

Б.Н.Можаев

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА

Северо-Запада
Русской
равнины

551,24.

Б.Н.Можаев

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА

Северо-Запада
Русской
равнины

125

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНОЕ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ
ОБЪЕДИНЕНИЕ «АЭРОГЕОЛОГИЯ» – ЛАБОРАТОРИЯ АЭРОМЕТОДОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД · 1973



Б. Н. Можаев. Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. Л., «Недра», 1973. 232 с. (М-во геологии СССР. Объединение «Аэрогеология». Лаб. аэрометодов).

Охарактеризованы рельеф и новейшая тектоника северо-западных областей РСФСР (Ленинградская, Новгородская, Псковская, Калининградская) и республик Прибалтики (Эстония, Латвия, Литва). В рельефе кровли дочетвертичных пород этой территории выделяются разновозрастные поверхности выравнивания. Описание современного рельефа строится на выделении двух основных комплексов типов рельефа: возвышенностей и низин. Устанавливается вертикальная зональность современного рельефа областей покровного материкового оледенения, отражающаяся в существовании уровней ледниковой аккумуляции; характеризуется связь современного рельефа этих областей с рельефом поверхности дочетвертичных пород. Описываются две формы проявлений новейших тектонических движений: региональные и локальные. Доказывается унаследованный характер новейшей тектоники, указывается на возможную связь современного рельефа и новейшей тектоники со структурой кристаллического фундамента. Описываются методы выявления локальных структур осадочного чехла по их отражению в рельефе путем установления геоморфологических аномалий. Выделяются этапы новейшей тектоники, реконструируются тектонические и рельефообразующие процессы, происходившие на каждом из них.

Книга рассчитана на широкий круг читателей: геологов, геоморфологов, географов, специалистов в области четвертичной геологии и тектоники, занимающихся изучением плейстоценовых покровных материковых оледенений, может быть использована в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений.

Таблиц 11, иллюстраций 78, список литературы — 544 назв.

М 0292—328
043 (01)—73 61—73

© Лаборатория аэрометодов объединения «Аэрогеология», 1973.

ВВЕДЕНИЕ

Представления об определяющей роли тектонических движений в формировании рельефа земной поверхности утвердились давно. Так, еще В. Пенк, исходя из положения о том, что рельеф образуется в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, пришел к выводу: «рельеф — функция интенсивности поднятия» [339, с. 78].

Тектонические процессы, которыми созданы основные черты современного рельефа, С. С. Шульц предложил выделять в качестве новейшей тектоники [448].

Конкретное геоморфологическое выражение новейшей тектоники в разных районах земного шара различно. Это обусловлено особенностями самих тектонических процессов, спецификой деятельности экзогенных факторов и природными условиями, в которых они проявляются. Однако всегда «новейшая тектоника и характер ее проявления объясняют все особенности строения и развития рельефа» [311, с. 12].

С этой точки зрения исключительный интерес представляет северо-западная часть Русской равнины. Она граничит с Фенноскандией — областью известных позднеплейстоценовых, голоценовых и современных тектонических движений, впервые установленных и изученных еще в XVIII в. Проявления новейшей тектоники отмечались и непосредственно на Северо-Западе. На этой территории на протяжении сравнительно короткого отрезка геологической истории, относимого к кайнозою, существенно менялись природные условия и экзогенные рельефообразующие процессы. Значительные изменения претерпевало геоморфологическое выражение новейших тектонических движений и экзогенных процессов. В палеогене и неогене в обстановке континентальной денудации здесь формировались крупные неровности рельефа, которые, несмотря на покров плейстоценовых отложений, во многих случаях составляют остов современного рельефа. В плейстоцене Северо-Запад Русской равнины был неоднократно ареной развития

обширных ледниковых покровов материкового оледенения. Ими создан современный рельеф.

Основная задача настоящей работы заключается в изучении новейшей тектоники Северо-Запада Русской равнины и в установлении ее роли в формировании рельефа на разных этапах развития этой территории в кайнозое. Несмотря на то, что рельефу области материкового оледенения Русской равнины и новейшей тектонике отдельных районов ее северо-западной части посвящено достаточно много работ, вопрос о роли новейших тектонических движений в формировании современного рельефа Северо-Запада не получил всестороннего и полного освещения. В настоящей работе делается попытка восполнить этот пробел.

Поскольку на Северо-Западе отсутствуют отложения, коррелятные новейшим тектоническим движениям, изучение новейшей тектоники этой территории может опираться главным образом на структурно-геоморфологический анализ. Путем изучения экзогенных процессов и существующего геоморфологического строения он позволяет восстановить ход и развитие движений земной коры.

Для решения поставленной задачи помимо исследования собственно новейших тектонических движений требуется провести анализ внутренней структуры кристаллического фундамента и тектонического строения осадочного чехла, изучить основные рельефообразующие процессы Северо-Запада в их развитии, разработать некоторые вопросы теории и методики структурно-геоморфологического анализа.

Теоретическое и практическое значение поставленных вопросов необходимо оценивать с учетом высокой хозяйственной освоенности Северо-Запада. В Директивах XXIV съезда КПСС по плану девятой пятилетки предписывается необходимость первоочередного геологического изучения земных недр именно таких районов, поскольку освоение их минерально-сырьевых ресурсов наиболее эффективно экономически.

Актуальность исследования связи рельефа с новейшей тектоникой Северо-Запада Русской равнины и повышения эффективности структурно-геоморфологического анализа диктуется тем, что на западе этой территории — в Балтийской синеклизе — обнаружены находящие отражение в рельефе газо- и нефтеносные структуры осадочного чехла. Локальные структурные формы являются на экономически освоенном Северо-Западе объектом поисков также в связи с созданием подземных газохранилищ, обеспечивающих бесперебойную круглогодичную работу промышленности на дешевом топливе. Обнаружение в Эстонии и Латвии локализации рудных ископаемых в коре выветривания кристаллического фундамента, залегающего в северных частях района работ сравнительно неглубоко (около 200 м), и в сквозных разломах, пересекающих платформенный чехол и фундамент [340], указывает на перспективность изучения новейшей тектоники и с точки зрения поисков месторождений рудных ископаемых. Движения земной коры оказывают большое, в ряде случаев решающее влияние на процессы заболачивания и осушения территории, развитие абразии и аккумуляции на морских берегах, что необходимо учитывать при планировании сельскохозяйственных и мелиоративных работ, строительстве портовых и береговых сооружений.

Первые работы по молодым тектоническим движениям Северо-Запада Русской равнины относятся к началу текущего столетия [486, 487, 502, 473]. Особенно широко они развернулись в послевоенное время [106, 107, 119 — 123, 125, 127, 129, 262 — 265, 267, 269, 270, 312 — 318, 326 — 328, 400 — 402, 407, 450, 451]. В результате работ К. И. Геренчука, В. К. Гуделиса, Ю. А. Мещерякова, Н. И. Николаева, К. К. Орвику, Е. Н. Спрингис, С. С. Шульца и других исследователей установлены тектонические движения регионального характера, проявляющиеся на большой площади, изучены отдельные примеры локальных новейших движений. Разрабатывается методика выявления новейших структурных форм в условиях Северо-Запада [106, 107, 120, 127, 267, 270, 326, 327, 407, 443, 450]. Составлены карты новейшей тектоники крупных районов земного шара, куда исследуемая территория входит составной частью [184, 318]. В ряде случаев установлено унаследованное развитие на протяжении всего платформенного этапа отдельных локальных структурных форм [451, 407, 129]. Решен ряд других вопросов новейшей тектоники. Однако до сих пор отсутствует сводка по новейшей тектонике Северо-Запада Русской равнины.

Автор признателен З. И. Гурьевой, Е. П. Зариной, О. М. Знаменской, Д. Д. Квасову, З. А. Сваричевской, В. В. Шаркову за ценные советы и замечания, сделанные при прочтении всей работы или отдельных глав; Н. В. Быковой, Н. М. Максимовой, В. А. Морозову, А. П. Розыграевой, А. А. Рукояткину, Н. П. Федорову — за помощь в работе. Особую признательность автор выражает своему учителю профессору С. С. Шульцу за неизменный интерес к работе и благожелательную поддержку и В. Г. Можаевой за повседневное дружеское участие и помощь на протяжении многих лет, без чего работа не могла бы быть подготовлена. Автор благодарит товарищей по работе — сотрудников Лаборатории аэрометодов за обсуждение книги и помощь в ее оформлении.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Орография

На Северо-Западе Русской равнины абсолютные отметки колеблются от 0 (уровень Балтийского моря) до 328 м на Бежаницкой и до 343 м на Валдайской возвышенности (рис. I. 1). В целом высота рельефа уменьшается к северу и западу, к берегам Балтийского моря.

Большая часть территории занята низменностями с абсолютными высотами менее 100 м. Они приурочены главным образом к берегам морей, озер и низовьям крупных рек. Наиболее крупные низменности ориентированы в меридиональном направлении. Так, низменность в восточной части района (с оз. Ильмень посередине) протягивается с юга на север на 400 км при ширине до 200 км. Отчетливо выдерживает меридиональное направление на протяжении свыше 300 км при максимальной ширине до 75 км низменность, к которой приурочены низовья р. Великая, озер Чудское и Псковское и Лужско-Нарвское понижение. Большую площадь занимает также вытянутая с юга на север Рижско-Елгавская низменность, примыкающая с юга к Рижскому заливу. Длина ее свыше 200 км при ширине до 80 км. Обширная низменность занимает всю Западную Эстонию. На востоке и юге она сливается с низменным побережьем Балтийского моря. По южному берегу Финского залива низменность протягивается узкой (ширина до 20—25 км) полосой, ограничиваясь с юга Балтийским глинтом. В пределах Латвии и Литвы ширина приморской низменности в целом больше (до 40 км). Обширная плоская низменность развита в низовьях рек Неман и Преголя.

Низменности разделяются возвышенностями. Наиболее крупной из них является Валдайская — обширная полоса холмисто-грядового рельефа, протягивающаяся в северо-северо-восточном направлении более чем на 500 км и уходящая за северную границу исследуемого района. На юго-западе изучаемой территории расположена восточная часть другой линейной возвышенности — Балтийской гряды. Высоты в ее пределах не превышают 257 м (гора Гидаония заливнее Вильнюса).

Остальные возвышенности имеют большей частью округлую в плане форму. Западная часть Литвы занята обширной Жямайтской возвышенностью с максимальной высотой 228 м (гора Шатрия). К северу она переходит в Курземскую возвышенность, разделенную долиной р. Вента на две части. Наиболее высокие точки этой возвышенности — горы Криевукалн (197 м) и Кампаркалн (188 м). В восточной части Латвии располагаются Латгальская

(гора Дзиркали, 289 м) и Видземская возвышенность, наивысшая точка последней — гора Гайзинькалн — приподнята над уровнем моря на 310 м. На северо-востоке Видземская возвышенность смыкается с возвышенностью Хаанья, в пределах которой гора Сур-Мунамяги имеет абсолютную высоту 317 м. В Средней и Северной Эстонии отмечаются незначительные по площади и абсолютным отметкам возвышенности Отепя и Пандивере. На западе Ленинградской и Псковской областей протягивается цепь отдельных возвышенностей, высота которых снижается к северу. На юге этой цепи Вязевская и Бежаницкая возвышенности образуют один массив холмистого

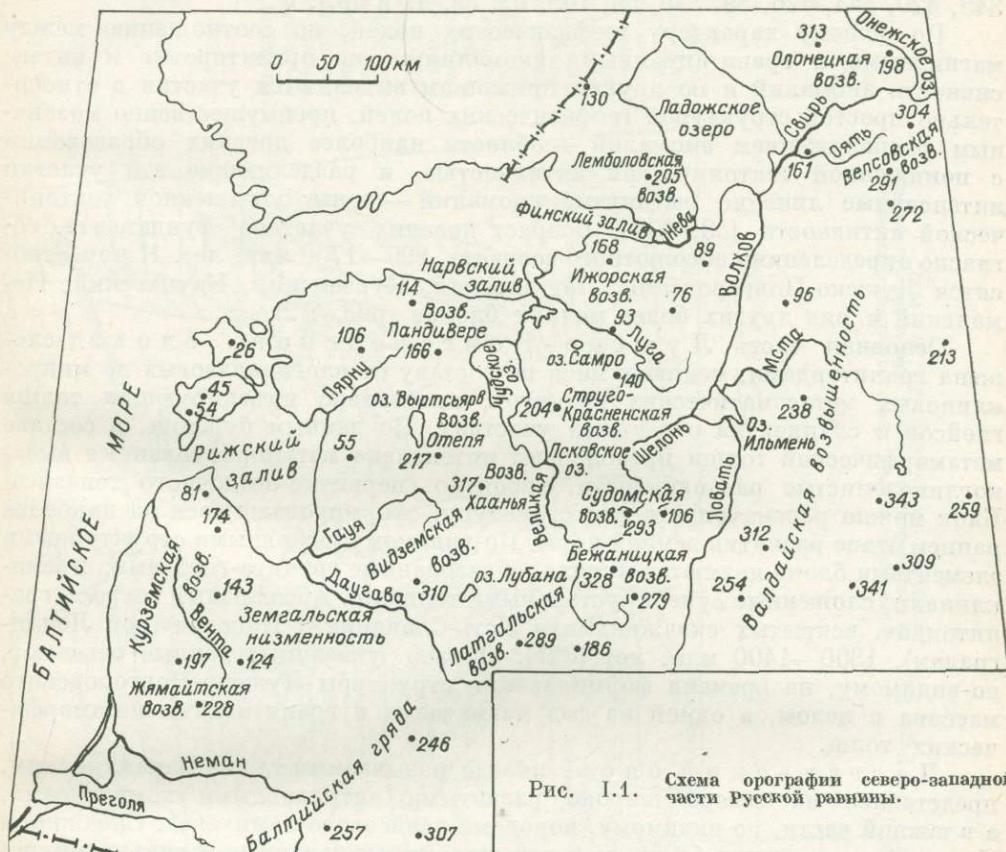


Рис. I.1. Схема орографии северо-западной части Русской равнины.

рельефа, а севернее, отделенная от них долиной р. Сороть, лежит Судомская возвышенность (гора Судома, 293 м). Восточнее Псковского озера располагается Струго-Красненская (Лужская) возвышенность с максимальной отметкой 204 м. Самой северной возвышенностью в этой цепи является Ижорская (168 м). Вследствие того, что рельеф возвышеностей и низменностей обусловлен различными процессами, он резко различен в этих областях. Для возвышенностей характерен более расчлененный рельеф с большим морфологическим разнообразием. В пределах озерно-ледниковых низменностей рельеф характеризуется уплощенностью и однообразием форм (см. гл. III).

Геологическое строение кристаллического фундамента

Исследуемая территория относится к северо-западной части Русской плиты, входящей в состав Восточно-Европейской платформы. В геологическом строении плиты различают два структурных этажа: складчатое

основание платформы (кристаллический фундамент) и перекрывающий его осадочный чехол.

