе Мярьямаа высота их доходит от 20 до 60 м, а на островах Западно-Эстонского архипелага — в основном до 10 м.

Поверхность альваров разнообразная — плоская, выпуклая, волнистая и т. п., что зависит от характера первичного рельефа, его морской переработки и интенсивности последующих геологических процессов, прежде всего карстовых. Последние рассматриваются нами в разделе 3.8. Здесь следует подчеркнуть, что характер скального берега полностью предопределяется первичным рельефом, согласно которому выделяются ровный и неровный, пологий и ступенчатый разновидности скальных берегов (Орвику, Орвику, 1969). Первая образуется там, где на пологом и ровном первичном склоне абрадируемые слоистые коренные породы имеют близкую устойчивость к абразии и выветриванию. Для таких берегов характерен пластовый бенч, не ограниченный со стороны суши абразионным обрывом. Естественно, здесь образовывались и образуются плоские альвары. Плоские альвары образуются также на бенче перед клифами. В будущем в результате неотектонического поднятия плоскими или слегка волнистыми альварами будут, например, сложенный нижнекембрийскими песчаниками бенч в районе Раннамыйза, бенч из нижнеордовикских терригенных пород вблизи Вяйке-Пакри и бенч из верхнесилурийских карбонатных пород перед клифами Западно-Эстонского глинта на о-ве Сааремаа.

Если при пологом или слегка волнистом исходном коренном рельефе абрадируются неодинаково устойчивые коренные породы, например твердые биогермовые доломиты яагарахуского горизонта и окружающие их менее устойчивые пластинчатые доломиты, то образуется неровный пологий скальный берег, где также типичный береговой обрыв отсутствует. Образующиеся альвары являются выпуклыми или сильно волнистыми.

В случае, когда мористый склон первичного коренного рельефа имеет заметный наклон, что наблюдается на относительно пологих склонах пластовых уступов, и на этом склоне обнажаются более или менее однородные слои карбонатных пород, то на нем волнением вырабатываются ступени — образуется ступенчатый скальный берег, который является промежуточным между скальной и клифовой береговыми зонами (Орвику, Орвику, 1969). Альвары в таком случае также являются ступенчатыми, что наблюдается на о-ве Осмуссаар и у множества древних пластовых уступов.

По составу отложений выделяются «голые» карбонатные, щебневые, галечные, песчаные и рихковые альвары. Последние были покрыты маломощной защитной отмосткой локальной карбонатной (рихковой) морены и в связи с этим не подвергались абразии. Следов абразии нет также на некоторых галечных и песчаных альварах, которые по мере

отступания ледника покрывались столь мощными водно-ледниковыми отложениями, которые волны не могли полностью стирать.

Альвары установлены практически на выходах всех горизонтов ордовика и силура (Jürgenson, Tavast, 1982). Наиболее древними породами, на которых развиты альвары, являются известняки и тонкокристаллические доломиты волховского и кундаского горизонтов близ Раннамыйза, Ягала, Колга, Сагади, Вихула, Кунда, Азери, Тойла и Силламяэ.

Хотя ширина выходов мелкокристаллических плотных известняков азериского горизонта обычно не превышает 1 км, альвары здесь представлены весьма широко — на о-вах Осмуссаар, Вяйке- и Суур-Пакри, близ Палдиски и Таллина, у Йыеляхтме и Азери, между Сака, Тойла и Силламяэ.

Еще более характерны альвары на выходах «строительного известняка» — ласнамягиского горизонта. Довольно большие плоские альвары встречаются близ Телинурме, Харку, Ласнамяэ, Костивере, Убари, Хальяла, Азери, Люганузе, Тойла, Сака и Силламяэ. Примерно в этих районах они распространяются также на выходах мелкослоистых глинистых известняков следующего по возрасту ухакуского горизонта.

На выходах мелкокристаллических детритовых известняков кукрузеского горизонта альвары имеются в основном в окрестностях г. Таллина, в меньшей мере — в Восточной Эстонии близ Салатсе, Кылду, Варинурме и Кивиыли. Малочисленны альвары на довольно узком выходе идавереского горизонта. Близ Вихтерпалу, Палдиски и Раазику местами обнажаются мелкокристаллические мелкодетритовые глинистые известняки и мергели, а близ Салатсе, Кылду, Варинурме и Кивиыли крупнодетритовые глинистые известняки.

Обширные альвары встречаются на выходах мелкокристаллических мелкодетритовых известняков йыхвиского горизонта, особенно в окрестностях Ригульди и Ныва, на пластовых уступах между Палдиски, Кейла и Таллином, близ Раазику, Кехра, Раквере, Аркна, Йыхви, Таммику и Кивиыли.

На выходах кейлаского и оандуского горизонтов альвары встречаются только западнее р. Йыэляхтме, часто на пластовых уступах близ Падизе, Туула, Вихтерпалу, Сауэ и Саку, а также в виде небольших плоских пространств в окрестностях Арукюла, Вазалемма и Охту.

На твердых афанитовых известняках раквереского и набалаского горизонтов (вооpеская свита) альвары распространены в северо-западной части о-ва Хийумаа, на п-ове Ноароотси и в окрестностях Саунья, Муналаскме — Лайтсе, Керну — Сутлепа и Алавере, в меньшей мере близ Тапа и Раквере.

Выходы глинистых мелкодетритовых известняков и мергелей вормсиского горизонта сравнительно небольшие и поэтому альваров здесь немного. Они находятся в основном в Западной Эстонии в окрестностях Сааре, Сутлепа, Кохила, Пахкла и Амбла.

Значительно шире альвары встречаются на тонкокристаллических и афанитовых мелкодетритовых известняках пиргуского горизонта. Они развиты на биогермах о-ва Вормси, близ Нийби и Руунавере, на более или менее плоских пространствах в северо-восточной части о-ва Хийумаа, на островке Вохилайд, к югу от Сутлепа, в окрестностях Сааремыйза, Каркузе и Пийрсалу и между Метсанурга и Лоху.

На выходах самого молодого ордовикского горизонта — поркунискоro — альвары не характерны. Небольшие альвары известны здесь

лишь близ Таэбла, Лоху и Амбла, где обнажаются крупнодетритовые известняки или крупнозернистые доломиты.

Много альваров известно на выходах юруского и райккюлаского горизонтов. На разнотипных породах юруского горизонта они встречаются в восточной части о-ве Хийумаа близ Хелтермаа и Сарве, на п-ове Ридала (близ Унгру), к востоку от Хаапсалу близ Киримяэ, Карусмаа и Руссалу — Ваймыйза, к северу от Мярьямаа, близ Рынгу и Оргметса. На гетерогенных по составу известняках и доломитах райккюлаского горизонта они известны в южной части п-ова Ридала, на мелких коренных возвышениях близ Ляхтру, Мыйзамаа, Калью, Майдла и на плоских площадях близ Вингута, Паэкюла, Койксе, Мярьямаа и Рапла. К востоку от Рапла выходы горизонта погребены под довольно мощные четвертичные отложения и альваров здесь нет.

Немного альваров и на выходах адавереского горизонта — крупнейшие из них известны близ Липа и к югу от Мярьямаа в окрестностях Сымеру и Пяэрду, где обнажаются доломитизированные биоморфные известняки и крупнокристаллические доломиты. Менее крупные выходы встречаются между Мартна и Лайккюла (Таммикярве, Патсу).

Выходы мергелей, доломитов и глин яниского горизонта в основном покрыты мощными четвертичными отложениями. Небольшие альвары известны в северо-восточной части о-ва Муху, в северной части о-ва Сааремаа (Ундва, Парамая) и на южном берегу залива Топи. Зато на выходах следующего по возрасту яагарахуского горизонта альвары особенно широко развиты на выпрепарированных твердых биогермах, распространенных на о-вах Вильсанди, Сааремаа, Муху и в северной части Пярнуского района. Альвары на о-ве Сааремаа встречаются в окрестностях Ундва и Кихелконна, близ Метскюла, между Лейзи и Ориссааре, на о-ве Муху близ Каутлепа, Ига, Мыэга, Лыэтса, Выйкюла и на материке близ Эсивере, Тууди, Лихула, Михкли, Коонга и Кайсма.

На более молодых силурийских породах альвары встречаются только на о-ве Сааремаа. На породах роотсикюлаского горизонта они установлены близ Соэпинина, Эриксааре, Кууснымме, Когула, Кокси и Кюбассааре, на породах паадлаского горизонта между Аустла — Карала и Кулли—Леэдри, в окрестностях Когула, Каармизе, Карида, Иразе, Торга, Сауэ—Путла, Паэвялья и Кыйгустэ, на породах курессаареского горизонта близ г. Кингиссепп и у Рэо, на выходах каугатумаского горизонта к востоку от Вайвара, у клифа Каугатума, на п-ове Вятта и у Няссумаа, на глинистых известняках охесаареского горизонта — у Охесаареского клифа на п-ове Сырве (фото 25).

В итоге выявляется, что наиболее широко альвары встречаются на выходах азериского, ласнамягиского, ухакуского, кейлаского (вазалеммаская пачка), пиргуского, юруского, райккюлаского, яагарахуского и паадлаского горизонтов, что объясняется многими факторами, прежде всего мощностью плейстоценовых отложений, расчлененностью коренного рельефа и интенсивностью абразии на выходах того или другого горизонта. Немаловажное значение имеет также ширина выхода.

Из данного краткого обзора явствует, что абразия также сыграла в преобразовании рельефа коренных пород немаловажную роль, особенно при расчлененном коренном рельефе. Но ввиду слабой интенсивности волновых процессов и относительно слабой расчлененности первичного рельефа в низменной Эстонии, абразия не создала в коренном рельефе каких-нибудь новых крупных или средних форм рельефа, а

лишь несколько видоизменила уже существующие формы иного генезиса.

Кроме волновых процессов на поверхность коренных пород в береговой зоне Балтийского моря и крупных внутренних озер повлияли и влияют еще некоторые неволновые — в частности воздействие припайного и торосистого льда. Нагромождения льдов в современной береговой зоне Балтийского моря нередко достигают больших размеров (высотой до 10—15 м; Орвику Каарел, 1965) и в значительной мере способствуют разрушению коренного берега, образуя на поверхности коренных пород царапины и борозды, разрушая стенки трещиноватых клифов и т. д. Крупные нагромождения льдов наблюдаются также в береговой зоне Псковско-Чудского (Helmersen, 1864) и Выртсъярвского (Zur Mühlen, 1918) озер, которые сильно преобразуют песчаниковые берега этих озер.

3.7. ВЛИЯНИЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ И ДРУГИХ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПРЕОБРАЗОВАНИЕ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД

Ввиду слабой расчлененности рельефа коренных пород гравитационные (обвалы) и прочие склоновые процессы (оплывины, оползни и др.) развиты слабо. Они чаще всего встречаются в районе Северо-Эстонского глинта, реже на крутых склонах древних и современных долин, на уступах Западно-Эстонского глинта (фото 26) и пластовых возвышений.

Собственно гравитационные образования в виде внезапных обрушений происходят на активных или отмерших клифах и склонах долин в результате землетрясений (Klaamann, 1977), сильных взрывов, обваливания прибойных ниш и постепенного расширения диаклазовых трещин под воздействием морозного и биологического выветривания. Кроме обвала крупных глыб под влиянием силы тяжести происходит также перемещение мелкого щебнево-галечного материала, который образует в нижней части склона или у его подножия осыпи (коллювий), состоящие в Северной Эстонии в основном из слабоокатанных обломков карбонатных пород, а в Южной Эстонии — из песчано-гравийного песчаникового материала.

Ввиду того, что в районе Северо-Эстонского глинта под погребенными породами встречаются пластические «синие глины» нижнего кембрия, промокшая поверхность которых наклонена к морю, на клифах глинта и склонах долин местами наблюдаются оползневые явления (Giere, 1932 и др.), как деляпсивные, так и детрузивные. Возникновению оползней содействуют не только выходящие здесь подземные воды и атмосферные осадки, изменяющие консистенцию глинистых пород, а также эрозионный или абразионный подмыв берега, в результате чего увеличивается крутизна склонов и их напряженное состояние, что и нарушает существующее равновесие. Особенно часто оползни происходят ранней весной во время снеготаяния и осенью в период сильных дождей. Оползанию земляных масс по склону явно содействуют также имеющиеся в палеозойских породах вертикальные тектонические трещины. Густота последних вместе со структурно-текстурными особенностями пород определяют также размеры обрушивающихся глыб.

На пологих склонах преобладает делювиальный снос рыхлого материала. Наиболее активно он протекает в слабосцементированных девон-

ских песчаниках и алевролитах, в мергелях, глинистых известняках и доломитах. Делювиальные процессы сочетаются с эрозионными и приводят к образованию рытвин и оврагов, что особенно часто наблюдается на склонах древних долин Южной Эстонии. Стекающие талые, дождевые и ливневые воды здесь легко разрушают почвенный слой и относительно рыхлую супесчаную морену, доходя до коренных пород. Благодаря делювиальным преобразованиям изменяются также сами долины. Склоны их выполаживаются и образуется вогнутый профиль, что в настоящее время характерно для большинства древних долин республики.

3.8. ВЛИЯНИЕ ЭЛЮВИАЛЬНЫХ И КАРСТОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПРЕОБРАЗОВАНИЕ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД

Ввиду широкого развития легковыветривающихся коренных карбонатных пород, малой мощности рыхлого покрова (особенно в Северной Эстонии) и густой сети трещин в породах на территории Эстонии создались благоприятные условия для широкого распространения поверхностного и глубинного карста и элювиальных процессов. Ведущую роль в доледниковое время и на протяжении межледниковых этапов играли химическое выветривание и карстовые процессы, а в ледниковые — физическое, особенно морозное выветривание. Выветривание повлияло на морфологию поверхности коренных пород прямо или косвенно, облегчая в последнем случае эрозию, экзарацию и другие денудационные процессы. В совокупности элювиальные и карстовые процессы имели существенное рельефообразующее значение.

Развитие элювиальных и карстовых процессов началось на территории республики сразу после регрессии силурийского моря и прекратилось только во время морских трансгрессий и плейстоценовых оледенений (Heinsalu, 1967, 1977). Отчасти карстовые процессы продолжались также в морских условиях в виде подводного карста. Следы последнего наблюдаются также в современной береговой зоне, например, на подводном береговом склоне скальной береговой зоны о-вов Вайка (Орвику, 1974). Здесь вся поверхность массивных толстослоистых кавернозных биогермных известняков яагарахуского горизонта силура покрыта карроподобными полостями и пустотами неправильной формы, образовавшимися вследствие химического растворения неоднородных по литологическому составу карбонатных пород и выборочной абразии. Максимальная глубина таких пустот и ямок не превышает нескольких десятков сантиметров.

Плейстоценовые и доледниковые элювиальные и карстовые формы в большей части были уничтожены ледниками последнего оледенения и лишь изредка соответствующие неровности ложа консервировались неподвижным льдом и донными отложениями ледника, что привело к уменьшению роли экзарации.

Элювиальные процессы особенно широко развиты на альварах, распространение которых охарактеризовано в разделе 3.6 и на рис. 49. Элювий, как известно, является субстратом, на котором развиваются почвенные процессы, а почвообразование, будучи органической составной частью формирования коры выветривания, образует верхнюю часть элювиального профиля. Элювиальные процессы на альварах проявляются в послойном разрушении поверхностной части коренных пород и в

образовании специфических щебнево-дресвяных альваров и своеобразных альварных почв (известняковых рендзин), усиливающих своей органической частью процессы выветривания.

Воздействие криогенных процессов на коренной субстрат в Эстонии изучено слабо. Следы вечной мерзлоты и морозного выветривания, видимо, особенно сильно проявлялись в Северной Эстонии в позднем дриасе или несколько раньше, а в Южной Эстонии — в среднем дриасе. Морозное выветривание из-за наличия открытых вертикальных трещин, несомненно, сказывается сильно и в настоящее время и оно наверняка воздействовало также в подледных условиях, облегчая экзарацию и охват крупных глыб коренного ложа. Большая роль морозного выветривания на коренной субстрат выявлена в современное время в субарктических и арктических районах, например, в Финской Лапландии (Niini, 1967, 1974 и др.) и на основе этого мы можем заключить, что в ранне- и позднеледниковые этапы оно имело и у нас значительное рельефообразующее значение.

Следы выветривания обычно проявляются лишь в верхней части коренного ложа. Но кроме площадного элювия местами встречаются также линейные коры выветривания, развитые по трещинам и зонам тектонических трещин. Учитывая обстоятельство, что на тектонически ослабленных зонах нередко развиты дочетвертичные древние долины, именно в них можно ожидать нахождение остатков доледниковых кор выветривания. Такая связь обнаружена в древних долинах Финляндии, где мощность выветренных зон вблизи тектонических разломов достигает десятков метров (Niini, 1967).

Если следы выветривания наблюдаются на всех разновидностях коренных пород, то карстовые формы связаны лишь с карбонатным комплексом (рис. 49) и прежде всего чистыми разновидностями известняков и доломитов. С возрастанием глинистости пород карстовые процессы замедляются, хотя при наличии густой трещиноватости карст может интенсивно развиваться даже в глинистых известняках. Примером может служить Ухакуское карстовое поле в Северо-Восточной Эстонии (Orviku, 1929).

По данным Ю. Хейнсалу (Heinsalu, 1977 и др.), наиболее благоприятные условия для развития карста связаны с породами азериского, ласнамягиского, раквереского, набалаского, вормсиского, пиргуского и поркуниского горизонтов ордовика, и юруского, райккюлаского, яагарахуского и паадлаского горизонтов силура. Но ввиду того, что кроме химического состава пород карстовые процессы тесным образом зависят также от климата, геоморфологических условий, трещиноватости и текстурных особенностей пород, мощности четвертичного покрова, наличия растительности, минерализации вод и прочих гидрогеологических факторов, то от указанной выше приуроченности карста к определенным горизонтам имеется ряд отклонений.

В целом на территории республики выделяется четыре района, где карстовые процессы развиты особенно широко: 1) Пандивереская возвышенность; 2) Йыхвиское возвышение; 3) территория между Вяэна, Козе, Лелле и Мярьямаа и 4) острова Западно-Эстонского архипелага (Heinsalu, 1977). Наиболее богата карстовыми формами Пандивереская возвышенность (рис. 76), где по данным Ю. Хейнсалу обнаружены свыше 200 карстовых участков, около 100 подземных карстопроявлений и более 200 карстовых источников или их группировок. Свыше 100 карстовых воронок или ложбин известно также на Йыхвиском возвышении.

Особенно много карстопроявлений приурочено здесь к Ахтмескому нарушению.

В нашу задачу не входят подробный анализ карстовых процессов и детальная характеристика отдельных форм, тем более, что такая работа выполнена Ю. Хейнсалу (Heinsalu, 1967, 1977 и др.). Отметим лишь то, что здесь встречаются три разных типа карста: 1) русский тип с двумя подтипами (коренные породы покрыты либо водопроницаемыми, либо водонепроницаемыми четвертичными отложениями); 2) задернованный и 3) голый карст. Их морфологические следы разнообразны и несколько отличаются друг от друга. Неодинакова также густота карстопроявлений, колеблющаяся от отдельных изолированно расположенных воронок до 5—25 воронок на 1 км^2, например, в деревнях Карунга, Ярни, Левала и Лазила (Heinsalu, 1977). Еще больше насчитывается их на обособленных карстовых полях (Костивере, Ухаку, Ката, Куйметса, Паэ и др.). Несмотря на большую мощность карбонатной толщи карстовые процессы обычно охватывают лишь ее поверхностную часть (5—10 м) и лишь в зонах тектонических трещин проникают до глубины порядка 30—50 м. Но поверхностная часть коренного ложа избороздана карстом во всякую всячину и в связи с этим влияние карста в преобразовании лика поверхности коренных пород, особенно его микрорельефа, трудно переоценить.

Из мелких форм на территории развития голого, реже на участках задернованного карста, встречаются карры — борозды, канавки, щели, дыры и прочие углубления различной формы. Ширина их доходит до 10 см, а глубина до 20. Длина извилистых борозд обычно составляет несколько десятков см, но над тектоническими трещинами иногда доходит до 10 м.

Карровые поля встречаются на о-вах Вайка и Вильсанди (фото 27), где обнажаются доломиты яагарахуского горизонта. Карры сделали поверхность доломитов корявой и сотовидной. Они развиты также в окрестностях дер. Паэ в Рапласком районе. Все же покрытая каррами площадь по размерам обычно небольшая.

Как уже указывалось выше (раздел 3.3.), коренные карбонатные породы Эстонии разбиты тектоническими трещинами различных направлений. На альварах эти трещины местами сильно закарстованы. Ширина таких зияющих карстовых трещин обычно небольшая и замеряется несколькими сантиметрами. Глубина их достигает нескольких метров, а длина нескольких десятков метров. С глубиной они становятся уже. Особенно много зияющих трещин различного размера прослеживается на Костивереском карстовом поле.

На местах пересечения трещин возникают водопоглощающие глубокие колодцы, отверстия воронко- или щелеобразной формы, называемые по-эстонски курисуу. Часто курисуу в Эстонии связаны также с замкнутыми впадинами или ложбинами стока и на дне их водопоглощающие поноры могут отсутствовать.

В зависимости от рельефа, мощности и состава четвертичного покрова, свойств закарстованных пород, характера трещиноватости и возраста курисуу, форма их может быть разнообразной — блюдцеобразной или конусовидной, овальной или беспорядочной (Хейнсалу, 1959; Heinsalu, 1977 и др.).

Блюдце- и конусовидные курисуу являются относительно молодыми образованиями и имеют небольшие размеры. Диаметр их до 5 м, глубина 0,5—1,5 м. Они, как и другие курисуу, могут образовываться либо путем

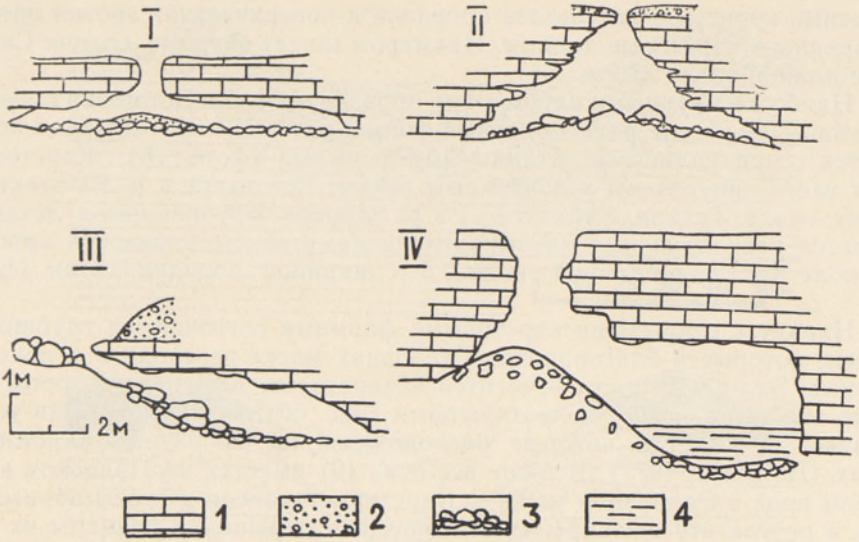


Рис. 50. Профили некоторых карстовых пещер по Ю. Хейнсалу (Heinsalu, 1977): 1 — поперечный разрез Куйметсаской большой пещеры (в передней части пещеры): II — продольный профиль пещеры на Ийдаском карстовом поле; III — карстовый туннель на Костивереском карстовом поле; IV — продольный профиль Лустивереской пещеры: 1 — коренные карбонатные породы; 2 — ненарушенные гравийно-галечные четвертичные отложения; 3 — гравитационные и остаточные накопления; 4 — вода.

Fig. 50. Typical karst of the Estonian SSR (Heinsalu, 1977): I — cross profile of the big Kuimetsa Cave (in the front part of the cave); II — longitudinal profile of the cave in the Iida karst field; III — karst tunnel in the Kostivere karst field; IV — longitudinal profile of Lustivere cave: 1 — carbonaceous bedrock; 2 — Quaternary gravel and pebble deposits in the primary bedding; 3 — gravitational and relict deposits; 4 — water.

поверхностного выщелачивания, либо путем обрушения кровли над подземными карстовыми полостями и каналами. Преобладающими являются формы поверхностного выщелачивания.

Наиболее широко развитыми в Эстонии являются овальные курисуу, которые обычно образуются за счет суффозионного расширения и конусовидных воронок. Ширина их обычно составляет 5—30 м, длина — до 60 и глубина — около 3 м. Отдельные из них достигают длины более 100 м и глубины 6 м (Heinsalu, 1977).

Часто встречаемые курисуу беспорядочной формы обычно приурочены к подземным рекам и зонам тектонических трещин. Они образуются в основном путем обрушения кровли над подземными каналами, реже за счет расширения овальных курисуу по простиранию тектонических трещин. Длина их местами превышает 100 м, ширина доходит до 40, а глубина до 7 м. Крупнейшими беспорядочными курисуу являются Суурхауд на Ухакуском карстовом поле длиной 120 м, шириной 30 и глубиной 4,5 м; Костивере длиной 100 м, шириной 40 и глубиной 3,5 м, а также Куйвайые длиной около 100 м и глубиной порядка 4 м (Heinsalu, 1977). Беспорядочные курисуу являются уже не чистыми карстовыми, а карстово-эрозионными формами, так как по ним во время половодья и сильных дождей текут ручьи и реки, как, например, Костивере. Некоторые беспо-

рядочные курисуу в результате провалов и поверхностной эрозии преобразорваны в карстовые долины. Примером может служить долина Салайыги длиной около 230 м.

Наиболее крупными карстовыми образованиями в Эстонии являются карстовые поля, где разнообразные формы растворения и провала чередуются с причудливыми останцовыми формами (фото 28). Карстовые поля часто приурочены к подземным рекам: Костивере к р. Йыеляхтме, Ухаку — к р. Тухала, Куйметса — к р. Ваопере. Крупнейшим в Эстонии является расположенное на выходах ласнамягиского горизонта карстовое поле Костивере длиной около 2,5 и шириной порядка 0,5 км (фото 28).

Наряду с открытыми карстовыми формами встречаются глубинные формы, которые в благоприятных условиях могут переходить в поверхностные. Это в частности относится к карстовым пещерам, которые нередко являются сверху полуоткрытыми (рис. 50). Всего в Эстонии установлено 24 пещеры, которые расположены на 11 разных карстовых полях (Heinsalu, 1977). Больше всего их (9) имеется на Ийдаском карстовом поле в Рапласком районе. Карстовые туннели и гроты образовались в результате расширения тектонических трещин и размеры их небольшие. Длина их достигает 26 м (Ийда), а высота 4,4 м (Ката). Дно у них более или менее горизонтальное и расположено чаще всего на глубине первых 4 метров. Самыми глубокими являются Катаская (глубина дна 6,8 м) и Пудивереская (6,5 м) пещеры. Наиболее широко карстовые пещеры развиты в породах поркуниского и юруского горизонтов.

Как явствует из вышеизложенного, карстовые процессы во многом изменяли и изменяют морфологию поверхности коренных пород. Местами карстовых форм на полях и пашнях столь много, что они существенно уменьшают их пригодность для сельскохозяйственного использования.

3.9. ВЛИЯНИЕ КОСМОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПРЕОБРАЗОВАНИЕ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД

Влияние космогенных процессов на морфологию коренного ложа сравнительно небольшое, но оно привлекательно в силу своей редкости. На территории Эстонской ССР метеоритные кратеры, доходящие до коренных пород, известны в двух местах — в Каали на о-в. Сааремаа и в Илуметса в Юго-Восточной Эстонии (рис. 51).

Изучением Каалиских кратеров занимались многие исследователи, но только И. Рейнвальду удалось доказать их космогенную природу (Reinwaldt, 1928, 1937). В целом на участке Каали на выходах доломитов паадлаского горизонта верхнего силура имеется 9 воронкообразных кратеров (Аалое, 1976 и др.). Крупнейший из них имеет диаметр 110 м и глубину около 16 м. Доломиты в этом кратере разрушены до глубины 50 м (Aaloe, 1968), Кратер окружен валом, высота которого составляет около 10 м. В этом кратере располагается оз. Каали, диаметр которого 40—60 м, а глубина — до 6 м. Размеры других кратеров сравнительно небольшие:

Кратер № 1 — Диаметр 39 м, глубина 4 м;
„ № 2 — „ 36 м, „ 3,5 м;
„ № 3 — „ 33 м, „ 3,5 м;
„ № 4 — „ 20 м, „ 1,25 м;
„ № 5 — „ 13 м, „ 0,9 м;

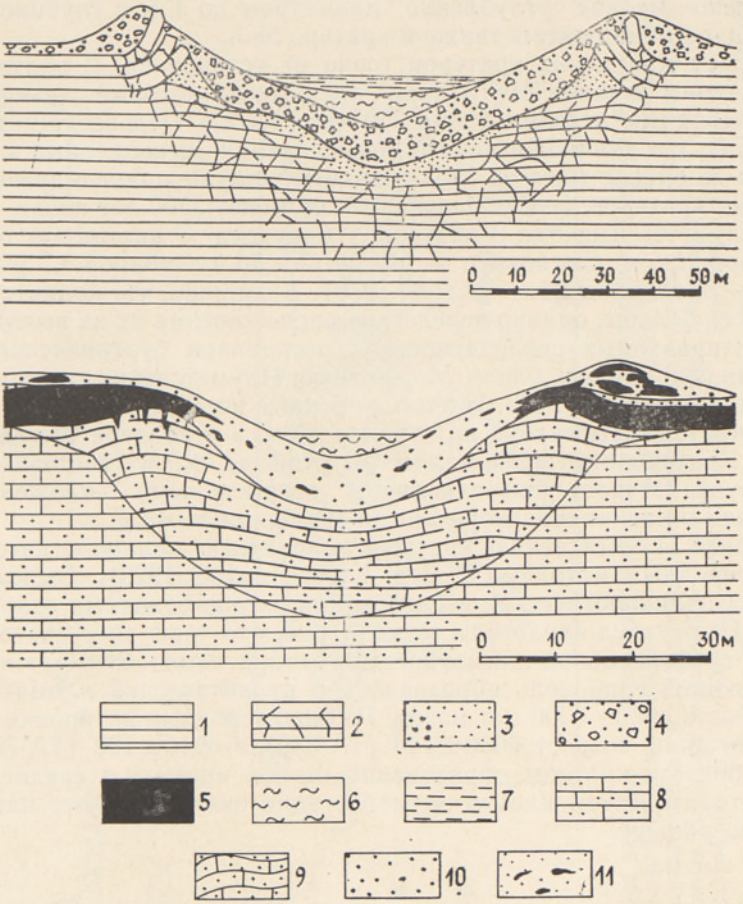


Рис. 51. Строение Каалиского (сверху) и Илуметсаского (снизу) кратеров по А. Аалоэ: 1 — силурийские коренные карбонатные породы (доломиты); 2 — те же, раздробленные и пересеченные трещинами; 3 — доломитовая мука; 4 — доломитовая брекция, перемешанная мореной; 5 — морена; 6 — органогенные отложения (торф и сапропель); 7 — вода; 8 — девонские песчаники; 9 — те же, смятые и дислоцированные; 10 — флювиогляциальные пески; 11 — те же, с включениями морены.

Fig. 51. Geological structure of Kaali (upper) and Ilumetsa (lower) craters, by A. Aaloe: 1 — Silurian dolomite; 2 — crushed and fractured dolomite; 3 — dolomitic meal; 4 — dolomitic breccia, mixed with calcareous till; 5 — till; 6 — organogenous deposits (peat and sapropele); 7 — water; 8 — Devonian sandstones; 9 — dislocated and compressed sandstones; 10 — fluvioglacial sand; 11 — the same, with till enclosings.

„	№ 6 —	„	26 м,	„	0,6 м;
„	№ 7 —	„	15 м,	„	1,0 м;
„	№ 8 —	„	25 м,	„	3,0 м.

Коренные породы в воронках сильно разрушены. Местами на деформированной волнистой поверхности дна кратеров наблюдаются четкие следы удара метеорита. Например, в кратере № 4 А. Аалоэ (1963)

установлено мелкое углубление диаметром до 1 м и глубиной 0,5 м. Следы удара обнаружены также в кратере № 5.

Возраст Каалиских кратеров точно не установлен. В кратере № 2 были найдены кусочки обугленной древесины, которые датировались радиоуглеродным методом 2660±250 лет (ТА-22) (Ильвес, Лийва, Пуннинг, 1974). Но палинологические исследования, выполненные в последние годы Х. Кессел (Kessel, 1981) свидетельствуют о более древнем возрасте этих кратеров. Они образовались не менее 3500 лет назад.

В Илуметса известно 3 кратера: Пыргухауд — диаметром около 80 и глубиной 12,5 м; Сюгавхауд — диаметром 50 и глубиной 4,5 м и Курадихауд — диаметром 24 м (Aaloe, 1979). Возможно, что количество кратеров здесь больше, однако вследствие расположения их на выходах слабосцементированных среднедевонских песчаников буртниекского горизонта, они сохранились плохо. Морфология Илуметсаских кратеров сходна с Каалискими (рис. 51). И здесь коренные породы сильно дислоцированы, в кратере Пыргухауд на глубину 30 м, а в кратере Сюгавхауд — на 20 м. Кратеры окружены валом высотой до 4,5 м (восточная часть Пыргухауд). Отчасти они заполнены голоценовыми отложениями, в связи с чем их первичная морфология трудно уловима.

Возраст Илуметсаских кратеров определен палинологическими и радиоуглеродным методами (Liiva, Kessel, Aaloe, 1979). Выполненные Х. Кессел палинологические исследования озерно-болотных отложений в кратере Пыргухауд свидетельствуют о том, что торф здесь начал отлагаться в суббореальной климатической стадии около 4800 лет назад, а подстилающий сапропель образовался в атлантической климатической стадии около 4800—6000 лет назад. Радиоуглеродные датировки с низов сапропеля дали возраст 6030±100 (ТА-310) и 5910±100 (ТА-725) лет. Таким образом, кратеры образовались здесь, видимо, в среднем голоцене в атлантической климатической стадии около 6000 лет назад или несколько раньше.

3.10. ВЛИЯНИЕ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА НА ПРЕОБРАЗОВАНИЕ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД

В течение последних десятилетий поверхность коренных пород значительно преобразована человеком. Заложены крупные карьеры для добычи полезных ископаемых, в частности горючих сланцев и фосфоритов (рис. 52). В меньшей мере влияние человека на морфологию поверхности коренных пород проявляется в выпрямлении русел рек и градостроительстве — в подготовке строительных оснований и заложении фундаментов. Заметим, что города и поселки охватывают в настоящее время около 1,5% территории республики. Ввиду равнинного рельефа коренных пород строительство шоссейных и железных дорог сравнительно мало повлияло на характер древнего рельефа. Но роль последнего фактора из года в год возрастает. К примеру, можно сослаться на строительство Ласнамягиского микрорайона в г. Таллине, где для облегчения городского транспорта магистральные дороги закладываются в коренные карбонатные породы на глубину до 6 м (фото 29). В ощутимой мере поверхность коренных пород изменяется также в результате заложения разных подземных коммуникаций, особенно в пределах городов Северной Эстонии.

Наиболее широко хозяйственная деятельность человека в преобразо-

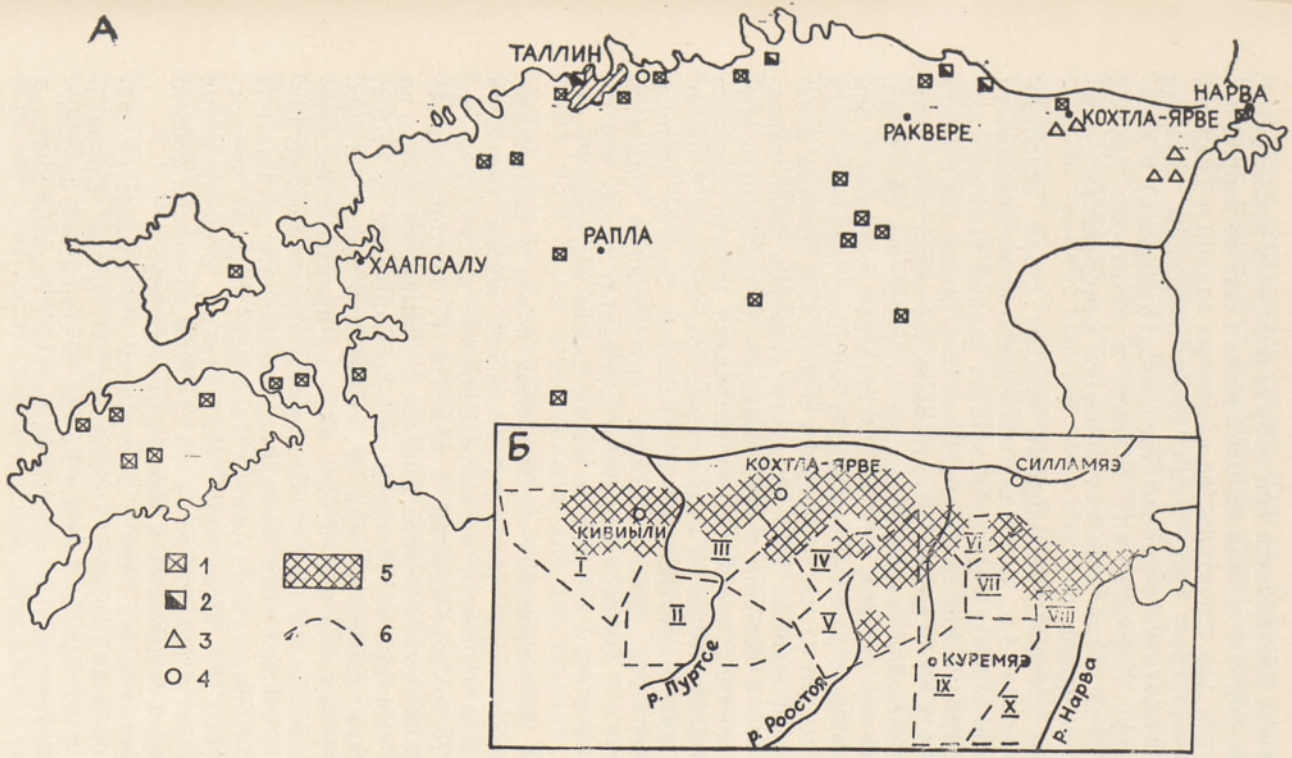


Рис. 52. Расположение крупнейших карьеров (А) и запланированных для добычи карьерных площадей (Б) в коренных породах Эстонской ССР. А: разрабатываемые карьеры: 1 — известняка и доломита; 2 — глин; 3 — горючих сланцев; 4 — фосфорита. Б: 5 — разрабатываемые и разработанные площади горючих сланцев; 6 — запланированные для добычи площади горючих сланцев. Названия карьеров: I — Ульясте; II — Новый Кивиыли; III — Октябрь; IV — Виру; V — Эстония; VI — Вийвиконна; VII — Сиргала; VIII — Нарва; IX — Куремяэ; X — Пермискюла.

Fig. 52. Location of the biggest open-cast mines (A) and planned open-cast mines (Б) in the Estonian bedrock. A: open-cast mines: 1 — limestone and dolomite; 2 — clay; 3 — oil shale; 4 — phosphorite. Б: 5 — open-cast oil shale mines where mining is taking place or has been finished; 6 — planned open-cast oil shale mines. Open-cast mines: I — Uljaste; II — Uus Kiviõli; III — Oktoober; IV — Viru; V — Estonia; VI — Viivikonna; VII — Sirgala; VIII — Narva; IX — Kuremäe, X — Permisküla.

вании коренного рельефа проявляется при добыче полезных ископаемых. Местные карбонатные породы начали использоваться еще во второй половине 13 в., в частности для строительства каменных зданий в Таллине, Нарве, Кингисеппе и Хаапсалу. Уже тогда были заложены крупные карьеры для добычи известняка в районе Ласнамяэ (Кивимяги) и Юлемисте (близ истоков руч. Хяряпеа) в г. Таллине и некоторые другие. Примерно в то же время стали эксплуатироваться кембрийские строительные глины в районе Копли.

Особенно активно местные карбонатные породы стали использоваться в г. Таллине в конце 14 в., когда для повышения огнеустойчивости города было запрещено строительство деревянных зданий (Tallinna ajalugu, 1976, lk. 138). Карбонатные породы добывались также для обжига извести. В середине 14 в. в г. Таллине действовали две обжиговые печи.

Количество известняковых карьеров быстро возросло и в 18—19 вв. они были практически при каждом имении Эстляндской губернии, а при некоторых имениях их было даже несколько. В середине прошлого века только в Северной Эстонии их насчитывалось свыше 120. Добыча известняка из мелких изолированных друг от друга карьеров было характерным и для буржуазной Эстонии и продолжалось до последнего времени. Лишь в последние годы, в связи с концентрацией добычи плитняка и карбонатного щебня количество их существенно сократилось. В настоящее время в республике насчитывается 26 (Kildema, Saaver, Annuka, 1982) действующих карьеров, среди которых крупнейшими является карьер Падизе Паэмурд в Харьюском районе площадью около 400 га. Площадь свыше 100 га в этом же районе имеют также карьеры Румму и Харку.

Основным видом использования карбонатных пород в республике является производство низкопрочного строительного щебня (имеются 35 месторождений). Для производства высокопрочного щебня (2 месторождения), извести (8 месторождений) и цемента (7 месторождений) сырья меньше. Облицовочный материал имеется и добывается только из двух месторождений (Каарма и Мустяла) на о-ве Сааремаа. В 1978 г. карбонатных пород было добыто 4,3 млн. м^3, из них 2,96 ушло на производство щебня, 0,94 — цемента и 0,39 млн. м^3 — на производство извести. Имеющиеся запасы достаточны для обеспечения перспективного прироста потребления и в связи с этим ожидается дальнейшее расширение площади карьеров. Глубина существующих карьеров обычно небольшая — до 6—7 м (фото 6). Практика эксплуатации существующих карьеров свидетельствует о том, что до такой глубины возможна добыча без специального отвода подземных и поверхностных вод.

Карьеров для производства глин в республике насчитывается сейчас 11. Годовая добыча в них в 1978 г. составила 281 тыс. м^3. Крупнейшими являются карьеры в Кунда, Азери и Копли. В цементной промышленности эксплуататируется только кундаский карьер с годовой добычей 59 тыс. т. (1978 г.).

Наиболее существенные измененииия рельефа коренных пород в республике связаны с добычей горючих сланцев. В настоящее время горючие сланцы добываются в 7 шахтах и 4 карьерах (Вийвиконна, Нарва, Сиргала, «Октябрьский»). Из общей добычи (более 30 млн. тонн) на долю открытой приходится около 50%, причем роль ее из года в год возрастает. Для сравнения отметим, что в 1960 г. открытым способом было добыто всего лишь около 8,2% всей продукции («Nõukogude Eesti», 1978). В настоящее время под карьерами для добычи горючих сланцев

находится территория свыше 4000 га. Глубина карьеров достигает 30 м. В плане намечается расширение существующих и заложение новых карьеров.

В Кохтла-Ярвеском районе начиная с 1960 года выделено для карьеров около 24 000 га, из них для добычи горючих сланцев и карбонатных пород около 20 000. Всего площадь заложенных в коренные породы карьеров составляет в этом районе около 4% от территории района. В последние годы под карьеры здесь ежегодно будет идти порядка 500 га, что составляет от всех выделяемых в Советском Союзе под карьеры территорий около 1,4% (Kildema, 1982).

Нельзя также забывать, что рельеф коренных пород сильно меняется также под шахтами, где в результате извлечения полезного слоя прослеживается деформация земной поверхности. Такие явления обнаружены на территории около 15 000 га. Таким образом, в северо-восточной части республики антропогенное влияние на коренные породы значительно превышает всесоюзное среднее и во много раз больше, чем в других районах Эстонской ССР.

В районе Маарду близ г. Таллина природный рельеф коренных пород в значительной мере изменен в результате открытой добычи фосфоритов (фото 30). Отработанная площадь составляет здесь около 800 га и благодаря новым землеотводам существенно возрастет. Глубина карьеров достигает 20 м. Еще более крупные изменения поверхности коренных пород ожидаются на месторождении Тоолсе в случае, если фосфориты будут здесь отрабатываться карьерным способом.

Морфологически карьеры в коренных породах довольно разнообразны, но в целом характерными для действующих карьеров являются крутые склоны и многочисленные второстепенные формы: траншеи, каналы, дренажные шахты, ямки и замкнутые впадины, дорожные выемки и др., которые в зависимости от способа добычи расположены на одном, двух или нескольких уровнях, отделенных друг от друга уступами.

Если отработанные площади раньше часто оставлялись в виде «лунных ландшафтов», то в настоящее время они в обязательном порядке технически и биологически рекультивируются и находят применение либо в сельском или лесном хозяйстве, либо в рекреационных (искусственные озера, спортивные постройки и пр.) целях. Часто они используются также как площадки для строительства бытовых и производственных зданий и заложения свалок. Только за период 1971—1975 гг. рекультивировано 1122 га карьеров горючих сланцев, 97 га фосфоритных карьеров и 332 га карьеров по добыче строительного известняка.

В ходе рекультивации склоны карьеров и дно их несколько выравнивается. Но в целом рельеф даже полностью рекультивированных карьеров остается значительно более расчлененным, чем это было до начала открытой горной разработки на этой же территории.

Учитывая занятую городами и карьерами площадь можно заключить, что в результате хозяйственной деятельности человека в значительной мере преобразовано не менее 2% от всей поверхности коренных пород республики. Особенно сильно изменен природный рельеф коренных пород в Северо-Восточной Эстонии, в районе Маарду и в г.. Таллине. Только в карьерах по добыче горючих сланцев ежегодно перемещается свыше 50 млн. м^3 горной массы и в карьере Маарду при добыче фосфоритной руды порядка 5,5 млн. м^3.

В результате рассмотренной выше хозяйственной деятельности человека изменяется морфология поверхности коренных пород и ухудша-

ется природная обстановка района — его инженерно-геологические, гидрогеологические, экологические и другие условия. Горные выработки и возникшие в них отходы создают своеобразные геохимические аномалии, оказывающие отрицательное воздействие на природную среду. Особенно серьезным очагом загрязнения является район горных выработок в Маарду (а в будущем, вероятно, и район Тоолсе), где в результате переработки поверхностных слоев коренных пород возникают геохимические условия, вызывающие самовозгорание диктионемового сланца и способствующие выщелачиванию соединений марганца, меди, молибдена и ванадия и их накоплению в водоемах и звеньях пищевых цепей. Обстоятельство, что очаги самовозгорания возникают от нескольких месяцев до десятка и более лет, создает большие трудности для рекультивации карьеров. На некоторых территориях, где сейчас только начинают появляться очаги самовозгорания, был посажен и уже вырос молодой лес, который теперь погибает. По данным Института «Эстсельхозпроект», в 1975 году на карьере Маарду на 420 га рекультивированных земель 265 га было обсажено лесом. Из них на 3 га лес полностью был уничтожен самовозгоранием, а на 18 уже наблюдались очаги самовозгорания. Из 155 га разровненных площадей отвала, подготовленных к посадке леса, 25 было охвачено пожарами. Этот пример говорит о необходимости тщательного учета разных геолого-геоморфологических факторов при преобразовании природного рельефа коренных пород.

* * *

В итоге анализа разных рельефообразующих факторов можно заключить, что крупные и средние формы рельефа коренных пород Эстонии имеют сложное структурно-денудационное происхождение. С тектоническими процессами, в основном в дочетвертичное время, связано их заложение, а с эрозионными, экзарационными и абразионными процессами — морфологическое обособление. При этом очень большое значение имел литологический фактор. Последний оказывал немаловажное влияние также на формирование большинства мелких форм рельефа коренных пород, например карстовых. Значительную роль в преобразовании рельефа коренных пород имеет хозяйственная деятельность человека, которая в северо-восточной части республики в настоящее время во много раз превышает воздействие разных природных процессов.

4. ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД НА ФОРМИРОВАНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ФОРМ РЕЛЬЕФА

4.1. ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД НА ДВИЖЕНИЕ ЛЕДНИКОВ И НА ЛЕДНИКОВУЮ ЭРОЗИЮ

В плейстоцене территория Эстонии находилась под воздействием Балтийского и Прибалтийского ледниковых потоков, соотношения которых в различные этапы оледенений были разными (Гайгалас и др., 1967). Первый из этих потоков сформировался в депрессии Балтийского

моря, второй — в более возвышенных районах Южной Финляндии и Восточной Прибалтики. В образовании ледниковых потоков, лопастей и языков большое значение имел подстилающий рельеф, особенно рельеф коренных пород, который после каждого оледенения благодаря неравномерной экзарации несколько изменялся. В целом он все больше и больше выравнивался, хотя в отдельных районах мог стать и более расчлененным.

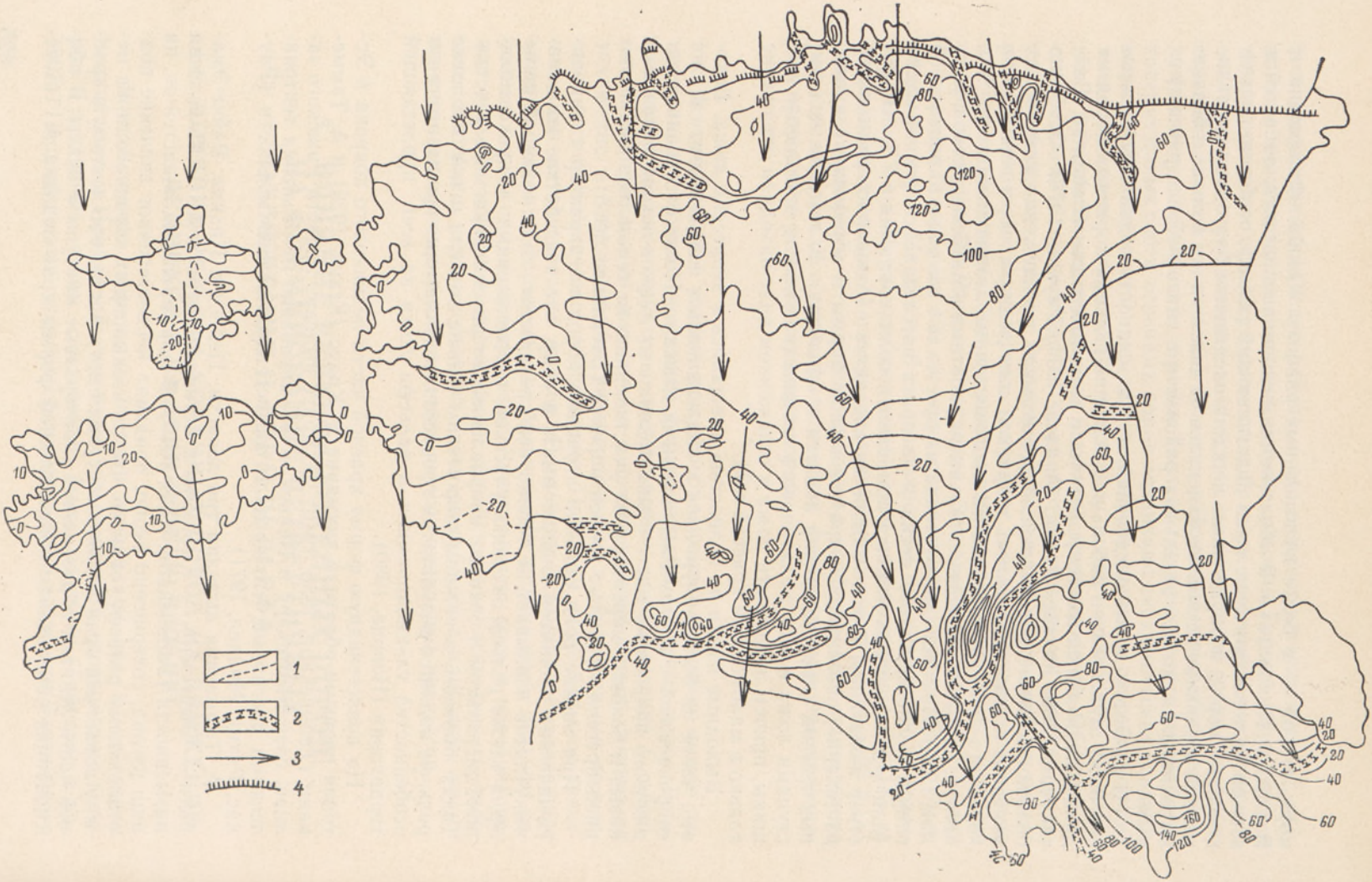
В начале и конце оледенений, когда мощность ледниковых покровов была относительно небольшая, влияние рельефа коренных пород на динамику ледниковых покровов было максимальным (Гайгалас, Вайтякунас, 1969; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971; Раукас, 1972). Особенно большое влияние подстилающей поверхности на движение ледниковых покровов всегда проявлялось в краевой зоне ледника, где в понижениях коренного ложа формировались многочисленные ледниковые языки. Это, кстати, доказано экспериментальными работами (Матвеев, Левков, Бурлак, 1980). На специальном стенде из оргстекла с помощью каолинитовой глины, мелкозернистого песка и алеврита воссоздавался рельеф ложа (для моделирования ледника применялся полиакриламид и 7%-ный раствор желатина). В ходе опытов на «леднике» наблюдалось радиальное растекание, обозначились край овальной формы и образование выводных языков (при вхождении лопасти в «долину»). К тому же над выступами ложа в теле желатинового «ледника» возникли отчетливые трещины, причем неровности ложа в сглаженном виде находили отражение только в маломощной краевой зоне.

Выводные языки не полностью вмещались в депрессии ложа. Боковые части их были приурочены к подледниковым повышениям, где они соприкасались с другими ледниковыми языками. После отступания ледникового покрова на месте стыка ледниковых языков остались межязыковые и боковые морены, а на участке, занятом телом ледника —гляциодепрессии, покрытые донной мореной (Басаликас, 1965).

При оценке роли рельефа коренных пород на характер гляциодинамических процессов следует иметь в виду, что воздействие на динаимку льдов оказывает не только непосредственно подстилающий рельеф, а также рельеф смежных участков, расположенных в проксимальном, дистальном и боковых направлениях от рассматриваемого участка. Таким образом, в каждом конкретном районе тот или иной комплекс рельефа является результатом процессов, возникающих при взаимосвязи особенностей гляциодинамики и рельефа ложа на всей прилегающей территории (Нерода, 1980).

На лопастевидную форму краевой части ледникового покрова в Эстонии первыми обратили внимание Э. Краус (Kraus, 1928) и А. Таммеканн (Tammekann, 1938, 1940). Э. Краус выделил лопасти Рижского залива, озер Выртсъярв и Пейпси, а формирование их объяснял тектоническими прогибами, что вряд ли соответствует действительности (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

А. Таммеканн выделил три лопасти: Пейпси и Пихква, Вяйке-Эмайыги — Выртсъярв — Кырвемаа и Астиярве (Буртниеки) — Пярнуская низменность (Tammekann, 1938, 1940). В формировании лопастей он, на наш взгляд, совершенно верно, придавал первостепенное значение подстилающему рельефу, отметив, что на возвышениях коренного ложа между лопастями край ледника отступал быстрее и именно поэтому в краевой части ледника образовались своеобразные выступы и бухты. В обоснованиях образования лопастевидной формы края ледника А. Тамме-


1
2
3
4

канн не ссылался на внутриледниковые динамические процессы, которые в то время были слабо изучены. Но, по сути дела, дополнительные напряжения в насыщенных обломочном материале базальных слоях активного ледника также во многом обусловлены неравномерностями подстилающей поверхности и поэтому общие выводы А. Таммеканна не вызывают возражений.

Выделенные А. Таммеканном лопасти встречались, по А. Раукасу, Э. Ряхни и А. Мийделу (1971), на территории республики во время хааньяской, отепяской и сакалаской стадий последнего оледенения. На низинах Западной Эстонии и Рижского залива в это время образовалась Рижская ледниковая лопасть, во Выртсъярвской впадине — Выртсъярвская и во впадине современного Псковско-Чудского озера — Чудская лопасть. Движение этих лопастей было направлено в основном с северо-запада на юго-восток и с севера на юг (рис. 53). Древние долины к этому времени уже были в значительной степени заполнены плейстоценовыми отложениями и они поэтому мало повлияли на общее направление движения ледников. Но местами они повлияли на локальные движения края льда, о чем говорит совпадение ледниковых шрамов и линейных форм древнего рельефа. Особенно ощутимым было влияние древней долины Печоры—Выру, по которой к юго-западу ответвлялся отдельный язык Чудской лопасти.

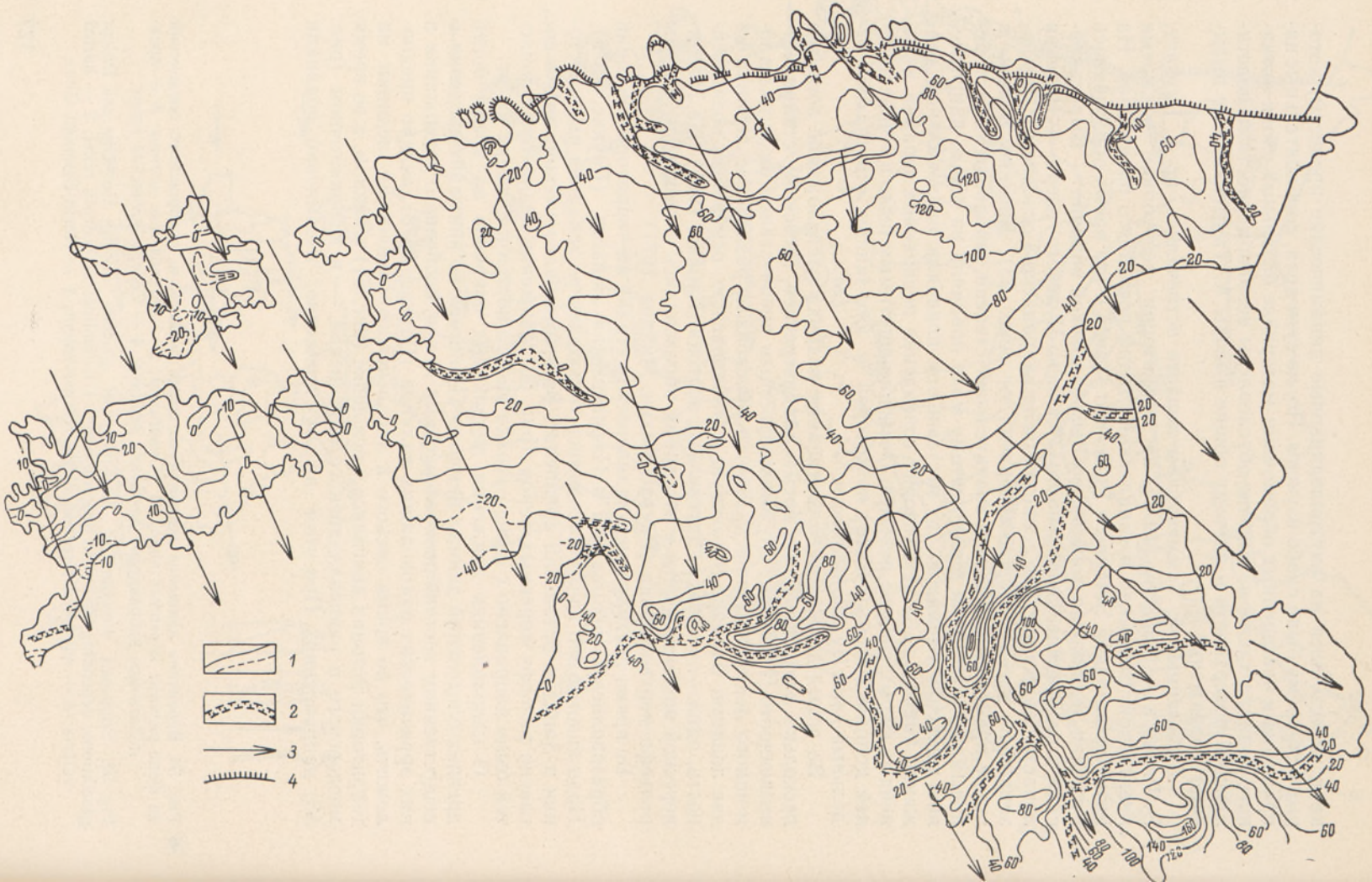
Во время дальнейшего отступания ледника расположение лопастей несколько изменилось. Во время пандивереской (невской) стадии возвышенность Пандивере служила серьезным препятствием на пути маломощного ледника (Орвику, 1961) и обусловила разделение ледника на две лопасти: Западно-Эстонскую и Вайвараскую, огибавшие возвышенность, одна — с запада, другая — с востока (Raukas, 1961). На Пандивереской возвышенности в это время образовались в основном формы рельефа мертвого льда (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

Во время последующей паливереской стадии на территории Эстонии образовались Сааремааская и Паливереская лопасти (Раукас, 1978). Подо льдом в это время находились только северо-западная часть Эстонии и Западно-Эстонский архипелаг. Во время паливереской стадии согласно рельефу коренных пород (рис. 53) движение ледниковых лопастей было направлено с северо-запада на юго-восток и с севера на юг.

О направлениях движения ледниковых покровов во время более древних оледенений данных немного. Принимая во внимание сведения о вещественном составе разновозрастных морен, особенно о содержании в них эрратических руководящих валунов (Раукас, 1978), можно предположить, что во время окского и днепровского оледенений ледники на территории Эстонии двигались в основном (рис. 54) в южном, а во время московского и ранневалдайского оледенений — в юго-восточном (рис. 55) направлениях. При этом на их движение, несомненно, повлияли

◀ Рис. 54. Вероятное движение ледников во время окского и днепровского оледенений на фоне рельефа коренных пород: 1 — изогипсы; 2 — погребенные долины; 3 — предполагаемое направление движения ледника; 4 — Северо-Эстонский глинт.

Fig. 54. Supposed direction of movement of glaciers during the Oka and Dniepr glaciations, depending upon the bedrock relief: 1 — isolines of bedrock relief; 2 — buried valleys; 3 — supposed direction of the ice movement; 4 — North-Estonian Glint.


1
2
3
4

крупные формы рельефа коренных пород (Raukas, Karukäpp, 1979), размеры и соотношения которых, разумеется, отличались от современных. Но ввиду отсутствия соответствующих конкретных данных, рельеф коренных пород на приложенных довольно неточных и гипотетических схемах (рис. 53—55) показан в современном виде. Средние и мелкие формы, в том числе древние долины, повлияли и во время более ранних оледенений, видимо, только на локальные движения ледников и главным образом в их краевой зоне.

Из приведенного краткого обзора мы увидели, что рельеф коренных пород в условиях Эстонии имел важное значение в регулировании движения ледников, причем ввиду особенностей подстилающей поверхности формирование ледниковых лопастей и языков имело унаследованный характер. Во время максимального развития оледенения влияние коренного ложа на движение ледяных масс было наименьшее и во многом зависело от внутридинамических факторов, главным образом от баланса льда в центре оледенения. Но в начале и конце каждого оледенения маломощные ледники всячески приспосабливались к пониженным участкам подледникового ложа, в результате чего ледниковые процессы в одних и тех же местах повторялись в течение всех оледенений.

Именно по этой причине сравнительно стабильными были также места ледниковой эрозии и аккумуляции, которые чередовались по территории республики вполне закономерно. Интенсивность экзарации отличалась как в широтном, так и в меридиональном направлениях. Наибольшая экзарация наблюдалась на проксимальных склонах пологих возвышений коренного ложа и в меридиональных и субмеридиональных депрессиях, вдоль которых продвигались выводные ледники. Факт, что наибольшие деформации, срывы, экзарация, сглаживание и прочие явления эрозионного и выпахивающего действия ледника происходили на участках повышенных скоростей движения ледника является общеизвестным и доказан также экспериментальным путем (Матвеев, Левков, Бурлак, 1980).

Менее изученным и обоснованным является концентрическое уменьшение роли экзарации по мере удаления от центра оледенения, особенно в условиях Эстонии, где в южной части территории республики обнажаются менее прочные породы, чем в северной части. Динамическое взаимодействие ледника с ложем на прочных скальных породах и на рыхлых или слабо сцементированных породах принципиально отличается. В первом случае роль самого ложа относительно пассивна и процесс сводится в основном к формированию обломочного материала как результату экзарации в ее классическом понимании (Лаврушин, 1976). Во втором случае породы ложа являются уже, по существу, источником готового обломочного материала, они активно реагируют на давление движущегося ледника пластическими деформациями, внедряясь в имеющиеся в толще льда полости и ослабленные зоны, так что их роль в формировнии

◀ Рис. 55. Вероятное движение ледников во время московского и ранневалдайского оледенений на фоне рельефа коренных пород: 1 — изогипсы; 2 — погребенные долины; 3 — предполагаемое направление движения ледника; 4 — Северо-Эстонский глинт.

Fig. 55. Supposed direction of movement of glaciers during the Moscow and Eearly-Valdaian glaciations, depending upon the bedrock relief: 1 — isolines of the bedrock relief; 2 — buried valleys; 3 — supposed direction of the ice movement; 4 — North-Estonian Glint.

мореносодержащего льда является куда более значительной, чем в первом случае.

Несмотря на сказанное в условиях Эстонии мы наблюдаем обратную картину, где интенсивность ледниковой эрозии на выходах прочных карбонатных пород Северной Эстонии, была большей, нежели на слабосцементированных среднедевонских песчаниках и алевролитах Южной Эстонии. Существенного ледникового вреза не наблюдается даже в расположенных вдоль движения ледника Выртсъярвской и Псковско-Чудской впадинах, относительные высоты которых не превышают первых десятков метров и которые сравнительно плавно переходят на окружающие равнины.

Причина по всей вероятности кроется в форме и массе ледникового купола и в особенностях динамики его краевой части (Асеев, 1974). По аналогии с современными ледниковыми щитами можно предположить, что крутой склон щита близ границ с пологовыпуклой центральной областью был осложнен обширными депрессиями истечения выводных ледников, которые разделялись пологими вздутиями менее подвижного льда, служившими ледоразделами. Вниз по склону дифференциация склона на подвижные ледниковые потоки и ледоразделы льда с замедленным течением еще возрастали и у подножия склона ледникового щита динамически сжатые «ледяные реки» получали возможность свободного дивергентного растекания и интенсивной ледниковой эрозии. Возможно, что ледниковая эрозия в Северной Эстонии несколько усилилась также из-за временного торможения базальной части ледника за Северо-Эстонским глинтом.

В дальнейшем крупные динамически сжатые потоки распластывались на менее мощные и дробились согласно рельефу на мелкие языки, вследствие чего их экзарационная способность заметно уменьшалась и время от времени сменялась аккумуляцией. Вместо типичных цокольных ледораздельных возвышенностей (Пандивереская) начали образовываться переходные (Сакалаская), а к югу от границы щита и периферической полосы пологого растекания льда (Асеев, 1966) островные аккумулятивные возвышенности (Отепяская, Хааньяская).

4.2. ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД НА МОЩНОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И НА СТРУКТУРУ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПОКРОВА

Под влиянием рельефа коренных пород и внутридинамических процессов места локализации ледниковых потоков и районы преобладающей аккумуляции и экзарации во время плейстоценовых оледенений на территории Эстонии были сравнительно стабильными. Местами преобладающей аккумуляции являлись галеоврезы, проксимальные и теневые склоны возвышенностей и возвышений рельефа коренных пород и районы перед уступами (Раукас, 1972). Повышенные мощности четвертичных отложений приурочены также к островным возвышенностям. В боковых частях этих возвышенностей, особенно на склонах, прилегающих к площадям, по которым прошли наиболее значительные течения льда, ледниковая толща часто не превышает 10—15 м. В сторону, вглубь возвышенностей она возрастает до 50 м и более.

Мощность плейстоценовых отложений в древних долинах и других палеоврезах всегда большая, в долине Абья достигает 207 м (Каяк, Пун-

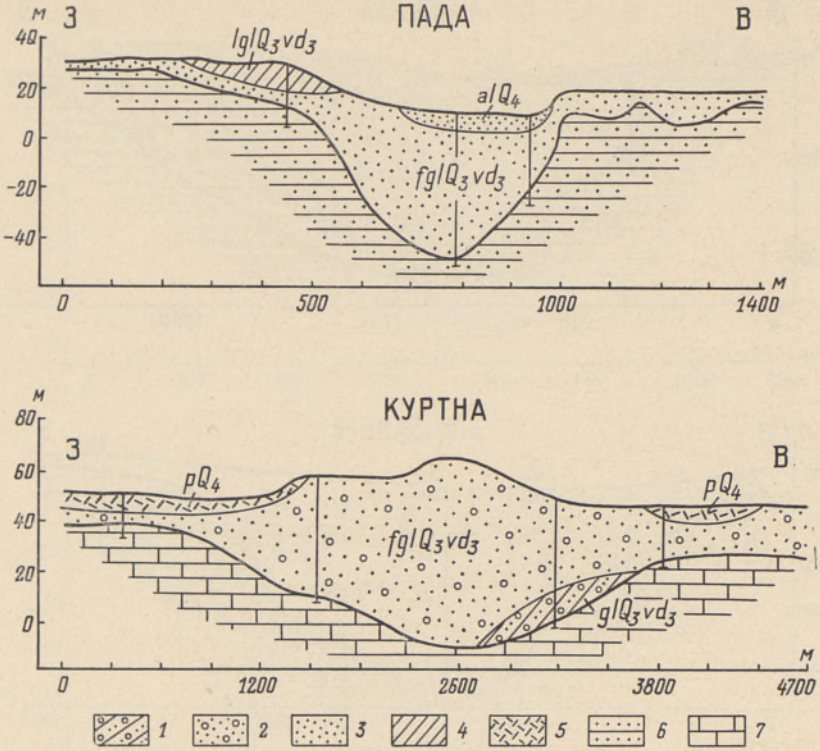


Рис. 56. Геологическое строение палеорезов, заполненных преимущественно флювиогляциальными отложениями. Разрезы составлены с использованием данных Управления геологии ЭССР: 1 — морена; 2 — песчано-гравийно-галечные отложения; 3 — пески; 4 — супеси и суглинки; 5 — торф; 6 — коренные терригенные породы; 7 — коренные карбонатные породы.

Fig. 56. Geological structure of ancient valleys filled mainly with fluvioglacial deposits (compiled according to boring data by the Board of Geology of the ESSR): 1 — till; 2 — sandy, gravel and pebble deposits; 3 — sand; 4 — sandy loam and loam; 5 — peat; 6 — terrigenous bedrock; 7 — carbonaceous bedrock.

нинг, Раукас, 1970). Значительная мощность плейстоценовых отложений наблюдается также в долинах Рыуге (до 180 м), Выру — Печоры (до 151 м), Тарту — Отепя (до 173 м), Харку (до 125 м), Меривялья (до 130 м) и в других. Некоторое исключение составляют долины на выходах трудноэродируемых карбонатных пород ордовика и силура. Так на Виру-Харьюском плато мощность плейстоценовых отложений в долинах редко превышает 40 м (Пуртсе, рис. 59; Пада, рис. 56 и др.) и лишь в Вазавереской долине (рис. 57) доходит до 90 м. В пределах Западно-Эстонской низины мощность плейстоценовых отложений в погребенных долинах обычно составляет до 30 м (Тори-Йыэсуу, Уулу и др.) и только на п-ове Сырве мощность отложений в погребенной долине достигает 99 м.