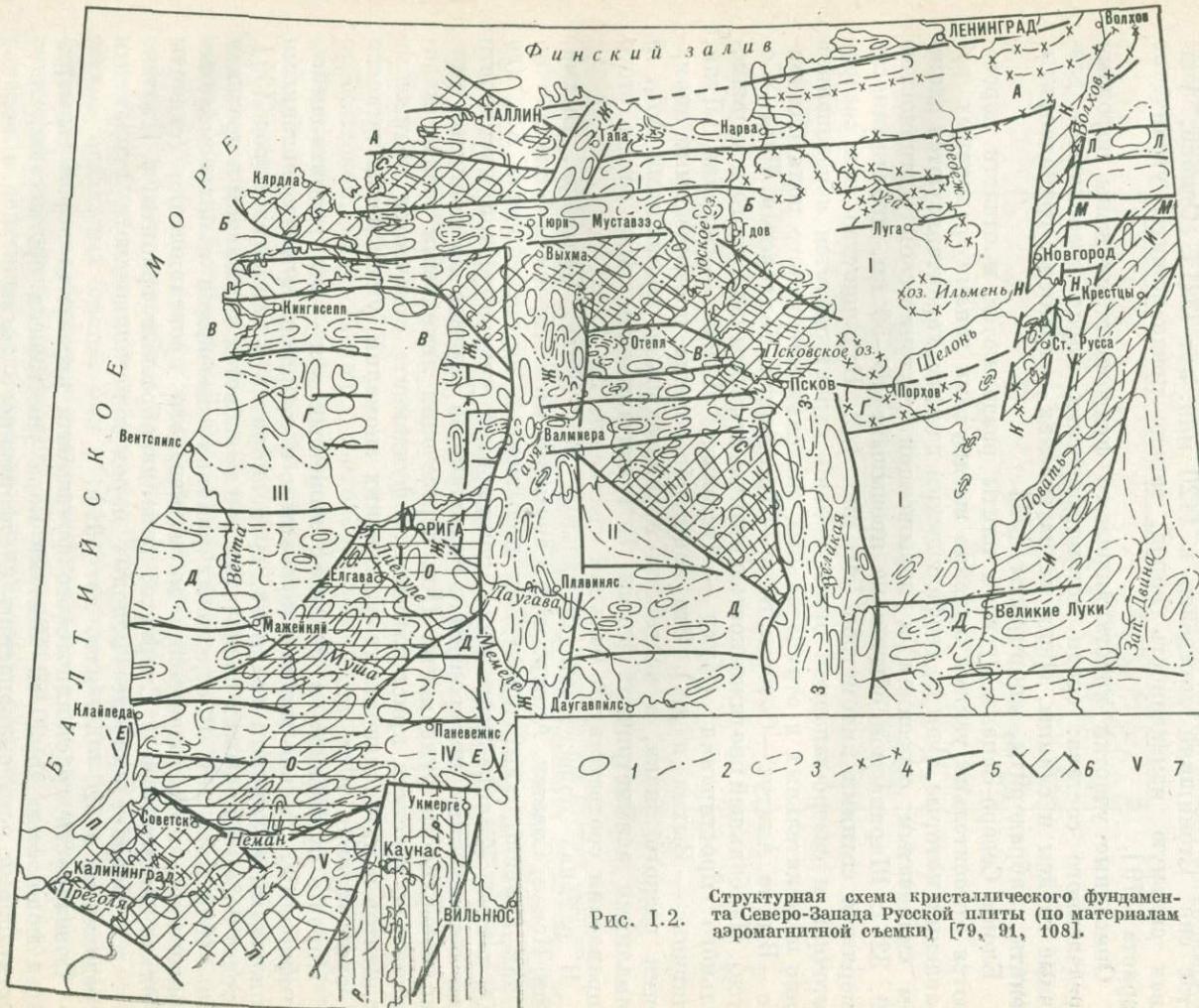
К настоящему времени на Северо-Западе Русской плиты насчитывается 300—400 скважин, вскрывших породы кристаллического фундамента. Имеется около ста определений абсолютного возраста [321, 403]. По этим данным, фундамент представлен метаморфическими и изверженными породами, относящимися к архею и нижнему — среднему протерозою [56, 57]. В дополнение к материалам бурения широко привлекаются геофизические данные, в частности материалы гравиметрических и магнитных съемок [408, 8, 424, 345, 420, 344, 426, 89, 379, 53, 108, 92, 39, 91 и др.].

По общему характеру геофизических полей, по соотношению между магнитными и гравитационными аномалиями, по ориентировке и интенсивности аномалий и по другим признакам выделяются участки с относительно простой структурой геофизических полей, преимущественно мозаичным расположением аномалий — области наиболее древних образований с пониженной тектонической активностью, и разделяющие эти участки интенсивные линейно вытянутые аномалии — зоны повышенной тектонической активности [53, 108]. Возраст древних участков фундамента, согласно определениям абсолютного возраста, 890—1760 млн. лет. К ним относятся Лужско-Новгородский, Латгальский, Курземский, Каунасский, Неманский и ряд других более мелких блоков (рис. I.2).

Основная часть Лужско-Новгородского блока сложена гранитоидами, меняющимися по составу от плагиоклазовых до микроклиновых метасоматических гранитов, интенсивно инъецирующих толщи гнейсов и сланцев на отдельных участках. По данным бурения, в составе метаморфической толщи преобладают интенсивно метаморфизованные высокоглиноземистые разновидности, вероятно, первично-осадочного генезиса. Блок можно рассматривать как структуру, сформировавшуюся на наиболее раннем этапе развития земной коры. По-видимому, основными структурными элементами блока являются купола, образованные гранито-гнейсами, и синклинали, сложенные суперкрустальными толщами. Абсолютный возраст гранитоидов, вскрытых скважинами в Усть-Славянке и Поповке (под Ленинградом), 1300—1400 млн. лет [321]. Однако указанные данные отвечают, по-видимому, не времени формирования структуры Лужско-Новгородского массива в целом, а одной из фаз магматизма и гранитизации метаморфических толщ.

Латгальский блок, иногда называемый также Вараклянским, представлен на севере широко развитыми интрузивными комплексами, а в южной части, по-видимому, породами гнейсового комплекса. Скважиной Плявиняс в пределах блока вскрыты милюнитизированные и сильно микроклинизированные биотитовые плагиогнейсы, абсолютный возраст которых около 890 млн. лет. Так как скважина расположена на продолжении зоны глубокого минимума силы тяжести, который может указывать на подводящий канал молодого гранитного массива, приуроченный, вероятно, к разлому, то можно предположить, что данные абсолютного возраста отмечают не время образования исходных пород блока, а значительно более позднее время их последующего метаморфизма.

Курзэмский блок охватывает акваторию Рижского залива и северную часть Курземского полуострова, размеры блока около 120×170 км [91]. Основная часть блока сложена лабрадоритами. Об абсолютном возрасте блока можно судить по данным определения возраста граносиенитов в скв. Адзе — 1640 млн. лет [59]. С юга блок ограничен системой разрывных нарушений широтного простирания. Меридиональные разрывные нарушения выявлены сейсморазведкой в средней части блока. Широкое распространение лабрадоритов дало основание предположить отсутствие гранитного слоя коры на значительной части блока [240]. С нашей точки зрения, это предположение требует постановки специальных исследований.



Структурная схема кристаллического фундамента Северо-Запада Русской плиты (по материалам аэромагнитной съемки) [79, 91, 108].

Изолинии ΔT_a : 1 — положительные, 2 — нулевые, 3 — отрицательные; 4 — относительные максимумы в отрицательном поле ΔT_a ; зоны повышенной тектонической активности: 5 — широтного и меридионального простирания (AA — Таллин — Гатчина, BB — Муху — Муставээ, ВВ — Кингисепп (Сарема) — Отепя, ГГ — Валмиера — Старая Русса, ДД — Лиепая — Великие Луки, ЕЕ — Клайпеда — Выхма, ЖЖ — Плявинис — Выхма, ЖЖ — Рижская, ЗЗ — Себек — Псков, ЛЛ — Будогощская, ММ — Вишерская, НН — Ильменская), 6 — северо-западного и северо-восточного простирания (СС — Эстонско-Латвийская, ИИ — Вино-Крестецкая, КК — Волховская, ОО — Советская — Рига, ПП — Советск — Алитус, РР — Каунасская); 7 — блоки пониженной тектонической активности (I — Лужско-Новгородский, II — Латгальский (Вараклянский), III — Курземский, IV — Каунасский, V — Неманский).

Каунасский блок, иногда разделяемый на южный (Каунасский) и северный (Биржийский), имеет сложное строение. В южной части блока скв. Саснава вскрыты граниты и гнейсы, а скв. Пренай южнее Каунаса — кристаллические сланцы, биотитовые гнейсы и амфиболиты. Абсолютный возраст пород точно не установлен. Но поскольку возраст омоложенных гранито-гнейсов в скв. Жежмаряй определен в 1510 млн. лет, то, вероятно, породы блока более древние. В северной части блока установлены граниты и гнейсы. Граниты вскрыты и в районе перешейка, соединяющего северную и южную части массива у горы Крекенава. Возраст гнейсовых пород 1760 млн. лет [59].

Неманский блок обладает небольшими размерами (45×40 км). Геологические образования фундамента вскрыты скв. Стонишкай (Советская) и Вирбалис. В скв. Стонишкай вскрыты сильно измененные породы, первоначально имевшие гранодиоритовый состав [56]. В скв. Вирбалис установлены граниты. Абсолютный возраст микроклиновых гранитов скв. Стонишкай определен в 1120 млн. лет [321]. Однако, учитывая сильную измененность пород, можно предположить увеличение возраста [379].

Описанные участки кристаллического фундамента сложены породами определенного состава: среди метаморфических пород преобладают различные гнейсы и сланцы, среди магматических — граниты, гранодиориты, сиениты, лабрадориты, аортозиты [59].

Блоки Северо-Запада Русской плиты разделяются и отчасти пересекаются относительно узкими линейно вытянутыми зонами различных направлений, которые, судя по геофизическим данным, характеризуются сложным складчатым строением и повышенной тектонической активностью [79, 325]. Ширина зон обычно не превышает 40—50 км, протяженность измеряется сотнями километров (см. рис. I.2). Большинство зон северо-восточной и северо-западной ориентировки характеризуется чередованием полос положительных и отрицательных значений магнитного поля (Плявиняс — Выхма, Алитус — Советск, Вино — Крестецкая, Волховская, Рига — Советск). Наибольшей протяженностью отличаются зоны широтного и меридионального простирания (Муху — Муставээ, Лиепая — Великие Луки, Плявиняс — Выхма и др.). Эти зоны образованы протяженными аномалиями разного знака, в частности отрицательными аномалиями ΔT_a , и аномалиями асимметричной формы. В гравитационном поле зонам этого направления соответствуют большие градиенты Δg .

В районах пересечения аномальных зон (Рига, Валмиера, Выхма, Тапа, Псков, Советск, Алитус и др.) аномалии ориентированы беспорядочно и, как правило, характеризуются повышенной интенсивностью ΔT_a (до 6000 гамм). К линейным зонам повышенной тектонической активности и их пересечениям приурочены в большинстве случаев приподнятые участки поверхности фундамента. При пересечении линейными зонами мало-подвижных участков кристаллического фундамента отмечается понижение градиентов и интенсивности геофизических аномалий, уменьшение четкости их ориентировки и т. д.

Породы фундамента в пределах линейных зон — это гранито-гнейсы и амфиболиты, сильно мигматизированные и прорванные многочисленными прожилками и дайками гранитов, гранодиоритов и основных пород [59]. Возраст пород в пределах складчатых зон колеблется в основном в пределах 1100—1600 млн. лет. В отдельных районах отмечаются и более молодые образования, преимущественно магматического происхождения (сиениты в Эльке, аортозиты в Стирнасе, рапакивиобразные граниты в Пилтене и т. д.). Возраст наиболее молодых пород кристаллического фундамента определяется в 520—650 млн. лет [91].

Поверхность кристаллического фундамента перекрыта корой выветривания мощностью до 30 м. Местами кора уничтожена процессами, предшествующими осадконакоплению платформенного этапа.

Породы кристаллического фундамента Северо-Запада в настоящее время рассматриваются как рудовмещающие. Так, в Эстонии в породах фундамента обнаружены магнетит, медь, никель, кобальт; в Латвии — магнетит, свинец, цинк, кобальт, титан, хром; в Литве — железные руды, титан, медь, никель, ванадий, некоторые редкие и рассеянные элементы.³ Особенно богата рудами кора выветривания [340]. С развитием техники бурения скважин, проходки открытых и закрытых выработок станет возможной эксплуатация этих природных ресурсов.

Стратиграфия пород осадочного чехла

Осадочный чехол Северо-Запада Русской плиты мощностью от 250—300 м на северо-востоке и более 2500 м на юго-западе представлен верхнерифейским и вендским комплексами верхнего протерозоя, кембрийской,

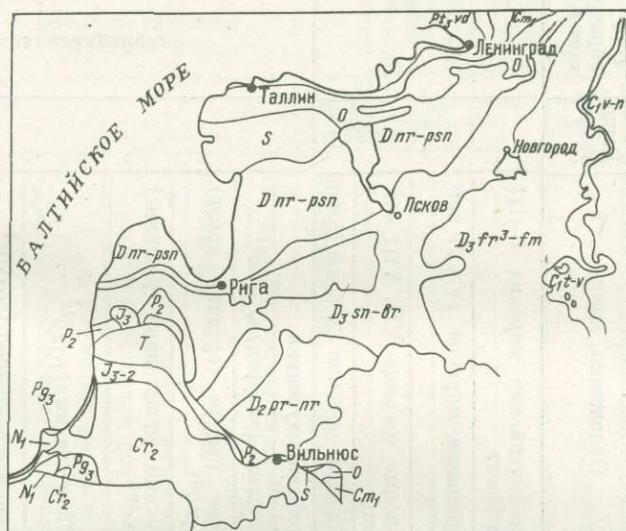


Схема литолого-стратиграфических комплексов Северо-Запада Русской равнины.
Отложения: N_1 — Pg_3 — нижненеогеновые и верхнепалеогеновые терригенные, C_{r_2} — верхнемеловые песчано-глинистые, J_{3-2} — Т — верхне-, среднеорские и триасовые терригенно-карбонатные, P_2 — верхнепермские карбонатные, C_{4v-p} — п — нижнекарбонатные карбонатные, D_3fr-fm — фм — C_4v-p — верхнедевонские и нижнекарбонатные карбонатно-терригенные, D_3sn-br — бр — верхнедевонские карбонатные, Drr — psn — средне- и верхнедевонские терригенные, $O-S$ — силурийские и ордовикские карбонатные, Pt, vvd — Cm_1 — верхнепротерозойские и нижнекембрийские терригенные.

Рис. I.3.

ордовикской, силурийской, девонской, каменноугольной, пермской системами палеозоя, триасовой, юрской, меловой системами мезозоя, палеогеновой, неогеновой и четвертичной системами кайнозоя.