По геологическому строению палеоврезы Эстонии можно классифицировать следующим образом*: 1) заполненные преимущественно флю-

* См. сноску на с. 89.

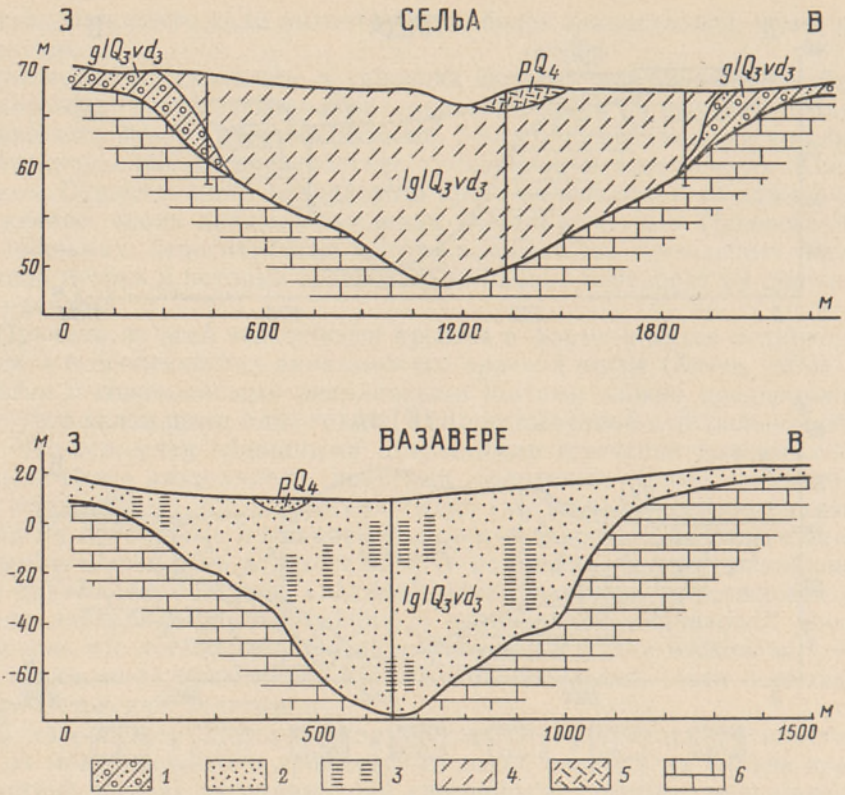


Рис. 57. Геологическое строение палеоврезов, заполненных преимущественно озерно-ледниковыми отложениями. Разрезы составлены с использованием данных Управления геологии ЭССР: 1 — морена; 2 — пески; 3 — алевриты; 4 — супеси и суглинки; 5 — торф; 6 — коренные карбонатные породы.

Fig. 57. Geological structure of ancient valleys, filled mainly with limnoglacial deposits (compiled according to boring data by the Board of Geology of the ESSR): 1 — till; 2 — sand; 3 — silt (aleurite); 4 — sandy loam and loam; 5 — peat; 6 — carbonaceous bedrock.

виогляциальными отложениями (Падаская, Куртнаская; рис. 56); 2) заполненные преимущественно лимногляциальными отложениями (Сельяская, Вазавереская; рис. 57); 3) с усложненным строением (Кундаская, Вяэнаская; рис. 58), в которых установлен один моренный горизонт, залегающий на дне палеоврeза и над которым обычно залегают лимно- или флювиогляциальные отложения или те и другие; 4) со сложным строением (Абъяская, Пуртсеская; рис. 59), в которых установлено несколько моренных горизонтов с межморенными отложениями разного генезиса или же один моренный горизонт с подморенными отложениями.

Первые три типа палеоврезов широко распространены в Северной Эстонии, в районе сильной ледниковой эрозии. В Южной Эстонии преобладают палеоврезы последнего типа. Именно эти палеоврезы представляют наибольший интерес для решения стратиграфических вопросов, но они, к сожалению, до сих пор палеонтологическими и изотопно-

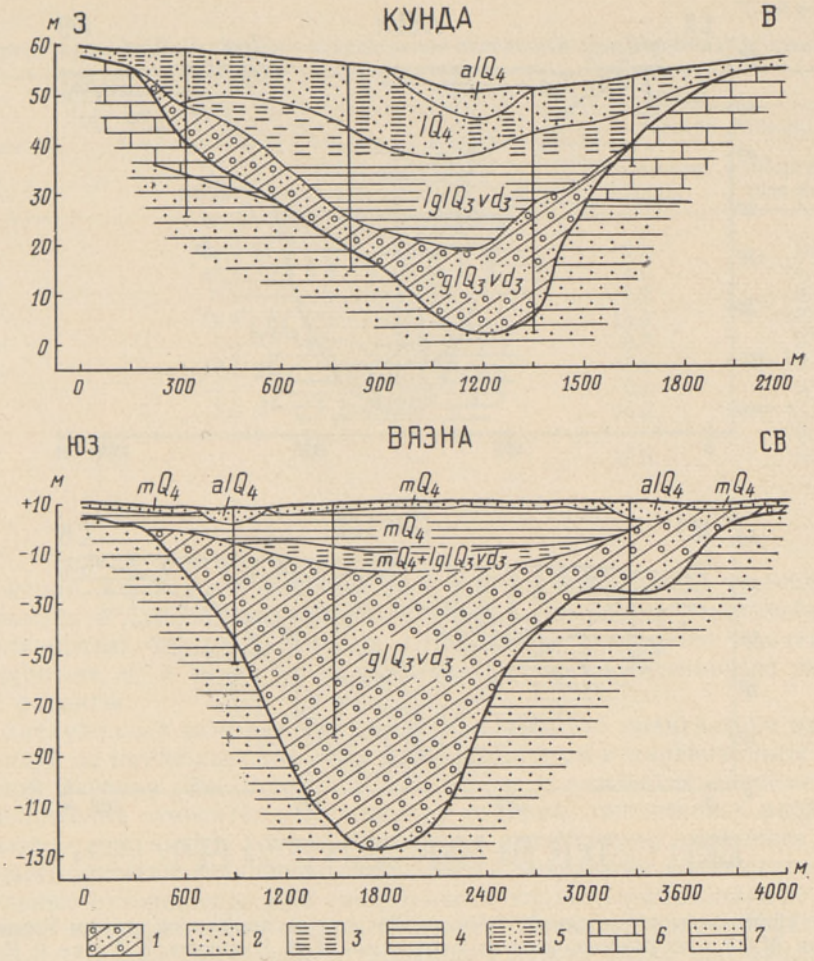


Рис. 58. Геологическое строение палеоврезов с усложненным строением. Разрезы составлены с использованием данных Управления геологии ЭССР: 1 — морены; 2 — пески; 3 — алевриты; 4 — суглинки; 5 — супеси; 6 — коренные карбонатные породы; 7 — коренные терригенные породы.

Fig. 58. Geological structure of ancient valleys with a till horizon and accompanying aqueoglacial deposits (compiled according to boring data by the Board of Geology of the ESSR): 1 — till; 2 — sand; 3 — silt (aleurite); 4 — loam; 5 — sandy loam; 6 — carbonaceous bedrock; 7 — terrigenous bedrock.

геохимическими методами слабо изучены, вследствие чего возраст заполняющих их отложений чаще всего остается проблематичным (Раукас, 1978).

Основываясь на результатах среднемасштабного геологического картирования (Каяк, 1965 и др.) и на опыте комплексного изучения четвертичных отложений республики (Раукас, 1978), в долинах более или менее четко прослеживаются пять разноцветных и литологически отличающихся моренных горизонтов, которые условно сопоставляются

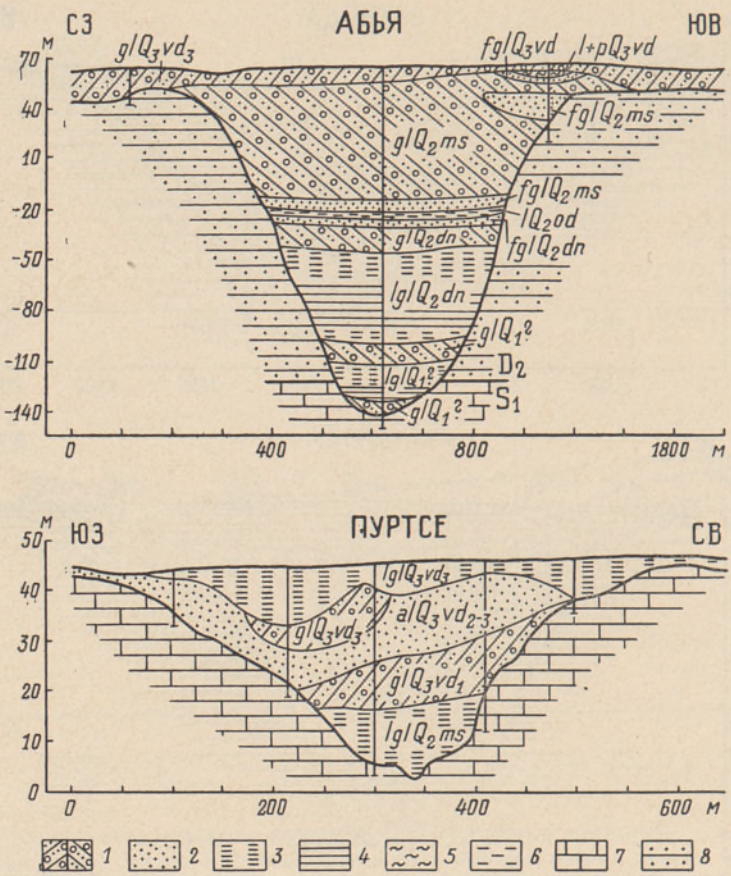


Рис. 59. Палеоврезы со сложным строением. Разрезы составлены по данным Управления геологии ЭССР и по опубликованным материалам Я.-М. Пуннинга, К. Каяка, А. Раукаса (1970): 1 — морены; 2 — пески; 3 — алевриты; 4 — ленточные глины; 5 — сапропель и торф; 6 — супеси и суглинки; 7 — коренные карбонатные породы; 8 — коренные терригенные породы.

Fig. 59. Geological structure of ancient valleys with a complicated structure (compiled according to boring data by the Board of Geology of the ESSR and of J.-M. Punning, K. Kajak and A. Raukas (Пуннинг, Каяк, Раукас, 1970): 1 — till; 2 — sand; 3 — silt (aleurite); 4 — varved clay; 5 — sapropel and peat; 6 — sandy loam and loam; 7 — carbonaceous bedrock; 8 — terrigenous bedrock.

с окским, днепропетровским, московским, нижневалдайским и верхневалдайским горизонтами в других районах Восточно-Европейской равнины. Принимая во внимание также новейшие палеонтолого-стратиграфические сведения (Каяк и др., 1976) и имеющиеся датировки физического возраста отложений (Каяк, Раукас, Хютт, 1981), можно в палеоврезах Эстонии предположить представленное в табл. 3 возрастное распределение отложений.

Из таблицы 3 видно, что в Северной Эстонии, в районе интенсивной экзарации ледников, преобладают верхнеплейстоценовые и голоценовые

Таблица 3

Ориентировочное возрастное распределение отложений в палеоврезах Эстонии, %

Возраст	Район			
	Предглинтовая низина	Виру-Харьюское плато	Южная Эстония	
			Радиальные долины	Маргинальные долины
Q_4	11,7	14,7	0,5	1,1
Q_3vd_3	42,3	53,0	8,4	14,7
Q_3vd_2	0,1	7,5	0,2	0,1
Q_3vd_1	19,4	11,8	15,0	17,2
Q_3mik	1,8	0,4	0,7	0,5
Q_2msk	19,7	12,6	17,2	19,1
Q_2od	—	—	0,1	0,4
Q_2dn	5,0	—	44,0	40,5
Q_2lih	—	—	—	0,1
Q_1ok	—	—	13,9	6,3

отложения, а в Южной Эстонии — среднеплейстоценовые. Голоценовые отложения в палеоврезах Южной Эстонии являются маломощными. В палеоврезах Северной Эстонии днепровские отложения практически отсутствуют, но в то же время в Южно-Эстонских палеоврезах они широко развиты.

Заслуживает внимания то обстоятельство, что практически никаких различий не наблюдается в строении радиальных и маргинальных долин Южной Эстонии. Это говорит о том, что те и другие, независимо от их расположения относительно движения ледника, заполнялись плейстоценовыми отложениями, сохранившимися в автохтонном залегании до настоящего времени. Однако это не значит, что здесь не могут встречаться отдельные отторженцы. Как свидетельствуют экспериментальные исследования на специальном стенде (Матвеев, Левков, Бурлак, 1980), в отдельных случаях срываемые с «коренного ложа» блоки двигались не по направлению движения лопасти, а в сторону — в находящееся рядом радиально расположенное понижение. Еще проще происходит захоронение ледниковых отторженцев в маргинальных долинах. Не исключена возможность, что отторженцами являются также располагающиеся в древних долинах крупнейшие межледниковые озерно-болотные залежи Эстонии Карукюла (Лийвранд, 1979) и Кырвекюла (Лийвранд, Саарсе, 1982), имеющие площадь соответственно около 1 и 0,6 га, что, разумеется, затрудняет определение возраста отложений в древних долинах. Но в целом отложения в палеоврезах, несомненно, являются более надежным объектом для стратиграфического изучения, нежели отложения в положительных формах рельефа, особенно на островных аккумулятивных возвышенностях и в зонах краевых ледниковых образований, где отложения всюду сильно дислоцированы и неоднократно перемещены. Местами в краевых зонах образуются целые полосы громадных отторженцев, напоминающие бескорневые тектонические шарьяжи и олистолиты, называемые Ю. Лаврушиным (1976) гляциошарьяжами. Установить истинную возрастную последовательность в таких зонах практически невозможно. Но несмотря на это палинологи-стратиграфы предпочитают изучение разрезов в положительных формах рельефа, что вряд

Таблица 4

Объемное распределение типов отложений в палеоврезах Эстонии, %

Тип отложений	Район			
	Предглинтовая низина	Виру-Харьюское плато	Радиальные долины Южной Эстонии	Маргинальные долины Южной Эстонии
Морена	31,3	23,1	31,3	53,8
Флювиогляциальные	30,5	32,4	22,8	21,9
Озерно-ледниковые	24,7	29,4	44,6	22,2
Межледниковые и голоценовые	13,5	15,1	1,3	2,1

ли можно считать правильным.

В распределении типов отложений в палеоврезах имеются существенные региональные различия (табл. 4). Вполне ожиданным является широкое распространение морен в маргинальных долинах Южной Эстонии, откуда уже отложившиеся сравнительно плотные морены более поздними ледниками или водными потоками не могли переотлагаться или они переотлагались и эродировались лишь очень ограниченно. Меньше всего морен в палеоврезах Виру-Харьюского плато, которые без исключения ориентированы вдоль направления движения ледников и в которых по этой причине создались хорошие предпосылки для ледникового выпахивания и последующего накопления водно-ледниковых и различных голоценовых отложений.

В радиальных долинах Южной Эстонии экзарация проявлялась слабее, чем в соответствующих долинах Северной Эстонии. Здесь, видимо, между глыбами мертвого льда неоднократно создавались условия для развития местных озерно-ледниковых бассейнов, где отлагались ленточные глины и тонкозернистые алевритовые отложения. Особенно много озерно-ледниковых отложений наблюдается в погребенной радиальной долине Тарту — Отепя — Валга (Каяк, Лийвранд, 1967), что и обусловливает столь высокое среднее содержание озерно-ледниковых отложений в этом типе долин.

В итоге можно сказать, что в палеоврезах особенно наглядно проявляется повторяемость геологических процессов плейстоцена и в них наиболее надежно запечатлены первоисточники для расшифрования геологической истории территории. Именно здесь мы можем ожидать наиболее полные и мощные ненарушенные разрезы, в частности в маргинальных долинах, которые в наименьшей мере подвергались последующим процессам переотложения.

Значительная аккумуляция ледниковых отложений, как было уже отмечено, происходила также в теневых участках рельефа коренных пород. Зоной интенсивного накопления отложений являлся дистальный склон Пандивереской возвышенности, где мощность плейстоценового покрова при средней мощности около 15 м доходит в отдельных районах до нескольких десятков метров, — например, гора Келлавере (46 м) и гора Эмумяги (70 м). В то же время на самой Пандивереской возвышенности мощность плейстоценовых отложений составляет чаще всего 1—5 м (рис. 60-II), а на других ее склонах мощности отложений редко превышают двух метров.

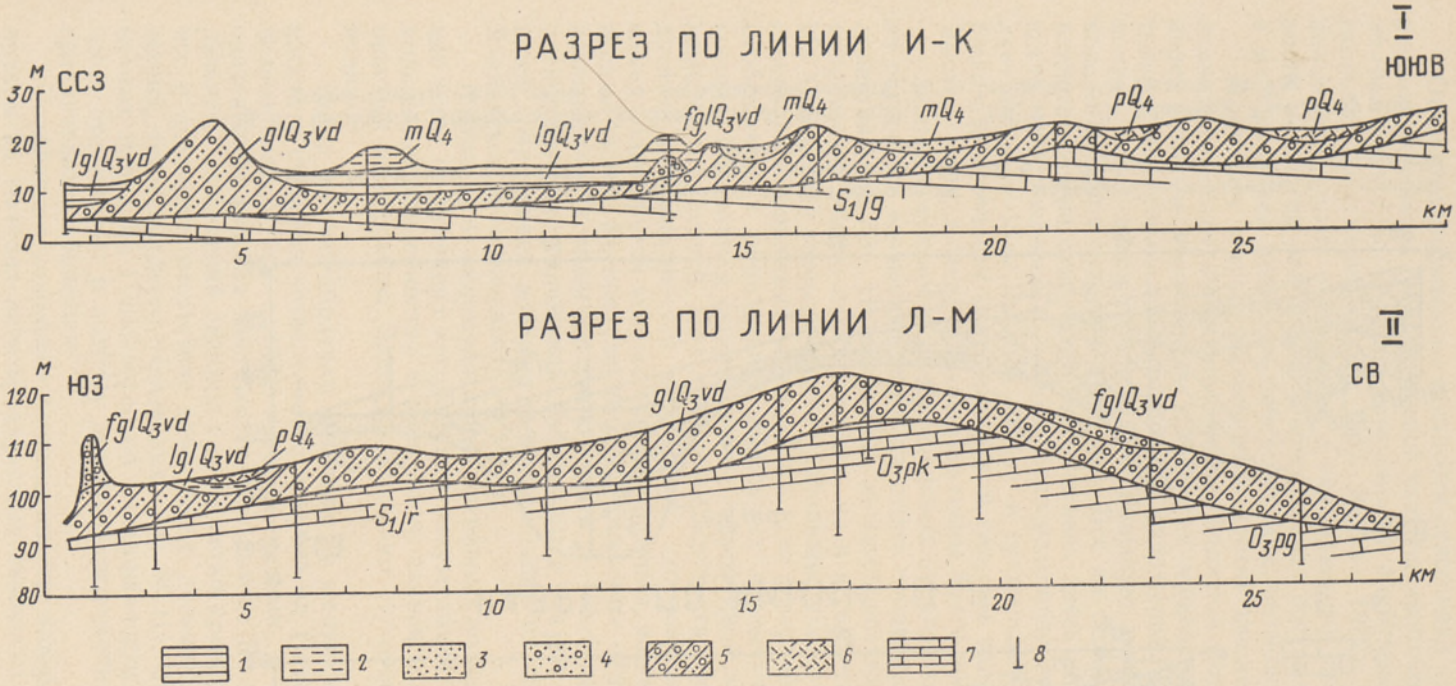


Рис. 60. Геологическое строение Западно-Эстонской низины (И—К) и Пандивереской цокольной возвышенности (Л—М): 1 — ленточные глины; 2 — алевриты; 3 — пески; 4 — гравийно-галечные отложения; 5 — морены; 6 — торф; 7 — коренные карбонатные породы; 8 — буровые скважины. Расположение разрезов см. на рис. 1.

Fig. 60. Geological structure of the West-Estonian lowland (И—К) and the Pandivere elevation (Л—М): 1 — varved clay; 2 — silt (aleurite); 3 — sand; 4 — gravel and pebble deposits; 5 — till; 6 — peat; 7 — carbonaceous bedrock; 8 — boreholes. For location see Fig. 1.

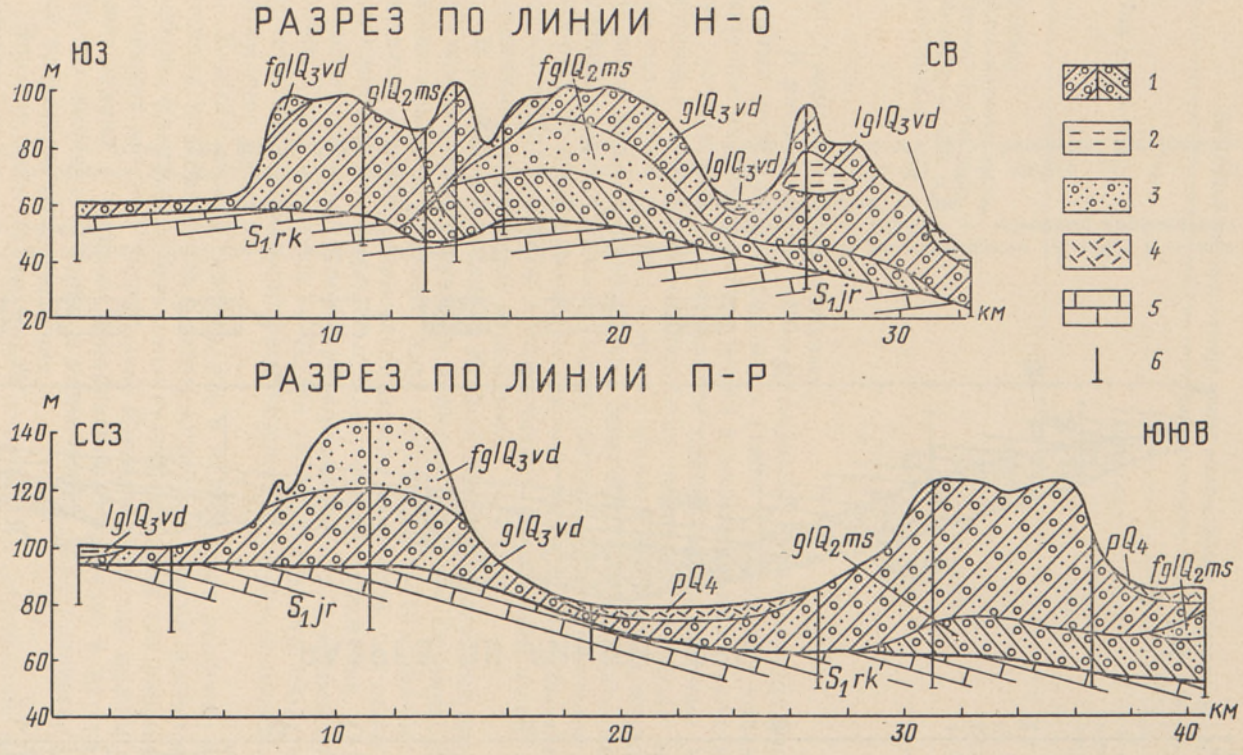


Рис. 61. Геологическое строение Саадъярвского друмлинного поля: 1 — морены; 2 — алевриты; 3 — песчано-гравийные отложения; 4 — торф; 5 — коренные карбонатные породы; 6 — буровые скважины. Расположение разрезов см. на рис. 1.

Fig. 61. Geological structure across the Saadjärve drumlin field: 1 — till; 2 — silt (aleurite); 3 — sandy and gravel deposits; 4 — peat; 5 — carbonaceous bedrock; 6 — boreholes. For location see Fig. 1.

Относительно высокие мощности отложений наблюдаются также на расположенном за Пандивереской возвышенностью Саадъярвском друмлинном поле (рис. 61), где установлены плейстоценовые отложения нескольких оледенений (Каяк, 1965; Раукас, 1972). Мощность плейстоценовых отложений в пределах Саадъярвского друмлинного поля без учета мощности отложений в палеоврезах составляет около 15—20 м, а максимальная мощность достигает 50 м, возможно, и больше.

Примером уступа, обращенного против движения ледников и обусловившего аккумуляцию отложений, является Северо-Эстонский глинт, перед которым, вероятно, во время всех оледенений происходило значительное накопление плейстоценовых отложений. Поэтому четвертичный покров имеет здесь сравнительно большую мощность и местами довольно сложное строение (рис. 62). Все же более древние, чем верхнеплейстоценовые отложения, сохранились здесь не всюду и часто мощность плейстоценового покрова непосредственно перед глинтом составляет лишь 4—15 м. Видимо, нижне- и среднеплейстоценовые отложения были здесь отчасти переработаны и снесены водами регрессирующего Эмского моря, а отчасти были захвачены более поздними ледниками.

Большие мощности плейстоценовых отложений наблюдаются также на островных возвышенностях, на стыке продвижения двух ледниковых лопастей (рис. 63). На островных возвышенностях четвертичный покров является не только очень мощным, но и весьма сложным по строению. На Хааньяской возвышенности наибольшие мощности (100—150 м) плейстоценовых отложений установлены в ее северной части. Это связано с особенностями образования островных возвышенностей (см. с. 159), которые обусловили формирование современной возвышенности проксимальнее от древней. При сравнении крутости склонов современной и древней возвышенностей выясняется, что современная возвышенность имеет более крутой южный склон, а древняя, наоборот, более крутой северный склон. Распределение плейстоценовых отложений на Отепяской возвышенности является аналогичным — особенно большие мощности плейстоценовых отложений наблюдаются на ее северном склоне. Но здесь современная возвышенность смещена на север меньше, чем при Хааньяской возвышенности.

В отличие от аккумулятивных островных возвышенностей, где в течение всего плейстоцена преобладала аккумуляция, на межлопастных цокольных возвышенностях четвертичный покров является маломощным и простым по строению. Здесь преобладают отложения последнего оледенения.

Выше мы уже обратили внимание на малую мощность отложений и простоту строения четвертичного покрова на Пандивереской цокольной возвышенности (см. с. 136), которая, видимо, в начале и конце всех оледенений служила местным ледоразделом. Во время максимального развития оледенений ледники все же легко преодолели это препятствие, что и объясняет отсутствие здесь более древних плейстоценовых отложений, чем последнего оледенения (рис. 60-II). Ввиду прочности карбонатных пород на Пандивереской возвышенности глубокие палеоврезы здесь отсутствуют и поэтому мощность отложений даже в палеоврезах сравнительно небольшая.

Сакалаская цокольная возвышенность, которая расположена в основном на выходах легкоэродируемых девонских песчаников и алевролитов, наоборот, изрезана глубокими древними долинами на мелкие плато (рис. 20), на которых преобладают волнистые моренные равнины;

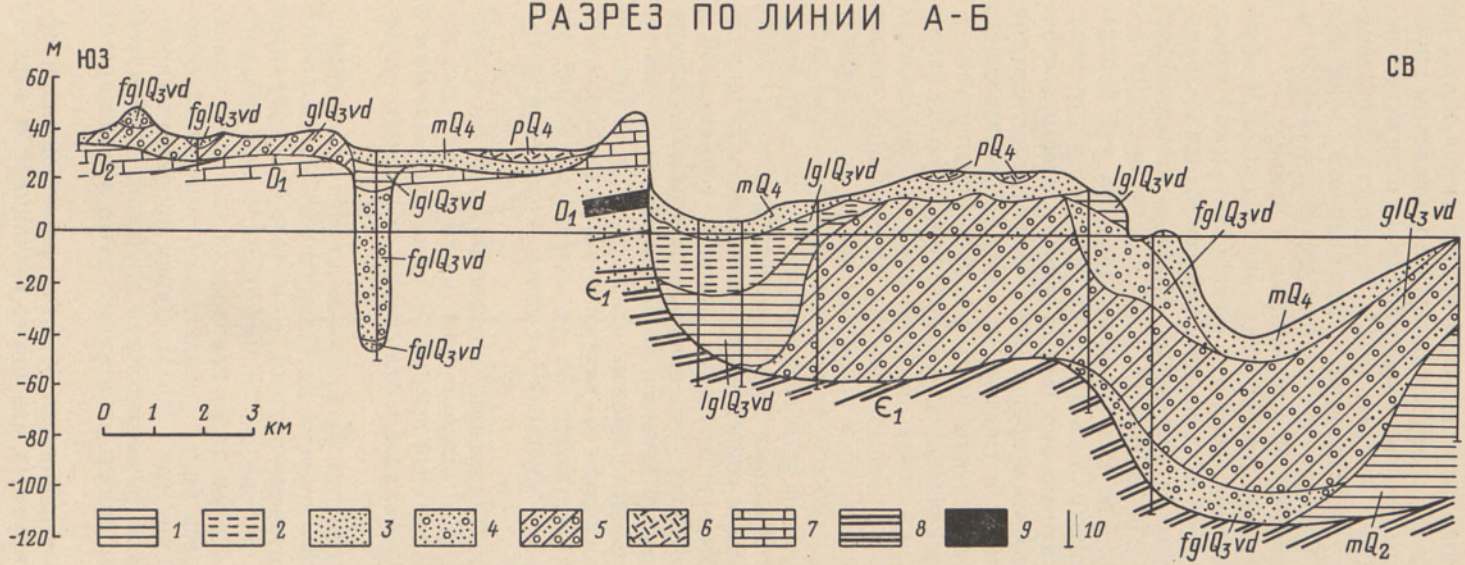


Рис. 62. Геологическое строение четвертичного покрова предглинтовой области: 1 — ленточная глина; 2 — алеврит; 3 — песок и песчаник; 4 — гравийно-галечные отложения; 5 — морены; 6 — торф; 7 — коренные карбонатные породы; 8— глины и алевролиты; 9 — аргиллит (диктионемовый сланец); 10 — буровые скважины. Расположение разреза см. на рис. 1.

Fig. 62. Geological structure of Quaternary cover in the Gulf of Finland in front of the North-Estonian Glint: 1 — varved clay; 2 — silt (aleurite); 3 — sand and sandstone, 4 — gravel and pebble deposits; 5 — till; 6 — peat; 7 — carbonaceous bedrock; 8 — terrigenous bedrock; 9 — argillite (dictyonema shale); 10 — boreholes. For location see Fig. 1.

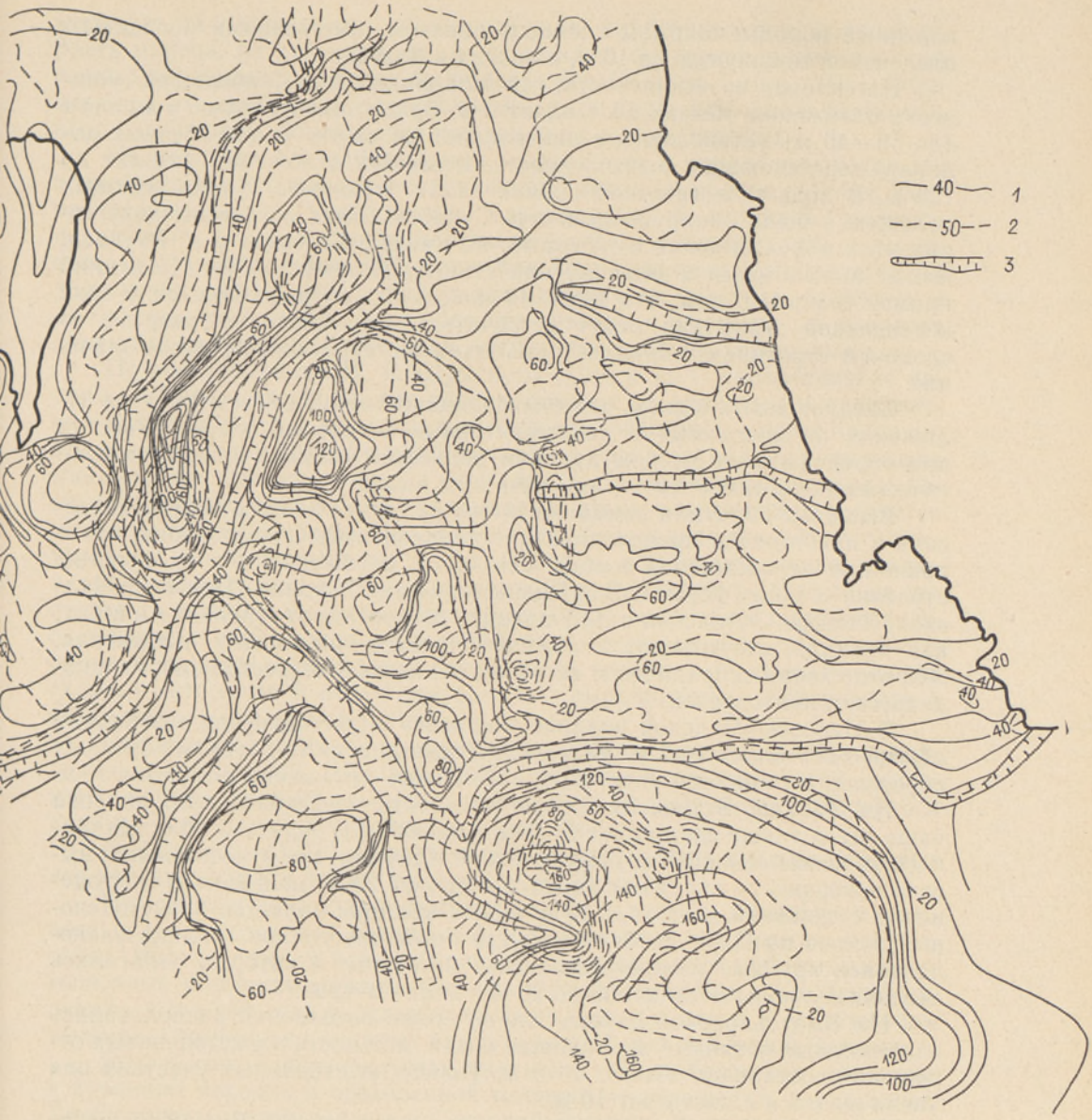


Рис. 63. Мощность плейстоценовых отложений на фоне рельефа коренных пород Юго-Восточной Эстонии: 1 — изопахиты плейстоценовых отложений; 2 — изогипсы рельефа коренных пород; 3 — древние долины.

Fig. 63. Map of the thicknesses of Pleistocene deposits in South-East Estonia (the Holocene coverage is removed): 1 — isopachous lines of the thicknesses of Pleistocene deposits; 2 — isolines of the bedrock relief; 3 — ancient valleys.

коренные породы покрыты главным образом отложениями последнего оледенения мощностью до 10 м, а иногда и больше.

На склонах возвышенности, где экзарация была наибольшей, мощность отложений обычно составляет 3 м. Более значительные мощности (до 30—40 м) установлены в центральной ее части. В погребенных долинах, пересекающих возвышенность, мощность отложений доходит до 120 м. В ходе геологической съемки такая мощность плейстоценовых отложений была обнаружена в дер. Судисте. Здесь встречены пять горизонтов морен, нижний из которых, по мнению К. Каяка и А. Раукаса, может быть отнесен к нижнему плейстоцену (Раукас, 1978). Последний пример говорит о том, что даже на цокольных возвышенностях в зоне интенсивной экзарации могут встречаться геологические разрезы со сложным строением, имеющие немаловажное стратиграфическое значение.

Следует иметь в виду, что отличающаяся мощность и структура отложений на цокольных и аккумулятивных островных возвышенностях предопределены не столько древним рельефом, сколько палеогляциологическими особенностями, о чем речь шла выше.

Выше мы обратили внимание также на то, что во всех гляциодепрессиях в плейстоцене происходила интенсивная ледниковая эрозия, что в наши дни отражается в малой мощности отложений и в их простом строении в таких формах. Все гляциодепрессии Эстонии (Псковско-Чудская, Западно-Эстонская и др.) доходят до коренного основания и в них, как правило, отсутствуют отложения древнее последнего оледенения. Эти отложения спорадически встречаются лишь в пересекающих гляциодепрессии палеоврезах.

В Псковско-Чудской впадине мощность плейстоценовых отложений обычно составляет 2—3 м. За мелкими возвышениями рельефа коренных пород все же имеются участки, где мощность отложений достигает 15 м.

На Западно-Эстонской низине мощность плейстоценового покрова чаще всего также составляет 2—3 м (рис. 60—I), редко до 10 м. Например, за возвышением Палукюла на о-ве Хийумаа, где относительная высота поверхности коренных пород составляет 20 м, мощность плейстоценовых отложений достигает 10 м. Более мощным является плейстоценовый покров на Пярнуской низине, где после отступания ледника располагались крупные озерно-ледниковые бассейны, в которых отлагались ленточные глины мощностью до 20 м и более метров.

На Выртсъярвской низине, где во время оледенений располагались одноименные активные ледниковые языки, мощность плейстоценовых отложений составляет обычно 3—5 м. Только на отдельных участках она увеличивается и достигает 10 м.

Малой мощностью отложений отличается также Виру-Харьюское плато, откуда вновь продвигавшиеся ледники сносили отложения предыдущих оледенений и межледниковий. На Виру-Харьюском плато мощность плейстоценовых отложений обычно не превышает нескольких метров (2—5 м). Встречаются также участки, где четвертичный покров вообще отсутствует и на поверхность выходят коренные карбонатные породы. Такие, так называемые альварные участки, были описаны нами в разделе 3.6.

Таким образом, гляциодепрессии и плато покрыты маломощной мореной, которая в зависимости от палеогеографических условий подстилается или не подстилается водно-ледниковыми отложениями. Выстилание рельефа ледниковыми отложениями оказывается особенно равно-

мерными на однородных равнинных или слабоволнистых площадях. Здесь морена, по существу, во всех деталях повторяет подстилающий рельеф коренных пород, как бы облекая его (Mölder, Salmi, 1955). Объясняется это свободным растеканием льда и более или менее равномерным количеством мореносодержащего льда в теле ледника.

На участках, где наблюдаются возвышения и понижения, а так же встречные, обращенные к наступавшему леднику мелкие уступы, распределение морены усложняется. Как правило, в западинах рельефа ледникового ложа мощность морены несколько увеличивается, а на повышениях уменьшается. При этом большая мощность наблюдается на дистальном склоне повышений, а наименьшая на участках, открытых к свободному растеканию льда. Все это связано с изменениями скорости движения придонных слоев льда, контролируемой рельефом ложа.

По исследованиям П. А. Шумского (1955 и др.), распределение напряжений, параллельных дну сдвига, зависит от кривизны и направления наклона дна: на проксимальной стороне выступов эпюры напряжения в нормальном к дну сечении выпуклы и величина напряжения на дне минимальна, а во впадинах на дистальной стороне выступов эпюры вогнуты и напряжения на дне максимальны. Направление сдвига меняется по нормальному сечению. После скорости обусловлено также полем температуры, взаимосвязанным с напряжением и скоростью через диссипационное тепловыделение и адвекцию. При температуре таяния на дистальных склонах выступов дна имеет место морозное выветривание, откалывание обломков горных пород, рост шероховатости дна, концентрации моренного материала и силы сухого трения, а на проксимальных склонах истирание и вынос материала, выравнивание поверхности и уменьшение силы сухого трения.

Отложение или вынос материала во многом зависят от формы подледникового выступа (Boulton, 1975). Если он характеризуется достаточно крутым проксимальным склоном, то и на нем может состояться аккумуляция моренного материала (рис. 64).

Б. Пырерко (1971) выделяет три основных типа склонов, которые все прослеживаются также на территории Эстонии.

При первом типе между подстилающим коренным рельефом и мощностью и поверхностью ледниковой толщи отмечается прямая взаимосвязь. Иногда лишь у вершин склонов местами могут наблюдаться повышенные мощности морены. Склоны первого типа без исключения являются пологими, как в рельефе коренных пород, так и в современном рельефе. Они широко развиты как в Северной, так и Южной Эстонии.

Второй тип характеризуется крутыми уступообразными склонами в коренных породах и повышенной мощностью отложений перед ними. Такие склоны характерны для Северной Эстонии. В своей нижней части они характеризуются наиболее значительной ледниковой толщей, выполаживающей их профиль и нарушающей взаимосвязь с поверхностью коренных пород. На вершине склонов обычно наблюдается маломощный покров морены, поверхность которой повторяет очертания рельефа коренных пород. Местами близ бровки крутого склона встречаются небольшие напорные морены (близ Найстевялья).

Третий тип является сложным (комбинированным), пологие участки его чередуются с более крутыми выпуклыми или вогнутыми участками, нарушающими прямую взаимосвязь между мощностью морены и профилем ложа. Такие склоны встречаются, например в Северо-Восточной Эстонии к северу от Раквере близ Хальяла — Татрузе, где единый уступ

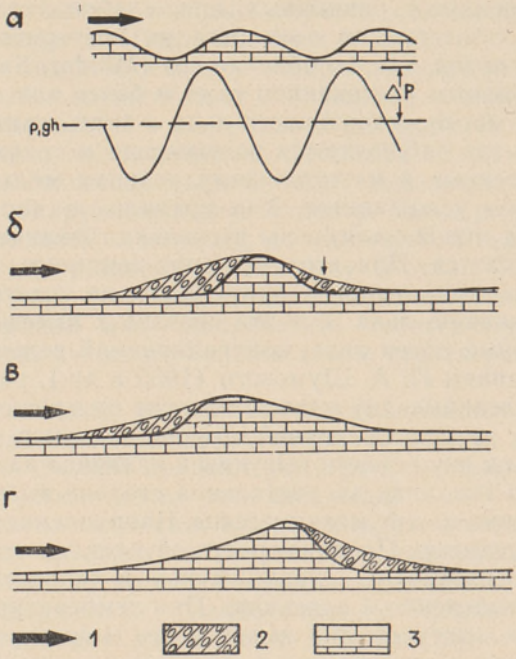


Рис. 64. Особенности аккумуляции морены в зависимости от формы склонов подледниковых выступов (б, в, г) и распределение подледниковых напряжений (а) по Г. С. Бултону (Boulton, 1975): 1 — направление движения ледника; 2 — отложенная морена; 3 — подледниковая поверхность.

Fig. 64. Peculiarities of the till accumulation according to the various morphology of the underlying bedrock hummocks (б, в, г) and the normal pressure fluctuation ΔP, about the average ice pressure $P_i gh$ produced by flow against the undulating bedrock surface (а) after G. Boulton (1975): 1 — direction of the ice movement; 2 — deposited till material; 3 — bedrock.

глинта расчленен на несколько уступов, отделенных друг от друга более или менее плоскими пространствами.

Крутые проксимальные склоны характерны для многих возвышений коренных пород Северной Эстонии (Künnapuu, Raukas, Tavast, 1982). Дистальный склон у них положе и в современном рельефе он еще более выполаживается отложенной в хвостовой части мореной, постепенно уменьшающейся в дистальном направлении. Примером может служить друмлиноподобное возвышение Кавасту к северо-западу от Хальяла, крутой проксимальный склон которого обращен на север.

Следует отметить, что мощность морены последнего оледенения в гляциодепрессиях и на плато Южной Эстонии несколько выше, нежели в Северной Эстонии. Видимо, мощность мореносодержащего льда и насыщенность его обломочным материалом в леднике были выше, потому что ложе его здесь в отличие от прочных карбонатных пород было сложено более податливыми к механическому воздействию песчаниками и алевролитами среднего девона.

Что относится к подморенным водно-ледниковым и голоценовым водным отложениям, то большая мощность их, разумеется, приурочена к западинам коренного ложа. Положительные формы часто вообще лишены их. Поэтому водно-ледниковые и водные отложения выполаживают рельеф и затушевывают неровности коренного ложа.

Если посмотреть на территорию республики в целом, то выявляются как маргинальные так и радиальные зоны с повышенной мощностью отложений. Радиальные зоны аккумуляции приурочены к хвостовым частям ледораздельных коренных возвышенностей и к островным аккумулятивным возвышенностям. Маргинальные накопления в виде краевых ледниковых образований связаны с длительным положением ледникового края, вызванным торможением движения ледника на проксимальных склонах поднятий ледникового ложа. В пределах краевых зон наблюдается повышенная в 2—3 раза мощность отложений. При этом отдельным формам краевого ледникового рельефа соответствуют локальные участки еще большего увеличения мощностей, обычно также связанных с подледниковым рельефом.

Из приведенного краткого обзора мы видим, что рельеф коренных пород существенно повлиял на распределение отложений и на структуру и мощность четвертичной толщи.

4.3. ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД НА ФОРМИРОВАНИЕ СОСТАВА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Ввиду того, что рельеф коренных пород во многом предопределил динамику движения плейстоценовых ледников, то он прямым образом повлиял также на захват и ассимиляцию пород коренного ложа, обусловив многие особенности вещественного состава морен и генетически связанных с ними водно-ледниковых отложений. Последние, в свою очередь, служили исходным материалом для голоценовых отложений, состав которых всюду тесно связан с составом близлежащих плейстоценовых отложений и коренных пород, залегающих по соседству.

Ниже мы не будем вникать в детали формирования гранулометрического и вещественного состава ледниковых и водно-ледниковых отложений, которые достаточно полно освещены в недавно вышедшей монографии А. Раукаса (1978). Здесь не требуют повторения также выявленные связи между рельефом коренных пород и составом береговых и древнеберегових отложений Эстонии, которые изложены в монографиях Каарела Орвику (1974) и Х. Кессел и А. Раукаса (1967). Связь между коренным рельефом и литологией аллювиальных отложений на примере рек Северной Эстонии освещена ранее А. Мийделом и А. Раукасом (1965). Здесь мы считаем уместным обратить внимание лишь на некоторые наиболее существенные моменты, которые предопределили формирование состава морен, поскольку они являются важнейшими исходными отложениями для других четвертичных отложений.

Гранулометрический и вещественный состав морен обусловлен главным образом пятью факторами: составом захваченного ледником материала, расчлененностью подстилающего субстрата, дроблением и истиранием материала в ходе ледникового транспорта, смещением его при движении мореносодержащего льда и вторичными процессами. Чем больше расчленен подстилающий коренной субстрат, тем больше вовлекается в тело ледника местного материала, который в условиях Се-

верной Эстонии приводил к образованию сильнокарбонатных местных рихковых морен, а в Южной Эстонии — морен, очень бедных гальками и валунами. Особенно сильно морены обогащались местным обломочным материалом на уступах и прочих выступах подледникового рельефа, где содержание местного материала местами могло достигать 95—100%. По мере увеличения расстояния от таких очагов захвата пород количество местного материала постепенно уменьшается и возрастает роль дальнеприносного материала. Предпринятые специальные исследования в пределах коренных выходов ордовика и силура позволили установить (Раукас, 1978), что типичная донная морена всюду обогащалась обломками именно того горизонта, по которым продвигался ледник. Если по пути движения ледника не наблюдалось сильно расчлененных участков, то максимум содержания (около 65—70%) обломков определенного горизонта наблюдается близ дистальной границы выхода горизонта, после чего оно быстро падает. Уже на расстоянии 6—8 км от границы выхода или местного очага захвата количество соответствующих обломков не превышает 20—30%. При таких подсчетах, конечно, необходимо учитывать, что обогащение ледника подстилающими породами происходит с неодинаковой скоростью и зависит не только от стойкости к абразии, но и от структурно-текстурных особенностей исходных пород и их тектонической раздробленности.

Как правило, внутренние части приуроченных к гляциодепрессиям ледниковых лопастей обогащены местными породами сильнее, чем краевые, где экзарация ложа проявлялась слабее. В межлопастных областях ледниковая экзарация сведена к минимуму и поэтому здесь содержится относительно много дальнеприносного материала. По этой же причине довольно много эрратических компонентов, в частности кристаллических пород, содержится также на островных аккумулятивных возвышенностях и морены здесь характеризуются большей песчанистостью. В зависимости от подстилающего рельефа ледники были здесь менее активными, чем на окружающих равнинах, что и объясняет меньшее содержание в моренах подстилающего материала (Раукас, 1978).

Особенно велика роль рельефа ложа в происхождении отторженцев. Было бы трудно представить отщепление крупных блоков от ровного скального ложа. Но из-за резко неравномерного движения ледникового покрова они легко отделяются от уступов и возвышений, разбитых тектоническими трещинами. Например, отторженцы Вайвараских Синих гор были, видимо, оторваны от глинта (Jaanson-Orviku, 1926), располагавшегося под покровом льда периферического щита. Под сильным горизонтальным напором базальных слоев льда крупные блоки кембрийских и ордовикских пород отщеплялись от уступа глинта и транспортировались в 4—5 км к югу или юго-востоку от своего первоначального расположения.

Приведенные примеры позволяют заключить, что рельеф коренных пород имел в формировании состава морен существенное значение.

4.4. ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД НА РАЗМЕЩЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

Несмотря на свои малые относительные высоты, рельеф коренных пород оказывал большое влияние не только на динамику ледниковых покровов, мощность и строение отложений, но и на формирование и разме-

щение ледниковых форм рельефа. Судя по изложенному в предыдущей главе материалу, плейстоценовый и современный рельеф Эстонии являются унаследованными. Современный рельеф почти в деталях повторяет особенности рельефа коренных пород (Orviku, 1960; Раукас, 1978). Причиной этому является обстоятельство, что ни ледниковая экзарация, ни другие геологические процессы четвертичного периода не были в силах изменить основные черты рельефа коренных пород, которые складывались в течение многомиллионной геологической истории.

Как известно (Raukas, Punning, Rähni, 1969 и др.), ледники отступили окончательно с территории Эстонии в готигляциале, приблизительно от 13 300 (на юго-востоке) до 11 000 (на северо-западе) лет назад. При этом отступание ледника неоднократно заменялось временными наступаниями. Следы последних, как и более длительных остановок края ледника, отмечаются полосами стадиальных краевых ледниковых образований (Хаанья, Отепя, Сакала, Пандивере и Паливере), в которых в зависимости от расположения относительно края бывшего ледника, можно различить фронтальные, зафронтальные и предфронтальные формы рельефа (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Анализируя карту рельефа коренных пород и важнейших ледниковых форм рельефа, на которых нанесены границы максимального распространения ледников отдельных стадиальных наступаний (Таваст, 1979), легко убедиться в том, что при сформировании краевых ледниковых зон подстилающий рельеф сыграл очень важную роль. Так, краевые ледниковые образования хааньяской стадии четко огибают Хааньяскую возвышенность рельефа коренных пород, образование отепяской стадии — Отепяскую возвышенность и т. д. Иначе говоря, краевые ледниковые зоны в основном приурочены к склонам возвышенностей, преграждавшим движение ледников. Отдельные ледниковые лопасти протягиваются также по понижениям рельефа коренных пород, что наглядно проявляется при прослеживании стадиальных краевых зон в Псковско-Чудской и Выртсъярвской впадинах и на Западно-Эстонской низине. Тесную связь с подстилающим рельефом мы видим также при рассмотрении расположения отдельных генетических типов форм рельефа.

Наиболее типичными представителями фронтальных краевых ледниковых образований являются конечные морены. Почти все конечные морены Эстонии (Вайвараские Синие горы, Куремяэ, Найстевялья, Линнузе и др.), расположены в расчлененном рельефе коренных пород, выступы которого преграждали движение ледника и обусловили накопление моренных отложений (рис. 65-*1*). Только некоторые конечные морены (напр. Вылумяэ) лежат на более или менее ровной поверхности коренных пород, но и это требует еще дальнейшего изучения. Поверхность коренных пород под большими гляцигенными формами рельефа, конечно, изменчивая. Например, Западно-Сааремааская конечная морена, длиной приблизительно 45 км, расположена в основном на возвышении коренного рельефа (рис. 65-*2*), но северо-восточная и юго-западная части ее находятся над ложбиной глубиной 20—30 м (рис. 65-*3*).

В распределении конечных морен обнаруживается связь не только с рельефом коренных пород, но видимо и с тектоническими структурами в коренных породах. Примером могут служить Вайвараские Синие горы, которые расположены в зоне тектонических нарушений и генетически связаны с ними (Мийдел и др., 1969).

Конечные морены в Эстонии нередко переходят в маргинальные озы. Последние особенно широко распространены в Западной Эстонии,

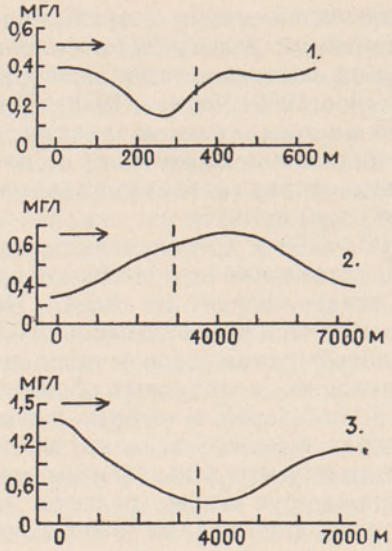


Рис. 65. Кривые Δg над конечными моренами: 1 — Линнузе; 2—3 — Западно-Саареметская между Люманда и Когула (2) и между Кихелконна и Кярла (3). Прерывистой линией показана осевая часть формы рельефа; стрелкой предполагаемое направление движения льда.

Fig. 65. Typical gravity profiles above the end moraines: 1 — Linnuse; 2—3 — West Saaremaa end moraine between Lümanda and Kogula (2) Kihelkonna and Kärla (3). Broken lines indicate the axial part of the end moraines, arrow — the supposed direction of the ice movement.

где они образуют две крупные дуги (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971): Северо-Пярнумааскую (длиной приблизительно 150 км) и Ристи-Паливерескую (длиной приблизительно 90 км). Названные дуги в крупном плане лежат на изменчивой поверхности коренных пород, но в результате более детальных исследований, непосредственно под положительными формами в рельефе коренных пород нередко обнаружены ложбины. Например, на гравиметрических профилях через Северо-Пярнумааскую дугу между Линнузе — Аудру — Сауга — Лелле на кривых четко различаются отрицательные аномалии (рис. 66 — *1, 2, 3*), указывающие на наличие понижения в подстилающей поверхности. Такую же картину можно видеть и в других местах. Например, над ложбиной рельефа коренных пород глубиной около 6 м находится маргинальный оз Инью — Сауэаугу; Тырма — Пыймаский оз расположен недалеко от Поркуниской погребенной долины; Вана-Нурси — Лауриский оз в древней долине Рыуге; Ийзаку — Иллукаский оз. расположен над погребенной долиной Йыуга (рис. 67) и генетически связан с ней и т. д. Видимо, в таких небольших ложбинах во время дегляциации образовались подледные реки, которые в дальнейшем обусловили возникновение трещин и потом накопление в последних флювиогляциальных отложений озов.

Только немногие маргинальные озы находятся на ровной поверхности коренных пород (Панказе, Лелле — Ныммкюла) или на возвышениях рельефа коренных пород (Кярдла — Таммела, Ярвекюла — Лилли, Сакути — Айно). Озы, расположенные на наклонной поверхности коренных пород, простираются либо параллельно изогипсам (напр. Пюхамяэ — Кэмба), либо в сторону падения поверхности коренных пород. Например, под Ульястеским маргинальным озом высота поверхности коренных пород составляет в северной части 65 м, а в южной — лишь 55 м.

Если учитывать и радиальные озы (рис. 66 — *6—10*), которых местами трудно отличить от маргинальных, можно утвердить, что приблизительно половина озов (43%) приурочена к понижениям рельефа

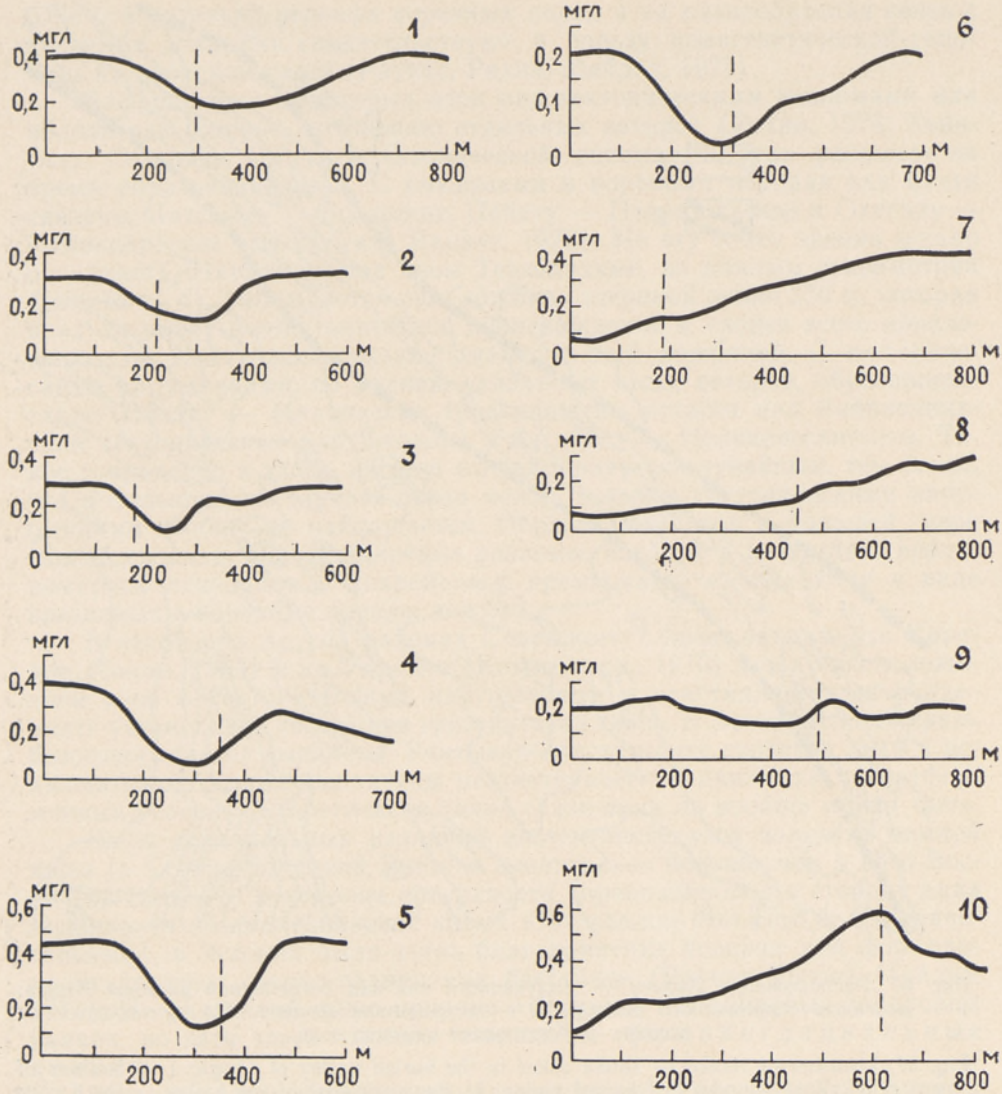


Рис. 66. Кривые Δg над маргинальными (1—5) и радиальными (6—10) озами: 1 — Торгу; 2 — Калли; 3 — Сельякюла; 4—5 — Иизаку; 6 — Теэделахкме; 7—8 — Мяэтагузе; 9—10 — Метсакюла. Прерывистой линией показана осевая часть озы.

Fig. 66. Typical gravity profiles above marginal (1—5) and radial (6—10) eskers: 1 — Torgu; 2 — Kalli; 3 — Seljaküla; 4—5 — Iisaku; 6 — Teedelahkme; 7—8 Mäetaguse; 9—10 — Metsaküla. Broken lines indicate the axial parts of the eskers.

коренных пород, в основном к погребенным долинам. Приблизительно 25% озов находится на возвышениях рельефа коренных пород, 17 — на ровном основании и 15% — наклонной поверхности коренных пород (Tavast, Raukas, 1978; Таваст, 1978).

Хотя большая часть радиальных озов расположена в ложбинах или над ложбинами рельефа коренных пород (Поркуни, Ярла, Синиаллику,

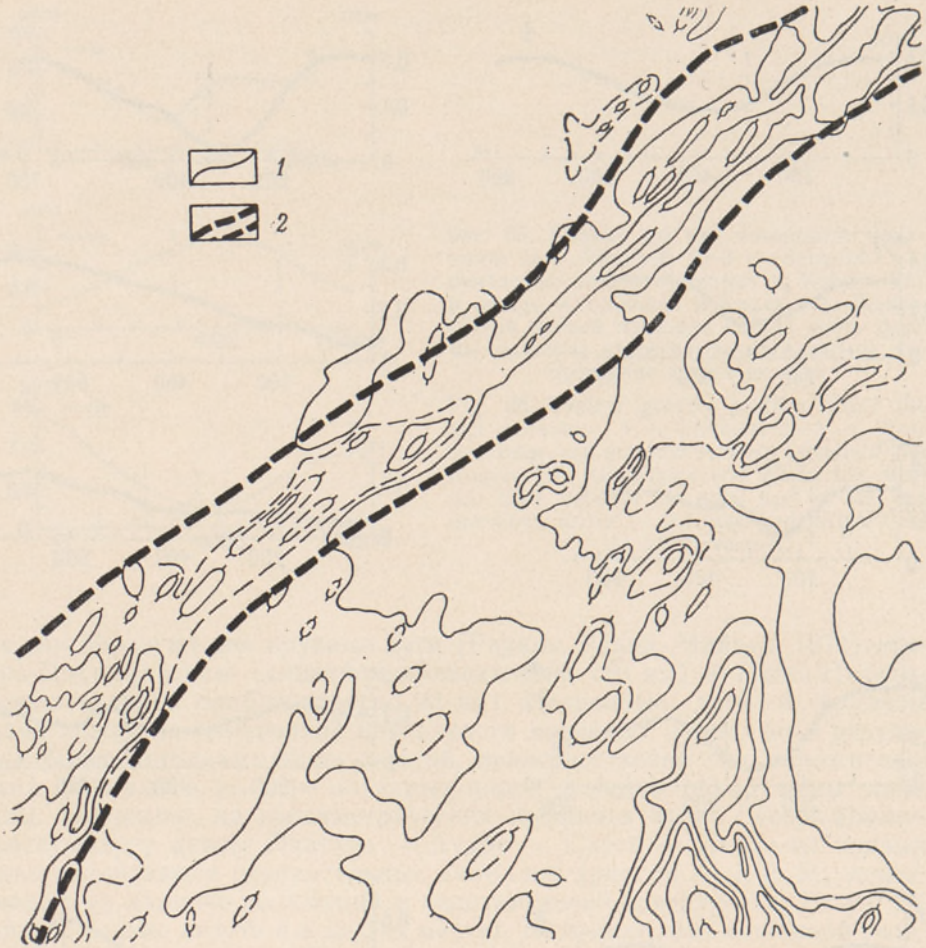


Рис. 67. Расположение Йизаку — Иллукаского оза над погребенной долиной Йыуга: 1 — изогипсы современного рельефа; 2 — погребенная долина. На юго-востоке от долины — Куртнаское камовое поле.

Fig. 67. Location of Iisaku — Illuka esker in the buried valley of Jõuga: 1 — isolines of recent relief; 2 — boundary of buried valley. In the south-east of the valley — the Kurtna kame field.

Лооди), в древних долинах (Раквере — Коэравере, Аэгвийду — Янеда) или вблизи них (Неэрути), бывают и озы, пересекающие долины (южнее Вийтна вкрест долины Лообу и Покарди через долину Валгейыги) и, следовательно, они генетически не связаны с этими долинами. Интересно отметить, что имеются даже такие радиальные озы, которые ориентированы в направлении повышения рельефа коренных пород. Например, абсолютные отметки поверхности коренного рельефа под озами между Мыдрику и Паасвере в проксимальной части составляют 82—83 м, а в дистальной — 93—96 м. На ровной поверхности коренного рельефа лежат радиальные озы Пийбе, Тапа, Нейтла — Аравете, Хелтермаа — Соонлепа, Свиби и некоторые другие. Различное расположение

озов относительно рельефа коренных пород и их разнообразная связь с древними долинами свидетельствуют в пользу полигенетической гипотезы их происхождения (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

Расположение некоторых озов над тектоническими разломами или вблизи них говорит, по мнению отдельных авторов (Ряхни, 1973; Хейнсалу, Сильдвеэ, 1971), о тектонической активности этих разломов во время образования озов. С разломами в коренных породах как будто связаны Матсимяэ — Воозеские, Пёйату — Паункюлаские и Охепалу — Пикасаареские озы (Tavast, Raukas, 1978). Но эту точку зрения можно оспаривать. Например, под озом Теэделахкме, по данным гравиметрии (рис. 66 — *б*), наблюдается еще ложбина шириной около 250 м, которая вряд ли имеет неотектоническое происхождение и скорее всего образование оза генетически связано именно с этой ложбиной. С тектоническими нарушениями, по мнению указанных выше авторов, обусловлены также Ийзаку — Иллукаские (расположены отчасти над Вийвиконнаским тектоническим нарушением) и Аэгвийду — Нелиярвеские озы. Такое совпадение и здесь, на наш взгляд, является случайным, тем более, что в большинстве случаев связи между озами и тектоническими нарушениями вообще не наблюдается. Образованию озов в большей мере способствовали, видимо, мертвые разломы, которые в результате неравномерной денудации в современное время часто проявляются в виде врезанных в коренные породы ложбин.

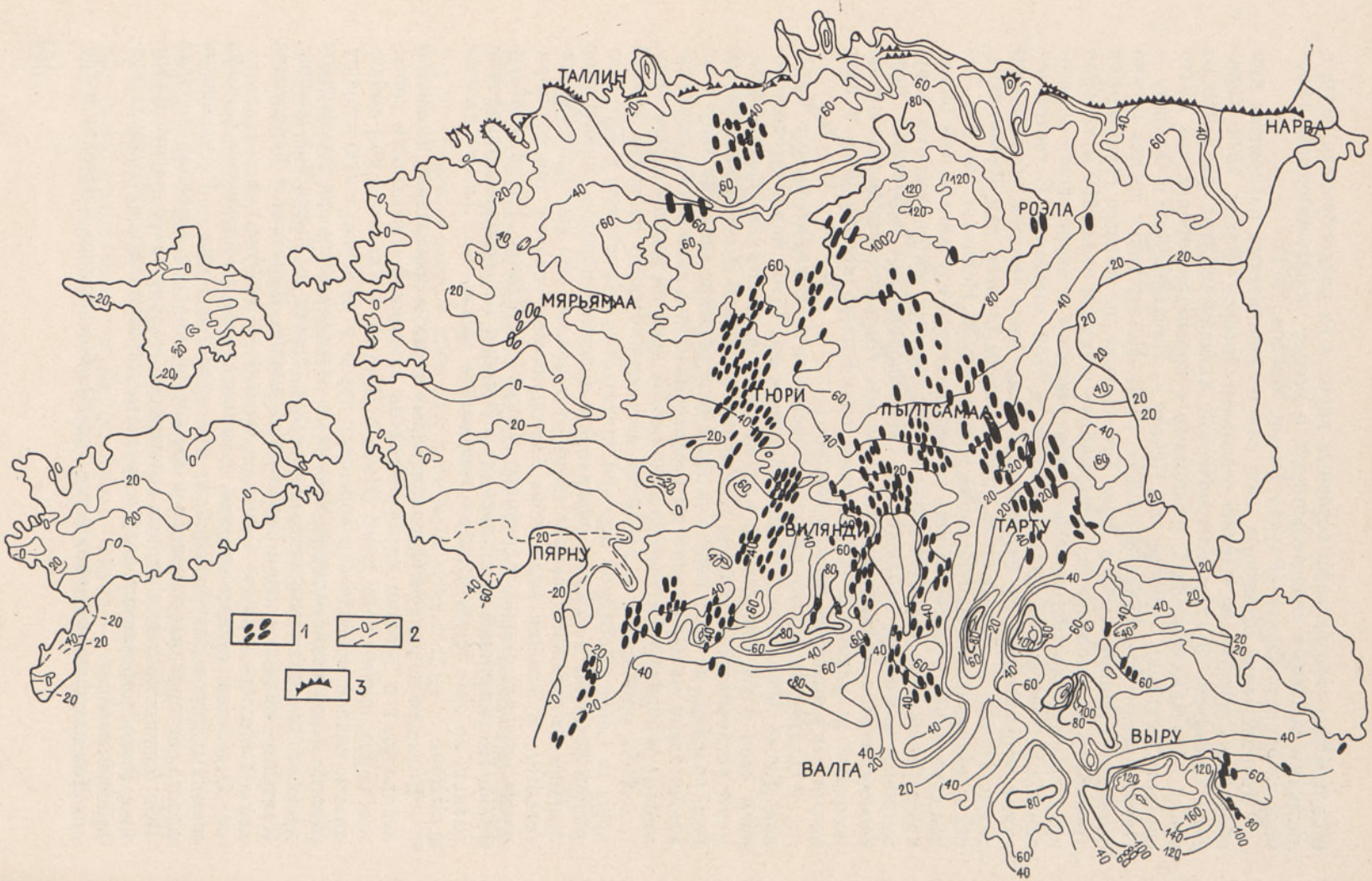
В некоторых других районах Советского Союза, например в Карелии (Бискэ, 1963) и на Украине (Кошик и др., 1976) между расположением озов и тектоническими нарушениями в кристаллическом фундаменте установлена теснейшая генетическая связь. В Эстонии такая связь безоговорочно не выявлена. Учитывая пластические свойства льда и исключительно малые амплитуды неотектонических движений в платформенных условиях теоретически такой связи вряд ли вообще может быть.

Из-за региональных различий неотектонического поднятия земной коры (в Северо-Западной Эстонии значительно больше, чем в Юго-Восточной Эстонии) и наклона поверхности коренных пород в сторону края ледника (в позднеледниковое время этот наклон был еще более значительным), в Эстонии были очень благоприятные условия для формирования крупных озерно-ледниковых бассейнов (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). По указанной выше причине в Эстонии нет типичных зандровых равнин, но зато здесь отлично выражены флювиогляциальные дельты.

Большая часть флювиогляциальных дельт и переходных в зандры зандродельт в Эстонии расположена на наклонной поверхности коренных пород, причем чаще всего (Нымме, Варуди — Ульясте и др.) наблюдается наклон поверхности коренных пород в проксимальную сторону. Многие флювиогляциальные дельты и зандродельты расположены в древних долинах, например, Хийреская дельта в Рыугеской долине, Каутси — Коэметсаская в Урвастеской долине, Выруская и Харглаская дельты в долине Выру — Сянна — Лыыдла — Ахеру и т. д.

Отдельные дельты связаны с нелинейными понижениями рельефа коренных пород. Наибольшей из них является Ныва — Ригульдиская дельта, которая расположена в замкнутой впадине глубиной порядка 10 м. Такого типа понижением генетически связана также дельта Валгейыэ. Реже встречаются дельты, которые образовались на склонах возвышенностей.