Основная часть исследуемой территории сложена обломочными и карбонатными отложениями девонской системы; вдоль южных берегов Финского залива развиты протерозойские, кембрийские и ордовикские образования; породы карбона слагают самую восточную часть района; на юго-западе развиты породы мезозоя и кайнозоя (рис. I.3). Четвертичные образования почти сплошным пластом покрывают всю территорию. В отличие от отложений остальных систем они образуют геологические тела неправильной формы, обычно ограниченно распространенные, за исключением нескольких горизонтов валунных суглинков. Преобладающая часть этих образований связана с действием ледникового материкового покрова.

Таблица I.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ (АНТРОПОГЕНОЗЫХ) ОГЛОБЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ РАВНИНЫ [52а, 96, 212а, 351]

Единая		Унифицированная региональная европейской части СССР (1964 г.)	Корреляционные региональные					
Основные подразделения	Абсолютный возраст, тыс. лет	Надгоризонты и горизонты	Северо-западные области РСФСР		Прибалтика			
			Ледниковые комплексы	Отложения, слои	Горизонты	Подгоризонты	Ледниковые комплексы	Отложения, слои
Голоцен	10	Современный Q_{IV}		Древнебалтийские морские I—III зон Поста Литориновые морские IV—VI зон Поста Анциловые озерные VII, VIII зон Поста Иольдиевые морские IX зоны Поста	Голоцен			Позднеголоценовые I, II зон Поста Среднеголоценовые III—VI зон Поста Раннеголоценовые VII—IX зон Поста
тодцен	25	Осташковский Q_{III}^{Ilos}	Верхневалдайский стадиальный	Стадия сальпауселья Межстадиал (аллеред) $Q_{III}^{IVd^al}$ Невская стадия (средний дриас) $Q_{III}^{IVd^nv}$ Охтинский межстадиал (беллинг) $Q_{III}^{IVd^{oh}}$ Лужская стадия $Q_{III}^{IVd^{lz}}$ Плюсский межстадиал $Q_{III}^{IVd^{pl}}$ Крестецкая стадия $Q_{III}^{IVd^{kr}}$ Мстинский межстадиал $Q_{III}^{IVd^{ms}}$ Вепсовская стадия $Q_{III}^{IVd^{vp}}$	Верхневалдайский			Стадия сальпауселья Межстадиал (аллеред) Стадия паливере Межстадиал (беллинг) Стадии (фазы): пандивере, сакала, отепя, хаанья, северолитовская, линкувская Раунисский межстадиал Стадии (фазы): среднелитовская, памшальско-паурская Межстадиал Стадии: померанская, аукштайтская
Плей	50	Валдайский	Молого-шексинский Q_{III}^{IVmch}	Соминский (средневалдайский) межстадиал $Q_{III}^{IVd^{sm}}$	Валдайский	Средневалдайский		Межстадиал карукула
	70	Калининский Q_{III}^{IVk}	Нижневалдайский стадиальный	Едровская стадия $Q_{III}^{IVd^{ed}}$ Березайский межстадиал $Q_{III}^{IVd^{br}}$ Бологовская стадия $Q_{III}^{IVd^{bl}}$ Тосненский межстадиал $Q_{III}^{IVd^{ts}}$ Ледниковая стадия Верхневолжский межстадиал $Q_{III}^{IVd^{vv}}$ Курголовская стадия $Q_{III}^{IVd^{kg}}$	Нижневалдайский			Франкфуртская стадия Антивилийский межстадиал Бранденбургская стадия
	100	Микулинский Q_{III}^{IVmk}	Микулинское межледниковые Q_{III}^{IVmik}	Микулинский				Мяркинские
	120	Среднерусский надгоризонт	Московский Q_{II}^{IVms}		Среднерусский (?)	Московский	Курземский	
	150		Одинцовский Q_{II}^{IVod}	Одинцовские		Одинцовский (?)		Десельские
	250		Днепровский Q_{II}^{IVd}	Днепровский		Днепровский	Жямайтийский	
	400	Лихвинский Q_{II}^{I1}		Лихвинские	Лихвинский	Лихвинский		Бутенайские, пулверниекские
	500	Окский Q_{II}^{Iok}	Окский		Литовский	Дайнавский	Дайнавский	
	550	Беловежский Q_{II}^{Ib}		Свирские (?)		Тургяляйский		Тургяляйские
						Дзукийский	Дзукийский	

Примечание. Для верхнего плейстоцена северо-западных областей РСФСР и Прибалтики указывается время образования соответствующих слоев, следует читать: отложения стадии сальпауселья, слои плюсского межстадиала и т. д.

Схемы стратиграфии верхнепротерозойских и палеозойских отложений принятые нами в соответствии с рекомендациями Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, которое состоялось в Ленинграде в 1962 г. [367]. Для мезозойских отложений, распространенных исключительно в Балтийской синеклизе, принятые схемы, разработанные в Институте геологии (Вильнюс) [91]. Схема стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений Литвы и Калининградской области принимается по В. И. Балтакису [27]. Для изучаемой части Русской равнины отсутствует общепринятая схема стратиграфии четвертичных отложений, что является следствием прерывистости распространения и сложности строения толщи плеистоценовых пород. Нами предпринята попытка составить такую схему с учетом основных сводных работ (табл. I.1).

Структура поверхности кристаллического фундамента и осадочного чехла

Схемы структуры поверхности кристаллического основания и осадочного чехла Северо-Запада Русской плиты в целом и отдельных ее частей строились неоднократно [438, 215, 6, 233, 242, 209, 243, 424, 186, 337, 65, 168, 421, 156, 203, 379, 406, 334, 409, 53, 207, 402, 440, 91, 216, 374, 422, 157 и др.]. Принятая нами схема (рис. I.4) составлена по данным бурения (материалы Ленинградской конторы разведочного бурения треста Союзбургаз, Северо-Западного геологического управления, геологических управлений при Совете Министров Латвийской, Литовской и Эстонской ССР) и по материалам геофизических исследований, проведенных различными организациями (Спецгеофизика, ЗГТ, ВИРГ, ВНИИгеофизика, ВНИГРИ и др.). Для построения схемы использовано около 3000 определений глубины залегания поверхности фундамента, из них: 180 — по скважинам, примерно 1700 — методами сейсморазведки (МОВ, КМПВ, ТЗ КМПВ), 800 — путем расчета магнитных аномалий, в остальных случаях — методом электроразведки. В зависимости от степени изученности рельефа поверхности кристаллического фундамента сечение изолиний на схеме выбрано различным.

Структурно-тектоническая схема осадочного чехла северо-западной части Русской плиты (рис. I.5) составлена с учетом морфологии и размеров структурных форм, что соответствует рекомендациям совещания по классификации платформенных структур [368].

Большинство известных структур осадочного чехла Северо-Запада Русской плиты (особенно I и II порядков) непосредственно связано с перемещением глыб фундамента и является длительно и унаследованно развивающимися платформенными складками основания, в понимании С. С. Шульца [407], или отраженными, по В. Е. Хайну [427]. Поэтому схема поверхности фундамента (см. рис. I.4) рассматривается нами как основа структурно-тектонической схемы осадочного чехла.

По характеру рельефа поверхности кристаллического основания и строению осадочного чехла на Северо-Западе Русской плиты выделены следующие крупнейшие (надпорядковые) структурные формы: южный склон Балтийского щита, Балтийская синеклиза, Латвийская седловина, Белорусско-Литовский массив и Московская синеклиза (см. рис. I.5, табл. I.2).

Южный склон Балтийского щита

Абсолютные отметки поверхности фундамента в пределах погребенной части южного склона Балтийского щита колеблются от —100 до —1000 м. Эта структура ограничивается крутыми склонами и уступами в поверхности фундамента: на юго-западе — склоном в сторону Балтийской

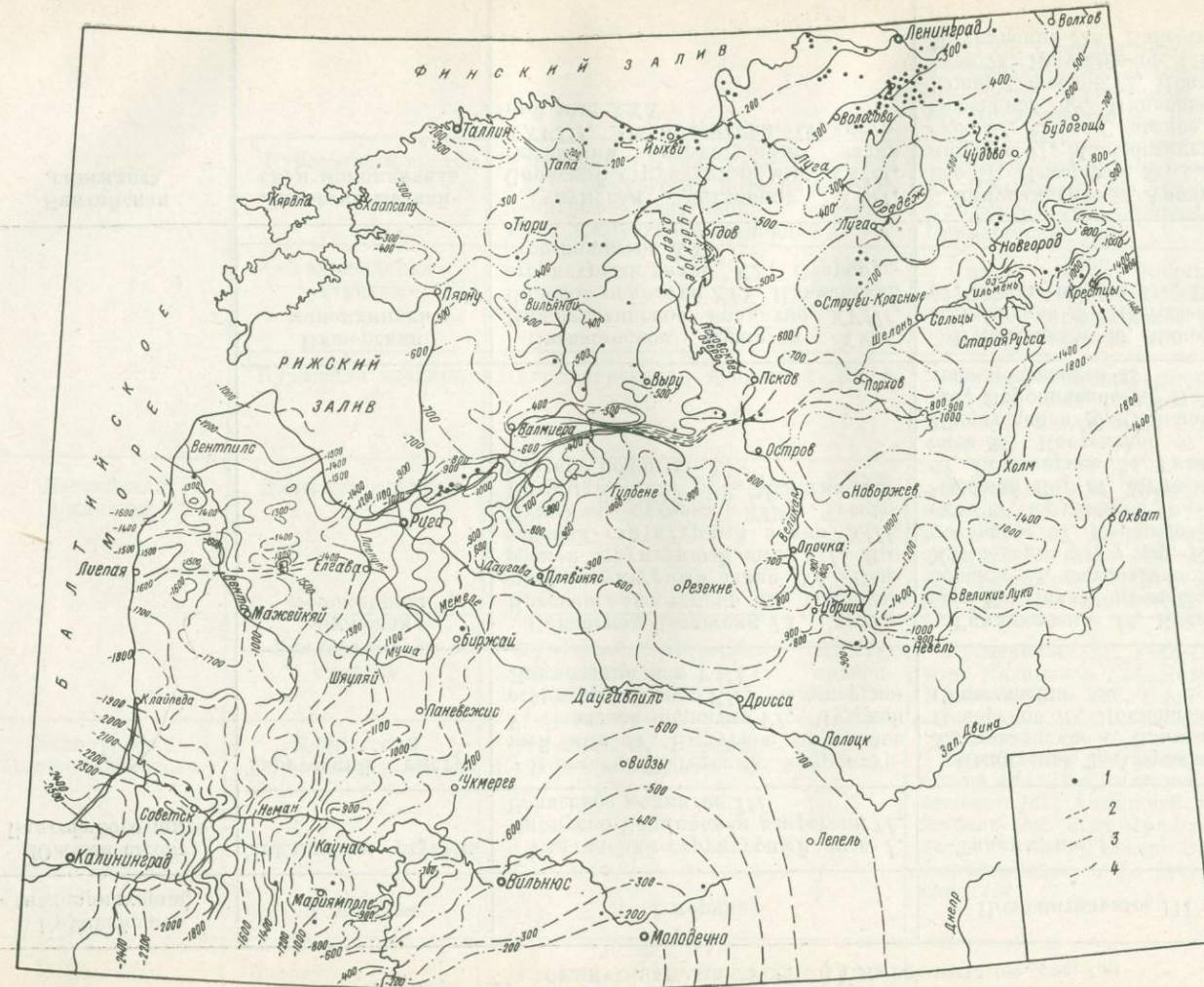


Рис. I.4.

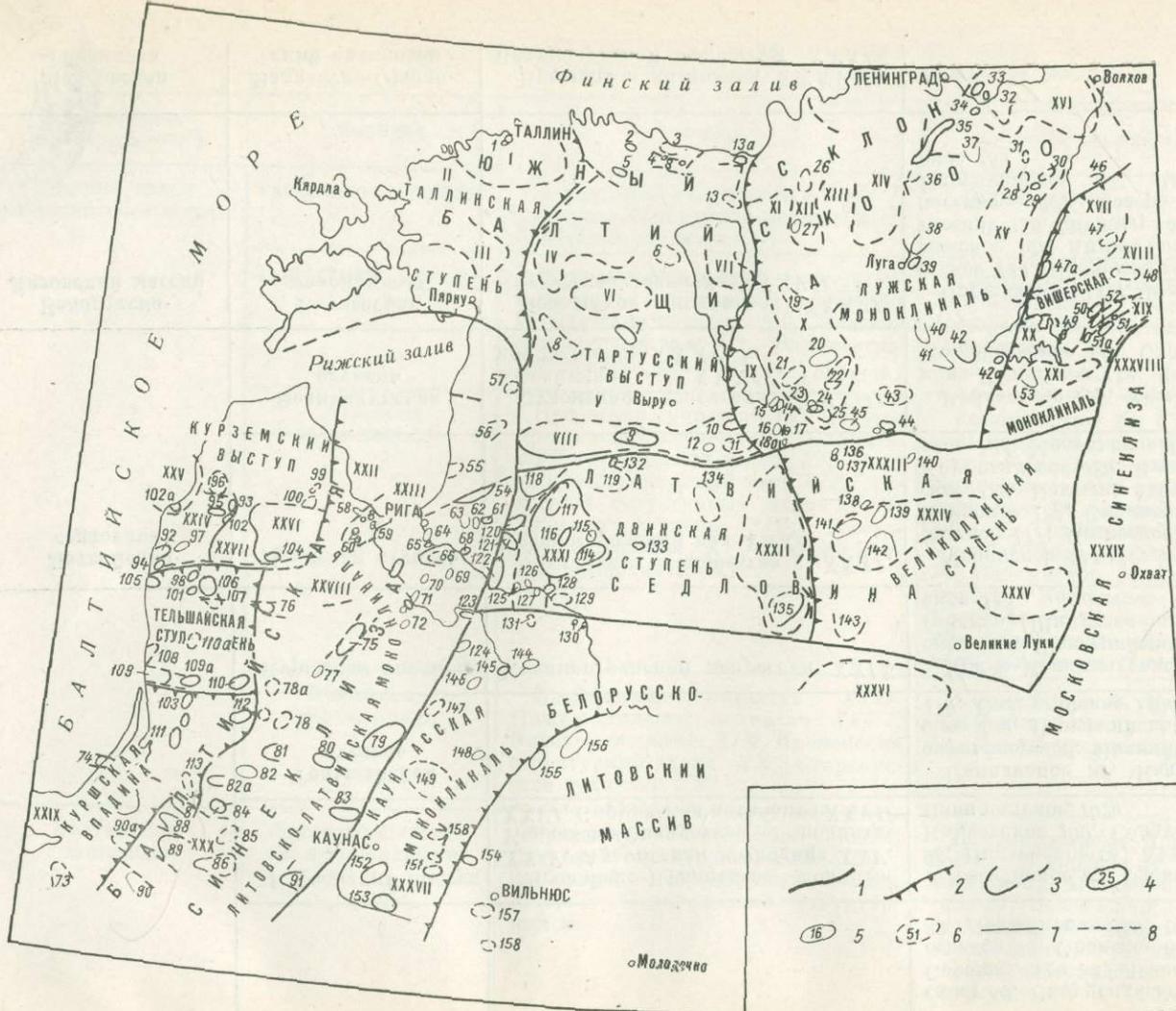
Схема рельефа поверхности кристаллического фундамента [79].