Так как флювиогляциальные дельты образовались в Эстонии в пре-


ТАЛЛИН
НАРВА
РОЭЛА
МЯРЬЯМАА
ГЮРИ
ПЫЛТСАМАА
ВИЛЯНДИ
ТАРТУ
ПЯРНУ
ВЫРУ
ВАЛГА
1
2
3

обладающем большинстве в довольно крупных приледниковых озерах, то возникновение их, разумеется, стало возможным в условиях различного рельефа коренных пород, в том числе и при небольшом наклоне его в дистальном направлении, как это наблюдается, например, в Кембаской и Мянникуской дельтах. Больше, чем на расположение и конфигурацию флювиогляциальных дельт и зандродельт, рельеф коренных пород оказывал влияние на мощность дельтовых отложений, которая колеблется в значительных пределах, от нескольких до более двадцати метров (Раукас, 1978).

Эстония находится вблизи бывшего центра оледенения и поэтому количество ледниковых экзарационных и экзарационно-аккумулятивных форм рельефа здесь больше, чем в более южных районах Прибалтики. Особенно в этом отношении выделяются друмлины (рис. 68), которые здесь многочисленны и лучше выражены, чем в других районах Советского Союза. Созданию специфических условий, необходимых для образования друмлинов, в значительной мере способствовал рельеф коренных пород (Орвику, 1961). Друмлины, как известно, формировались в условиях динамического равновесия ледниковой экзарации и аккумуляции. Когда монолитное тело ледника распалось на движующиеся с различной скоростью языки, стало возможной неравномерная экзарация подстилающей поверхности и одновременная аккумуляция морены в виде обтекаемых, растянутых в направлении движения ледника форм. Такие условия сложились особенно за возвышенностями и на их склонах (Орвику, 1961), что хорошо видно на обзорной схеме распространения друмлинов (рис. 68).

Склоны коренного рельефа по-разному влияют на процессы друмлинообразования (Menzies, 1979 и др.). В местах где коренной рельеф имеет наклон против движения ледника, скорость движения ледника уменьшается, а давление увеличивается. Увеличение давления усиливает выжимание донной морены и вызывает друмлинообразование. Обычно образуются небольшие друмлины. Одновременно с возрастанием мощности морены ослабевает прямое влияние коренного ложа. После достижения определенного критического предела увеличение давления и уменьшение скорости льда компенсируют друг друга и коренной рельеф уже не повлияет на процессы друмлинообразования. Наконец, аккумуляция морены может меняться эрозией и образовавшиеся друмлины стираются.

Если коренной рельеф имеет наклон в дистальном направлении, то скорость движения ледника увеличивается, а давление уменьшается. Согласно теории расширения в таком случае образуются удлиненные крупные друмлины, что наглядно наблюдается на Саадъярвском друмлинном поле.

Формы ледникового ваяния образуют парагенетический ряд форм рельефа, имеющих различный состав и облик, начиная от мелких волн и микропорогов и кончая крутосклонными грядами (Rõuk, 1974). Различия

◀ Рис. 68. Распространение друмлинов на фоне рельефа коренных пород: 1 — друмлины; 2 — изогипсы; 3 — Северо-Эстонский глинт.

Fig. 68. Distribution of drumlins on the background of bedrock hypsographic scheme: 1 — drumlins; 2 — isolines; 3 — the North-Estonian Glint.

в величине и морфологии форм ваяния объясняются одновременным действием многих факторов, прежде всего палеогляциологическими условиями, длительностью образования, составом и количеством морены в леднике и особенностями подстилающей поверхности (Rõuk, 1974). Влияние рельефа коренных пород на формирование друмлинов выражалось не только в создании благоприятных палеогляциологических условий. Строение друмлинов, как известно, разное. Наряду с типичными друмлинами, состоящими из морены, встречается много псевдодрумлинов из водно-ледниковых отложений или друмлинов, имеющих ядро из коренных пород. Предпосылкой для образования последних являлась, главным образом, неровная поверхность коренных пород. Аккумуляция морены состоялась перед и за возвышениями рельефа коренных пород, вокруг которых под действием перескользящего ледника под конец и образовались обтекаемые формы рельефа.

Следует все же отметить, что не все друмлины связаны с выступами коренного ложа. Отдельные из них могут даже располагаться под локальными понижениями древнего рельефа. Это говорит о сложных взаимосвязях между ледниками и ложем.

В целях дальнейшего изучения друмлинообразования и уточнения внутреннего строения друмлинов А.-М. Рыуком и Э. Таваст с 1976 г. были проведены гравиметрические исследования в тюриском друмлинном поле площадью около 140 км², которое в этом отношении является особенно подходящим объектом изучения. Четвертичный покров здесь относительно маломощный (в среднем 4—5, максимально до 35 м) и разнообразие друмлинов значительное. Всего здесь насчитывается свыше 60 друмлинов и друмлинойдов, длина которых при ширине от 150 до 550 м достигает 2500 м, а высота до 20 м (чаще всего 7—12).

Результаты выполненных работ (Рыук, Таваст, 1982) подтвердили ранее высказанную мысль (Rõuk, 1972) о сильной расчлененности коренного рельефа Тюриского друмлинного поля. Здесь наблюдаются многочисленные гряды, холмы, ложбины, платообразные возвышения и уступы, выработанные в доломитах и доломитизированных известняках райккюлаского и адавереского горизонтов нижнего силура. Все эти формы имеют в основном юго — юго-западное и юго-западное простирание, образуя в совокупности волнистый рельеф ложа. Более крупные неровности коренного рельефа относительной высотой до 20—30 м проявляются в современном рельефе, а мелкие полностью погребены под четвертичные отложения.

Выяснилось, что расположение друмлинов по отношению к неровностям древнего рельефа может быть самым различным (рис. 47). Коренное ядро может иметь различные размеры и находиться как в проксимальной, так и в центральной или дистальной части друмлина; оно может быть также сдвинуто в сторону одного из продольных склонов друмлина.

Из установленного А.-М. Рыуком и Э. Таваст (1982) вытекает, что влияние относительно небольших выступов местного коренного рельефа на образование друмлинов отнюдь не выражается только в аккумуляции морены вокруг возвышений, но и в создании дополнительных напряжений в насыщенных обломочным материалом базальных слоях активного ледника. Таким образом, друмлины являются своеобразным и чутким отражением внутренних напряжений ледника, созданных региональными (мощность и форма ледника, крупные формы подстилающего рельефа и др.) и локальными (средние и мелкие формы подстилающего

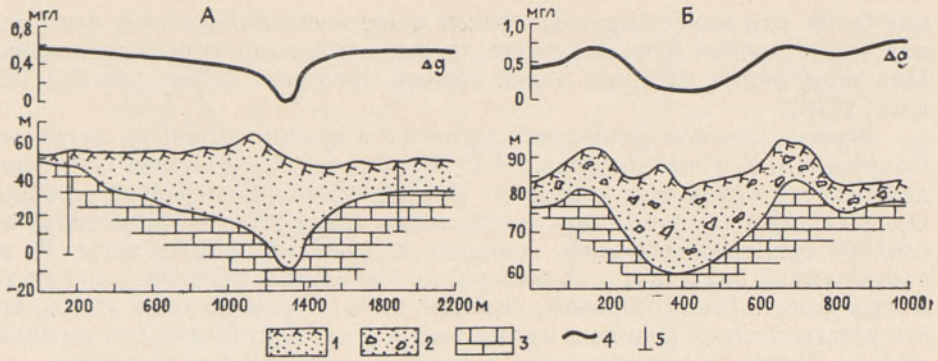


Рис. 69. Геологические разрезы и кривые Δg через Куртнаское (А) и Вийтнаское (Б) камовые поля: 1—2 — четвертичные отложения (1 — песчаные, 2 — песчано-гравийно-галечные); 3 — коренные карбонатные породы; 4 — кривая Δg; 5 — буровые скважины.

Fig. 69. Geological sections and gravity profiles of Kurtna (A) and Viitna (Б) kame fields: 1 — sand; 2 — sandy, gravel and pebble deposits; 3 — carbonaceous bedrock; 4 — Δg curve; 5 — boreholes.

рельефа, литологическая неоднородность коренных пород, насыщенность ледника обломочным материалом и др.) факторами. Именно это и объясняет одновременное формирование друмлинов разной формы и неодинакового внутреннего строения, а также близких по форме и строению друмлинов в различных топографических условиях.

Очень характерными водно-ледниковыми формами рельефа в Эстонии являются к а м ы — типичные формы мертвого и пассивного льда. Расположение камов на территории республики в большинстве случаев связано с различными понижениями рельефа коренных пород (например, 55% из всех камов и камовых полей республики). Многие камы встречаются также на склонах и в периферической части возвышенностей (около 30%) или на самих возвышенностях (10%). На ровной поверхности коренных пород отдельные камы или камовые поля находятся редко (Таваст, 1978).

Влияние рельефа коренных пород на расположение камов более четко выражено в Северной Эстонии, где четвертичный покров маломощный или вовсе отсутствует. На территории Южной Эстонии связь с рельефом коренных пород устанавливается лишь с трудом, так как здесь на формирование камов большое влияние оказывал гляциальный рельеф предыдущих оледенений.

В Северной Эстонии многие камы или камовые поля находятся в небольших понижениях рельефа коренных пород, глубина которых обычно не превышает 10 м (например, камы в Сиймусти и Лайамаа). Но даже такие неглубокие понижения рельефа коренных пород были достаточными для накопления мертвых льдов, скопления талых вод и возникновения под- и внутриледниковых озер и пустот, где отлагались водно-ледниковые отложения и затем образовались камы.

Только некоторые камовые поля, например, Вийтнаское, расположены в крупных ложбинах, глубина которых достигает 20—25 м (рис. 69 Б). Ложбины под камами имеют разную конфигурацию. Часто они удлиненные и ориентированы в направлении движения ледников, реже

они более или менее округлые. Камы чаще всего находятся в центральной части ложбин и только редко превышают размеры этих понижений. При этом форма камовых полей обычно повторяет форму ложбин (Таваст, 1978).

Многие камовые поля располагаются в древних долинах, например, Саареское и Куртнаское (рис. 69 А, 70). Куртнаское камовое поле находится почти целиком в пределах Вазавереской погребенной долины. Ориентировка камового поля и отдельных форм рельефа в пределах последней субмеридиональная, совпадая с ориентировкой долины. То же самое можно сказать и о других расположенных в древних долинах камовых полях. Таким образом, камовые поля, холмы и гряды, находящиеся в погребенных долинах, имеют такую же ориентировку как вмещающая их долина, и ширина у них примерно такая же, как у долины.

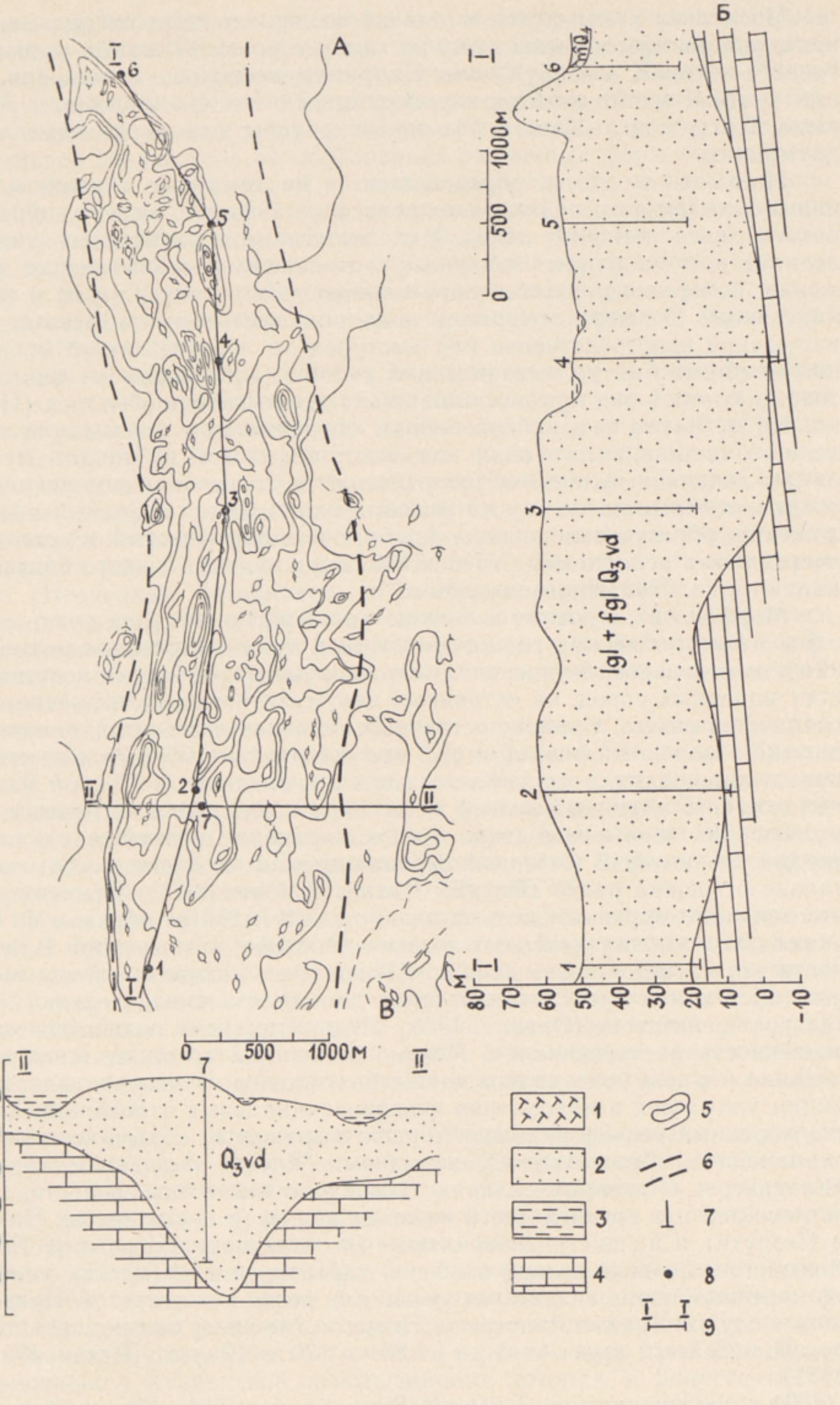
Имеются камовые поля, расположенные вне древних долин, но в формировании которых последние несомненно сыграли большую роль. Так, например, маргинальное камовое поле Мянниквялья (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971) находится между погребенными долинами Селья (на западе) и Кунда (на востоке) и лишь краевые части камового поля расположены в пределах этих погребенных долин. Холмы, купола и валообразные формы камового поля образуют несколько четко выраженных дугообразных полос, ориентированных в сторону дренирующих древних долин, т. е. с запада на восток.

Камовые поля, находящиеся на ровной поверхности коренных пород, имеют разные очертания. Они бывают то удлиненные, то имеют изометрическую форму.

Нередко камы формировались на склонах возвышенностей рельефа коренных пород, особенно в дистальной стороне от возвышенности, где существовали благоприятные условия для образования мертвого льда и возникновения камов (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). По мнению Л. М. Нерода (1980), к доледниковым долинам приурочены наиболее крупные площади звонцевого рельефа. В Эстонии особенно много камов находится на склонах Пандивереской цокольной возвышенности (Неэрути и др.), но они установлены также на восточном и юго-восточном склонах Отепяской (Вастсе-Куусте и др.) и Хааньяской гляциальных аккумулятивных островных возвышенностей (Вана-Саалузе, Леймаки и др.). Иногда они встречаются даже на вершине возвышенностей. Особенно много таких камов или камовых полей в Южной Эстонии на Отепяской и Хааньяской возвышенностях. Здесь они нередко встречаются на других формах ледникового рельефа, будучи чаще всего насажены на моренные холмы («звонцы»). Наличие их в центральной части островных возвышенностей связано с особенностями формирования этих возвышенностей, подробно описанными в публикациях О. Аболтыньша (1972, 1975).

Рис. 70. Распространение Куртнаского камового поля над погребенной долиной (А) и продольный (Б) и поперечный (В) геологические разрезы: 1 — торф; 2 — песок; 3 — вода в озерах; 4 — коренные карбонатные породы; 5 — изогипсы современного рельефа; 6 — погребенная долина; 7 — буровые скважины; 8 — расположение буровых скважин; 9 — расположение геологических разрезов. ◀

Fig. 70. Distribution of Kurtna kame field in Vasavere buried valley (A) and geological sections (Б — longitudinal, B — cross section): 1 — peat; 2 — sand; 3 — water in lakes; 4 — carbonaceous bedrock; 5 — isolines of contemporary relief; 6 — buried valley; 7—8 — boreholes; 9 — location of profiles.


А
Б
В
I
II
0 500 1000м
Q_3vd
$lgl + fgl\ Q_3 vd$
mQ_4
м
1
2
3
4
5
6
7
8
9

Поскольку камы образовались на последнем этапе деградации ледника, они распространены даже на таких хорошо известных формах активного ледника, как друмлины. Например, несколько небольших камовых полей известно на Саадъярвских друмлинах (камовые поля Метсакюла, Пеэду и др.). Камы в них ориентированы в основном параллельно друмлинам.

Наложенные камы, образовавшиеся на выступах коренного ложа или подстилающего ледникового рельефа, начинают, видимо, образовываться уже в активных льдах. Над выступами в утонченных участках ледника возникают разнообразные сжимающие и скалывающие напряжения, которые приводят к образованию трещин растяжения и прочих нарушений. По мере отмирания льда под влиянием отмеченных выше нарушений непосредственно над выступом во льду возникает ослабленный наиболее быстро вытаивающий участок, а по бокам — переходная зона, в которой лед при дегляциации также вытаивает быстрее (Пыерко, 1971). Затем при избирательном опережающем вытаивании ослабленного трещиноватого льда под выступом ложа возникает местный озерно-ледниковый водоем, где отлагаются слоистые водно-ледниковые осадки, которые после спуска водоема оказываются в подвешенном положении, образуя наложенную форму, очертания которой определяются очертаниями ослабленных трещинами зон в леднике и часто близко совпадают с подстилающим выступом.

Морфология, строение и генезис холмисто-моренного рельефа являются весьма разнообразными и связь с коренным рельефом в каждом отдельном случае (холмисто-моренный рельеф на возвышенностях коренных пород, на островных аккумулятивных возвышенностях, в гляциодепрессиях, в районе встречных ледниковых фронтов, решетчатый холмисто-моренный рельеф и пр.) проявляется по-разному и на его расположение повлияли многие геологические факторы. В Южной Эстонии, где холмисто-моренный рельеф в основном приурочен к островным аккумулятивным возвышенностям, связь с коренным рельефом становится трудно уловимой. В Северной Эстонии данная проблема достаточно детально освещена ранее (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Отметим лишь, что холмисто-моренный рельеф развит здесь главным образом на проксимальных склонах коренных возвышенностей и возвышений. В особенности это касается возвышенности Пандивере, которая в конце последнего оледенения представляла собой для маломощного ледника значительное препятствие (Орвику, 1955). Ледник во время подымания на возвышенность растрескивался. Морена заполняла трещины и пустоты в леднике и в них создавались также благоприятные условия для циркуляции талых вод и накопления флювиогляциальных отложений. Холмисто-моренный рельеф наиболее хорошо выражен на северо-восточном (в окрестностях Ярва-Мадизе), западном (Янеда—Лехтсе) и северном (Коэравере — Раквере) склонах Пандивереской возвышенности, но он встречается и в средней части возвышенности (в окрестностях Поркуни и Неэрути) и на дистальном склоне (в окрестностях Койги и Коэру). Холмисто-моренный рельеф особенно характерен в тех местах, где рельеф коренных пород сильно расчленен или резко поднимается. Примером может служить район Раквере — Неэрути, где поверхность коренных пород поднимается через 4—5 км от 85 до 120 м (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

И в других местах Северной Эстонии холмисто-моренный рельеф преимущественно связан с возвышениями рельефа коренных пород или

уступами, где наблюдалось раздробление и отмирание утоньчавшегося ледникового языка. Реже он находится в ложбинах поверхности коренных пород или над погребенными долинами (Куйвйыэ, Йыуга — Ряятсмаа, Паукъярв), еще реже — на ровной поверхности (близ Вылумяги).

Из вышесказанного следует, что рельеф коренных пород оказывал значительное воздействие на образование различных форм ледникового рельефа. Однако он определял не только развитие отдельных генетических типов форм рельефа, но и оказывал влияние на формирование крупных возвышенностей современного рельефа. Так, например, современная Карулаская возвышенность образовалась между двумя (Выртсъярвской и Выру-Харглаской) ледниковыми языками, движение которых в разных направлениях вызвано именно рельефом коренных пород (Карукяпп, 1975; рис. 71).

Рельеф коренных пород сыграл большую роль и в формировании аккумулятивных островных возвышенностей, которые являются узловыми участками для выяснения истории развития оледенения (Асеев, 1972). Они характеризуются большой мощностью отложений, наличием коренного ядра и ясно разграниченных склонов, специфическим рельефом, относительно высокими абсолютными отметками поверхности и изолированным «островным» расположением относительно окружающих равнин (Аболтыньш, 1972, 1975). Заметим, что некоторые авторы (Исаченков, Татарников, 1972; Малаховский, 1976 и др.) считают наличие цоколя коренных пород необязательным. На наш взгляд, все островные возвышенности должны иметь хотя бы небольшой коренной выступ, который послужил очагом для первичной аккумуляции плейстоценовых отложений.

Спорным является также возраст островных возвышенностей. О. Аболтыньш (1975) считает, что они формировались главным образом во время последнего оледенения, а мы предполагаем, что каждое последующее оледенение обусловило рост этих возвышенностей. Особенно интенсивное осадконакопление происходило перед возвышениями, вследствие чего современные возвышенности расположены несколько севернее и северо-западнее от древних (Раукас, 1972; рис. 63).

О. Аболтыньш (1972, 1975) выделяет в развитии островных возвышенностей четыре этапа роста: 1) подледниковой аккумуляции; 2) внутриледниковой аккумуляции; 3) периферийной маргинальной аккумуляции и 4) аккумуляции в условиях мертвого льда. Учитывая, что формирование островных возвышенностей имело унаследованный характер, можно полагать, что этапу подледниковой аккумуляции предшествовал еще этап фронтальной аккумуляции в условиях наступания ледника (Карукяпп, 1979).

Имеется немало исследователей, которые приписывают ведущую роль в формировании этих возвышенностей тектоническим движениям. В разделе 3.3 мы доказали ошибочность таких заключений и обратили внимание на ведущую роль подстилающей поверхности и гляциодинамики в образовании островных возвышенностей.

Выше (гл. 2.3.4) мы уже обратили внимание на важнейшие особенности рельефа коренных пород островных возвышенностей Эстонии и отметили, что древний рельеф был здесь сильно расчленен. Как Отепяская, так и Хааньяская возвышенность имеют коренное ядро (рис. 63). Яснее это выражено у Хааньяской возвышенности, которая в дочетвертичное время была на 50—100 м выше окружающей территории (Kajak, 1968). У Отепяской возвышенности ядро заметнее в восточной части, где абсо-

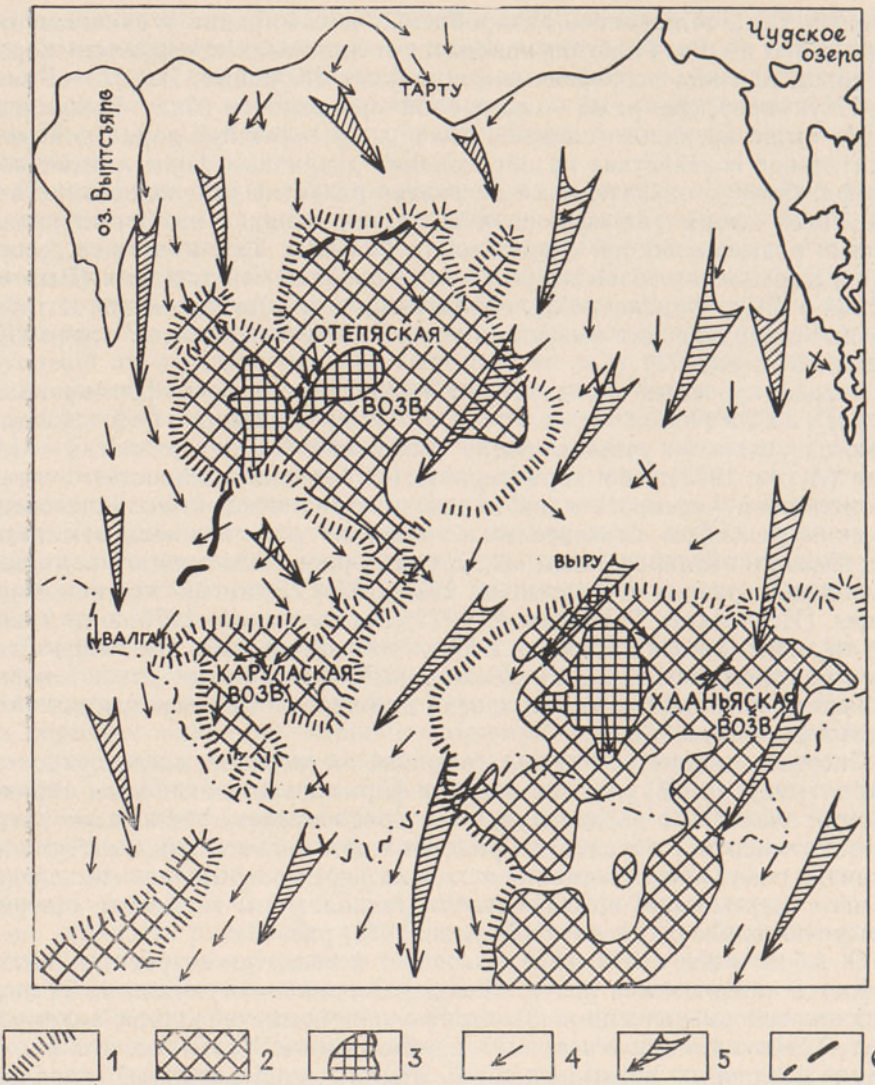


Рис. 71. Направления движения ледниковых потоков и языков во время формирования островных аккумулятивных возвышенностей Южной Эстонии (Raukas, Karukäpp, 1978): 1 — граница возвышенностей; 2 — холмистый рельеф; 3 — крупнохолмистый рельеф; 4 — направление преобладающей ориентировки удлиненных галек в морене; 5 — направления движения ледниковых потоков и языков; 6 — конечные морены.

Fig. 71. Directions of movement of ice-lobes and ice-tongues during the formation of South-East Estonian insular heights (Raukas, Karukäpp, 1978): 1 — boundaries of insular heights; 2 — hilly morainic relief; 3 — high hilly morainic relief; 4 — main orientation of elongated pebbles in till; 5 — direction of the ice movement; 6 — end moraines.

лютные отметки поверхности девонских песчаников составляют 90—120 м, т. е. ядро расположено на 20—50 м выше поверхности плато восточнее от возвышенности (Каяк, 1963).

Но даже такие небольшие относительные высоты были, видимо, достаточными для изменения направления движения ледника и для начала интенсивной аккумуляции отложений вокруг коренного ядра.

Посмотрим, каким является мощность плейстоценовых отложений на рассматриваемых островных возвышенностях и на окружающих территориях и как их распределение связано с подстилающей поверхностью.

На составленной карте мощности плейстоценовых отложений своей повышенной мощностью сразу выделяются островные возвышенности и погребенные долины (рис. 63). На остальной территории Юго-Восточной Эстонии она обычно не превышает 10 м. Самые большие мощности плейстоценовых отложений наблюдаются на Хааньяской возвышенности, особенно в окрестностях пос. Хаанья (Суур-Мунамяги, 138 м). В среднем мощность отложений в центральной части возвышенности все же составляет лишь 50—60 м. На запад и восток она еще уменьшается и составляет в западной части возвышенности около 20, а в восточной порядка 10 м.

Для выяснения влияния подстилающей поверхности на распределение плейстоценовых отложений в пределах Хааньяской возвышенности целесообразно сравнивать карту мощности плейстоценовых отложений и карту рельефа коренных пород. Выясняется, что плейстоценовые отложения с повышенной мощностью накопились перед коренной возвышенностью и непосредственно за ней, причем на проксимальном склоне коренной возвышенности мощность отложений несколько больше, чем на дистальном склоне (Вахер, Раукас, Таваст, 1980).

В пределах Отепяской островной аккумулятивной возвышенности мощность плейстоценовых отложений составляет обычно 40—50 м, но в некоторых районах превышает 110 м. Особенно большие мощности отложений наблюдаются в пересекающих возвышенности погребенных долинах. Так, в долине Элва — Сангасте мощность отложений достигает 129 м, а в долине Отепя — Сангасте — 173 м.

Если смотреть распределение мощности плейстоценовых отложений по отношению к подстилающей поверхности, то выясняется, что они и здесь увеличиваются перед и за коренными «острововидными» возвышениями. В западной части Отепяской возвышенности мощность отложений больше за коренным возвышением, а в восточной части — перед возвышением.

Таким образом, подстилающая поверхность существенно повлияла на распределение плейстоценовых отложений на островных возвышенностях. Проанализируем сейчас, как это происходило в историческом аспекте.

Развитие островных возвышенностей в свете современных представлений объясняется тормозящим влиянием на движение ледников поднятий ложа и блокирующим влиянием соседних ледниковых лопастей или языков (Raukas, Karukäpp, 1979). В начале наступания ледников во время всех оледенений ледниковые языки двигались в сторону препятствий и осадконакопление состоялось только перед возвышениями и при обходе последних также на их боковых частях. Когда лед стал более мощным, он покрыл возвышенности и подледниковое осадконакопление состоялось уже повсюду, но предпочтительно за возвышениями рельефа

коренных пород. Первоначальные возвышенности по мере отступания ледника заметно увеличивались и влияние их на движение ледника усиливалось. В местах, где на неравномерной поверхности коренных пород встречались движущиеся с разными скоростями языки, в леднике образовались многочисленные трещины, которые заполнялись мореной и флювиогляциальными отложениями. После отступания ледника в этих местах оставались разные формы рельефа мертвого льда.

Центральные, наивысшие части возвышенностей освободились от активного льда первыми. Там, в мертвом льду, во внутриледниковых условиях образовались камы и моренные холмы. На склонах возвышенностей накоплялись в то время разные краевые ледниковые формы рельефа, в частности конечные морены и флювиогляциальные дельты. На последнем этапе развития островных возвышенностей и здесь повсюду происходило образование мертвого льда. Таким образом, рельеф коренных пород оказывал существенное воздействие на происхождение как возвышенностей в целом, так и на их разные части. Концентрическое, радиальное или маргинальное положение форм рельефа также объясняется в основном воздействием подстилающего рельефа.

С учетом всего рассмотренного можно утвердить, что рельеф коренных пород сыграл в распределении и образовании ледниковых форм рельефа исключительно большую роль и существенно повлиял на рельефообразование в течение всего ледникового времени.

4.5. ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД НА РАЗМЕЩЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ВАЖНЕЙШИХ ГОЛОЦЕНОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

Голоценовые формы рельефа Эстонии образовались под влиянием ряда геологических факторов: деятельностью вод озер и Балтийского моря, текучих вод, ветра, неотектонических движений и др. Немалое значение при их формировании имел также рельеф коренных пород, который во многом предопределил их расположение и форму, а также строение и состав слагающих их отложений.

Вопросы формирования современных и древних береговых форм рельефа на территории Эстонии детально освещены в литературе (Орвику, Орвику Каарел, 1961; Орвику Каарел, 1974; Кессел, Раукас, 1967; Раукас, Кессел, Эльтерманн, 1965 и др.) и поэтому нет необходимости останавливаться на них более подробно. Ниже приводятся лишь некоторые наиболее характерные примеры.

В ходе отступания ледников с территории Эстонии последняя была покрыта водами Балтийского ледникового озера и местных приледниковых озер, а затем в своей низменной части водами разновозрастных стадий Балтийского моря, в результате чего образовались многочисленные береговые формы рельефа.

Условия осадконакопления и формирования береговых форм рельефа во время древних стадий Балтийского моря мало отличались от современных, что говорит об унаследованном характере береговых процессов (Orviku, Orviku, 1969).

Образование древних и современных береговых форм из-за равнинности и пологости рельефа коренных пород происходило на отмелых берегах, при малых глубинах воды и небольших уклонах морского дна. Лишь отчасти, например, перед Северо-Эстонским и Западно-Эстонским

глинтами, местами встречались приглубые берега (Раукас, Кессел, Эльтерманн, 1965). Рельеф коренных пород (в меньшей мере) и ледниковый рельеф определяли извилистость береговой линии, обусловив во время древних стадий Балтийского моря широкое распространение умеренно расчлененного бухтового берега (Кессел, Раукас, 1967). Такой тип берега очень характерен также для современного эстонского района берегов (Орвику Каарел, 1974). Ввиду расчлененности берега не могли и не могут формироваться мощные вдольбереговые потоки наносов. Поэтому береговые формы рельефа образуются (Орвику Каарел, 1963, 1964, 1974 и др.) и образовались (Раукас, Кессел, Эльтерманн, 1965 и др.) главным образом в результате локальных вдольбереговых потоков наносов и за счет донного питания.

В пределах современного прибрежного моря и бассейнов древних стадий Балтики относительные высоты рельефа коренных пород колебались чаще всего от нескольких до десяти метров (рис. 13—16). Несмотря на относительно малую расчлененность, рельеф коренных пород все же сильно повлиял на размещение береговых форм рельефа и на мощность отложений.

Выше указывалось (см. гл. 3.6.), что морская абразия ввиду кратковременности не создала в рельефе коренных пород каких-либо новых крупных или средних форм рельефа, а лишь несколько видоизменила ранее существовавшие. Наиболее четкие абразионные береговые формы прослеживаются вдоль Северо-Эстонского и Западно-Эстонского глинтов или приурочены к пластовым возвышениям. Как правило, в комплексе с абразионными береговыми формами встречаются и аккумулятивные формы.

Согласно классификации В. Зенковича (1962) и О. Леонтьева (1961) среди древних аккумулятивных береговых форм рельефа Эстонии установлены примкнувшие (аккумулятивные террасы, наволочки), свободные (косы, стрелки), окаймляющие (петлевидные косы), замыкающие (пересыпи, переймы) и отчлененные (береговые бары, аккумулятивные острова) формы (Раукас, Кессел, Эльтерманн, 1965). При формировании всех этих типов форм рельефа наблюдается прямое влияние рельефа коренных пород.

Как уже указывалось, береговая линия в Эстонском районе берегов характеризуется значительной извилистостью и наличием большого количества бухт (Орвику Каарел, 1974). Расчлененность берега, как известно, приводит к рассеиванию волновой энергии в бухтах и к концентрации ее напротив мысов. В связи с этим на мысах наблюдается размыв берега, а в бухтах в то же время происходит аккумуляция наносов (Зенкович, 1962 и др.). Поэтому аккумулятивные береговые формы в Северной Эстонии в наиболее типичном виде образовались и образуются в вершинах глинтовых бухт.

В глинтовых бухтах в результате аккумуляции наносов первоначально образуется аккумулятивный выступ, который по мере своего роста превращается в косу, а затем в пересыпь. В Эстонии пересыпи обычно образовывались в результате соединения двух кос. Такие пересыпи встречаются, например, в Иру (рис. 72А) и Крооди.