1 — скважины, вскрывшие поверхность фундамента, изогипсы поверхности фундамента (в метрах) по данным: 2 — бурения и сейсморазведки, 3 — электроразведки, 4 — магниторазведки.

Таблица I.2. СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ (см. рис. I.5)

Крупнейшие (надпорядковые)	I порядка	II порядка	Положительные III порядка (локальные поднятия)
Южный склон Балтийского щита	Таллинская ступень	Таллинский структурный мыс I, Пярнуско-Раплинская депрессия II, Валлисское поднятие III	Таллинские I
	Тартуский выступ	Выхмаско-Йыгевский структурный мыс IV, Выруское опускание V, Лаэвское поднятие VI, Чудской структурный мыс VII, Валмиерско-Локновский вал VIII	Пыдруское 2, Азерское 3, Сондаское 4, Нерутенское 5, Муставээнское 6, Эльванское 7, Нуиское 8, Мынистское 9, Печорское 10, Локновское 11, Лаурское 12, Нарвское 13, Синимяэские 13а
	Лужская моноклиналь	Псковская депрессия IX, Струго-Красненская ступень X, Сланцевский структурный залив XI, Самарский структурный мыс XII, Лыченский структурный залив XIII, Лужская ступень XIV, Тесово-Нетыльский вал XV, Мгинско-Волховское поднятие XVI	Гнилуховское 14, Кусьвинское 15, Стремутское 16, у деревень Горушка-Родионова, Волково и Коровье седло 17, Горбовское 18, Островское 19, Новосельское 20, Заболотьевско-Хайловское 21, у дер. Цапелька 22, Подборовское 23, Лопатовское 24, Карамышевское 25, Котловское 26, Долговское 27, Трубников Бор 28, Бабинское 29, Тигодское 30, Чудской Бор 31, Мгинское 32, Озерецкое и Иравобережное 33, Колпинское 34, Гагчинское и Павловское 35, Сиверское 36, Костенское 37, Толмачевское 38, Лужские 39, Уторговское 40, Сольцовское 41, Шимское 42, Бурегское 42а, Боровичское 43, Порховское и Страшницкое 44, Локтево-Подсевское 45
	Вишерская моноклиналь	Пчевжинское поднятие XVII, Нижнемстинское поднятие XVIII, Винское поднятие XIX, Ильменский структурный залив XX, Старорусское поднятие XXI	Будогощское 46, Маловишерское 47, Мстинский Мост 48, Ильменское 49, Костылевское 47а, Мстинское 50, Невское 51, Мерлюгинское 51а, Винское 52, Клинковское 53
Балтийская синеклиза	Литовско-Латвийская моноклиналь	Тукумская котловина XXII, Слокский структурный мыс XXIII, Елгавский структурный залив XXVII, Черняховский структурный мыс XXX	Инчукалисское 54, Арпинское 55, Озолинское 56, Мазсалакское 57, Кемерские 58, Слокское 59, Слампенские 60, Малпилское 61, Малюглинское 62, Юглинское 63, Румбаловское 64, Невес-Сальское 65, Балдонское 66, Елгавское 67, Огренское 68, Ницавское 69, Удрийское 70, Бауское 71, Южно-Бауское 72, Ионишкское (Шакинское) 75, Мажейкяйское 76, Шауляйское (Лигумайское) 77, Кельмесское 78, Лакуквские 78а, Байсогальское 79, Расейняйское (Аргаль-
	Курземский выступ	Лиепайско-Кулдигское поднятие XXIV, Алсунгская котловина XXV, Кандавско-Салдусское поднятие XXVI, Скрундская котловина XXVII	Лиепайское 92, Эдольское 93, Дурбенское 94, Кулдигское 95, Пилтенское 96, Айзпутское 97, Северо-Кандавское 99, Кандавское 100, Салдусские 104, Восточно-Кулдигское 102, Павлостское 102а
	Тельшайская ступень		Паплакское 98, Кадикское 101, Бернатское 105, Приекульское 106, Илакайское 107, Паланское 108, Клайпедское 109, Гаргдайское 109а, Тельшайское и Плунгеское 110, Салантайское 110а
	Куршская впадина	Калининградская депрессия XXIX	Южно-Калининградское 73, Рыбачинское 74, Красноборское 90а, Шиупуряйское и Южно-Шиупуряйское 103, Саутайское (Шилутское) 111, Шилальское 112, Стонишкайское 113
Латвийская седловина	Двинская ступень	Эрглиńskое поднятие XXXI, Красногородский вал XXXII	Мадонское 114, Курзабадское 115, Веявиssкое 116, Гаттарское 117, Цесисское 118, Райковское 119, Салминское 120, Кейпское 121, Скриверское 122, Баложинское 125, Рушникское 126, Коктыно-Авотынкалнское 127, Плявиняйское 128, Крустпилское 129, Прешское 132, Лубанское 133, Балвинское 134, Мозульское 135
	Великолукская ступень	Судомская депрессия XXXIII, Бежаницкий вал XXXIV, Торопецкое поднятие XXXV	Рублевское 136, Усть-Сливское 137, Выбутское 138, Васьково-Иглинское 139, Дедовичское 140, Столбушинское 141, Новоржевское 142, Слободкинское 143
Белорусско-Литовский массив	Каунасская моноклиналь	Невельское поднятие XXXVI, Каунасское поднятие XXXVII	Биржайское 124, Ливенское 130, Веситеское 131, Акнистское 144, Пенделиское 145, Купрелишкиское 146, Паневежское 147, Аникшчайское 148, Укмергеское 149, Ширвинтаские 150, Жежмаряйские 151, Пренайское 152, Бриштонасское 153, Северо-Вильнюсское 154, Утенское 155, Киртимайское 157, Даугавляйское 156, Южно-Вильнюсское 158
Московская синеклиза	Валдайско-Оршанский авлакоген	Крестецкая котловина XXXVIII, Великолукская депрессия XXXIX	





Структурно - тектоническая схема Северо-Запада Русской плиты [79 с дополнениями].
Границы структурных форм: 1 — крупнейших, 2 — I порядка, 3 — II порядка, 4 — III порядка, 5 — установленных только в осадочном чехле, 6 — предполагаемых III порядка; разрывные нарушения: 7 — установленные бурением, 8 — предполагаемые по геофизическим данным.

Рис. 1.5.

синеклизы, на юге — Валмиерско-Старорусским уступом, на юго-востоке — Крестецким уступом. Границы южного склона Балтийского щита совпадают с зонами линейных аномалий магнитного поля ΔT_a (см. рис. I.2, BB, ГГ, ЖЖ, III). Поверхность фундамента в его пределах характеризуется в общем моноклинальным залеганием, на фоне которого выделяются несколько структурных форм I порядка (см. рис. I.5, табл. I.2).

Таллинская ступень — относительно выположенная поверхность кристаллического фундамента (1,15—2,3 м/км) в Западной Эстонии. Ее северная и западная границы располагаются в море. На широте г. Пярну по данным магниторазведки отмечается резкое погружение поверхности фундамента к югу от —400 до —600 м. В осадочном покрове здесь выделялся Пярнуский структурный уступ [6]. По расчетам магнитных аномалий от Пярну на северо-северо-восток предполагается понижение поверхности фундамента — Пярнуско-Раплинская депрессия II. Восточному борту ее (области сочленения Таллинской ступени с Тартуским выступом) соответствует северная часть линейной аномальной зоны ЖЖ Плявиняс — Выхма. В пределах Таллинской ступени намечаются следующие структуры II порядка: в северной части — Таллинский структурный мыс I, повышение поверхности фундамента с амплитудой более 100 м, а южнее — Вэлисское поднятие III. Намеченные структуры осложнены более мелкими, в частности, в черте Таллина описано несколько локальных поднятий [73].

Тартуский выступ — крупная положительная структура меридионального профиля в Восточной Эстонии западнее Чудского и Псковского озер. Структура предполагалась по материалам мелкомасштабного геологического картирования еще в довоенное время А. Оником, а затем Н. А. Кудрявцевым [215]. Результаты работ последних лет свидетельствуют о том, что действительно в Восточной Эстонии поверхность фундамента в целом располагается несколько выше, чем к западу и к востоку (см. рис. I.4). Сведения о геофизических полях и условиях залегания осадочного чехла подтверждают существование крупной положительной структуры [156]. На западе и на востоке Тартуский выступ ограничивается меридионально вытянутыми понижениями II, IX, XI. К Латвийской седловине Тартуский выступ обрывается круто. По сопоставлению глубин залегания поверхности фундамента в скв. Мынисте (на Тартуском выступе) и скв. Отте (в Латвийской седловине) амплитуда уступа достигает 800 м.

В пределах Тартуского выступа намечаются Выхмаско-Йыгевский мыс IV, Выруское опускание V, Лаэвское поднятие VI, Чудской структурный мыс VII, Валмиерско-Локновский вал VIII, а также ряд локальных поднятий III порядка 2—13а, выделенных и предполагаемых по данным магниторазведки, сейсмическим (ТЗ КМПВ) и электроразведочным (ВЭЗ, ТТ) исследованиям. Некоторые из них (4, 9, 10, 11) подтверждены бурением. Относительные превышения поверхности фундамента в пределах структурных форм II и III порядков на Тартуском выступе в среднем составляют 50—100 м, а в некоторых случаях (Мынистское поднятие) превышают 200 м. Можно предполагать, что южные склоны положительных структур круче северных. Особенно сложна структура северо-восточной части Тартуского выступа, где отмечается сочетание Азериского, Ахтмского и Вийвионского разрывных нарушений с узкими линейными складками в кембрийских и ордовикских отложениях [65, 64].

Широтная ориентировка структур II и III порядков на территории Тартуского выступа подчинена системе линейных аномальных зон AA, BB, ГГ, ГГ. О повышенной тектонической активности в пределах этих зон свидетельствует наличие структурных уступов и фациальных изменений в осадочном чехле. Так, аномальной зоне Муху — Муставэа BB соответствует Лужский структурный уступ, зоне Кингисепп — Отепя BB — Пярнуский уступ, зоне Валмиера — Старая Русса ГГ — Изборско-Рижский и Шелонский уступы [6]. По меридиану Чудского озера выделена зона вертикальных подвижек фундамента. В рельефе поверхности фундамента ей

соответствует слабо выраженный уступ, по которому проводится восточная граница Тартуского выступа.

Среди структур II порядка Тартуского выступа наиболее изучен Валмиерско-Локновский вал VIII — вытянутое в широтном направлении почти на 200 км асимметричное повышение рельефа поверхности фундамента и соответствующая ему складка в осадочном чехле. Анализ вещественного состава и мощностей отложений осадочного чехла свидетельствует о длительном унаследованном и одновременном с осадконакоплением росте восточной части вала — Хаанья-Локновского поднятия на протяжении всего платформенного этапа [451, 333, 402]. Правда, в последнее время высказывается мнение о формировании поднятия в отдельные фазы, разделенные периодами тектонического покоя [179]. Данные о новейших и современных тектонических движениях [259, 451] свидетельствуют о продолжающемся и в настоящее время поднятии вала.

Лужская моноклиналь расположена к востоку от Тартуского выступа. Она характеризуется в целом погружением поверхности фундамента и отложений осадочного чехла в юго-восточном направлении. К моноклиниали приурочены спокойное магнитное поле и глубокий минимум Δg . С юга структура ограничивается восточной частью Валмиерско-Старорусского уступа, на востоке граница моноклиниали совпадает с р. Волхов. К востоку от р. Волхов отмечается большое число локальных структур и наблюдаются некоторые изменения в составе нижне- и среднепалеозойских отложений [6]. Здесь же простижение девонских отложений меняется от северо-восточного западнее р. Волхов до северо-северо-восточного к востоку от этой реки. Вдоль Волхова проходят линейная аномальная зона магнитного поля $\Delta T_a (KK)$ и зона новейших разрывных нарушений, предполагающихся по исключительной спрямленности речных долин, выдержанности их направления и ряду других признаков [289].

Несмотря на слабую расчлененность рельефа поверхности фундамента, в пределах Лужской моноклиниали выделяется несколько структурных форм II и III порядков. Большинство их тяготеет к границам моноклиниали: Тесово-Нетыльский вал XV, Сланцевский структурный залив XI, Псковская депрессия IX, серия локальных поднятий вдоль южной границы. В центральной части Лужской моноклиниали структурные формы осадочного чехла, судя по характеру геофизических полей, совпадают с зонами контактов пород фундамента.

Одной из наиболее крупных структур II порядка является Тесово-Нетыльский вал XV — поднятие, предполагаемое по данным гравиметрической съемки (И. А. Пахтель, ЗГТ). Расчеты данных аэромагнитной съемки и изучение новейшей тектоники, проведенные в ВИРГ, подтвердили существование вала (Ю. А. Рисс и др., ВИРГ), а сейсмическими исследованиями в южной его части выявлен ряд поднятий северо-восточного простириания с амплитудой по поверхности фундамента до 30—40 м (В. Э. Гутман, ВИРГ). О существовании структур III порядка в северной части вала свидетельствуют данные бурения, сейсморазведки (Бабинское поднятие) и структурно-геоморфологического анализа (поднятие Тигодское, Чудской Бор) (Ю. А. Рисс и др., ВИРГ). В северной части Лужской моноклиниали детально разбурены Гатчинская, Павловская, Озерецкая и Колпинская локальные структуры [338]. Две из них (Гатчинская и Колпинская) эксплуатируются в качестве искусственных газохранилищ. Несмотря на малую амплитуду, структуры развивались длительно и унаследованно на протяжении верхнего протерозоя и кембрия (М. И. Пейсик, Л. Б. Паасикови, Л. И. Станкевич, Ленинградская контора разведочного бурения треста Союзбургаз).

Вишерская моноклиналь характеризуется падением пород осадочного чехла и поверхности фундамента на восток-юго-восток, в основном отрицательным магнитным полем с небольшими локальными аномалиями широтного и меридионального простириания. В гравитационном поле моноклиниали соответствует зона больших градиентов. Юго-восточ-

ная граница структуры совпадает с Вино-Крестецкой зоной *ИИ* аномалий гравитационного и магнитного полей северо-восточного простирания. Данные геологических, сейсмических и электроразведочных исследований свидетельствуют о том, что здесь в рельфе поверхности фундамента проходит уступ северо-восточного направления с амплитудой более 1000 м [399]. Проявления эфузивной деятельности, отмеченные крестецкими скважинами в верхнепротерозойских отложениях, указывают на тектоническую активность этой области в начале платформенного этапа, а исследования новейшей тектоники в Вино-Крестецком районе фиксируют тектонические движения и в настоящее время.

В пределах моноклинали, особенно вблизи ее юго-восточной границы в районе оз. Ильмень, устанавливается и предполагается ряд локальных структур: 50, 51 — по данным сейморазведки, 47, 48, 49, 52, 53 — по материалам электро- и магниторазведки. Амплитуда их по поверхности фундамента составляет 40—50 м, в отдельных случаях и больше (предположительно у поднятий Маловишерское и Мстинский Мост). Некоторые из поднятий (51, 53) подтверждены картировочным и структурным бурением. Часть поднятий расположена в районах пересечения аномальных зон широтного простирания с Вино-Крестецкой зоной северо-восточного направления.