В местах резких поворотов уступов рельефа коренных пород под воздействием местных вдольбереговых потоков образовались и образуются косы. Примером может служить древняя коса в Вяэна (рис. 72Б), которая во время литориновой трансгрессии L_{II} образовалась именно

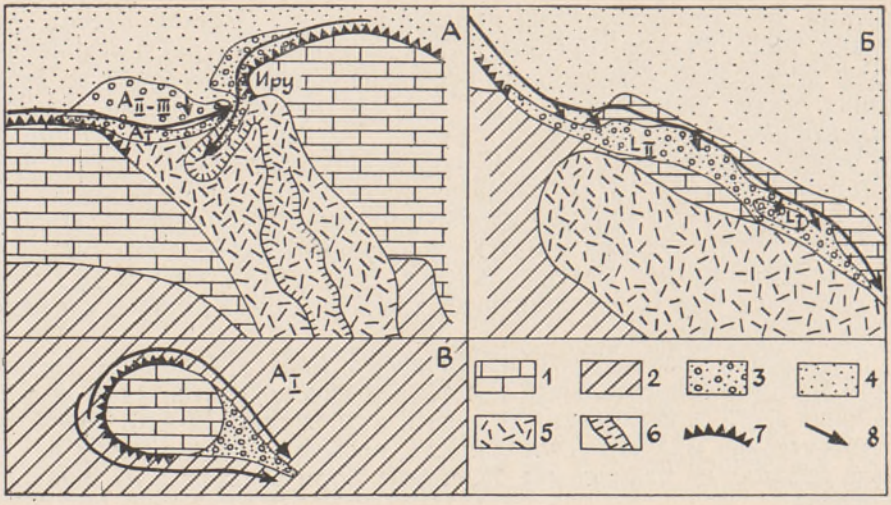


Рис. 72. Пересыпь в Иру (А), коса в Вяэна (Б) и стрелка в Кирбла (В) по Х. Кессел и А. Раукасу (1967): 1 — коренные карбонатные породы; 2 — морена; 3 — щебнево-галечные и валунные береговые отложения; 4 — морские пески; 5 — болотные отложения; 6 — речная долина; 7 — клиф; 8 — направления перемещения наносов.

Fig. 72. Barrier beach of Iru (A), spit of Vääna (Б) and the tongue-like spit of Kirbla (B), after H. Kessel and A. Raukas (Кессел, Раукас, 1967): 1 — carbonaceous bedrock; 2 — till; 3 — gravelly-pebble and cobble coastal deposits; 4 — marine sand; 5 — swamp deposits; 6 — river valley; 7 — cliff; 8 — directions of the bed load shifting.

на месте крутого поворота клифа карбонатных пород (Раукас, Кессел, Эльтерманн, 1965).

В современной береговой зоне Эстонии также имеется множество хороших примеров формирования кос. Наиболее известным и поучительным примером является участок Мустъяла на мысе Панганукк, в северной части о-ва Сааремаа, детально описанный Каарелом Орвику (1974). Приуроченный к Западно-Эстонскому глинту мыс Панганукк открыт волнению с северо-западного направления и стал развиваться как клиф уже в первой половине литориновой стадии. Клиф Мустъяла в виде отвесного обрыва местами превышает высоту 20 м (фото 5). Осыпи и обвалы у его подножия быстро раздробляются и перемещаются вдоль берега в южном направлении, где формировалась коса длиною около 2 км. Комплексные литолого-геоморфологические исследования Каарела Орвику позволили здесь выделить отдельные этапы роста косы и соотношение обломочного материала вдольберегового транспорта и донного питания.

Среди древних береговых образований Эстонии нередко встречаются также стрелки, расположенные за островками и обращенные в сторону суши. Развитие их обычно происходит за возвышениями рельефа коренных пород. Последние привели к образованию в открытом мелководном море многочисленных островков, мористые склоны которых подвергались интенсивной абразии. Абрадированный материал отлагался в основном за выступами коренных пород в виде узких кос — стрелок.

Хорошим примером служит стрелка в Кирбла (Кессел, Раукас, 1967), которая в течение длительного времени образовывалась за коренным выступом (биогермом) яагарахуского горизонта (рис. 72 В). Сходные по строению и формированию стрелки известны также в Паривере, Лихула, Виймси и в ряде других мест.

Местами между двумя соседними островками коренных пород образовались межостровные переймы (например, в Вигала). Более часто переймы все же образовывались между островками и сушей в результате последующего роста стрелки. Такая перейма известна, например, в г. Таллине. Она образовывалась в течение первой половины литориновой стадии между бывшим Тоомпеаским островом и Ласнамягиским глинтом (Tammekann, 1934). Эти немногочисленные примеры убедительно говорят о том, как сильно влиял и влияет рельеф коренных пород на формирование береговых форм рельефа.

Велика также роль рельефа коренных пород в формировании речных долин, особенно в Северной Эстонии (Орвику, 1960 а, в; Мийдел, 1963, 1968 и др.), где он во многом обусловил расположение современной речной сети, морфологию долин и форму их продольного профиля. От последнего, в свою очередь, во многом зависит мощность и гранулометрический состав отложений (Мийдел, Раукас, 1965).

Анализируя приложенную карту (рис. 73), где друг на друга наложены рельеф коренных пород и современная гидросеть республики, выявляется, что большинство рек Эстонии прослеживается либо по древним долинам, либо приурочено к наиболее низким и легкоэродируемым участкам рельефа коренных пород. Особенно четко генетическая связь древних и современных долин наблюдается в Северной Эстонии. Здесь современные долины почти без исключения находятся либо полностью над древними долинами (например, рр. Кунда и Пуртсе; рис. 74 А, Б), либо прослеживаются над ними частично (например, рр. Пада и Вазавере; рис. 74 В). Это объясняется тем, что древние долины заполнены легкоэродируемыми четвертичными отложениями и приурочены к наиболее низким абсолютным отметкам, что и обусловило приуроченность голоценовых долин к древним врезам.

Древние долины в Южной Эстонии часто прослеживаются в современном рельефе в виде широких и довольно глубоких образований. В позднеледниковое время древние долины здесь часто служили долинами стока талых вод ледника и соответственно углублялись. Поэтому вполне ясно, что и голоценовые речные долины в Южной Эстонии часто приурочены не к погребенным, а именно к отмеченным выше долинам стока (например, среднее течение р. Ыхне, нижнее течение р. Выханду, верхнее течение р. Мустъйыги и др.).

Современные реки Западной Эстонии, впадающие в Моонзундский пролив или Рижский залив, чаще всего текут вдоль выходов коренных пород и обычно не связаны с древними погребенными долинами. Над последними расположены отчасти лишь долины рек Казари и Рейу (рис. 73). Но они четко приурочены к понижениям рельефа коренных пород, образование которых связано с литологической неоднородностью этих пород. Например, крупнейшие современные реки Западной Эстонии — Пярну и Навести в своем нижнем и отчасти в среднем течениях находятся на выходах легкоэродируемых глин и песчаников пярнуского горизонта среднего девона или прослеживаются вдоль границы карбонатных пород адавереского и яагарахуского горизонтов и терригенных пород

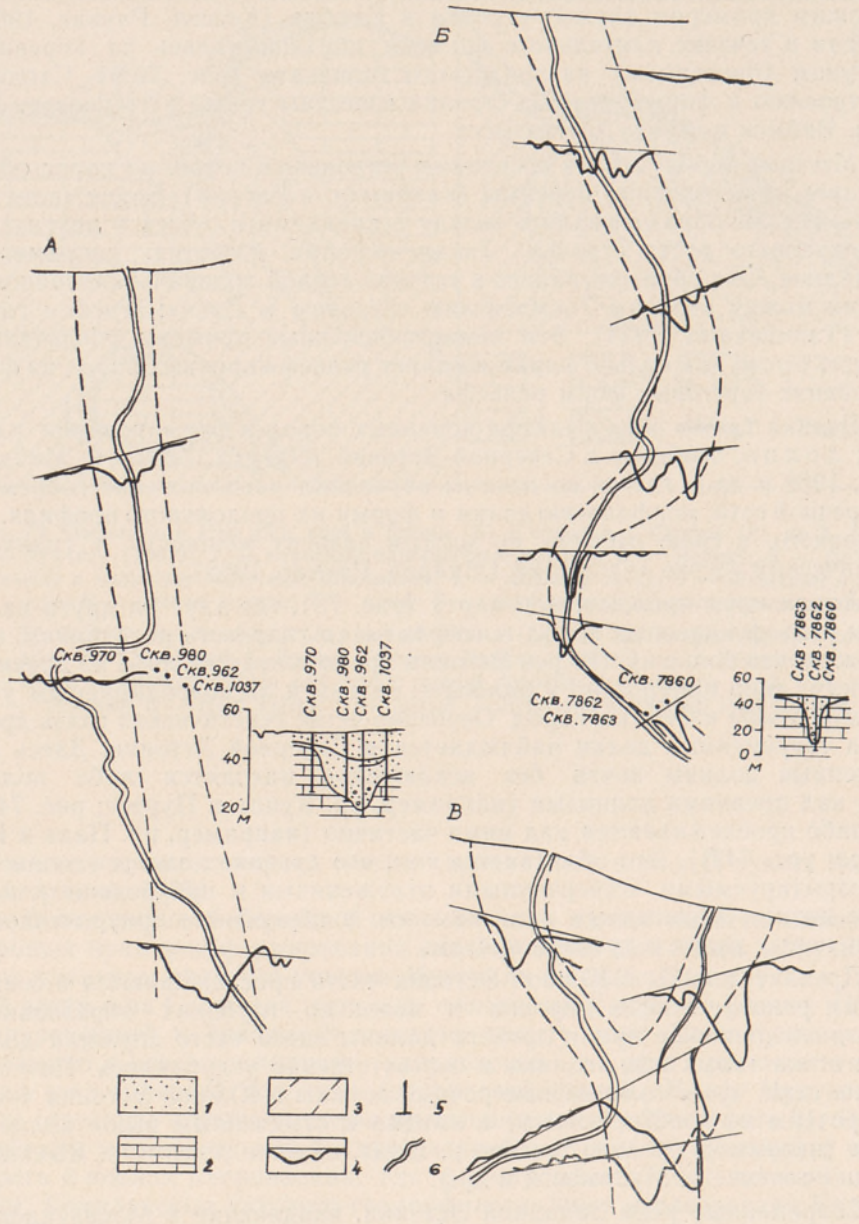


Рис. 74. Простирание некоторых современных речных долин Северной Эстонии над погребенными долинами. Долины: А — Кундаская; Б — Пуртсеская; В — Вазавереская: 1 — четвертичные отложения; 2 — коренные карбонатные породы; 3 — предполагаемые границы погребенных долин; 4 — кривые Δg; 5 — буровые скважины; 6 — современные речные долины.

Fig. 74. Distribution of inherited recent and ancient river valleys according to boring and gravimetrical data. Valleys: A — Kunda; Б — Purtse; B — Vasavere; 1 — Quaternary deposits; 2 — carbonaceous bedrock; 3 — supposed contours of ancient buried valleys; 4 — Δg curves; 5 — boreholes; 6 — recent river valleys.

пярнуского горизонта. Долина Казари образовалась на выходах относительно легкоэродируемых пород тамсалуской свиты юуруского горизонта нижнего силура. Известно (Кальо, 1970), что в юго-западной части выходов коренных карбонатных пород глинистость последних несколько увеличивается (рис. 24) и поэтому они легче поддаются эрозионной деятельности рек.

Многие современные речные долины Эстонии приурочены к ложбинам рельефа коренных пород, находящихся между возвышенностями или возвышениями (рис. 73). При этом верховья рек находятся на склонах возвышенностей или на возвышениях. В широких и неглубоких понижениях рельефа коренных пород расположены верхнее и среднее течение Кейла и Вяэна (в нижнем течении они расположены над погребенными долинами), р. Пуртсе и ее притоки расположены на Оямааской низине, которая отделяет Пандиверескую возвышенность от Ахтмеского возвышения и т. д. То же самое можно наблюдать в Южной Эстонии, где в понижениях между возвышенностями или возвышениями плато находятся нижнее и среднее течение долины Вяйке-Эмайыги, верхнее течение долины Пиузы и др. Расположение небольших рек и ручьев Южной Эстонии обычно не связано с рельефом коренных пород. Простирание и развитие их зависят главным образом от ледникового рельефа и отложений, в которые они эродированы. В северной Эстонии, где четвертичный покров маломощный, даже мельчайшие водотоки в основном приурочены к неровностям рельефа коренных пород.

Рельеф коренных пород определил также характер продольных профилей рек Эстонии, которые в разных районах территории республики существенно отличаются (Орвику, 1960 в и др.). Продольные профили рек Северной Эстонии имеют выпуклую форму (Мийдел, 1963; 1966 а и др., рис. 75-1). Долины здесь характеризуются резким падением в низовьях и относительно небольшим падением в верхнем и среднем течениях. Для равнинных рек умеренного пояса, как известно, характерен вогнутый продольный профиль (Маккавеев, 1955; Мещеряков, 1961 и др.), что выражается в постепенном уменьшении падений в направлении устья. Продольные профили рек Северной Эстонии являются таким образом исключением из общего правила и оно обусловлено особенностями рельефа коренных пород — Северо-Эстонским глинтом, который является местным базисом эрозии и причиняет резкое падение в нижнем течении впадающих в Финский залив рек. Значительному врезанию рек в нижнем течении содействовали также неотектонические движения (Орвику, 1960 в). В голоцене поднятие территории Северной Эстонии продолжалось, что способствовало разработке выпуклой формы продольных профилей рек.

В зависимости от своеобразного продольного профиля, т. е. от резкого падения рек в низовьях и относительно небольшого падения в верховьях и в среднем течении, характер аккумуляции отложений в речных долинах Северной Эстонии совершенно иной, чем в долинах с вогнутым продольным профилем (Мийдел, Раукас, 1965; Мийдел, 1968). Даже мощность аллювиальных отложений в долинах рек Северной Эстонии распределяется иначе, чем в долинах с нормальным профилем. В нижнем течении долин она часто не превышает 1—2 м и редко доходит до 5 (в долине р. Валгейыги между Ныммевески и Котка). В среднем течении мощность аллювия обычно колеблется в пределах 3—5 м и местами достигает 7 (в долине р. Пирита). Наименьшая мощность аллювия, не более 2 м, наблюдается в верховьях рек. Значит, для рек Северной Эсто-

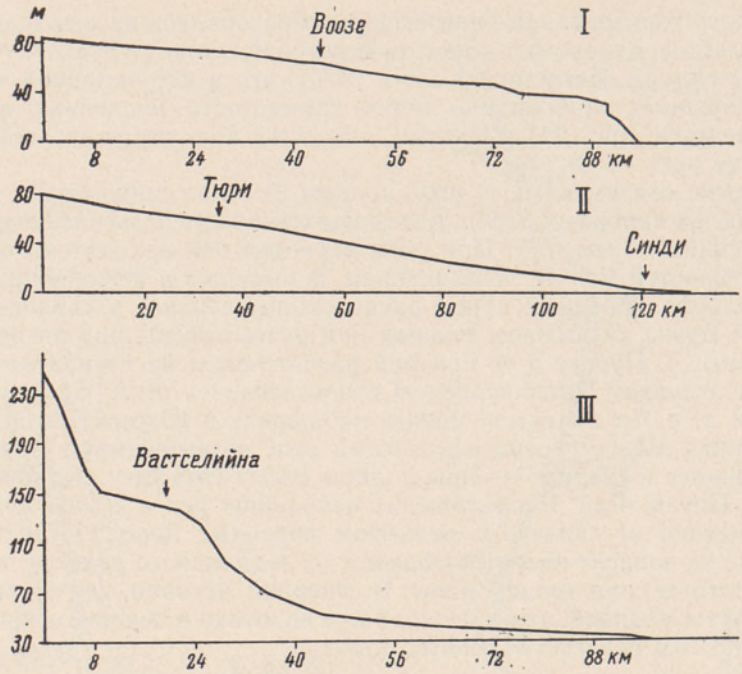


Рис. 75. Характерные продольные профили рек разных районов Эстонии: I — река Ягала (Северная Эстония); II — р. Пярну (Западная Эстония); III — р. Пиуза (Южная Эстония). Профили составлены А. Мийделом.

Fig. 75. Typical longitudinal profiles of recent river valleys in various parts of Estonia: I — Jägala (North Estonia); II — Pärnu (West Estonia); III — Piusa (South Estonia). Profiles compiled by A. Miidel.

нии в целом характерна незначительная мощность аллювиальных отложений, возрастающая в среднем течении и снова уменьшающаяся в нижнем течении.

Гранулометрический состав аллювиальных отложений в долинах рек Северной Эстонии также отличается от характера гранулометрического состава в реках нормального профиля (Мийдел, Раукас, 1965). Обычно в верхнем течении рек с нормальным профилем отложения бывают грубые и слабо отсортированные. По мере переноса рекой обломочного материала происходит его стирание и сортировка, вследствие чего выявляется общая тенденция к уменьшению среднего размера зерен вдоль реки (Рухин, 1947; Мийдел, Раукас, 1965 и др.). Такой характер сортировки отложений и уменьшение среднего размера зерен наблюдается, например, в реках Южной Эстонии. В реках Северной Эстонии обнаруживается совершенно иная картина (Мийдел, Раукас, 1965). Поскольку падение рек увеличивается в сторону нижнего течения, то и средний размер зерен в русловых отложениях увеличивается в том же направлении. Отсортированность аллювиальных отложений в Северо-Эстонских реках также ухудшается в направлении нижнего течения рек.

Распределение фациального состава аллювиальных отложений рек Северной Эстонии тоже необычное (Мийдел, Раукас, 1965; Мийдел, 1968). В верхнем течении здесь, как и в реках с нормальным профилем,

преобладают русловые образования, в среднем — пойменные и старичные фации. Отличительной чертой является также резкое преобладание русловых отложений в нижнем течении.

Продольные профили рек Южной Эстонии в зависимости от рельефа коренных пород, ледникового рельефа и характера неотектонических движений имеют совершенно другой характер, чем в Северной Эстонии. Они имеют нормальный, вогнутый профиль (рис. 75-III). Резкое падение наблюдается в верховьях или иногда в среднем течении, где реки спускаются с возвышенностей или с Девонского плато. Наименьшее падение рек наблюдается в низовьях рек, где они сильно выполаживаются, а долины часто заболочиваются. При этом область наименьшего падения рек, впадающих в южную часть Чудского озера и в Псковское озеро, совпадает с участком опускания земной поверхности и с наиболее погруженной частью фундамента (Мийдел, 1968).

В отличие от рек Северной Эстонии, в Южно-Эстонских реках в составе аллювиальных отложений преобладают пойменные и старичные фации, мощность которых последовательно возрастает вниз по течению (Мийдел, 1968).

Реки Западной Эстонии, впадающие в Рижский залив и Моонзундский пролив, имеют очень пологие, близкие к прямолинейным профили (рис. 75-II). В зависимости от пологости рельефа коренных пород (рис. 16), падение Западно-Эстонских рек незначительное и этим обусловлены слабо выработанные долины и характер накопления аллювиальных отложений (Орвику, 1960 в). Эрозия и транспортировка отложений здесь малоинтенсивные. Долины часто бывают заболоченными и мелкими. В гранулометрическом составе отложений всюду преобладают мелкие фракции, а в фациальном составе — пойменные и старичные отложения. Мощность отложений увеличивается вниз по течению.

Влияние рельефа коренных пород обнаруживается также в распространении и морфологии о з е р н ы х к о т л о в и н, особенно на территории низменной Эстонии. Крупнейшие озерные водоемы республики — Псковско-Чудской и Выртсъярвский — расположены в пологих экзарационных понижениях рельефа коренных пород. Большинство мелких озер Северной и Западной Эстонии, независимо от их генезиса, также приурочены к различным понижениям рельефа коренных пород (например, Вийтнаские озера, Кахалаское, Хиндаское, Тянавярв и др.). Лишь отдельные озера, например Неэрутиские, связаны здесь с ледниковым рельефом и генетической связи с рельефом коренных пород не проявляют или проявляют слабо. Расположение озер в Южной Эстонии, особенно на островных возвышенностях, обусловлено главным образом особенностями ледникового рельефа и прямой связи между рельефом коренных пород и расположением озер здесь не наблюдается.

Следует все же отметить, что как в Северной, так и в Южной Эстонии имеется целая группа озер, которая теснейшим образом связана с рельефом коренных пород. Это так называемые долинные озера, приуроченные к дочетвертичным долинам или позднеплейстоценовым долинам размыва. Например, над дочетвертичной погребенной долиной Отепя—Валга расположены озера Аардла, Пангоди, Пюхаярв (фото 9) и Ныуни (Каяк, 1966), над погребенной долиной Элва — Валга размещается Элваское озеро и т. д. Многие долинные озера находятся также в полупогребенных долинах. К числу таких относятся Вагула и Тамула, расположенные в долине Выру—Печоры, Рыугеские озера, расположенные в древней долине Рыуге — Сянна и многие озера на Сакалаской возвышен-

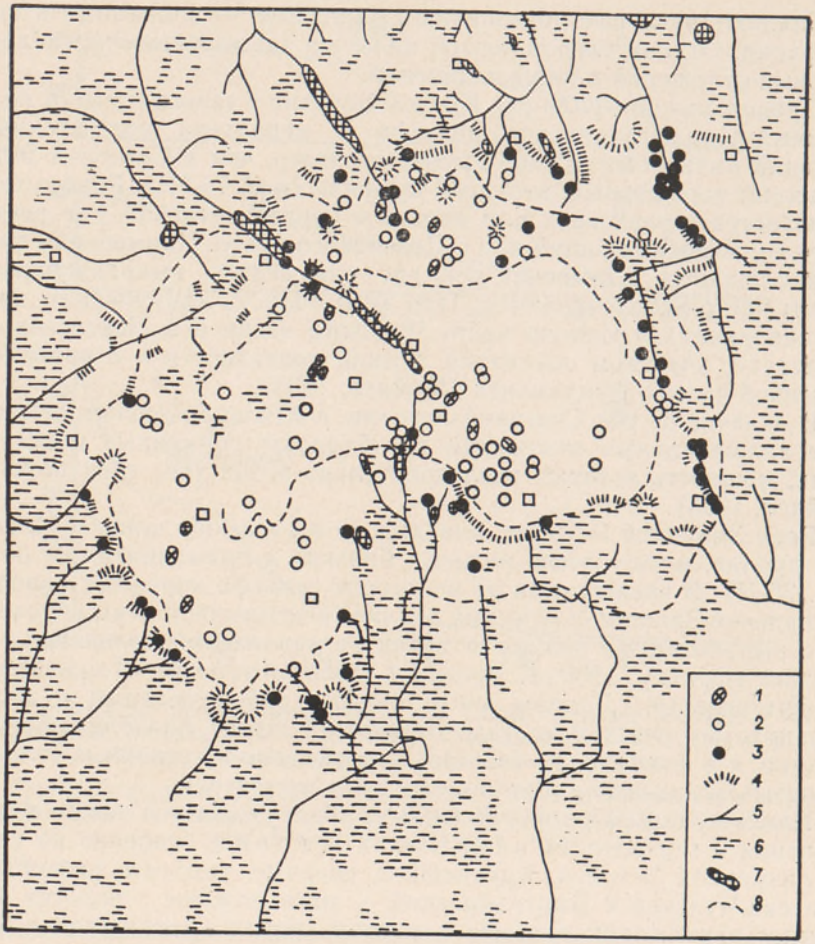


Рис. 76. Распространение гидрографической сети, болотных равнин и карстовых проявлений на Пандивереской возвышенности (Orviku, 1967): 1 — большие карстовые поля; 2 — маленькие карстовые поля; 3 — крупнейшие источники; 4 — районы интенсивного выхода подземных вод; 5 — реки; 6 — болота; 7 — залежи озерного мергеля; 8 — изогипсы рельефа коренных пород.

Fig. 76. Distribution of river drainage, swamps, springs and karst forms on Pandivere elevation (Orviku, 1967): 1 — large karst fields; 2 — small karst fields; 3 — largest springs; 4 — areas on intensive ground water discharge; 5 — rivers; 6 — swamps; 7 — lake-marl deposits; 8 — isolines of the bedrock relief.

ности, например, Вильяндиское, Синиалликуское, Пяйдреское и др. Эти озера обычно вытянуты вдоль вмещающих их долин, и поэтому их можно использовать для выяснения простирания палеоврезов. Расположение озер над погребенными долинами объясняется благоприятными дренажными условиями.

Для территории Эстонии характерно значительное распространение болотных равнин, которые занимают около 16% территории республики. В возвышенной части территории крупных болот немного, что обусловлено расчлененным ледниковым рельефом и благоприятными ус-

ловиями для стока атмосферных осадков (Орвику, 1955). Крупнейшие болотные массивы приурочены к равнинным и пониженным участкам рельефа коренных пород низменной Эстонии. Например, Муракаское болото в Северо-Восточной Эстонии расположено на наиболее низком слаборасчлененном участке рельефа коренных пород между Пандивереской возвышенностью и Ахтмеским возвышением. На плоской поверхности коренных пород в Западной Эстонии расположены Выллаское, Нываское, Нигулаское и другие болота. Развитие многих болот связано с Псковско-Чудской впадиной и Выртсъярской низиной, также характеризующихся низкорасположенным и плоским рельефом коренных пород.

Особенно примечательным примером влияния рельефэа коренных пород на расположение болот является Пандивереская возвышенность (Orviku, 1967). Ввиду малой мощности четвертичных отложений, сильной трещиноватости коренных карбонатных пород и хорошей вертикальной циркуляции вод на этой возвышенности имеются весьма благоприятные условия для развития карста (Heinsalu, 1967). Атмосферные осадки здесь легко просачиваются по многочисленным карстовым понорам в глубь, из-за чего на самой возвышенности реки, озера и болота распространены очень ограниченно. Зато вокруг возвышенности, где вытекают карстовые источники, берут начало многие реки и здесь широко распространены болотные равнины (рис. 76), в том числе крупный Эндлаский болотный массив и др.

Вышеизложенное ярко показывает, что при изучении геологического развития конкретных форм рельефа или определенной территории всегда следует пользоваться комплексным методом и непременно учитывать влияние рельефа коренных пород, который предопределяет многие особенности морфологии, строения и формирования этих форм и территорий в целом.

5. ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД

По представленному в предыдущих главах материалу можно сделать вывод, что изучение рельефа коренных пород позволяет решать многие проблемы четвертичного лито- и морфогенеза. По глубинам и соотношению палеоврезов можно выявить также амплитуды и характер неотектонических движений и т. д. Но кроме решения теоретических проблем, изучение рельефа коренных пород имеет еще и большое народнохозяйственное значение, особенно при решении проблем водоснабжения городов и крупных сельскохозяйственных предприятий, а также при поисках строительных материалов, запасы которых в положительных формах рельефа во многих районах уже исчерпаны. Нельзя также забывать, что над погребенными врезами коренного рельефа происходят сложные поднятия и опускания земной поверхности (Валлнер, 1965; Лутсар, Саапар, Арбейтер, 1973 и др.), затрудняющие геодезические работы и заложение подземных коммуникаций. Велико значение погребенных врезов также в распределении атмосферных осадков на поверхностные и подземные воды и в формировании состава последних.

Еще совсем недавно в республике придерживались мнения, что песок и гравий являются в Эстонии такими полезными ископаемыми, запасы которых практически неограничены. Но в связи с быстрым расширением промышленного и жилищного строительства и реконструкцией шоссейных дорог и железнодорожных путей, потребности в песке и гра-

вии ежегодно возрастают и по ним в ряде районов уже имеется острый дефицит (Раукас, 1978).

Сделанные Управлением геологии ЭССР еще в 1970 году расчеты показали, что песок и гравий добывают у нас в том же количестве, что и горючий сланец и действительное потребление этих материалов примерно в десять раз превышает официальные статистические данные (Viiding, Vingissaar, 1976).

Суммарная потребность в песке от 1975 г. до конца столетия составит в республике 150—200 млн. м³ и в песчано-гравийно-галечной смеси (не учитывая потребности в засыпном грунте) 270—370 млн. м³ (Раукас, 1978). При этом исследованные запасы песка и гравия в Эстонии составляют всего лишь 380 млн. м³. Если учесть определенную перспективу расширения имеющихся месторождений, то к ним можно прибавить еще 80 млн. м³ (Viiding, Vingissaar, 1976). Из этих 460 млн. м³ около 200 расположены в крупных месторождениях (около 20 месторождений), остальные разбросаны по маленьким месторождениям, которых насчитывается около 600. Предполагаемые прогнозные запасы превышают исследованные в три раза, но использование их связано с трудностями, так как они расположены под полями, лесом первой группы, под зданиями и дорогами и на территориях, находящихся под охраной природы. К тому же запасы гравия и песка распределены неравномерно. Особенно острый дефицит в песке и гравийно-галечной смеси образовался в Рапласком, Пайдеском, Пыльваском, Ракверескому и Харьюском районах и на островах.

Разведанные месторождения гравия и песка связаны в основном с положительными формами рельефа: озами, флювиогляциальными дельтами и камами. Многие из этих форм рельефа имеют большую рекреативную и научную ценность и увеличение запасов является нецелесообразным.

Доступные запасы песка и гравия в положительных формах современного рельефа по указанным выше причинам быстро иссякают. Поэтому очень актуальным является выявление месторождений качественного гравия и песка в отрицательных формах рельефа коренных пород, в частности в погребенных долинах.

В этом отношении уточнение карты рельефа коренных пород и расположения палеоврезов имеет существенное поисковое значение. Уже сейчас имеются сведения об отдельных крупных месторождениях гравия и песка в некоторых палеоврезах. К ним отчасти или целиком относятся например Паннъярвское и др. Предпринятые специальные исследования* позволили установить, что наиболее крупные запасы гравия и песка в палеоврезах или вблизи них приурочены к зонам краевых ледниковых образований.

Особенно перспективными** являются пески в Падаском палеоврезе, где их мощность составляет около 50 м. Весьма перспективными месторождениями строительного гравия и песка являются также верховья Кундаского палеовреза близ Мянниквялья и Элваский палеоврез близ г. Элва и пос. Ныо. Мощность гравия и песка порядка 10—20 м имеется в верхах многих палеоврезов.

---

* Валлнер Л. К., Лийвранд Э. Д., Мийдел А. М., Риет К.-Х. Х., Юрима (Таваст) Э. Х. Отчет по теме: Разработать и выдать рекомендации по рациональному использованию подземных вод и полезных ископаемых в погребенных долинах Эстонии. Рукопись в Центральном научном архиве АН ЭССР. Таллин, 1973. 217 с.

** Там же.

Большие трудности в республике имеются также с качественной питьевой водой. В конце шестидесятых годов перспективные запасы подземных вод в Эстонии оценивались приблизительно в количестве 2,3 км³ (6302 тыс. м³ в сут.; Tšeban, 1972). Таким образом, потенциальные запасы подземных вод в республике сравнительно большие, но к сожалению они располагаются очень неравномерно и далеки от основных потребителей. Поэтому уже сейчас во многих районах Эстонии имеется острый дефицит подземных вод. Особенно в этом отношении выделяются г. Таллин и сланцевый бассейн. Из имеющихся запасов подземных вод воды четвертичного водоносного горизонта составляют 167 тыс. м³/в сут., т. е. около 3% (Tšeban, 1972). По мере уточнения расположения палеоврезов эти запасы могут быть существенно увеличены.

Распределение и формирование связанных с четвертичными отложениями подземных вод находятся в тесной связи с рельефом коренных пород. Рельеф коренных пород во многом определяет также расположение районов питания и разгрузки подземных вод. Знание выходов и мест просачивания подземных вод, а также простирание палеоврезов позволяет наметить предохранительные меры для охраны подземных вод от загрязнения. Особенно важно это для районов развития карста и открытых тектонических трещин (например, на Пандивереской возвышенности), где загрязняющие вещества (фенолы, минеральные удобрения, гербициды и пестициды, минеральные масла и др.) легко проникают в подземные воды и распространяются в них на значительное расстояние. Эта проблема стала весьма актуальной в последние годы в связи с проектированием и строительством крупных скотоводческих ферм, которые являются большими потенциальными загрязнителями подземных вод. К сожалению, при строительстве ферм и закладывании силосных траншей или цистерн смазочных масел, бензина и аммиачной воды далеко не всегда учитываются возможные печальные последствия. Имеются даже случаи, когда эти траншеи закладываются в сухие карстовые ложбины или воронки (Heinsalu, 1977).

Подземные воды четвертичного возраста приурочены в основном к флювиогляциальным отложениям. Мощность их колеблется в больших пределах: на равнинах она составляет несколько метров, во флювиогляциальных дельтах и зандродельтах — 10—20 м, в озах — до 30 и больше. Самые большие мощности флювиогляциальных отложений приурочены к погребенным долинам. Например, в Тартуских погребенных долинах мощность их достигает 65 м; в Вазавереской долине — 70 м и т. д. Поэтому вода в погребенных долинах отличается низкой минерализацией и хорошими питьевыми свойствами, так как флювиогляциальные отложения действуют как очищающее средство. Только в некоторых случаях, когда в погребенных долинах распространяются органогенные отложения, вода в них содержит много окиси железа и имеет неприятные вкусовые свойства.

Хотя палеоврезов на территории Эстонии довольно много (рис. 42), перспективы использования их в целях водоснабжения городов и промышленных районов изучены недостаточно. В настоящее время построены водозаборы лишь в городе Тарту на Раади-Маарьямыйзаской погребенной долине и на погребенной долине Вазавере вблизи поселка Ахтме. В перспективе имеется заложение водозабора в г. Пярну. Многие скважины г. Таллина также расположены в погребенных долинах. В погребенных долинах, где водоносные горизонты чередуются с водонепроницаемыми, как например, в Харкуской погребенной долине в Таллине

или в Ропка-Яамаской долине в г. Тарту, подземная вода нередко является напорной (Tšeban, 1975).

При проектировании колодцев и скважин в четвертичных отложениях всегда необходимо учитывать не только современный рельеф, но и рельеф коренных пород. Грунтовая вода в ложбинах и низинах древнего рельефа находится на разной глубине, в Северной Эстонии обычно на глубине 3—4 м, в то время как на возвышениях она нередко вообще отсутствует.

Большое значение рельеф коренных пород имеет и в горном деле, в частности при отработке месторождений оболовых фосфоритов и горючих сланцев. В пределах палеоврезов полезный компонент, как правило, отсутствует и поэтому знание их расположения облегчает проведение поисково-разведочных работ. Знание расположения палеоврезов позволяет также наметить предохранительные меры от проникновения подземных вод в шахты и другие подземные сооружения. С другой стороны, палеоврезы могут быть использованы для отвода воды из шахт.

В настоящее время тектонические движения на территории Эстонии неравномерные. Если Северо-Западная Эстония поднимается со скоростью около 2,0 мм/год, то Юго-Восточная опускается со скоростью около 1 мм/год (Желнин, 1975; см. рис. 30). На фоне общего поднятия или опускания земной поверхности выявляются местные участки опускания. При изучении тектонических движений на территории Эстонии в нескольких городах, например в Таллине и Тарту, получены данные о сравнительно большом оседании земной поверхности, в частности в пределах погребенных долин. Выявленное значительное оседание земной поверхности над погребенными долинами может существенно нарушить канализационную и водосборную систему населенных пунктов и повлиять на государственную реперную сеть.

По данным Г. Желнина (Желнин и др., 1975) суммарное поднятие города Таллина составляет +1,7 мм/год. На фоне этого поднятия в пределах распространения древних долин выделяются некоторые участки города, где земная поверхность не поднимается, а напротив, опускается. Оседание в районе торгового порта достигало в начале семидесятых годов 36 мм/год (Лутсар, Саапар, Арбейтер, 1973).