Выделяется также несколько структур II порядка, границы которых совпадают с широтными зонами магнитного поля: Вишерской *ММ*, Ильменской *НН*.

Структуры II и III порядков нередко сопровождаются разломами. Кроме Крестецкого разлома в районе Невского и Мстинского поднятий сейсмическими (КМПВ, МОВ), электроразведочными (ТТ) и структурно-геоморфологическими исследованиями установлены тектонические нарушения северо-восточного и меридионального простирания. Тектоническая активность Вишерской ступени, по-видимому, определяется ее пограничным положением на стыке двух крупнейших структур Северо-Запада Русской плиты: погребенного южного склона Балтийского щита и Московской синеклизы.

Балтийская синеклиза

На западе исследуемого района выделяется в качестве крупнейшей структуры Балтийская синеклиза. Здесь, в г. Советск и южнее Калининграда, отмечается наиболее глубокое для Северо-Запада залегание поверхности кристаллического фундамента — глубже 2,5 км. Восточная граница синеклизы проводится по довольно отчетливому перегибу от сравнительно горизонтального залегания поверхности фундамента в Латвийской седловине к падающей на запад моноклинали. Это соответствует глубине примерно —900 м. А. П. Инданс [168] выделяет здесь в осадочном чехле зону повышенной тектонической активности. По данным сейсмических, гравиметрических и магнитных работ выявлен ряд тектонических нарушений. Граница Балтийской синеклизы с Белорусско-Литовским массивом проведена примерно по глубине поверхности фундамента —1000 м, она вытянута вдоль Каунасской линейной аномальной зоны *РР*.

Балтийская синеклиза в своем развитии претерпела крупные перестройки структурного плана, обусловившие сложности ее современного строения [168, 406, 91]. Это порождает зачастую противоречивые выводы по вопросу об унаследованности развития осложняющих синеклизу структурных форм. Так, одна группа исследователей считает, что «в палеозое на локальных структурах возможны случаи несовпадения структурных планов» и что «в Прибалтике до сих пор неизвестны структуры конседиментационного типа» [91, с. 31]. Высказывается, в частности, представление о том, что в платформенном чехле Прибалтики следует выделять два структурных этажа. Нижний включает верхнепротерозойские, кембрийские,

ордовикские и силурийские отложения, верхний — все вышележащие, начиная с девонских. Локальные структурные формы нижнего этажа не находят якобы отражения в залегании слоев верхнего этажа, породы которого образуют моноклиналь с пологим падением к югу [440].

Другие исследователи приходят к выводу, что «развитие структурных элементов происходило унаследованно» и что «мезозойские отложения могут быть использованы для прогнозирования структур в нижнепалеозойских толщах» (А. Г. Волох и др., НИЛзарубежгеология; А. Е. Додонов, МГУ; Ю. М. Саркисов, ВНИИГеофизика и др.). Установлено, например, что «характерными особенностями развития территории Латвийской ССР в наровское время являются явная унаследованность структур от древнего структурного плана и зависимость распределения фациальных зон и мощностей наровских отложений от структурных элементов» [347, с. 25]. То же самое относится и к тартускому этапу осадконакопления [346].

В современном структурном плане Балтийской синеклизы может быть выделено несколько структурных форм I порядка.

Литовско-Латвийская моноклиналь соответствует Восточному склону Балтийской синеклизы. Моноклиналь осложнена рядом структур II порядка: Тукумской котловиной *XXII*, Слокским *XXIII* и Черняховским *XXX* структурными мысами, Елгавским структурным заливом *XXVIII*. Сравнительно опущенное залегание поверхности фундамента (предположительно — 1700 и — 2000 м в Тукумской котловине) определяется по данным морских сейсмических работ (А. Г. Жгенти, трест Спецгеофизика). Контуры котловины не известны, однако есть предположение, что ось ее ориентирована на северо-восток. По данным акустического каротажа в Рижском заливе этой котловине соответствует погружение верхнедевонских отложений [413].

Слокский структурный мыс северо-восточного простирания в рельефе поверхности кристаллического фундамента выделяется по сейсмическим исследованиям [216]. В пределах мыса геологосъемочными и сейсмическими исследованиями выявлены локальные структуры 54, 58—60. Некоторые из них детально разбурены (Кемерские и Инчукалнское поднятия).

В качестве структуры II порядка по совокупности локальных поднятий, выявленных геофизическими исследованиями и частично подтвержденных бурением, может быть намечен Черняховский структурный мыс. Характер распространения и условия залегания пермских, девонских и силурийских отложений в скважинах, пробуренных в городах Гусев и Советск и поселках Лермонтов и Маяковский, свидетельствуют о том, что территория Черняховского структурного мыса в среднем и верхнем палеозое испытывала восходящие движения. Структурный мыс осложнен разломами северо-западного простирания и рядом локальных поднятий, выявленных сейморазведкой (85—90).

Елгавский структурный залив отчетливо рисуется по поверхности фундамента южнее Слокского структурного мыса. В пределах залива по результатам бурения и сейсмических работ выделяется несколько незначительных локальных поднятий.

Вне охарактеризованных выше структур II порядка в пределах Литовско-Латвийской моноклинали по данным геофизических исследований, геологической съемки и картировочного бурения предполагается и устанавливается ряд поднятий III порядка (55—57, 61—72, 75—84).

На севере Литовско-Латвийской моноклинали преобладает ортогональная ориентировка структурных форм осадочного чехла разного ранга, на юге — диагональная. В обоих случаях она совпадает с ориентировкой зон повышенной тектонической активности в кристаллическом фундаменте. В районе Риги наблюдается сочленение зон нескольких направлений, что создает чрезвычайно сложный характер гравитационных и магнитных полей (см. рис. I. 2).

Курземский выступ выделяется по относительно приподнятыму залеганию поверхности фундамента и отдельных горизонтов палеозойских отложений. На западе он ограничивается Алсунгской *ХХV*, на востоке — Тукумской *ХХII* котловинами (А. Г. Жгенти, трест Спецгеофизика). Южной границей Курземского выступа служит уступ в рельефе фундамента амплитудой 100—150 м, выявленный сейсмическими исследованиями и подтвержденный скважинами Блидене и Стури (абсолютные отметки поверхности фундамента соответственно —1024 и —1170 м). По геофизическим данным уступ прослеживается в направлении Лиепая — Блидене. Возможно, продолжением его на северо-восток является тектоническое нарушение, выявленное детальными сейсмическими и гравиметрическими исследованиями в районе Слампе (Л. Я. Уголев, Д. Г. Фокина и др., трест Спецгеофизика). Положение северной границы выступа не известно.

Выступ разбит серией разломов субширотного простирания, предполагаемых и установленных по сейсмическим и геологическим исследованиям [406, 421]. Некоторым из разломов соответствуют флексурные уступы в осадочной толще: Рижско-Маткульский, Лиепайский и др. [233]. Амплитуда этих нарушений по девонским отложениям от 10 м до нескольких десятков метров. Такие уступы в осадочной толще и поверхности фундамента установлены и на остальной территории Балтийской синеклизы.

В пределах Курземского выступа по результатам сейсмических исследований треста Спецгеофизика могут быть выделены следующие структуры II порядка: Лиепайско-Кулдигское *ХХIV*, Кандавско-Салдусское *ХХVI* поднятия и разделяющая их Скрундская котловина *ХХVII*. На западе к Лиепайско-Кулдигскому поднятию примыкает Алсунгская котловина *ХХV*. Структуры ориентированы в направлении, близком к меридиональному [79]. Согласно другой точке зрения в пределах Курземского выступа выделяются Рижская впадина и Лиепайско-Салдусская приподнятая зона северо-восточной ориентировки. В Рижской впадине, занимающей северную часть полуострова, расположено лишь одно Пилтенское локальное поднятие 96. В Лиепайско-Салдусской зоне выделяются 4 структурных вала: Кулдигско-Усманский, Дурбенский, Кандавский, Салдусский с рядом локальных структур. Валы и локальные структуры имеют северо-восточную ориентировку [519].

Курземский выступ осложнен рядом локальных поднятий, установленных и предполагаемых по данным сейсмических исследований, а также выделенных в результате геологической съемки и картировочного бурения. Данные сейсмических исследований на отдельных участках свидетельствуют об унаследованном развитии локальных поднятий. Анализ гидрографической сети и наблюдения за деформациями террас Балтийского ледникового озера позволяют судить не только об общем воздымании территории Курземского выступа, но и о локальных новейших движениях структур осадочного чехла.

Тельшайская ступень расположена южнее Курземского выступа. Здесь поверхность фундамента сравнительно полого наклонена на запад и на запад-юго-запад. Южная граница Тельшайской ступени проводится по Клайпедскому уступу, выявленному в рельефе фундамента сейсмическими исследованиями (Т. Ф. Пономарева и К. А. Баженов, трест Спецгеофизика). В палеозойских отложениях здесь также отмечаются нарушения субширотного простирания. Их амплитуда по предварительным подсчетам около 200—300 м [406]. Южная граница ступени совпадает с зоной гравитационных и магнитных полей широтного простирания Клайпеда—Укмерге *ЕЕ*. Восточная граница Тельшайской ступени проведена предположительно. С одной стороны, в рельефе поверхности фундамента по изогипсе —1600 м намечается меридиональная граница между сравнительно горизонтальным участком синеклизы и ее отчетливо выраженным восточным склоном. С другой стороны, по характеру гравитационных и магнитных полей восточная граница Тельшайской ступени может быть проведена не-

сколько восточнее в соответствии с простиранием зоны Советск — Рига *OO*. Нами отдано предпочтение данным о морфологии поверхности фундамента.

В пределах Тальшайской ступени по результатам сейсмических исследований выделяется ряд локальных поднятий (*98, 101, 105—110a*) (Э. П. Кузик, Т. Ф. Пономарева, К. А. Баженов, трест Спецгеофизика).

Курская впадина соответствует самой погруженной части Балтийской синеклизы. Сейсмическими исследованиями здесь установлены разрывные нарушения северо-западного простирания [421], сопровождающиеся значительными изменениями мощностей пермских и девонских отложений [156]. Наиболее погруженная часть Балтийской синеклизы может быть выделена в качестве структуры II порядка — Калининградской депрессии *XXIX*.

Электроразведочными и сейсмическими работами между Тельшайской ступенью и Калининградской депрессией намечено несколько локальных поднятий (*111—113*) (Э. П. Кузик, Д. В. Мишин, В. Ф. Дунаев, трест Спецгеофизика).

Латвийская седловина

Латвийская седловина располагается в области сочленения четырех крупнейших структурных форм — южного склона Балтийского щита, Белорусско-Литовского массива, Балтийской и Московской синеклизы — и характеризуется сравнительно уплощенным рельефом поверхности кристаллического основания, почти горизонтальным и слабо наклонным залеганием отложений осадочного чехла (имеются в виду региональные наклоны, а не деформации, вызванные локальными структурными формами).

Абсолютные отметки поверхности кристаллического фундамента на территории Латвийской седловины изменяются от —700 до —1000 м. В целом западная часть седловины приподнята на 200—300 м по сравнению с восточной, последняя к тому же наклонена на восток. В соответствии с этим в пределах седловины выделяются две структурные формы I порядка: Двинская и Великолукская ступени, разделенные склоном меридионального простирания.

Двинская ступень изучена значительно лучше восточной части седловины. Здесь выделяется несколько структурных форм II порядка: Эрглинское поднятие *XXXI*, Красногородский вал *XXXII*, которые ориентированы меридионально и приурочены к краевым частям Двинской ступени.

Эрглинское поднятие выделено в результате сейсмических исследований. Северо-западный склон поднятия крутой, возможно, осложнен разломом, амплитуда поднятия по поверхности фундамента около 200 м. В пределах поднятия установлены и предполагаются по данным сейсмических, геологосъемочных работ и картировочного бурения локальные структуры *114—117*.

Красногородский вал предполагается по данным магниторазведки и небольшого объема сейсмических работ (ТЗ КМПВ). Восточный склон его, вероятно, круче западного и сопровождается разломом. По расчетам магнитных аномалий в пределах вала могут быть намечены локальные структуры, например Мозульская *135*.

Структурным формам II порядка в пределах Двинской ступени соответствуют новейшие поднятия, выделенные в результате структурно-геоморфологического анализа. Остальная территория Двинской ступени характеризуется в целом спокойным залеганием поверхности кристаллического фундамента и горизонтов осадочного чехла. Тем не менее выделяется ряд структурных форм III порядка (*118—122, 125—129, 132—134*). Некоторые из них, например Плявинякское поднятие *128*, находят отражение в современном рельефе, свидетельствуя о тектонической активности их в новейшее время [401].

Великолукская ступень характеризуется залеганием кристаллического фундамента на глубине от —900 до —1400 м. Наблюдаются общее погружение поверхности фундамента и пород осадочного чехла на восток, по расчетам Л. Б. Паасикиви, падение на восток горизонтов верхнего девона около 2,5 м/км. Детали строения поверхности фундамента здесь еще недостаточно изучены. По данным геологических съемок, сейсморазведки и магниторазведки в пределах ступени может быть выделено несколько структурных форм II порядка: Судомская депрессия XXXIII, Бежаницкий вал XXXIV, Торопецкое поднятие XXXV. В районе Судомской возвышенности по результатам бурения в отложениях верхнего девона фиксируется прогиб восток-северо-восточного направления с амплитудой около 75 м. Прогиб открывается на северо-восток. Слоны и дно его осложнены локальными структурами, выявленными бурением и геологической съемкой по горизонтам верхнего девона (136—138, 140). Васьково-Иглинское 139 и Дедовичское 140 поднятия находят отражение в современном рельфе, особенно в строении и расположении речных долин, свидетельствуя, очевидно, о тектонической активности на новейшем этапе [407]. Бежаницкий вал и Торопецкое поднятие выделяются предположительно по геофизическим данным.

Белорусско-Литовский массив

В пределы изучаемой территории входит лишь северо-западная часть Белорусско-Литовского массива. Границы его сопоставляются с линейными аномальными зонами: Каунасской РР на западе и центральной частью зоны Лиепая — Великие Луки ДД на севере. На северо-западном склоне Белорусско-Литовского массива выделяется в качестве структуры I порядка Каунасская моноклиналь.

Каунасская моноклиналь переходит на западе в Литовско-Латвийскую моноклиналь, а на севере ограничивается Латвийской седловиной. В пределах Каунасской моноклинали наблюдается довольно равномерное погружение поверхности фундамента на запад и северо-запад. В западной части моноклинали отмечается обширное Каунасское поднятие XXXVII, представляющее собой, по-видимому, крупный структурный мыс, осложненное рядом структур III порядка (150—153), предполагаемых по данным сейсмических и электроразведочных работ. Существование Пренайского поднятия 152 в осадочном чехле подтверждается и геологической съемкой. Южной части Каунасского поднятия соответствует Пренайская зона новейшего поднятия, предполагаемая по данным структурно-геоморфологического анализа.

Севернее Каунасского поднятия расположено несколько локальных структур III порядка (124, 130, 131, 144—149), выявленных в результате сейсмических и геологосъемочных работ. Структурно-геоморфологический анализ позволяет здесь наметить большое количество разрывных нарушений, в основном меридионального и северо-западного направлений, а также пликативные новейшие структурные формы II и III порядков, в частности Паневежскую и Сведасайскую зоны новейших поднятий, что свидетельствует о тектонической активности этой территории.

Московская синеклиза

По восточной части района исследований имеется весьма ограниченный геологический и геофизический материал. Указанная территория относится к окраинной части Московской синеклизы и включает северную и центральную части Валдайско-Оршанского авлакогена, западный склон которого намечается по геофизическим данным приблизительно по изогипсе —1400 м и соответствует Вино-Крестецкой III аномальной зоне.

Валдайско-Оршанский авлакоген выделяется по наличию отложений волынской серии верхнего протерозоя. Глубина

залегания поверхности кристаллического основания в авлакогене более 2000 м. Намечается и восточный склон этой структуры, не менее крутой, чем западный. Возможно, что склоны авлакогена осложнены разломами [203]. Авлакоген местами расширяется и углубляется, образуя Великолукскую депрессию *XXXIX* и Крестецкую котловину *XXXVIII*. В Крестецкой котловине фундамент опущен ниже —2400 м [203].

Особенности развития локальных структур

Выше при характеристике структурных форм во многих случаях указывалось на приуроченность границ надпорядковых структурных форм и структур I и II порядков осадочного чехла к линейным зонам аномалий магнитного поля. Более того, к этим зонам в осадочном чехле приурочены границы древних размывов, области фациальных изменений и переходов, а в рельфе поверхности фундамента — всевозможные осложнения: уступы, повышения и понижения [19, 209, 244]. К зонам приурочены структуры II и III порядков. Так, 88% локальных положительных структур III порядка и 76% положительных структур II порядка располагаются в пределах намеченных тектонически подвижных зон. При этом почти половина структур II и III порядков (соответственно 56 и 44,5%) приурочена к границам крупнейших структур и структур I порядка.

Вероятно, тектонически подвижные зоны представляют собой линейные элементы земной коры, характеризующиеся длительным развитием и располагающиеся на границах крупных блоков фундамента, имеющих различную направленность движений. Для краевых частей приподнятых блоков в осадочном чехле характерно наличие удлиненных положительных структурных форм типа валов, например Валмиерско-Локновский, Тесово-Нетыльский и др. В сопряженной части опущенных блоков развиты тоже удлиненные, но отрицательные структуры, например депрессии у восточной границы Тартуского выступа, цепь понижений у основания Валмиерско-Старорусского уступа.

Локальные структуры Северо-Запада Русской плиты по генезису, морфологии и истории развития в целом, по-видимому, могут быть разделены на две группы. К первой группе, представляющей с точки зрения поисков нефтегазоносных структур наибольший интерес, относятся структурные формы типа валов и другие антиклинали с явным преобладанием длины над шириной. Они развивались длительно и одновременно с осадконакоплением. В тех случаях, когда по материалам бурения или сейсморазведочным данным может быть охарактеризован рельеф поверхности фундамента, подтверждается и унаследованный характер этих структурных форм, т. е. они оказываются конседиментационными складками основания, в понимании С. С. Шульца, амплитуда которых постепенно уменьшается вверх по разрезу. Так, сравнение структурных планов по различным горизонтам показывает, что в додевонских отложениях амплитуда локальных структур и разрывных нарушений в 2—3 раза больше, чем в осадках девона, и структурные формы имеют более четкое морфологическое выражение [207].

Заложение большинства этих структур относится к началу установления платформенного режима на Северо-Западе Восточно-Европейской платформы, хотя наиболее активные подвижки не совпадают по времени. Например, наиболее интенсивный рост поднятий Латвии происходил в конце силура — начале девона [439]. К этому времени относится, в частности, образование разрывного нарушения амплитудой до 270 м на северном крыле Инчукалинского поднятия (А. Г. Артеменко, трест Союзбургаз). Наибольшая активность Гатчинской и Павловской структур связана с вендско-кембрийским временем. Более того, как показал анализ развития локальных структур в окрестностях Ленинграда, разные участки даже одной и той же структурной формы испытывали моменты наибольшей активности в разное время [288, 292].

Ко второй группе структур относятся преимущественно брахиантиклинали диаметром от нескольких десятков метров до 1—2 км. Они широко отмечаются в верхнедевонских доломит- и гипсодержащих отложениях Латвийской седловины [48, 402] и северной части Балтийской синеклизы [166]. По-видимому, возникновение брахиантиклиналей следует связывать с гравитационными процессами на склонах складок основания или с напряжениями, возникающими при изменении объемов горных пород в ходе диагенеза. Структуры этой группы относятся к складкам покрова (С. С. Шульц). Они обычно объединены в линейные зоны или приурочены к ограниченным по площади участкам. К этой же группе следует относить и структурные формы в надсолевом комплексе Балтийской синеклизы. Они, как правило, бескорневые (по терминологии В. Е. Хайна), т. е. в подсолевых отложениях нет соответствующих им форм того же знака. Например, в Калининградской области Дружбинское поднятие, выраженное четко в отложениях от верхнепермских до келловейских (юра), по нижележащим горизонтам не отмечается.

Значительную роль в строении осадочного покрова Северо-Запада Русской плиты играют разрывные нарушения. Формы их выражения разнообразны. Известны разломы с амплитудой более 250 м (Инчукалинское поднятие), зоны малоамплитудных разрывных нарушений шириной до нескольких километров (Загривский разлом в верховье р. Нарва), линеаменты протяженностью несколько десятков километров (реки Волхов, Полисть и др.), предположительно связанные с разрывными нарушениями.

РЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТИ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПОРОД

Постановка вопроса

На большей части территории Северо-Запада Русской равнины поверхность дочетвертичных пород погребена под покровом плейстоценовых и голоценовых образований. Однако в Северной Эстонии, на Ижорской возвышенности, в Восточном Приильменье и других местах на отдельных участках, площадь которых может быть довольно значительна, поверхность дочетвертичных пород входит в состав современного рельефа в качестве рельефа экспонированного.

Исследование поверхности дочетвертичных пород представляет большой научный и практический интерес по следующим соображениям. Поверхность дочетвертичных пород является основой, на которой формировался современный рельеф. Она хранит следы древних рельефообразующих процессов (эрозия, денудация, тектонические движения, карст и т. п.). При этом на большей части Северо-Запада поверхность дочетвертичных пород, будучи бронирована покровом плейстоценовых отложений, на протяжении значительного отрезка времени (в течение всего валдайского ледникового, около 70 тыс. лет, а во многих местах и больше) предохранялась от воздействия каких-либо экзогенных процессов. С доплейстоценовыми рельефообразующими процессами в сопредельных с изучаемым районах Балтийского щита связаны разнообразные полезные ископаемые. Так, в Финляндии известны доплейстоценовые золотоносные аллювиальные россыпи [476], а на Кольском полуострове — доплейстоценовая кора выветривания и другие континентальные образования, к которым приурочены каолинит, окислы железа и марганца, вермикулит и другие минералы [389, 142, 20].

Целесообразность изучения рельефа поверхности дочетвертичных пород диктуется также необходимостью определения степени и характера зависимости современного рельефа от рельефа поверхности дочетвертичных пород и возможностью использования данных о поверхности дочетвертичных пород для изучения новейших тектонических движений.

Отдельные сведения о рельефе поверхности дочетвертичных пород встречаются во многих работах по геологии Северо-Запада начиная с середины XIX в. [480, 489, 490, 527, 529, 530]. Однако только после того, как в последние десятилетия было пробурено достаточное количество скважин, появилась возможность из отдельных разрозненных наблюдений составить общее представление о характере рельефа поверхности дочетвертичных пород.

Поверхность дочетвертичных пород наблюдалась непосредственно на ограниченных участках, где четвертичные отложения отсутствуют или мощность их мала (до 2 м), изучалась по материалам бурения и электроразведки, а также с помощью аэрометодов.

Морфология поверхности дочетвертичных пород

Современный рельеф поверхности дочетвертичных пород северо-западной части Русской равнины был объектом изучения для многих исследователей. При этом отдельные части и элементы этой поверхности изучались далеко не равномерно. Более всего изучен уступ, идущий по южному берегу Финского залива, окаймляющий с юга низину Невы и Ладожского озера, выраженный и в современном рельефе в виде так называемого Балтийского (или Балтийско-Ладожского) глинта. Морфологии и строению этого уступа посвящено множество работ [489, 490, 527, 529, 530, 223, 486, 487, 485, 483, 484, 513, 533, 534]. Балтийский глинт рассмотрен и в последних отечественных и зарубежных работах [94, 96, 492, 509]. Наиболее обстоятельно Балтийский глинт изучался А. Таммеканом, проводившим полевые исследования в 1922—1936 гг. [533, 534]. А. Таммекан одним из первых связал морфологию глинта с тектоническими движениями.

Морфология поверхности дочетвертичных пород на отдельных участках исследуемой территории, удаленных от Балтийского глинта, рассматривалась в работах К. К. Макарова [253], А. И. Яунпутнина [468], Н. Н. Соколова [395], Е. В. Рухиной [372, 373], М. И. Ковалевского [205], В. К. Гуделиса [124], Ю. А. Мещерякова [267, 270], Э. Ю. Саммета [381], Д. Б. Малаховского [248], В. А. Исаченкова [171, 174, 175], В. И. Игнатовичуса [164], Б. Н. Можаева [289, 294, 296], А. И. Гайгаласа и др. [364], А. И. Шляупа [442, 443, 445], а также в монографиях «Геология четвертичных отложений . . .» [94], «Геоморфология и четвертичные отложения . . .» [96]. Особую ценность представляют сводные для отдельных республик и областей карты и схемы поверхности дочетвертичных пород М. И. Ковалевского [205, 207], П. П. Вайтекунаса [50], В. А. Исаченкова [171], В. П. Вонсавичуса [81], Д. Б. Малаховского [96], А. И. Шляупа [446]. Кроме того, почти на весь Северо-Запад имеются карты рельефа поверхности дочетвертичных пород масштаба 1:200 000 или 1:500 000, составленные в процессе геологической съемки масштаба 1:200 000. На отдельные участки имеются и более крупномасштабные карты поверхности дочетвертичных пород (1 : 50 000).

Основной особенностью поверхности дочетвертичных пород Северо-Запада является ступенчатость, особенно отчетливо заметная в восточной половине исследуемого района. При этом отмечаются ступени разных рангов: от региональных, прослеживающихся в пределах всей территории исследования, до местных, занимающих площадь в несколько десятков и сотен квадратных километров. Прежде всего обращают на себя внимание три ступени наиболее высокого ранга, которые отмечаются большинством исследователей.

Верхняя ступень занимает наиболее высокое гипсометрическое положение (до 150—200 м над уровнем моря), отмечается в восточной части района (рис. II.1). Рельеф в ее пределах характеризуется уплощенностью водоразделов и, как правило, глубокими, каньонообразными долинами, особенно расчленяющими склон к нижележащей поверхности. В местах соединения нескольких долин наблюдаются обширные владины, например Мстинская, дно которой на 100 м ниже водораздельной поверхности.

Большая часть территории Северо-Запада относится к средней ступени, имеющей абсолютные высоты 0—25 м в Литве и 100—125 м в Псковской области. Эта ступень включает на востоке так называемую

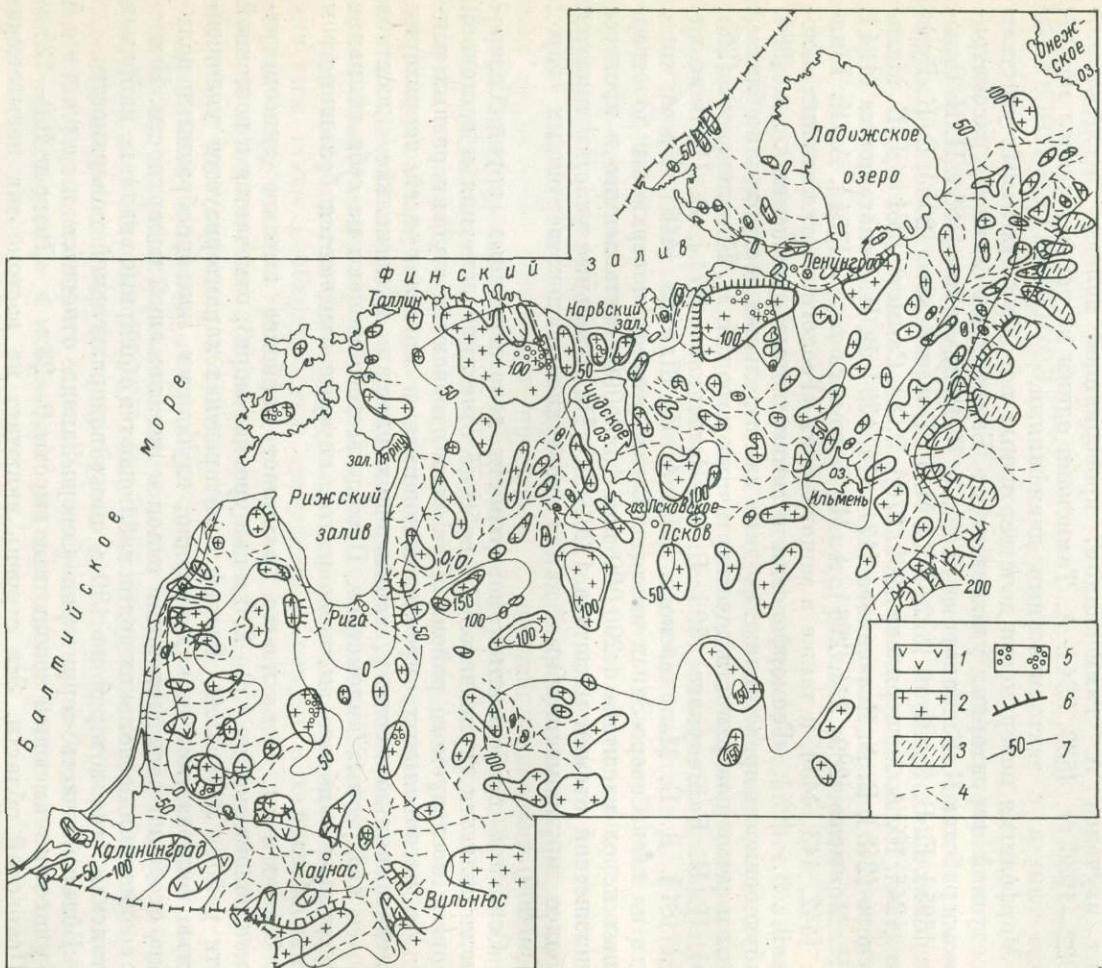


Рис. II.4.