В г. Тарту, по данным нивелирований 1901, 1938, 1942 и 1963 г., выделяется район оседания древней долины р. Эмайыги, где сейчас размещена центральная часть города. Наиболее интенсивное оседание (7 мм/год), по данным повторных нивелирований 1962 и 1967 гг., обнаружено на участке пересечения погребенной долины с древней долиной реки (Лутсар, Саапар, 1972). Отмеченное оседание над погребенными долинами, видимо, обусловлено интенсивным использованием подземных вод, а также давлением сооружений на грунт в этих районах. Все эти причины вызывают уплотнение четвертичных отложений и обусловливают значительное оседание земной поверхности (Лутсар, Саапар, 1973; Vallner, Lutsar, 1966 и др.).

Приведенные выше примеры убеждают, что рельеф коренных пород оказывает большое влияние на повседневную деятельность человека. Для более полного решения рассмотренных выше проблем (водоснабжение городов, добыча фосфоритов, горючих сланцев и строительных материалов, защита подземных вод от загрязнения, оседание земной поверхности и др.) надо продолжить изучение рельефа коренных пород, используя для этой цели разносторонний комплекс геологических и геофизических методов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе комплексного геолого-геоморфологического и геофизического изучения и анализа богатого фондового материала авторами книги даны новые представления о морфологии и формировании рельефа коренных пород Эстонии, его влиянии на четвертичный лито- и морфогенез, на структуру и мощность четвертичного покрова. Составлена новая, более совершенная карта рельефа коренных пород Эстонии и дано оригинальное районирование последнего. Приведены подробные схемы коренных пород отдельных природных районов и новая схема распространения палеоврезов (древних долин). Освещена морфология палеоврезов и составлена их морфологическая классификация.

Авторами доказано, что крупные формы и многие из средних форм рельефа имеют сложное структурно-денудационное происхождение. С тектоническими процессами, в основном в доледниковое время, связано их заложение, с эрозионными и экзарационными — их морфологическое обособление. В обособлении этих форм большое влияние имел литологический фактор. Установлено, что палеоврезы Эстонии в основном образовались под эрозионным действием доледниковых рек. В дальнейшем, в плейстоцене, образовавшиеся речные долины в значительной мере видоизменены ледниками, особенно в Северной Эстонии, где большинство палеоврезов ориентировано по направлению движения ледников.

Выявлено влияние рельефа коренных пород на направление движения ледниковых покровов, на расположение ледниковых отложений и типов рельефа (конечных морен, камов, озов, друмлинов, флювиогляциальных дельт и зандродельт), на состав, структуру и мощность плейстоценовой толщи, а также на формирование важнейших голоценовых форм рельефа (морских, озерных, флювиальных, болотных). Значительная аккумуляция ледниковых отложений и наиболее сложная структура их установлены в теневых участках возвышенностей и возвышений коренных пород (на Саадъярвском друмлинном поле), перед уступами коренного рельефа (перед Северо-Эстонским глинтом), на межлопастных островных аккумулятивных возвышенностях (на Хааньяской и Отепяской возвышенностях) и в палеоврезах. Среди последних по характеру заполняющих их отложений выявляется четыре типа. В качестве районов интенсивной экзарации выделялись и описывались меридионально расположенные низины (гляциодепрессии), цокольные возвышенности (Пандивереская) и возвышения рельефа коренных пород (Йыхвиское). Доказано небольшое значение неотектонических движений в формировании островных аккумулятивных возвышенностей и большинства обособленных четвертичных форм рельефа.

Установлено, что озы и камы приурочены в основном к понижениям рельефа коренных пород или древним долинам. Флювиогляциальные

дельты и зандродельты находятся чаще всего на почти ровной или легконаклонной поверхности коренных пород, причем в последнем случае обнаруживается наклон как в дистальную, так и в проксимальную сторону. Конечные морены наиболее часто встречаются на проксимальных склонах возвышений, преграждавших движение ледников. Друмлины обычно приурочены к склонам низин и возвышений, где монолитное тело ледника распалось на движущиеся с различной скоростью языки. Среди голоценовых форм рельефа наблюдается приуроченность современной речной сети к древним долинам и другим понижениям коренного рельефа. В итоге выявлен унаследованный характер четвертичного осадконакопления и плейстоценового и современного рельефообразования Эстонии.

Выполненная нами работа имеет также определенное методическое значение. Подтверждена применимость стандартного гравиметрического метода для изучения рельефа коренных пород под водоемами и в районах распространения терригенных пород, близких по своим физическим свойствам к четвертичным отложениям. На основе сделанных теоретических заключений, составленных карт и схем можно направлять поисковые работы на песчано-гравийные отложения и на воду в отрицательных формах рельефа коренных пород. Представленный материал позволяет также надежнее интерпретировать локальные поднятия и опускания земной поверхности, в том числе обусловленные антропогеновыми факторами движения.

В настоящей книге впервые систематизирован имеющийся в республике фактический материал по рельефу коренных пород, который до сих пор был разбросан во многих рукописных источниках разных организаций и был по этой причине трудно используемым.

Установленные по материалам Эстонии закономерности формирования рельефа коренных пород и четвертичного лито- и морфогенеза, несомненно, могут быть использованы и на других территориях, имеющих сходное с Эстонией геологическое строение.

EESTI ALUSPÕHJA RELJEEF

E. TAVAST, A. RAUKAS

Resümee

Raamatus esitatakse kompleksse geoloogilis-geomorfoloogilise ja geofüüsikalise väliuurimise ning rikkaliku fondimaterjali üldistamise alusel uudsed seisukohad Eesti aluspõhja pealispinna reljeefi morfoloogia ja arengu kohta ning analüüsitakse aluspõhja reljeefi osa kvaternaari setete paksuse, struktuurilis-tekstuuriliste iseärasuste ja ainelise koostise ning pleistotseeni ja holotseeni pinnavormide kujunemisel. Autorid esitavad uue ja varasemast tunduvalt detailsema Eesti aluspõhja reljeefi kaardi (joon. 13—16, 20—23) ning rajoneerimise skeemi (joon. 12), mis koos mattunud orgude levikuskeemiga (joon. 42) võimaldavad suunata põhjavee ja ehitusmaterjalide otsimist ning põlevkivide ja fosforiitide kaevandamist. Saadud tulemused on abiks ka keskkonnakaitseliste meetmete väljatöötamisel.

Töös põhjendatakse, et aluspõhja suur- ja keskvormid on keeruka struktuurilis-denudatsioonilise päritoluga ning nende kujunemisel on oluline osa kivimite litoloogial. Vormide esialgsel moodustumisel, eeskätt kvaternaarieelsel ajal, etendasid määravat osa tektoonilised liikumised, nende hilisemal liigestamisel aga peamiselt eksogeensed tegurid. Viimastel aastakümnetel on aluspõhja reljeefi suuresti mõjustanud ka inimtegevus. Tõestatakse, et Eesti aluspõhja lõikunud sügavad vagumused on valdavalt kvaternaarieelsed jõeorud, kuid paljusid neist, eeskätt Põhja-Eestis asuvaid radiaalvagumusi, on mandrijää hiljem ümber kujundanud.

Konkreetsete läbilõigete alusel näidatakse, et kvaternaari setted on suurima paksusega mattunud vagumustes, aluspõhja reljeefi astangute (näiteks Põhja-Eesti paekalda) ees, aluspõhja kõrgendike (Saadjärve suurvoorestiku) taga ja kuhjelistel saarkõrgustikel. Viimased on kujunenud liustiku spetsiifilise sisedünaamika ja aluspõhja reljeefi mõjul, kusjuures neotektooniliste liikumiste osakaal oli tühine. Mattunud orge täitvate setete jaotumuse põhjal eristatakse neli orgude ehituse tüüpi (joon. 56—59) ja nõlvakalde alusel neli morfoloogilist tüüpi.

Valdavateks settetüüpideks mattunud orgudes on moreen (eriti Lõuna-Eesti põikorgudes), liustikujõetekkelised liivad ja kruusad (eriti paekaldaesisel tasandikul ja Põhja-Eesti lavamaal) ning jääjärvetekkelised peenliivad, aleuriidid ja savid (eriti Lõuna-Eesti radiaalorgudes). Jääajajärgsete setete hulk Lõuna-Eesti orgudes on tühine, kuid Põhja-Eestis on neid keskmiselt 22,6% (tabel 3). Põhja-Eestis, liustike intensiivsel kulutusalal, on orgudes valdavaiks ülempleistotseeni, Lõuna-Eestis aga keskpleistotseeni setted. Eriti rohkesti leidub Lõuna-Eesti mattunud orgudes Põhja-Eesti orgudes praktiliselt puuduvaid dnepri jäätumise setteid (tabel 3).

Järeldatakse, et otsamoreenid asuvad valdavalt aluspõhja kõrgendike proksimaalsetel nõlvadel, s. o. kohtades, kus jää edasiliikumisel tekkis takistus (joon. 65). Põikoosid paiknevad küllaltki eriilmelisel aluspõhja reljeefil, kuid on eelistatult seotud siiski aluspõhjas olevate vagumustega (joon. 66). Ka radiaaloosid (43%) ja mõhnad (55%) asuvad sageli aluspõhja nõgudes või nende vahetus naabruses (joon. 66, 70). Valdav osa Eesti sandur- ja fluvioglatsiaalsetest deltadest paikneb aluspõhja pealispinna kaldel, kusjuures enamasti on kalle jälgitav proksimaalses suunas. Paljud neist moodustusid ka oruvagumustes. Voored on kujunenud peaaegu eranditult aluspõhja kõrgustike taga ja nõlvadel (joon. 68), kus monoliitne liustikukeel jagunes eri kiirusega liikuvateks osadeks, mis kulutasid maapinda ebaühtlaselt ja kuhjasid samal ajal moreeni mandrijää liikumise suunas väljavenitatud voolujooneliste künniste ja seljandikena. Tihe seos aluspõhja reljeefiga on täheldatav ka enamiku holotseeni vanusega pinnavormide (jõeorgude, ranna- ja karstivormide, sootasandike) kujunemises (joon. 72—76). Toodust järeldub holotseeni ja pleistotseeni pinnavormide päritud iseloom.

Töös esitatud seisukohad on kasutatavad kvaternaariajastu lito- ja morfogeneesi seaduspärasuste avamisel ka muudes Eestile geoloogiliselt ehituselt lähedastes piirkondades.

THE BEDROCK RELIEF OF ESTONIA

E. TAVAST, A. RAUKAS

Summary

On the example of Estonia, the authors analyze the influence of the underlying bedrock on the glacial litho- an morphogenesis as well as on the structure and thickness of the Quaternary cover. Owing to the inconsiderable thicknesses of the Quaternary deposits and thanks to their thorough study, the territory of Estonia might be regarded a particularly suitable object for solving the above mentioned problems. Research into the Estonian bedrock relief goes back to well over a century, having been studied by various authors in different aspects; however before the publication of the present study, there has been no comprehensive investigation of the bedrock relief of Estonia.

The first chapter of the study (p. 7—17) describes the geological and geophysical (electrometrical and gravimetrical) methods that served as a basis for the present investigation.

The second chapter (p. 18—47) describes the history of the research into the Estonian bedrock relief and presents its general characterization (2. 1). This chapter also deals with the genetical and morphological classifications of the bedrock relief (2.2) and with the geomorphological demarkation and characterization of the regions defined (2.3). The maximal amplitudes of the relative heights of the bedrock surface are close to those of the present relief, varying from — 145 m at the bottom of ancient buried valleys (Harku) up to +166 m on bedrock elevations (Haanja). The textural-denudational cuesta-like relief of the bedrock surface (Fig. 9) results from the lithological heterogeneity (Fig. 24) and monoclinal folding (Fig. 25). Several big positive and negative forms, above all the large plateaus, such and as the Viru — Harju (carbonaceous, Fig. 13), Middle-Devonian (mainly terrigenous, Figs. 20, 21) and Upper-Devonian (carbonaceous, Fig. 21), emerge distinctly in the relief of the bedrock surface. The plateaus alternate in latitudinal direction with the Foreglint or the Gulf of Finland (Figs. 13, 14), Middle-Estonian (Fig. 22) and South-East Estonian and Valga (Fig. 21) lowlands. In the meridional direction, the depressions of West-Estonia, Gulf of Pärnu (Figs. 15, 16) and the lakes Peipsi-Pihkva (Fig. 23) and Võrtsjärv (Fig. 22) appear in the bedrock relief. On the large plateaus and lowlands, in turn, smaller forms (bedrock elevations, etc.) are noticeable (Fig. 12).

On the coast of the Gulf of Finland, the Viru — Harju plateau ends in an abrupt cliff — the North-Estonian (Baltic) Glint (Figs. 13, 18, 28, Photos 7, 8, 11, 12, 13), which began to develop already during the Late

Ordovician and Middle Devonian transgressions. In the formation of the Glint, the prolonged pre-Pleistocene erosional-denudational processes were of utmost importance, but to some extent it was also influenced by glacial exaration, marine abrasion (Fig. 48, Photos 11, 12), human action (Photo 13), etc.

On Saaremaa and Muhu islands (Figs. 15, 18; Photos 1, 4, 5) and in the central part of the West-Estonian lowland, there proceeds the Silurian or West-Estonian Glint, whose abrupt cliffs are often connected with the resistant biohermic limestones of the Jaagarahu stage.

The first Estonian bedrock relief map was presented by A. Tammekann (Fig. 8) in 1949. Later such maps have been compiled by K. Kajak (Fig. 10), A. Miidel and V. Issatchenkov (Fig. 11). The maps proposed in the present book (Figs. 13, 15, 16, 20, 21, 22, 23) are more detailed than the previous ones. For the compilation of these maps, the data obtained from nearly 5000 boreholes and dug holes (Fig. 1) as well as the materials of geophysical researches and the earlier maps have been taken into consideration.

In the third chapter (p. 47—124) the problems of the formation of the bedrock relief surface are discussed. The influence of the heterogenous lithological composition of the bedrock (3.2), neotectonical movements and tectonical structures (3.3), erosional (3.4), exarational (3.5), abrasional (3.6), gravitational and other processes (3.7), eluvial and karst processes (3.8), cosmic factors (3.9) and human action (3.10) are described in detail. The authors conclude that all the large and medium bedrock relief forms are of a complicated genesis, in which various relief-forming forces have participated, and that only small forms could have been formed under the influence of one concrete factor. In the development of all active geological processes of a very great importance has been the lithological heterogeneity of the bedrock, having caused uneaven glacial exaration (Photo 3), the specific arrangement of the river drainage (Fig. 73), distribution and morphology of karst forms (Fig. 49, Photo 28), intensity of abrasional (Photo 11) and erosional (Photo 19) processes, etc. The comparison of the block structure of the Estonian basement and bedrock (Figs. 29, 30) with the supposed neotectonically active rising and sinking blocks (after E. Räni, 1973. Fig. 30), the comparison of the bedrock relief and domed structural highs (Figs. 31, 32, 35, 36), and the detailed palaeotectonical schemes (Figs. 33, 34) allow to state that the neotectonical factor has enacted quite a scanty role in the formation of the bedrock relief. The most important relief-forming factors were undoubtedly the repeated exaration of Pleistocene glaciers and the prolonged erosional processes.

It is a well-known fact that the surface of the bedrock is strongly dissected by deep ancient river valleys (Figs. 41, 42). One can assume that the ancient valleys attaining a depth of 40—60 m below sealevel were already formed in the pre-Quaternary period, whereas those of lesser depth (Figs. 42, 43) developed predominantly in the Pleistocene. The valleys are of different morphology and traces of glacial exaration can be observed in many places (Figs. 45, 46). The most intensive exaration has been experienced by the North-Estonian valleys orientated in the direction of the ice movement. The marginal valleys of South Estonia are not reconstructed, or only very slightly reconstructed.

By their morphology, the Estonian ancient valleys can be divided into four groups: valleys with very gentle (up to 10°), gentle (10—15°), steep (15—20°) and very steep (more than 20°) slopes and by their geological

structure also into four groups: valleys filled mainly with fluvioglacial deposits of the last glaciation (Fig. 56), valleys filled mainly with limnoglacial deposits of the last glaciation (Fig. 57), valleys with one till horizon with underlying or covering aqueoglacial deposits (Fig. 58), and valleys of a complicated structure with more than one till horizon and accompanying aqueoglacial deposits occurring (Fig. 59). The contemporary river drainage in Estonia is inherited from the ancient pre-Quaternary fluvial system (Figs. 73, 74), while the longitudinal river profiles (Fig. 75) and the development of river valleys are entirely in a close dependence upon the bedrock relief, differing clearly in different parts of the Republic.

The fourth chapter (p. 124—171) presents materials concerning the influence of the bedrock relief on the ice movement and glacial erosion (4.1), on the thickness and structure of the Quaternary cover (4.2) on the lithological composition of the deposits (4.3) and on the distribution and formation of Pleistocene (4.4) and Holocene (4.5) relief forms. It is shown that the bedrock relief had an especially great influence on the Pleistocene litho- and morphogenesis at the beginning of the Pleistocene as well as at the beginning and the end of every glaciation, when the ice cover was rather thin, and therefore its dynamics essentially reacted to topographical peculiarities.

In the Pleistocene, the Estonian territory was greatly influenced by the Baltic and Peribaltic ice flows that were of different rates at different stages of glaciations. The flows differed on lobes, tongues and microtongues of the glaciers, the location of which was of a stable nature during all the glaciations as a result of the peculiarities of the bedrock relief (Figs. 53—55). Accordingly, the areas of accumulation and exaration remained likewise stable. Ancient valleys (Figs. 42, 56—59), interlobate massifs (Figs. 63, 71), protected areas of bedrock elevations (Fig. 61) as well as the areas in front of scarps oriented against the ice movement (Fig. 62), acted as the areas of accumulation of deposits. The thickest deposits are to be found in buried valleys (up to 207 m, Fig. 59) and on accumulative insular heights (up to 150 m, Fig. 63). Intensive exaration took place on bedrock elevations and in depressions where the Quaternary cover is very thin (Fig. 60) or even absent.

Our data show that the structure of the Pleistocene cover and the composition of deposits are of a strictly regional character, greatly depending upon the bedrock relief which fact should be considered at the correlation of glacial complexes. All correlations according to lithologic data should be performed only in limited areas of similar glaciodynamics and after a careful determination of possible facial and local fluctuations in the composition of deposits. At that, the lithological data concerning the different age of deposits established in one area need not coincide with those of neighbouring regions. Among lithological methods, the best results for solving the problems of the stratigraphy and palaeogeography of the Pleistocene can be obtained by the study of crystalline indicator boulders, since the content of their in deposits has been only slightly influenced by the differences in the local bedrock, remaining almost stable over vast territories.

The bedrock relief exercises a certain influence on the distribution of marginal glacial zones that are mainly connected with the slopes of bedrock elevations and with depressions in the bedrock.

It is proved that various types of glacial relief forms are also connected with certain elements of the bedrock relief, which facilitates the

determination of their genesis. Thus the end moraines (Fig. 65) are usually distributed in a complicated bedrock relief, being of especially frequent occurrence on the proximal slopes of elevations blocking the movement of glaciers, and thus causing the accumulation of till. Marginal eskers (Fig. 66.) are mainly distributed in bedrock depressions. Radial eskers (Fig. 66) can be found under different topographic conditions, but most frequently (43%) they are connected with valleys (Fig. 67) or other depressions. Kames (Figs. 69, 70) are also mainly (55%) attributed to various depressions of the bedrock surface. Fluvioglacial deltas ere especially characteristic of regions with the bedrock surface inclined in the direction of the ancient glacier. Drumlins are most frequently found behind bedrock elevations, on their slopes and in marginal areas of depressions where the monolithic glacier desintegrated into tongues moving at different speedes (Fig. 68). The hillocky relief is widely distributed on elevations, predominantly on their proximal slopes (i. e., in the Pandivere Uplands) and in areas with a rapidly changing bedrock relief.

The underlying bedrock relief determined the formation not only of various relief types, but also of whole complexes. For example, the present Karula Heights in the protected part of the ancient Otepää Heights resulted from different directional flows (Võrtsjärv and Võru — Haanja) moving along the bedrock depressions (Fig. 71). The underlying relief was of a great importance also in the formation of the big South-Estonian insular heights (Haanja and Otepää) which were formed, as a rule, between two glacial tongues of different directions, surrounding the bedrock elevations.

Unlike some other factors, the bedrock relief was a phenomenon exerting continuous effect on the formation of the Pleistocene, and, later on, also on the Holocene (Figs. 72—76) cover, causing the inherited nature of the litho- and morphogenesis during the whole Quaternary period.

The last, fifth chapter (p. 171—174) deals with the applicational value of the ancient relief. In the bedrock depressions, especially in ancient valleys near the marginal glacial formations, there occur great reserves of building sand and a mixture of sandy gravel-and-pebble material, which can be used for the production of concrete, in railway and highway construction, etc. The ancient valleys also contain high-quality underground water, which is widely used in the major towns (Tallinn, Tartu, Kohtla-Järve) of the Republic. On the uneven bedrock relief, particularly over buried valleys, one can state an essential displacement of the bench marks of the levelling network, for example in Tallinn near the harbour. Such land subsidence in depressions is probably a result of underground pumping. In dependence on the thickness and compressibility of the poorly consolidated Quaternary deposits, the corresponding land subsidence attains several metres, impeding town construction and the normal exploitation of water and sewage communications.

The authors hope that the established regularities in the formation of the Estonian bedrock relief and in its influence on the Quaternary litho- and morphogenesis may be likewise applicable in other territories with a similar geology.

ЛИТЕРАТУРА

Аалоэ А. О. Об истории изучения Каалиских метеоритных кратеров — Метеоритика, Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1963, **11**, 25—34.

Аболтыньш О. П. К вопросу о формировании острововидных возвышенностей. — В кн.: Ледниковый морфогенез. Рига, «Зинатне», 1972, 51—61.

Аболтыньш О. П. Гляциодинамические особенности формирования возвышенностей Латвии. — Вопросы четвертичной геологии, Рига, Зинатне, 1975, **8**, 5—23.

Андра Х., Хейнсалу Ю. Древняя долина и карст по зоне трещиноватости северо-западного простирания в окрестностях Поркуни (Северная Эстония). — Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук, 1966, **15**, 3, 265—270.

Арманд А. Д., Граве Л. М., Кудлаева А. Л. Поверхности выравнивания и коры выветривания Мурманской области. — В кн.: Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л., Наука, 1969, 112—123.

Асеев А. А. О синхронизации фаз развития последнего оледенения и колебаний климата верхнего плейстоцена. — В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., Наука, 1966, 5—12.

Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. (Основные проблемы изучения). Автореферат докт. дисс. М., 1970. 31 с.

Асеев А. А. Основные закономерности гляциального лито- и морфогенеза в областях древнего материкового оледенения. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1971, 5, 17—21.

Асеев А. А. Деградация последнего Европейского материкового оледенения и критерии гляциоморфологического изучения. — В кн.: Ледниковый морфогенез. Рига, Зинатне, 1972, 41—50.

Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М., «Наука», 1974. 318 с.

Афанасьев Б. Л., Волколаков Ф. К., Поливко И. А., Кактыньш Я. Я., Агальцова Е. Н. Генетические типы локальных структур платформенного чехла на территории Латвийской ССР. — В кн.: Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики. Тезисы VII годичного совещ. комис. по тектонике Белоруссии и Прибалтики. Вильнюс, 1978, 26—27.

Басаликас А. Б. Некоторые вопросы гляциоморфологии (в свете новых данных геоморфологического изучения территории Литвы). — В кн.: Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс, Минтис, 1965, 161—171.

Басаликас А. Б. Разнообразие рельефа ледниково-аккумулятивной области. — В кн.: Материальное оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс, Минтис, 1969, 65—154.

Берзинь Л. Э. Основные черты новейшей тектоники территории Латвийской ССР (в связи со структурой кристаллического фундамента и осадочного чехла). Автореферат канд. дисс. М., 1969. 21 с.

Биске Г. С. Маргинальные формы последнего ледника в Карелии. — В кн.: Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине. Тр. Комис. по изуч. четв. периода. М., Изд-во АН СССР, 1963, **21**, 30—40.

Брангулис А., Кала Э., Мардла А., Менс Кайса, Пиррус Э., Сакалаускас В., Фридрихсоне Ария, Янкаускас Т. Схема структурно-фациального районирования территории Прибалтики в венде и кембрии. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1974, **23**, 3, 218—225.

Бреслав С. Л. Четвертичная система. — В кн.: Геология СССР, т. IV, Центр Европейской части СССР. М., Недра, 1971, 489—637.

Вайтекунас П. П. О стратиграфическом подразделении неоплейстоцена гляциальной области (на примере Прибалтики). — В кн.: Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс, Минтис, 1969, 11—62.

Валлнер Л. А. Оседание земной поверхности вследствие подземного водозабора на территории города Таллина. — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1965, 2, 294—301.

Валлнер Л. А., Желнин Г. А. Новая карта изобаз территории Эстонии. — В кн.: Современные движения территории Прибалтики. Тарту, 1975, изд. АН ЭССР, 48—57.

Вахер Р. М. Современная структура поверхности фундамента Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1972, **21**, 3, 236—244.

Вахер Р. М., Кала Э. А., Туулинг И. И. Об истории формирования локальных структур Северо-Восточной Эстонии. — В кн.: Палеотектоника Прибалтики и Белоруссии. Тезисы VIII совещ. по тектонике Белоруссии и Прибалтики. Таллин, 1980, 15—18.

Вахер Р. М., Мардла А. К. Опыт изучения тектонического строения участка Синимяэ (Северо-восточная Эстония) методом электроразведки. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, Зинатне, 1969, 120—124.

Вахер Р. М., Пуура В. А., Эрисалу Э. К. Тектоническое строение Северо-восточной Эстонии. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, **10**, 319—335.

Вахер Р. М., Раукас А. В., Таваст Э. Х. О роли тектонических движений и подстилающей поверхности в формировании островных возвышенностей. — Геоморфология, 1980, 3, 55—65.

Вахер Р. М., Таваст Э. Х. Вопросы формирования рельефа коренных пород Эстонии. — В кн.: Проблемы унаследованности тектонических структур в Прибалтике и Белоруссии. Таллин, Валгус, 1979, 93—103.

Верте А. И. Древние долины погребенных рек Эстонии и роль их в водоснабжении. — Тезисы докл. научн. конф. по проблемам внутренних вод Карелии и Прибалтики и их хозяйственное использование. Петрозаводск, 1962, 109—111.

Вишневский П., Вассерман В., Бареев И., Гуревич В., Хейнсалу Ю., Вахер Р., Глухова А. Инфракрасная съемка на участке Виру-Нигула Эстонской ССР. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1978, **27**, 4, 148—150.

Волколаков Ф. К., Поливко И. А., Агальцова Е. Н., Яковлева В. И. Геологическое строение и нефтегазоносность акваториальной части Балтийской синеклизы. Рига, Зинатне, 1977. 135 с.

Гайгалис А. И., Вайтякунас С. К. Связь плейстоценового ледникового осадкообразования с характером подстилающей поверхности на территории Литовской ССР. — Тр. АН Лит. ССР. 1969, Сер. Б, **1(56)**, 191—206.

Гайгалас А., Гуделис В., Спрингис К., Коншин Г., Савваитов А., Вейнбергс И., Раукас А. Ориентировка длинных осей галек в моренах последнего оледенения Прибалтики и ее связь с убыванием ледникового покрова. — Baltica, Вильнюс, 1967, **3**, 215—233.

Гембель А. В., Нильсон О. А. К вопросу о происхождении Балтийского (Ордовикского) глинта. — Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, 1959, **91**, 4, 349—352.

Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М., Наука, 1964. 415 с.

Горецкий Г. И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогеновых отложений ледниковых областей. — В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., Наука, 1967, 17—34.

Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М., Наука, 1970. 491 с.

Горецкий Г. И. Ложбины ледникового выпахивания и размыва в их связи с краевыми ледниковыми образованиями. — В кн.: Ледниковый морфогенез. Рига, Зинатне, 1972, 19—39.

Горецкий Г. И. Проблемы изучения погребенных долин и ложбин ледникового выпахивания и размыва на территории Белоруссии. — В кн.: Вопросы геологии Белоруссии. Минск, Наука и техника, 1973, 7—12.

Горецкий Г. И. Типы антропогеновых переуглублений (на примере некоторых районов Неманского бассейна). — В кн.: Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1973, 95—127.

Гуделис В. О реакции земной коры на процессы гляциации и дегляциации. — Материалы совещания по неотектоническим движениям. Тарту, 1960, 19—29.

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, 105—115.

Гуделис В. К. Современные, после- и позднеледниковые движения земной коры Прибалтики. — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, 5, 291—301.

Желнин А. Г. Изучение вертикальных движений земной коры в Эстонской ССР методом повторных нивелировок. — Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике. Тарту, 1960, 76—87.
Желнин Г. А. Точность и возможность метода повторного нивелирования. — В кн.: Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964, 17—24.
Желнин Г. А. О достоверности карт (схем) скоростей современных движений земной коры. (На примере карт территории Прибалтики). — В кн.: Современные движения территории Прибалтики. Тарту, 1975, 13—27.
Желнин Г., Валлнер Л., Сильдвээ Х. Результаты первого этапа изучения современных движений земной поверхности территории ЭССР. — В кн.: Современные движения территории Прибалтики. Тарту, 1975, 95—100.
Зенкович В. П. Основы учения и развития морских берегов. М.. 1962. 710 с.
Ильвес Э., Лийва А., Пуннинг Я.-М. Радиоуглеродный метод и его применение в четвертичной геологии и археологии Эстонии. Таллин, изд. АН ЭССР, 1974. 231 с.
Исаченков В. А. Материалы по геоморфологии долины реки Великой. — Уч. зап. Псковского пед. Ин-та. География и биология, 1969 а, **22**, 21—31.
Исаченков В. А. Материалы по геоморфологии долины реки Великой. — Уч. зап. Псковского пед. Ин-та. География и биология, 1969 б, **22**, 3—10.
Исаченков В. А. О новейших тектонических движениях Печорского купола Хааньяско-Локновского тектонического поднятия. — В кн.: Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопоисковых работах. Л., 1969 в.
Исаченков В. А. Формирование рельефа Северо-запада Русской равнины. Автореферат докт. дисс. М., 1975. 49 с.
Исаченков В. А. Плейстоценовая экзарация и происхождение котловин крупных приледниковых озер Северо-запада Русской равнины. — В кн.: Природа и хозяйственное использование озер Северо-Запада Русской равнины. Л., 1976, **1**, 3—10.
Исаченков В. А., Татарников О. М. «Островные» возвышенности Северо-запада Русской равнины, их положение в системе краевых образований валдайского ледника. — В кн.: Ледниковый морфогенез. Рига, Зинатне, 1972, 63—78.
Кальо Д. Л. (ред.) Силур Эстонии Таллин, Валгус, 1970. 343 с.
Каплан А. А., Хазанович К. К. К вопросу об истории развития Локновского поднятия. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1969, 101—113.
Карандеева М. В. Геоморфология Европейской части СССР. М., изд-во МГУ, 1957. 314 с.
Карукяпп Р. Особенности формирования ледникового рельефа Карулаской возвышенности. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1975, **24**, 2, 145—151.
Карукяпп Р. Я. Особенности формирования четвертичного покрова и форм рельефа в готигляциальном этапе дегляциации (на примере территории Эстонии). Автореферат канд. дисс. 1979, Вильнюс, 26 с.
Каяк К. Ф. Геология долины р. Вяйке-Эмайыги. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, Тарту, 1959, вып. 75, 155—184.
Каяк К. Ф. О краевых ледниковых образованиях Юго-восточной Эстонии. — В кн.: Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине. Тр. Комис. по изуч. четв. периода. М., 1963, **21**, 66—75.
Каяк К. Особенности геологического строения краевых ледниковых образований в Эстонии. — В кн.: Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс, Минтис, 1965, 59—64.
Каяк К. Ф. Геоморфология. — В кн.: Гидрогеология СССР, т. XXX, Эстонская ССР. М., Недра, 1966, 51—58.
Каяк К. Древний рельеф Эстонии. — Тезисы докл. VII научн. конф. геологов Прибалтики и Белоруссии. Таллин, 1970, 158—161.
Каяк К., Кессел Х., Лийвранд Э., Пиррус Р., Раукас А., Сарв А. Местная рабочая стратиграфическая схема четвертичных отложений Эстонии. — В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений Прибалтики. Вильнюс, 1976, 4—52.
Каяк К. Ф., Лийвранд Э. Д. О нижне- и среднеплейстоценовых отложениях Эстонии. — В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., Наука, 1967, 149—157.
Каяк К., Пуннинг Я.-М., Раукас А. Новые данные о геологии разреза Карукюла (Юго-Западная Эстония). — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1970, **19**, 4, 350—357.
Каяк К., Раукас А., Хютт Г. Опыт изучения разновозрастных морен Эстонии термолюминесцентным методом.— В кн.: Геология плейстоцена северо-запада СССР. Апатиты, 1981, 3—10.

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

Кессел Х. Я., Мийдел А. М. О поздне- и послеледниковых движениях земной коры на территории Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1973, **22**, 3, 257—264.

Кессел Х. Я., Пуннинг Я.-М. К. О распространении и стратиграфии отложений Иольдиевого моря на территории Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1969, **18**, 2, 154—163.

Кессел Х. Я., Раукас А. В. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринового моря в Эстонии. Таллин, Валгус, 1967. 134 с.

Ковалевский М. И. О рельефе поверхности коренных пород Латвийской ССР. — Изв. АН Лат. ССР. Сер. геол., 1959, 11, 123—127.

Кошик В. М., Тимофеев В. Н., Чмыхал В. Н. Особенности рельефа ледниковой области Житомирского Поисья. Научный обзор. Киев. Наукова думка, 1976. 46 с.

Кригер Н. И. Основные вопросы гляциотектоники. — В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М., Наука, 1972, 306—318.

Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., Наука, 1976. 237 с.

Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. М., 1961. 419 с.

Лийвранд Э. Д. Переотложенные пыльца и споры в плейстоценовых отложениях и их роль в стратиграфии. — В кн.: Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Рига, «Зинатне», 1976, 166—178.

Лийвранд Э. Залегание межледниковых отложений в Карукюла. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1979, **28**, 3, 112—118.

Лийвранд Э. Д., Саарсе Л. А. Межледниковые отложения разреза Кырвекюла (Южная Эстония) и их стратиграфическое значение. В кн.: Палинологические исследования в Прибалтике. Рига, Зинатне, 1982.

Лилиенберг Л. А., Сетунская Л. Е., Благоволин Н. С., Горелов С. К., Никонов А. А., Розанова Л. А., Серебрянный Л. Р., Филкин В. А. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений Европейской части СССР. — Геоморфология, 1972, 1, 3—18.

Лутсар Р., Саапар Л. Изучение движений земной поверхности в городах Эстонской ССР. — В кн.: Современные движения земной коры. Тезисы докл. Таллин, 1972, с. 72.

Лутсар Р. В., Саапар Л. А., Арбейтер Я. Изучение движений земной поверхности в городах Эстонской ССР. — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, **5**, 139—143.

Маккавеев А. Н. О роли плейстоценовых оледенений в создании низменностей северо-запада Русской равнины. — V Всесоюз. совещ. по изучению краевых образований материковых оледенений. Тезисы докл. Киев, 1976, 85—86.

Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1955. 347 с.

Малаховский Д. Б. Развитие рельефа северной части Валдайской возвышенности. — В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР (к VI конгр. ИНКВА в Польше). М., 1961, 39—48.

Малаховский Д. Б. К вопросу об истории развития рельефа района оз. Ильмень. — В сб.: Материалы по геол. и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР Л., Недра, 1966, **5**, 186—191.

Малаховский Д. Б. Некоторые вопросы образования межлопастных ледниковых возвышенностей Северо-запада Русской равнины. — В кн.: Геоморфология и геология четвертичного периода севера Европейской части СССР. Петрозаводск, 1976, 3—12.

Малаховский Д. Б., Баканова И. П. Геоморфология. —В кн.: Геология СССР. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. М., «Недра», 1971, 425—465.

Мандер Е. П. Антропогеновые отложения и развитие рельефа Белоруссии (к IX конгрессу ИНКВА). Минск, Наука и техника, 1973, 196—203.

Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. — Тр. Гл. геол.-развед. упр. ВСНХ СССР, М.-Л., **117**. 256 с.

Матвеев А. В., Левков Э. А., Бурлак А. Ф. Моделирование ледниковых процессов. — В кн.: Полевые и лабораторные методы изучения ледниковых отложений. Тезисы докл. межвед. совещ. Таллин, 1980, 96—97.

Мейронс Э. В., Страуме Я. А., Юшкевичс В. В. Характеристика дочетвертичной поверхности Латвии и некоторые вопросы формирования погребенных долин. — В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, Зинатне, 1974, **9**, 9—21.

Мещеряков Ю. А. Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М., Наука, 1961. 88 с.
Мещеряков Ю. А. Полигенетические поверхности выравнивания. — В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., Наука, 1964, 9—22.
Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., Наука, 1965. 388 с.
Мийдел А. М. Распределение падений рек Северной Эстонии. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1963, **12**, 107—121.
Мийдел А. О связи между современными движениями земной коры и эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Сер. Физ.-мат. и техн. наук, 1966 а, **15**, 1, 121—133.
Мийдел А. М. О древних (погребенных) долинах Эстонии. — В сб.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Тезисы региональных докл. палеогеоморф. совещ. VI пленума Геоморф. комис. Отд. наук о Земле АН СССР. Уфа, 1966б, 47—48.
Мийдел А. Некоторые черты геоморфологии долин Северной Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1967, **16**, 3, 250—260.
Мийдел А. М. Геологическое строение и развитие долин Северной Эстонии в голоцене. Автореферат канд. дисс. Таллин, 1968. 18 с.
Мийдел А. М. Новые данные о связи между направлениями долин и тектонической трещиноватостью в Северной Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1971, **20**, 2, 160—162.
Мийдел А., Паап Ю., Раукас А., Ряхни Э. К вопросу о происхождении Вайвараских Синих гор (Северо-Восточная Эстония). — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1969, **18**, 4, 370—376.
Мийдел А. М., Раукас А. В. Литология аллювиальных отложений Северной Эстонии. — В кн.: Литология и стратиграфия отложений Эстонии. Таллин, 1965, 113—132.
Можаев Б. Н. Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. Л., Недра, 1973. 229 с.
Мянниль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, Валгус, 1966. 199 с.
Нерода Л. М. Происхождение комплексов ледникового рельефа и их роль в формировании берегов и котловин водохранилищ Северо-запада Русской равнины. Автореферат канд. дисс. Л., 1980. 16 с.
Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.
Николаев Н. И., Медянцев А. И. Интенсивность ледниковой денудации и материковые оледенения. — Вестн. МГУ, Геол., 1966, **4**, 2, 43—47.
Никонов А. Л. Современные движения земной коры. М., Наука, 1979. 184 с.
Орвику К. К. мл. Роль поперечного перемещения щебнего-галечного материала в развитии аккумулятивных береговых форм в Эстонии. — Тезисы докл. объединенной научн. сессии, посвященной исследованиям Каспия, берегов океанов и морей. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1963, 85—87.
Орвику К. мл. Донное питание галечных пляжей на поднимающихся берегах Эстонской ССР. — В кн.: Теоретические вопросы динамики морских берегов. Научн. сообщ. по программе XX междунар. геогр. конгресса. М., 1964, 143—147.
Орвику Каарел К. О накоплении валунов на морских берегах Эстонии. — Океанология, 1965, **5**, 2, 316—321.
Орвику Каарел. Морские берега Эстонии. Таллин, изд. АН ЭССР, 1974. 112 с.
Орвику К. К. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогеновом периоде. — Изв. АН ЭССР, 1955, **4**, 2, 233—243.
Орвику К. К. Некоторые вопросы геоморфологии Эстонии. М., 1960а, 17 с.
Орвику К. К. Геоморфология. — В кн.: Геология СССР, т. XXVIII, Эстонская ССР. Геологическое описание и полезные ископаемые. М., Госгеолтехиздат, 1960б, 209—231.
Орвику К. К. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. — Материалы совещ. по вопросам неотектонических движений в Прибалтике. Тарту, 1960в, 120—143.
Орвику К. К. Геологическое строение друмлинов Эстонии. — Материалы совещ. по изучению четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1961, **2**, 64—72.
Орвику К. К., Орвику Каарел. О распространении и литологии современных пляжевых песков Эстонии. — В кн.: Вопросы накопления тяжелых минералов в прибрежно-морских песках. Рига, 1960, 83—100.
Орвику К. К., Орвику Каарел. О закономерностях строения и развития современного морского берега Эстонии. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1961, **8**, 97—112.

Орвику К., Орвику К. мл. Зависимость морфологического строения абразионных берегов поднимающегося побережья Эстонии от характера и рельефа коренных пород. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1969, **18**, 2, 164—173.

Паасикиви Л. Б. Геологическое строение и история развития Хаанья-Локновского и Мынистеского поднятия. — В кн.: Вопросы разведочной геофизики. Л., 1966, **5**, 86—97

Побул Э. А. Применение геофизических методов при исследовании метеоритных кратеров Эстонской ССР. — Метеоритика. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1963, **11**, 45—51.

Побул Э., Вахер Р. О возможности применения микромагнитной съемки при изучении трещиноватости коренных пород на Эстонском месторождении горючих сланцев. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1967, **16**, 1, 54—61.

Побул Э. А., Сильдвээ Х. Х. О разрывных нарушениях кристаллического фундамента Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1973, **22**, 1, 51—57.

Побул Э. А., Сильдвээ Х. Х. О блоковом строении кристаллического фундамента Эстонии. — В кн.: Современные движения территории Прибалтики. Тарту, 1975, 64—73.

Пуура В. А. Структура южного склона Балтийского щита. Автореферат канд. дисс. Таллин, АН ЭССР, 1974. 28 с.

Пуура В. А. К проблемам кайнозойской тектоники и формирования речной сети в Балтоскандии. — В кн.: Палеотектоника Прибалтики и Белоруссии. Тезисы VIII совещ. по тектонике Белоруссии и Прибалтики. Таллин, 1980, 77—81.

Пуура В., Мардла А. Структурное расчленение осадочного чехла в Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1972, **21**, 1, 72—78.

Пырерко Б. А. Условия и процессы формирования ледникового рельефа и его связь с поверхностью коренных пород. (На примере Южн. Прионежья). Автореферат канд. дисс. Ленинград—Таллин, 1971. 22 с.

Рандярв Ю. Ю. Характер и скорости современных движений земной коры в Прибалтике. — В кн.: Современные движения земной коры. М., 1968а, **3**, 200—210.

Рандярв Ю. Ю. Исследование современных вертикальных движений земной коры в Прибалтике геодезическим методом. Автореферат канд. дисс. М., 1968б. 30 с.

Раукас А. В. Формирование плейстоценовых отложений и гляциигенных форм рельефа Эстонии. Автореферат докт. дисс. Таллин, АН ЭССР, 1972. 61 с.

Раукас А. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллин, Валгус, 1978. 310 с.

Раукас А. В., Кессел Х. Я., Эльтерман Г. Ю. Строение древних аккумулятивных береговых форм в Эстонии. — В кн.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965, 85—105.

Раукас А. В., Ряхни Э. Э. О геологическом развитии впадины и бассейнов Чудского и Псковского озер. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1969, **18**, 2, 113—127.

Раукас А. В., Ряхни Э. Э., Мийдел А. М. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. Таллин, Валгус, 1971. 226 с.

Раукас А. В., Таваст Э. Х. Развитие взглядов о древнем рельефе Эстонии. — В кн.: Вопросы истории науки и техники Прибалтики. Тезисы докладов XI Прибалтийской конф. по истории науки и техники. Тарту, 1977, 157—162.

Рухин Л. Б. О закономерностях формирования состава речных песков. — Вестн. ЛГУ, 1947, 9, 43—69.

Рухина Е. В. О характере дочетвертичного рельефа Ленинградской области и Прибалтики. — Научн. бюлл. ЛГУ, 1946, **9**.

Рухина Е. В. О предчетвертичных долинах северо-западной части Русской платформы и их геологическое значение. — Тр. Ленингр. об-ва естествоисп. Отд. геол. и минер., 1957, **69**, 2, 151—157.

Ряхни Э. Э. О блоковых неотектонических движениях на территории Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1973, **22**, 331—340.

Рыук А.-М., Таваст Э. Древний рельеф Тюриского друмлинного поля и его влияние на друмлинообразование. — В кн.: Доледниковый рельеф Северо-запада Русской равнины. Псков, 1982.

Саммет Э. Ю. Некоторые вопросы четвертичной геологии и геоморфологии западной части Ленинградской области. — В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР (к VI конг. ИНКВА в Польше). М., Изд-во МГУ, 1961, 7—20.

Саммет Э. Ю., Сущенко Н. А., Экман И. М. Влияние литологии, структуры и рельефа дочетвертичных пород на формирование четвертичных отложений. — В кн.: Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. Л., Недра, 1967, 29—32.

Свиридов Н. И., Литвин В. М., Гайгалас А. И., Репечка М. А. Рельеф дочетвертичной поверхности Балтийского региона. — Советская геология, 1976, 5, 60—69.

Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1958. 108 с.
Сильдвээ Х. Х. Современные вертикальные движения земной коры на территории Эстонской ССР и возможные вызывающие их причины. Автореферат канд. дисс. М., 1978. 26 с.
Сильдвээ Х., Мийдел А., Желнин Г. К проблеме дифференциации современных движений земной коры Эстонии. — В кн.: Современные движения земной коры. 5. Тарту, 1973, 302—308.
Скуодис В. П. О роли ледниковой экзарации в образовании дочетвертичного рельефа Прибалтики. — Ежегод. Геогр. об-ва Лит. ССР. 1973, **12**, 117—122.
Таваст Э. Х. Рельеф коренных пород Эстонии и его влияние на формирование четвертичных отложений и форм рельефа. Автореферат канд. дисс.. Вильнюс, 1978. 23 с.
Таваст Э. Х. Опыт изучения погребенного рельефа Эстонии геофизическими методами. — В кн.: Физические, изотопно-геохимические и геологические методы в изучении антропогена Эстонии. Таллин, 1979, 86—93.
Флинт Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 575 с.
Хейнсалу Ю. М. Общая характеристика карстопроявления в Эстонской ССР. Тезисы докл. — Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР, 1957, 4, 337—345.
Хейнсалу Ю. И. Карстовые явления четвертичного периода в Эстонской ССР. Автореферат канд. дисс. Таллин, АН ЭССР, 1959. 27 с.
Хейнсалу Ю. Характеристика трещиноватости пород и зон геологических нарушений. — В кн: Трещиноватость в районе сланцевых шахт Эстонии и геофизические методы ее исследования. Таллин, Валгус, 1975, 7—62.
Хейнсалу Ю., Андра Х. Трещиноватость в районе сланцевых шахт Эстонии и геофизические методы ее исследования. Таллин, Валгус, 1975. 116 с.
Хейнсалу Ю., Сильдвээ Х. О связях между неотектоническими и современными дифференцированными движениями и зонами разломов в Северо-Восточной Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1971, **20**, 3, 260—266.
Чебан Э. Один из вариантов водоснабжения города Таллина. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1969. **18**. 3, 283—292.
Чеботарева Н. С. Общие закономерности деградации валдайского оледенения. — В кн: Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР. М., Наука. 1969. 303 с.
Чеменков Ю. Ф., Галицкий В. И. Погребенный рельеф платформ и методы его изучения. Л., Недра. 1974. 207 с.
Шайдеггер А. Е. Теоретическая геоморфология. М., Прогресс. 1964. 450 с.
Шляупа А. И. Структурно-морфометрические исследования Южной Прибалтики при поисках нефтеносных структур. Автореферат канд. дисс. Саратов, 1970. 30 с.
Шмидт Ф. Предварительный отчет об исследованиях, произведенных летом 1882 г. по поручению геологического комитета. — Изв. геол. ком., 1883, **2**, 5, 107—123.
Шульц С. С. О связи рельефа новейшей тектоники со структурой северо-западной и западной частей Русской платформы. — Тр. лаборатории аэрометодов, 1958, **6**, 62—84.
Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М., Изд-во АН СССР. 1955. 492 с.
Эберхардс Г. Я. О некоторых особенностях древних врезов на территории Латвии и их формировании. — В кн.: Вопросы четвертичной геологии, 1975, 8, 24—30.
Эберхардс Г. Я. Особенности проявления аккумуляции и экзарации ледника последнего оледенения в некоторых древних погребенных врезах Латвии. — В кн.: Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеографии Латвии. Рига, 1978, 67—88.
Эльтерман Г. Ю., Раукас А. В. Некоторые примеры сопоставления макроскопически сходных разновозрастных морен на основе их литологического изучения. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1963, **12**, 23—37.
Aaloe, A. Jaagarahu lademe pangad. — Eesti Loodus, 1958, 1, 14—18.
Aaloe, A. Kaali meteoriidikraatrid. Tallinn, Eesti Raamat, 1968. 48 lk.
Aaloe, A. Meteoriidikraatrid Ilumetsas. — Eesti Loodus, 1979, 12, 756—761.
Aaloe, A., Miidel, A. Eesti pangad ja joad. Tallinn, Eesti Raamat, 1967. 72 lk.
Barkla, H. The drumlins of Türi (Estonia). — Geol. Inst. Toim., 1935, **48**, 11 lk.
Basalykas, A. Różnorodność morfogenetyczna dolin krajobrazu polodowcowego na przykładzie terenów Litewskiej SSR. — Przegl. geogr., 1968, **40**, 4, 771—781.
Boulton, G. S. Processes and patterns of subglacial sedimentation: a theoretical approach. — In: Ice Ages: Ancient and Modern. Liverpool, Seel House Press, 1975, 7—42.

Buch, L. Beiträge zur Bestimmung der Gebirgsformationen in Russland. — Arch. Miner. (Karsten), 1841, 25, 1, 3—128.
Dalinkevičius, J. Lietuvos ir jos pakraščiu pagrindinis (podiliuvinis) reljefas (su žemėlapiu). — Lietuvos geologijos keletas morfologiniu bruožu. Kosmos, 1930, 10, 145—154.
Doss, B. Gutachten über das Projekt einer Grundwasser-versorgung der Stadt Dorpat. Riga, Müller, 1906, 39 S.
Doss, B. Seismische Ereignisse in den Ostseeprovinzen wom Juni 1910— bis Ende 1912. — Nachr. Seism. Kom., 1913a, 6, 25—32.
Doss, B. Über die Herkunft des Naturgases auf der Insel Kokskär im Finnischen Meerbusen nebst Bemerkungen über die Entstehung der Insel. — Zentralblatt für Minaralogie, Geologie und Paläontologie, 1913b, 601—610.
Flint, R. F. Glacial and Quaternary Geology. New York. John Wiley & Sons, 1971, 892 p.
Giere, W. Morphologie der estländischen Nordküste. Königsberg, Gräfe und Unzer, 1932, 119 S.
Gjessing, J. Potholes in connection with plastic scouring forms. — Geogr. Ann., 1967, 49, 2—4.
Grant, F. S., West, G. F. Interpretation theory in applied Geophysics. New York, McGraw-Hill, 1965, 583 p.
Grewingk, C. Briefliche Mitteilung über die Silur [Devon-Grenze im Pernaugebiet]. — Neues Jb. Miner. Geol., 1859, 62—67.
Grewingk, C. Geologische Skizze des Dorpater Bodens. — Inland, 1860, 3, 45—52.
Grewingk, C. Geologie von Liv- und Kurland mit Inbegriff einiger angrenzenden Gebiete. — Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl., 1861, Ser. 1, 2, 479—776.
Grewingk, C. Erläuterungen zur zweiten Ausgabe der geognostischen Karte Liv-, Est- und Kurlands. — Dorpat. Arch. f. Naturk., 1879, Ser. 8, 1, 343—466.
Grewingk, C. Die Neolithischen Bewohner von Kunda in Estland und deren Nachbarn. Mit Karte des Stein-, Bronze- und ersten Eisenalters von Liv-, Est- und Kurland. — Verh. Gelehrt, Estn. Ges., 1884, 12, 133 S.
Grewingk, C. Über die Beziehungen der geologischen Verhältnisse einiger Dorpater Brunnen zu deren Gehalt an Salzen. — S. B. Naturf. Ges. Dorpat, 1886, 7, 320—325.
Hausen, H. Materialien zur Kenntnis der Pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. — Fennia. Helsingfors, 1913 a, 34, 2, 181 S.
Hausen, H. Über die Entwicklung in der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. — Fennia. Helsingfors, 1913 b, 34, 3, 142 S.
Heinsalu, Ü. Karst Pandivere kõrgustikul. — Rmt. Rakvere rajoonis. Tallinn, 1967, 37—44.
Heinsalu, Ü. Aluspõhja glatsitektoonilisi lasumusrikkeid Kirde-Eestis. — Eesti Loodus, 1970, 2, 118—120.
Heinsalu, Ü. Karst ja looduskeskkond Eesti NSV-s. Tallinn, Valgus, 1977. 96 lk.
Helmersen, G. Der Peipus-See und die obere Narova. Beitr. Kennt. russ. Reichs. 1864, 24, 88 S.
Helmersen, G. Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde Russlands. 1—2. Mém. Acad. Sci. St.-Pétersb., ser. 7, 1, 14, 1869, 7, 137 p.
Jaanson-Orviku, K. Rändpangaseid Eestis. — Loodusuurijate Seltsi Aruanded. 1926, 33, 48—56.
Jentzsch, A. Über die südliche Fortsetzung des Finnischen Schildes. — Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Monatsberichte. Berlin, 1914, 66, 8—11, 371—378.
Jürgenson, E., Tavast, E. Alvarite levikust, morfoloogiast ja kivimilisest koostisest. — Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat 1980. Tallinn, 1982.
Kajak, K. Peipsi nõo geoloogiast ja geomorfoloogiast. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1963. Tallinn, 1964, 20—33.
Kajak, K. Kõrgustiku ja tema tuumiku vanus. — Eesti Loodus, 1968, 4, 200—202.
Kask, R. Mullaerosiooni osast pinnavormide kujundajana. — Rmt.: Eesti pinnavormide genees. Tallinn, Valgus, 1982.
Kessel, H. Kui vanad on Kaali järviku põhjasetted? — Eesti Loodus, 1981, 4, 231—235.
Kildema, K. Karjääridest ja nende tüüpidest Eesti NSV-s. — Rmt.: Eesti pinnavormide genees. Tallinn, Valgus, 1982.
Kildema, K., Saaver, L., Annuka, E. Esialgseid märkmeid karjääridest kui tehismaastikest Eesti NSV-s. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1981. Tallinn (Trükis).
Klaamann, E. Ega maa iga päev vappu. — Horisont, 1977, 2, 1—4.
Kraus, E. Tertiär und Quartär des Ostbaltikums. Ostbaltikum. Berlin, 1928, 2, 142 S.

Kudaba, C. Glacigeniniu rinu kilmės Dzūkijos aukštumose klausimu. — Liet. TSR aukštuju mokykly mokslo darbai, Geogr. ir Geol., 1964, 3, 119—132.
Kutorga, S. Beitrag zur Geognosie und Paläontologie Dorpat's und seiner naechsten Umbgebungen. St. Petersb., 1835, 51 S.
Kääriäinen, E. On the recent uplift of the Earth's Crust in Finland. — Fennia, 1953, 77, 106 p.
Künnapuu, S. Põhja-Eesti klindi kujunemisest. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1958. Tallinn, 1959, 41—47.
Künnapuu, S., Raukas, A. Pinnamood ja pinnakate. — Rmt.: Tallinna ajalugu I. Tallinn, 1976, 20—36.
Künnapuu, S., Raukas, A., Tavast, E. Aluspõhja reljeefi kesk- ja väikevormide morfoloogiast ning kujunemisest. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1980. Tallinn, 1982, 4—.
Laasi, A. Ormsös landskapsbild. — Svio-Estonica 1939, Tartu, 1940, 163—231.
Lannus, P. Kasari tasandiku arteesiakaevusid. — Eesti Loodus, 1939, 2/3, 60—65.
Lewinski, J., Samsonowicz, J. Uksztaltowanie powierchni, sklad ir struktura podloza dyluwium wschodniej czesci Nizu Pólnocno-Europejskiego. — Prace «Towarzystwa Naukowego Warszawskiego», 1918, 3, 31, 172 s.
Liblik, T. Jooni Piusa oru geomorfoloogiast. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1964/1965. Tallinn, 1966, 34—55.
Liiva, A., Kessel, H., Aaloe, A. Ilumetsa kraatrite vanus. — Eesti Loodus, 1979, 12, 762—764.
Liivrand, E., Saarse, L. Jäävaheaegsete setete lasumistingimuste seosest pinnamoega Lõuna-Eestis. — Rmt.: Eesti pinnavormide genees. Tallinn, Valgus, 1982.
Luha, A. Paekalda ajalugu. — Rmt.: Virumaa. Rakvere, 1924, 292—314.
Luha, A. Maavärinaist Eestis. — Loodusvaatleja, 1935, 3, 66—67.
Martinsson, A. The submarine topography of the Baltic Cambro-Silurian area. — Bull. Geol. Inst. Uppsala, 1958, 38, 1, 11—35.
Menzies, J. A review of the literature on the formation and location of drumlins. — Earth-Sci. Rev., 14, 315—359.
Mieler, A. Tartu aseme geomorfoloogia ja hüdrogeoloogia. — Rmt.: Tartu. Tartu, 1927, 175—191.
Miidel, A. Holotseensete orgude geoloogilise arenemise seaduspärasusi Põhja-Eestis. — ENSV TA Geol. Inst. Uurimised, 1961, 7, 147—155.
Miidel, A. Vasaristi org. — Eesti Loodus, 1962, 4, 231—234.
Miidel, A., Tavast, E. Eesti mattunud orud. — «Eesti Loodus», 1978, 2, 105—110.
Männil, R. Jääkriimude suunast Eestis. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1960/1961. Tallinn, 1962, 13—28.
Mölder, K., Salmi, M. Explanation to the map of superficial deposits, Sheet B 3. Vaasa, General Geological Map of Finland 1 : 400 000.
Niini, H. Bedrock and its influence on the topography in the Lokka — Porpahta reservoir district, Finnish Lapland. — Fennia, 1964, 90, 1, 1—54.
Niini, H. Kallioperän pinnanrakenteesta ja sen geologisesta kihityksestä. — Rakennusgeologinen yhdistys, 1967, 1, 4, 3—7.
Niini, H. Stratigrafisia ja morfologisia selvityksiä Etelä-Suomen maapeitteisistä laaksoista. — Terra, 1973, 10, 4, 217—224.
Nikolaev, N. I., Babak, V. J., Medyantsev, A. I. Some neotectonic problems of the Baltic shield and the Norwegian Caledonides. — Baltica. Vilnius, 1967, 3, 183—202.
Nõukogude Eesti. Entsüklopeediline teatmeteos. Tallinn, Valgus, 1978, 480 lk.
Okko, V. Maaperä. — Suomen geologia, 1964, 239—332.
Orviku, K. Uhaku. Kirde-Eesti karstiala stratigraafiast ja geomorfoloogiast. — Geol. Inst. Toim., Tartu, 1929, 14, 36 lk.
Orviku, K. Die Glazialschollen von Kunda-Lammasmägi und Narvakalmistu (Eesti). — Sitzungsberichte der Naturf. — Ges. bei der Universität. Tartu (Dorpat), 1930, 36, 3/4, 174—179.
Orviku, K. Ihkkeel. — Eesti Loodus, 1933, 1, 2—3.
Orviku, K. Viljandimaa aluspõhi ja pinnakate. — Geol. Inst. Toim., 1935, 47, 22 lk.
Orviku, K. Diluviaalstratigraafiast Eestis. — Neljanda Eesti loodusteadlaste päeva ettekannete kokkuvõtted. Tartu, 1940, 33—35.
Orviku, K. Tartu linna hüdrogeoloogia. — Tartu RÜ Toim. Geol. ja Geogr., 1946, 1, 53 lk.
Orviku, K. Kuidas tekkis Põhja-Eesti paekallas? — Rahva Hääl, 1958, 27. aug., nr. 202.

Orviku, K. Eesti geoloogilisest arengust antropogeenis I—II. — Eesti Loodus, 1960, 1, 6—16; 3, 139—150.
Orviku, K. Antropogeeni (kvatenaari) stratigraafia ja paleogeograafia küsimusi Eestis. — Rmt.: Geoloogiline kogumik. Tallinn, 1961, 57—69.
Orviku, K. Pandivere kõrgustiku geoloogilisest arengust. — Rmt.: Rakvere rajoonis. Tallinn, 1967, 22—31.
Orviku, K., Orviku, K. jun. Über die Beständigkeit der Entwicklung der Küsten im Estländischen Küstengebiet in der Spätglazialzeit, im Holozän und in der Gegenwart. — ENSV TA Toimetised. Keemia. Geoloogia, 1969, **18**, 2, 128—139.
Ramsay, W. Carte bathymetrique de golfe de Finlande et de lac Ladoga. — «Fennia». Helsingfors, 1911, **30**, 11.
Raukas, A. Mandrijää liikumisest Eestis. — Eesti Loodus, 1961, 5, 259—264.
Raukas, A., Karukäpp, R. Eesti liustikutekkeliste akumulatiivsete saarkõrgustike ehitus ja kujunemine. — Rmt.: Eesti NSV saarkõrgustike ja järvenõgude kujunemine. Tallinn, Valgus, 1979, 9—28.
Raukas, A., Punning, M., Rähni, E. Millal taandus Eestist mandrijää? — Eesti Loodus, 1969, 7, 396—401.
Raukas, A., Vaher, R. Tektoonika osast Eesti aluspõhja reljeefi ja nüüdispinnamoe kujunemisel. — Rmt.: Settekivimid ja tektoonika. Tallinn, 1981, 6—22.
Reinvaldt, A. Bericht über geologische Untersuchugen am Kaalijärv (Krater von Sall) auf Ösel. — Loodusuurijate Seltsi aruanded. 1928, **35**, 30—70.
Reinwaldt, A. Meteoriidikraatrid Saaremaal. — Looduskaitse I. Tallinn, 1937, 118—131.
Ruszczynska-Szenajch, H. Glacitektoniczne depresje i kry lodowcove na tle bubowy geologicznej poludniowo-wschodniego Mazowsza i poludniowego Podlasia. — Glacitectonic Depressions and Glacial Rafts in Mid-Eastern Poland. Stud. Geol. Pol. 1976, Vol. **50**, 87 S.
Ruszczynska-Szenajch, H. Zróznicowanic zaburzeń glacitektocznych wzależności od przewagi oddzialywania ciężaru lodu lub ruchu lodu. — Biuletyn Geologiczny, Warszawa, 1979, **23**, 131—139.
Rõuk, A.-M. Türi voorestiku geomorfoloogiast. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1970. Tallinn, Valgus, 1972, 18—36.
Rõuk, A.-M. Voorte ja voorelaadsete pinnavormide morfoloogiline vaheldusrikkus. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1973. Tallinn, Valgus, 1974, 5—32.
Schmidt, F. Flora der Insel Moon, nebst orographisch-geognostischer Darstellung ihres Bodens. — Arch. Naturk. Liv-, Ehst- und Kurl., 1854, Ser. 2, **1**, 1—62.
Schmidt, F. Untersuchungen über die Silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel. — Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl., 1858, Ser. 1. **2**, 248 S.
Schmidt, F. Untersuchungen über die Erscheinungen der Glacialformation in Estland und auf Oesel. — Bull. Acad. Sci. St.-Petersb., 1865, **8**, 207—248.
Schmidt, F. Die Crustaceenfauna der Eurypterenschichten von Rootziküll auf Oesel. — Miscellanea silurica 3. Mém. Acad. Sci. St.-Petersb., ser. 7., 1883, **31**, 5, 28—85.
Schrenk, A. Uebersicht des oberen silurischen Schichtensystems Liv- und Ehstlands, vornähmlich ihrer Inselgruppe. — Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl., 1854—1857, Ser. 1, **1**, 1—112.
Seidlitz, C. Das General-Nivellement Esthlands. — S. B. Naturf. Ges. Dorpat, 1874, **3**, 321—379.
Tallinna ajalugu I. Tallinn, 1976, 429 lk.
Tammekann, A. Die Oberflächengestaltung des Nordostestländischen Küstentafellandes. — Acta Univ., Tartu, 1926, A **9**, 7, 152 S.
Tammekann, A. Das Relief und die Abflussverhältnisse in Estland (2. Baltische hydrologische und hydrometrische Konferenz). Tallinn, 1928, 5 S.
Tammekann, A. Tallinna aseme pinnamoest. — Eesti Loodus, 1934, 2, 34.
Tammekann, A. Põhja-Eesti paekaldast. — Loodusvaatleja, 1935, 1, 2—5.
Tammekann, A. Die Endmoränen in Estland. — C. R. du Congrès International de Geographie Amsterdam. Union Géographique Internationale. Leiden, 1938, 251—256.
Tammekann, A. The Baltic Glint. — A Geomorphological Study. Part I. Morphography of the Glint. — Publicationes Inst. Univ. Tartuensis Geographici, 1940, **24**, 103 p.
Tammekann, A. Die präglazialen Züge in der Oberflächengestaltung Estlands. — Apoph. Tartu. Soc. Litt. Est. in Svecia. Stockholm, 1949, 440—452.
Tavast, E. Gravimeetriga talvisel Lämmijärvel. — Eesti Loodus, 1978, 2, 111—112.
Tavast, E. Millised on Eesti mattunud orud? — Eesti Loodus, 1979, 2, 94—96.

Tavast, E., Raukas, A. Eesti aluspõhja reljeefist ja selle mõjust liustikutekkeliste pinnavormide kujunemisele. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1976. Tallinn, Valgus, 1978, 5—26.
Teedumäe, A. Eesti karbonaatkivimite ratsionaalse kasutamise skeemist. — Rmt.: Eesti NSV maapõue kaitsest. Tallinn, Valgus, 1976, 34—41.
Teichert, K. Die Klufttektonik der Cambro-Silurischen Schichtentafel Estlands. — Geol. Rundschau. 1927a, **18**, 4, 241—263.
Teichert, C. Der estländische Glint. — Natur und Museum, 1927b, 57, 6, 264—272.
Tšeban, E. Põhjavesi, selle kasutamine ja kaitse. — Eesti Loodus, 1972, 5, 266—269.
Tšeban, E. Eesti NSV põhjavesi ja selle kasutamine. Tallinn, Valgus, 1975, 166 lk.
Vallner, L., Lutsar, R. On the deformations of the Earth's surface on the territory of Tallinn. — Annales Acad. Scient. Fennicae Helsinki, 1966, **Ser. A, 90,** 387—394.
Viiding, H., Kala, E., Pobul, E. Paluküla mõistatus laheneb. — Eesti Loodus, 1969, 8, 469—474.
Viiding, H., Vingissaar, P. Mineraalvarude kasutamise ja maapõue kaitse probleemidest Eestis. — Rmt.: Eesti NSV maapõue kaitsest. Tallinn, Valgus, 1976, 9—30.
Öpik, A. Studien über das estnische Unterkambrium (Estonium) I—IV. Geol. Inst. Toim., Tartu, 1929, **15**, 56 lk.
Öpik, A. Porkuni—Tamsalu ümbruse geoloogiast. — Eesti Loodus, 1937, 2, 50—58.
White, W. A. Deep erosion by continental ice sheets. — Bull. Geol. Soc. Am., 1972, **83,** 1037—1056.
Winkler, H. Über Umfang und Abbauwürdigkeit estländischer Bodenschätze. — Mitt. Geol. Inst. Univ. Greifswald, 1920, 3, 27 S.
Zur Mühlen, L. Der geologische Aufbau Dorpats und seiner nächsten Umgebung. Dorpat, 1912, 68 S.
Zur Mühlen, L. Zur Geologie und Hydrologie des Wirzjerw-Sees. — Abhandlungen der Kgl. Preussischen Geologischen Landesanstalt und Berg-Akademie zu Berlin, 1918, 83, 14—92.

290

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

1. ИСПОЛЬЗОВАННАЯ МЕТОДИКА 7

2. РЕЛЬЕФ КОРЕННЫХ ПОРОД ЭСТОНИИ И ЕГО РАЙОНИРОВАНИЕ 18

2.1. Общая характеристика рельефа коренных пород и история его исследования 18
2.2. О классификации форм рельефа 24
2.3. Районирование рельефа поверхности коренных пород и характеристика выделенных районов 26
2.3.1. Предглинтовая низина 26
2.3.2. Западно-Эстонская низина 29
2.3.3. Виру-Харьюское плато 36
2.3.4. Северо-Эстонский глинт 37
2.3.5. Девонское плато 39
2.3.6. Средне-Эстонская и Выртсъярвская низины 43
2.3.7. Псковско-Чудская впадина 43
2.3.8. Валгаская низина с низиной Юго-Восточной Эстонии ... 47

3. ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД 47

3.1. Существующие гипотезы о формировании рельефа коренных пород 47
3.2. Влияние литологического фактора на формирование рельефа коренных пород 48
3.3. Влияние тектоники на формирование рельефа коренных пород .. 61
3.4. Эрозия как фактор преобразования рельефа коренных пород .. 83
3.5. Экзарация как фактор преобразования рельефа коренных пород 93
3.6. Абразия как фактор преобразования рельефа коренных пород .. 106
3.7. Влияние гравитационных и других склоновых процессов на преобразование рельефа коренных пород 113
3.8. Влияние элювиальных и карстовых процессов на преобразование рельефа коренных пород 114
3.9. Влияние космогенных и прочих геологических процессов на преобразование рельефа коренных пород 118
3.10. Влияние хозяйственной деятельности человека на преобразование рельефа коренных пород 120

4. ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД НА ФОРМИРОВАНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ФОРМ РЕЛЬЕФА 124

4.1. Влияние рельефа коренных пород на движение ледников и на ледниковую эрозию 124
4.2. Влияние рельефа коренных пород на мощность четвертичных отложений и на структуру четвертичного покрова 130
4.3. Влияние рельефа коренных пород на формирование состава четвертичных отложений 145
4.4. Влияние рельефа коренных пород на размещение и формирование плейстоценовых форм рельефа 146
4.5. Влияние рельефа коренных пород на размещение и формирование важнейших голоценовых форм рельефа 162

5. ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ РЕЛЬЕФА КОРЕННЫХ ПОРОД 171

Заключение 175
Eesti aluspõhja reljeef. Resümee. 177
The bedrock relief of Estonia. Summary. 179
Литература 183

АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР. ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ. Эльви Таваст, Анто Раукас. Рельеф коренных пород Эстонии. На русском языке. Художник-оформитель Х. Пузанов. Редакторы В. Пуура и А. Войт. Художественный редактор Ю. Мейстер. Технический редактор Э. Сагрис. Корректор И. Пикнер.
ИБ № 3488
Сдано в набор 28. 07. 81. Подписано в печать 9. 04. 82. МВ-03764. Формат бум. 70×100/16. Меловая бумага. Гарнитура Литературная. Усл. печ. л. 15,9+2,71 (вклейки). Усл. кр.-отт. 19,07. Уч.-изд. л. 19,20. Тираж 750 экз. Заказ № 2159. Цена руб. 3.30. Заказное. Издательство «Валгус», 200090, Таллин, Пярнуское шоссе, 10. Типография «Юхисэлу», 200001, Таллин, ул. Пикк, 40/42.

EESTI AKADEEMILINE RAAMATUKOGU
1 0200 00144916 8