Схема доледниковых поверхностей выравнивания Северо-Запада Русской равнины. Составлена по материалам Д. Б. Малаховского, А. Л. Бусловича, И. П. Бакановой (СЭГУ), М. И. Ковалевского (ВНИИМОРГЕО), А. И. Шляупа (ЛитНИГРИ), А. К. Мардла (УГ при СМ ЭССР).

Фрагменты древних поверхностей выравнивания, возраст предположительно: 1 — раннеплиоценовый, 2 — миоценовый, 3 — палеогеновый (олигоценовый?); 4 — доалейстоценовые речные долины; 5 — участки широкого развития древних карстовых форм; 6 — денудационные уступы и склоны; 7 — изоглизы поверхности дочетвертичных пород (в метрах).

Девонскую низину и Ордовикское (или Силурийское) плато, а на западе — всю Эстонию и значительные части Литвы и Латвии. Рельеф в пределах ступени разнообразный: от плоского и пологоволнистого на участках распространения известняков (рис. II.2) до сильно расчлененного на рыхлых девонских породах с небольшими по площади фрагментами слабо переработанных денудационными процессами водораздельных поверхностей

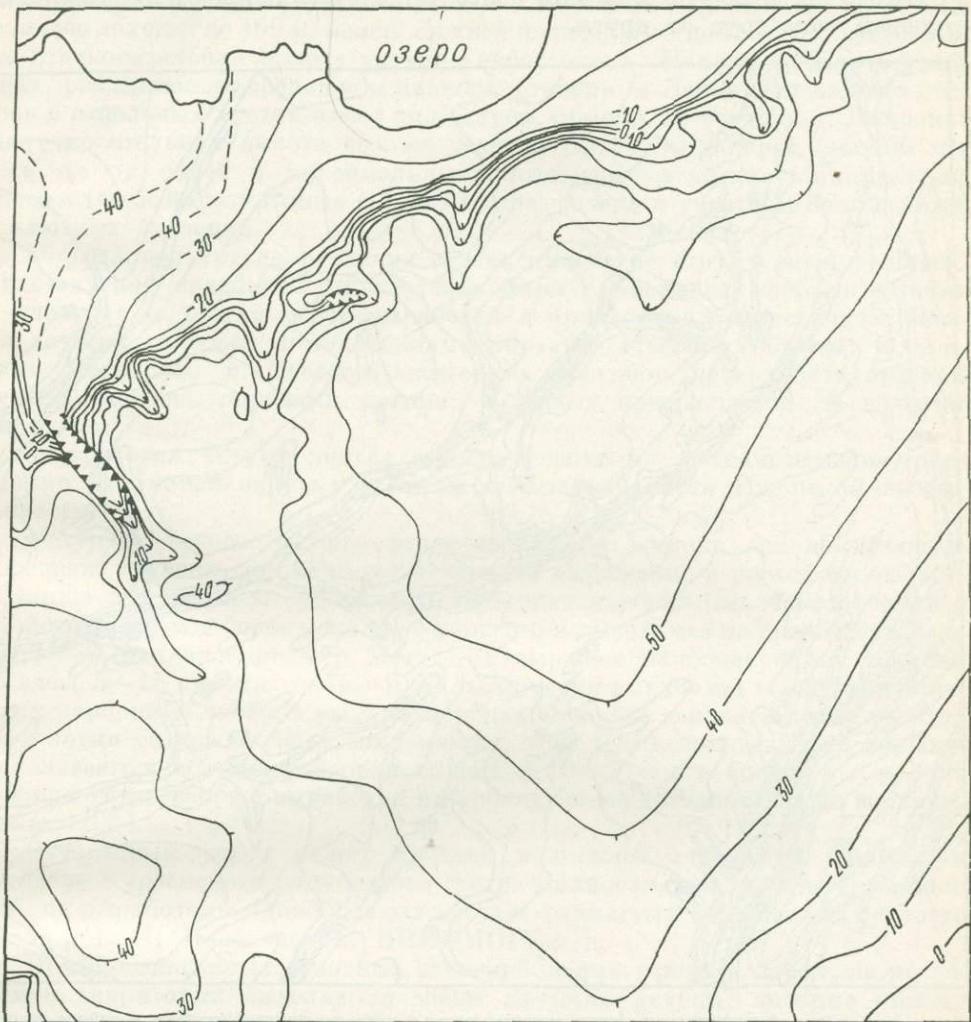


Рис. 11.2. Рельеф поверхности дочетвертичных пород в пределах средней ступени и уступ между средней и нижней ступенями в районе распространения ордовикских известняков. Изогипсы поверхности дочетвертичных пород даны в метрах.

(рис. II.3). Так, слабо расчленен рельеф поверхности дочетвертичных пород на Ижорской возвышенности. Единичные древние долины (отчасти унаследованные реками Оредеж, Суида, Систа) углубляются лишь на 20—40 м. Всего в 50—100 км к югу и востоку известны долины, лежащие на сотни метров ниже уровня моря. По-видимому, это объясняется тем, что на Ижорской возвышенности, сложенной ордовикскими известняками, широко развит карст. Здесь известны карстовые долины, протягивающиеся на 20—30 км при ширине 100—600 м и глубине до 12 м. Вероятно, трещиноватость известняков обусловливает просачивание вод и как следствие этого — слабую эрозию.

На западе Латвии фрагменты среднего уровня выделяются в виде платообразных повышений, абсолютная высота которых в пределах Восточно-Курземской возвышенности достигает 100—120, Западно- и Северо-Курземской — 70—80, Видземской — 144, Латгальской — 130 м (М. И. Ковалевский, ВНИИМОРГЕО). К среднему уровню относятся Пакруойская и Жямайтская ступени, выделенные в Литве [446]. Разница между ними по высоте всего 20—30 м, и они более четко отделяются от нижележащих ступеней, чем друг от друга.

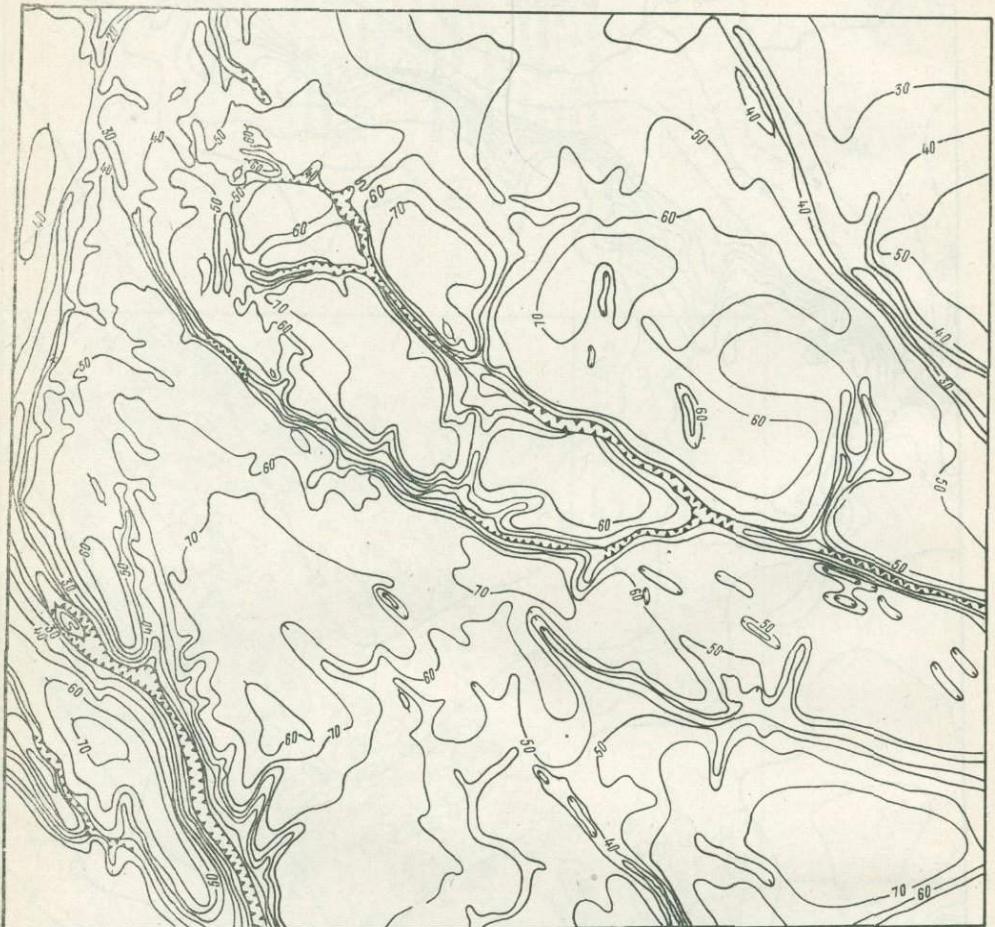


Рис. II.3. Рельеф поверхности дочетвертичных пород в пределах средней ступени в районе распространения рыхлых отложений девона (фрагмент карты).

Нижняя ступень развита ограниченно: севернее Балтийского глинта (на Карельском перешейке и в Приневской низине), в Западной Литве, Калининградской области и незначительно в Западной Латвии. В основном абсолютные отметки ее ниже уровня моря на 25—50 м. В Приневской низине высота нижней ступени — (25 ÷ 30) м, к северу она постепенно повышается и в районе р. Вуокса на Карельском перешейке поднимается до положительных отметок. В Рижско-Елгавской низине ступень хорошо прослежена бурением на юг почти до границы с Литвой, где отметки ее изменяются от —20 до +10 м [36, 38], и на север — в Рижском заливе — с помощью геоакустического зондирования, где она лежит на 50—60 м ниже уровня моря [413]. С запада и востока эта депрессия ограничена уступами высотой до 50—60 м, секущими границы девонских отложений, и имеет довольно плоскую поверхность с преобладающим уклоном на север. Рельеф

депрессии слабоволнистый, более расчлененный в южной части, где развиты карбонатные отложения верхнего девона [205, 36]. В Литве к нижнему уровню относятся Куршско-Прусская и Нижненямяунасская ступени, характеризующиеся в целом отрицательными абсолютными отметками и интенсивной расчлененностью [446].

Все три ступени между собой разделяются четкими уступами, или склонами повышенной крутизны, высота которых между верхней и средней ступенью доходит до 100 м, между нижней и средней — до 75—80 м. Абсолютная и относительная высота уступов непостоянна. Например, Балтийский глинт, разделяющий среднюю и нижнюю ступени, в Ленинградской области лишь в отдельных местах имеет вид уступа, обычно же это склон. Наибольшая относительная высота его на участке Котлы — Копорье (до 100 м), здесь же он имеет и максимальные абсолютные отметки. Минимальная относительная высота глинта (10—15 м) приурочена к участкам пониженных абсолютных значений.

Морфология уступа различна в зависимости от структурных условий. Сопоставление новейших структурных форм II порядка показывает, что на участках поднятий уступ выработан в ордовикских известняках, морфологически выражен четко, местами образует отвесные обрывы. В пределах Нарвского и Невско-Тосненского прогибов поверхность средней ступени сложена породами девона, а уступ превращается в пологий склон.

Морфология уступа иногда меняется даже на незначительном расстоянии, что можно видеть у с. Котлы в западной части Ижорской возвышенности.

Уступ (а точнее, склон), разделяющий на востоке района высокую и среднюю ступени, также имеет различное выражение в рельефе. Севернее р. Капша, где уступ выработан в известняках карбона (веневский горизонт визейского яруса и более молодые отложения), высота его не превышает 50 м, к югу — в направлении к р. Мста — он выражен наиболее четко, ширина его здесь 5—15 км, высота 75—100 м, хотя уступ выработан в тех же известняках карбона, а также в рыхлых породах верхнего девона. Южнее р. Мста морфология уступа в общем сохраняется, хотя плотные известняки карбона располагаются восточнее бровки склона в 10—20 км и более, а в районе Торопца уступ вообще выработан в карбонатно-терригенной толще верхнего девона [96].

Отчетливый уступ между средней и нижней ступенями отмечается на севере Курземского полуострова (уступ Зилиекалны). Высота его около 80 м, он выработан в однообразных песчано-глинистых отложениях среднего девона (М. И. Ковалевский, ВНИИМОРГЕО).

Помимо описанных основных ступеней дочетвертичных пород, на исследуемой территории выделяются менее крупные уступы, которые обычно связываются с выходами карбонатных пород. Так, в Псковской области и в Северной Белоруссии описываются два уступа [175].

Чередование в пределах Северо-Запада Русской равнины ступеней и разделяющих их уступов давало основание некоторым исследователям считать рельеф этой территории куэстовым [181]. Однако в общепринятом понимании куэста — это «возвышенность в виде гряды с асимметричными склонами — пологим, совпадающим с углом падения пластов, и крутым, срезающим пласти. Простирание гряд совпадает с простиранием слоев... При горизонтальном залегании слоев куэстовый рельеф переходит в ступенчатую страну» [90, т. 1, с. 368]. К рельефу исследуемой территории в целом термин «куэстовый», на наш взгляд, едва ли может быть применен. Топографическая поверхность срезает здесь разновозрастные горизонты палеозойских пород: при падении пород в целом на юг рельеф в общем снижается на север (за исключением юго-запада Литвы, где направление падения пород и понижения рельефа поверхности дочетвертичных пород совпадают).

Если же рассматривать рельеф отдельных ступеней, то у верхней поверхности во многих случаях отмечается не уменьшение, а увеличение абсолютных высот к юго-востоку. Так, например, южнее Валдая на междуречье Шлины и Цны высота поверхности коренных пород увеличивается от 120—140 м у бровки до 200—220 м в 40—50 км к юго-востоку от нее (Э. В. Апсит, СЗГУ). Средняя ступень от Волховско-Мгинского водораздела в направлении к Валдайской возвышенности также не снижается, хотя здесь она и выработана в рыхлых песчаных отложениях среднего девона. В случае куэстового рельефа на поверхности дочетвертичных пород должны вскрываться устойчивые к размыву отложения. Рельеф Северо-Запада не может относиться к куэстовому также и потому, что уступы далеко не всегда выработаны в плотных породах и не всегда совпадают с простиранием пород. Это, например, относится к уступам, окаймляющим Среднелатвийскую низменность, Приморскую низину и наиболее опущенную часть Литвы. Видимо, подчеркивая это отличие рельефа Северо-Запада от куэстового, некоторые исследователи пишут о рельефе ступеней или террас [533, 534], «ступенчатом рельефе» [488], «ландшафте ступенчатого рельефа» [492], «ступенчатых плато» скольптурного происхождения [253].

Описанные ступени дочетвертичного рельефа, разделяющие их уступы и склоны расчленяются древними речными долинами, иногда выраженным в современном рельефе в виде обширных понижений, ширина которых не соответствует расположенному в них водотоку. Долины, по данным бурения, образуют разветвленную эрозионную сеть. Наиболее глубокие участки древних долин располагаются ниже современного уровня моря на 150—200 м. Например, в восточной части района днище долин вскрыто у Любтыно на глубине 200 м (абсолютная отметка —130 м), у ст. Неболчи на глубине 220 м, у Паш-озера на глубине более 230 м, у пос. Приветнинский на северном берегу Финского залива на абсолютной глубине —150 м и т. д. [96]. В Калининградской области на Самбийском полуострове погребенные долины лежат ниже уровня моря на 132,4 м (скв. Калининград), 142,2 м (скв. Покровское), 163,3 м (скв. Дунаевка) и т. д. [27]. Долины, как правило, имеют V-образный поперечный профиль не только в плотных карбонатных породах, но и в рыхлых песчано-глинистых отложениях, что свидетельствует, по-видимому, об интенсивности вреза.

План древней гидросети может быть составлен пока лишь в общих чертах. Но уже сейчас можно видеть, что сток в прошлом шёл на север и запад — в сторону современного Балтийского моря и Ладожского озера, а в Литве и Калининградской области и на юг — в сторону Польской низменности.

Плотность и глубина вреза древней эрозионной сети на Северо-Западе Русской равнины не одинаковы. Например, слабо расчленены участки, сложенные ордовикскими и силурийскими известняками (Эстония, Ижорская возвышенность); густая эрозионная сеть выработана в Ленинградской и Новгородской областях, в южной Эстонии, Латвии и Литве на терригенных отложениях разного возраста.

Ступенчатый рельеф, аналогичный описанному, наблюдается и к западу от Прибалтийских республик — на дне Балтийского моря. Эрозионная сеть развита на дне Балтики, по-видимому, так же широко, как и на суше [509].

Генезис ступеней рельефа

Существующие представления о генезисе ступеней рельефа поверхности дочетвертичных пород в областях покровного материкового оледенения отражают несколько различных точек зрения. Согласно одной из них решающая роль в образовании ступеней отводится экзарационной деятельности ледников [507, 479 и др.]. Эта точка зрения имеет сторонников и до

сих пор [536]. По мнению другой группы исследователей, уступы, разделяющие основные ступени (Балтийский глинт, склон Валдайской возвышенности и др.), являются крупными, выраженными в рельефе сбросами или флексурами, частично обработанными денудационными процессами [517, 531, 535, 381, 36, 442, 444 и др.]. Идею об абразионном происхождении уступов, разделяющих ступени, и, следовательно, о значительной роли морской абразии в формировании самих ступеней высказывали Г. Гельмерсен [489] и Б. З. Менакер [261]. Выводы последнего опирались на находки морских межледниковых отложений в основании Балтийского глинта. При этом, однако, не учитывалось, что морские отложения лежат на подстилающих их ледниковых образованиях.

Согласно еще одной точке зрения генезис ступеней поверхности рельефа дочетвертичных пород следует связывать только с влиянием вещественного состава пород на ход денудационных процессов. Одним из первых эту точку зрения сформулировал Г. Хаузен. С наибольшей отчетливостью она была изложена К. К. Марковым, который писал: «...В результате длительной денудации (комбинации эрозии и плоскостного смыва) исходной поверхности, независимо от ее первоначальной формы, должна была скаться различная степень сопротивляемости денудационным процессам различных пород. Более быстрое понижение поверхности, сложенной песчаниками, песками и глинами, наметило повышенные участки, сложенные с поверхности известняками. Эрозия и смыв могли протекать беспрепятственно в рыхлых отложениях, примыкающих к границе известняков с севера. Напротив, понижение первоначальной поверхности у южной границы известняков всецело контролировалось и замедлялось малым эффектом понижения поверхности лежащих к северу твердых известняков... В результате образовались уступы у северных границ выходов на поверхность карбоновых и силурийских известняков. Следовательно, при данных геологических условиях весь рельеф, развиваясь как одно целое, не только мог, но и должен был (разрядка моя.— Б. М.) принять форму ступенчатых плато» [253, с. 46—47]. Аналогичную точку зрения имеют А. И. Яунпутнинь [468], М. В. Карапеева [181], Д. Б. Малаховский [248, 249, 366, 96] и другие исследователи.

Принципиально иной подход к определению генезиса рельефа поверхности дочетвертичных пород наметился в самые последние годы. Ю. А. Мещеряков рассматривал вышеописанные погребенные под четвертичными отложениями ступени рельефа поверхности дочетвертичных пород в качестве полигенетических поверхностей выравнивания, т. е. «поверхностей различного генезиса, которые формировались в условиях весьма полной компенсации эндогенных процессов экзогенными» [268, с. 10]. На Северо-Западе, по его мнению, существуют две поверхности: верхняя — абразионно-денудационная и нижняя — денудационная [270].

Нами под покровом плейстоценовых образований выделялись три полигенетические поверхности выравнивания (две четко, одна предположительно), была составлена схема их распространения и морфологии, намечен предположительно возраст [289, 291, 294, 296]. Поверхности выравнивания были выделены в Эстонии (А. К. Мардла, 1967, Управление геологии СМ ЭССР).

Выводы о наличии на Северо-Западе погребенных поверхностей выравнивания обосновываются имеющимся фактическим материалом. Так, вопреки представлениям о тектонической природе уступов, разделяющих крупные ступени рельефа поверхности дочетвертичных пород, большие по объему буровые, геофизические и картировочные работы, проведенные многими организациями в районе Балтийского глинта, Валдайского уступа и в Прибалтике, указывают на отсутствие значительных тектонических нарушений, совпадающих по ориентировке и местоположению с этими уступами [338, 74, 79, 399]. В частности, Ленинградской конторой разведочного бурения треста Союзбурггаз южнее и юго-восточнее Ленинграда была разбурена

довольно большая площадь, в пределах которой располагается Балтийский глинт — уступ, разделяющий среднюю и нижнюю ступени. Многие скважины бурились до кристаллического фундамента. На очень детальных структурных картах, составленных по разным горизонтам, в том числе и по основанию осадочной толщи, крупных разрывных нарушений не обнаружено.

Детальные сейсморазведочные работы, проведенные ВИРГ вдоль шоссейной дороги Москва — Новгород, на участке, пересекающем склон Валдайской возвышенности, показали, что в рельефе поверхности кристаллического фундамента восточнее пос. Крестцы отчетливо выражен уступ амплитудой более 1000 м, падение поверхности фундамента здесь 100 м/км [399]. Уступ ограничивает с запада Валдайско-Оршанский авлакоген. С этим уступом, вопреки мнению Ю. А. Мещерякова [270], генетически не связан обращенный на запад склон, расположенный в 40 км восточнее и разделяющий среднюю и верхнюю ступени.

Что касается экзарационной деятельности плейстоценовых ледников, то хоть она и значительна, судя по величине отторженцев, измеряемых иногда сотнями метров, все же ею едва ли можно объяснить удаление миллионов кубометров горных пород и равномерное выпахивание на глубину 100 м и более. Расчеты показывают, что средняя мощность отложений, снесенных льдом с территории Фенноскандии в течение всех стадий четвертичного оледенения, составляет 31,3 м [319].

Большинство исследователей склоняется в пользу денудационного происхождения основных элементов рельефа поверхности дочетвертичных пород. Правда, при этом по-разному оценивается влияние состава отложений на процессы рельефообразования. Мнение об определяющей роли вещественного состава осадочных отложений в образовании ступеней рельефа поверхности дочетвертичных пород и разделяющих их уступов, казалось бы, хорошо подтверждается приуроченностью уступов к выходам карбонатных пород ордовика и карбона. Однако материалы детальных работ указывают на более сложные зависимости.

Так, севернее линии железной дороги Ленинград — Москва карбонатные породы каменноугольной системы (веневский горизонт визейского яруса и более молодые отложения) действительно подходят близко к бровке уступа, разделяющего верхнюю и среднюю поверхности, и, по-видимому, они сыграли значительную роль в образовании двух ступеней рельефа. Но по мере продвижения к югу известняки карбона появляются все восточнее уступа, четко выраженного в рельефе поверхности дочетвертичных пород. Высокая поверхность оказывается развитой не только на плотных известняках, но и на песчано-глинистых породах среднего и нижнего подъярусов визейского яруса карбона и верхнего девона [395, 270]. Например, на широте оз. Селигер и г. Демянск уступ Валдайской возвышенности высотою около 100 м выработан в толще переслаивания карбонатных и песчано-глинистых пород карбона. Плотные известняки появляются лишь в 10—40 км к востоку от бровки Валдайской возвышенности (рис. II.4). Следует особенно обратить внимание на то, что абсолютные отметки поверхности коренных пород одинаковы в области распространения и плотных карбонатных, и рыхлых песчано-глинистых пород. В районе ст. Окуловка уступ высотой около 75 м и бровка верхней ступени выработаны в песчано-глинистых породах (глины с прослоями песков, песчаников, алевритов) верхнего девона. Плотные карбонатные известняки встречаются примерно в 50 км восточнее бровки возвышенности.

Местами различия в вещественном составе пород, на которых выработаны ступени, вообще очень незначительно сказываются на морфологии. Так, по результатам бурения многочисленных скважин вблизи железной дороги Ленинград — Москва на участке севернее ст. Саблино средняя по общему счету ступень (верхняя в конкретной ситуации) выработана в плотных известняках аренигского яруса ордовика и в рыхлых песчаниках (или слабосцементированных песках) наровского горизонта

девона (рис. II. 5). При этом разница в вещественном составе подстилающих пород практически не сказалась: и на известняках, и на песчаниках (песках) коренные породы вскрыты скважинами на одной высоте. В Северо-Восточной Эстонии у пос. Синимяэ средняя для Северо-Запада ступень к югу от Балтийского глинта выработана в отложениях самого различного состава: от песчаников пиритской и тискеской свит кембрия и пакерортского горизонта ордовика и до плотных известняков волховского и кундского горизонтов ордовика (рис. II.6). При этом поверхность дочетвертичных пород практически горизонтальна [64]. У пос. Котлы (западная часть Ижорской возвышенности) средняя поверхность выравнивания

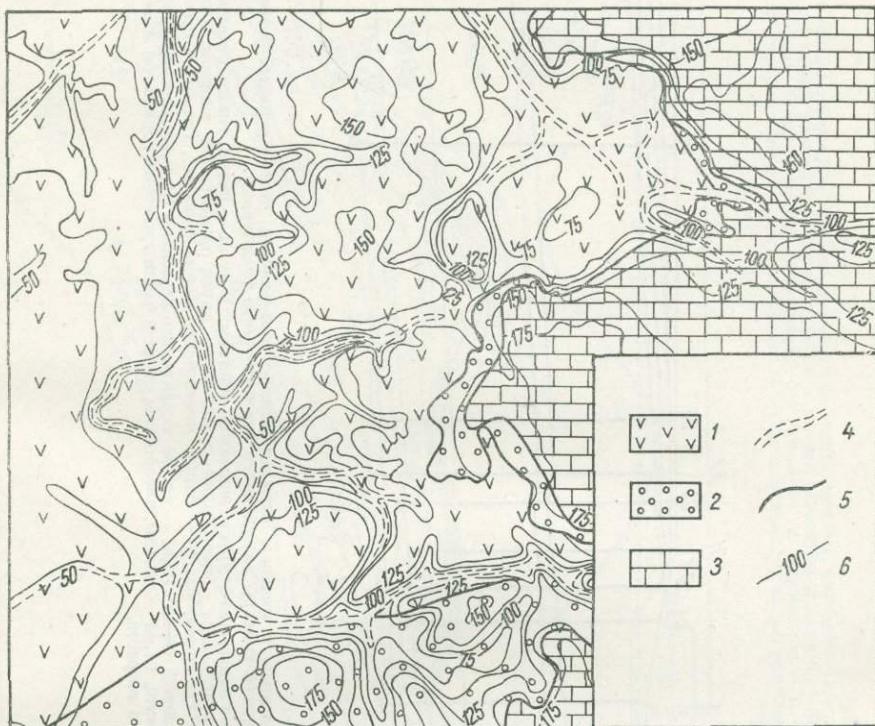


Схема геологического строения одного из участков склона Валдайской возвышенности [96].

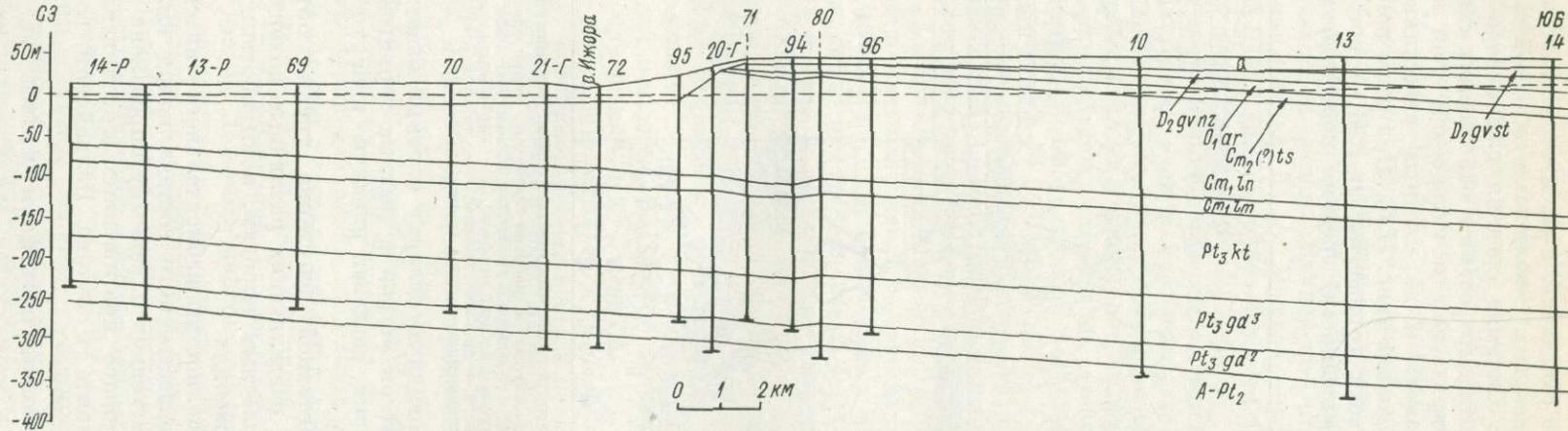
Рис. II.4. 1 — переслаивание карбонатных и песчано-глинистых пород франского и фаменского ярусов верхнего девона; 2 — глины с прослойями песков, песчаников, алевритов турнейского и визейского ярусов нижнего карбона; 3 — карбонатные отложения визейского яруса нижнего карбона; 4 — древние долины; 5 — геологические границы; 6 — изогипсы поверхности дочетвертичных пород (в метрах).

срезает образующие куполовидную складку плотные известняки ордовика мощностью несколько десятков метров и рыхлые терригенные отложения нижнего ордовика и кембрия, создавая плоскую поверхность независимо от состава коренных пород.

С точки зрения селективной денудации трудно объяснить также, почему основания уступов, разделяющих различные поверхности выравнивания, не приурочены к плотным породам, а выработаны в песчано-глинистых и глинистых отложениях.

Безусловно, отрицать полностью избирательность интенсивности денудационных процессов от вещественного состава пород было бы неверно. Именно устойчивостью известняков к размыву определена приуроченность в большинстве случаев наиболее протяженных и отчетливо выраженных уступов — Балтийского глинта и склона Валдайской возвышенности — к выходам карбонатных пород.

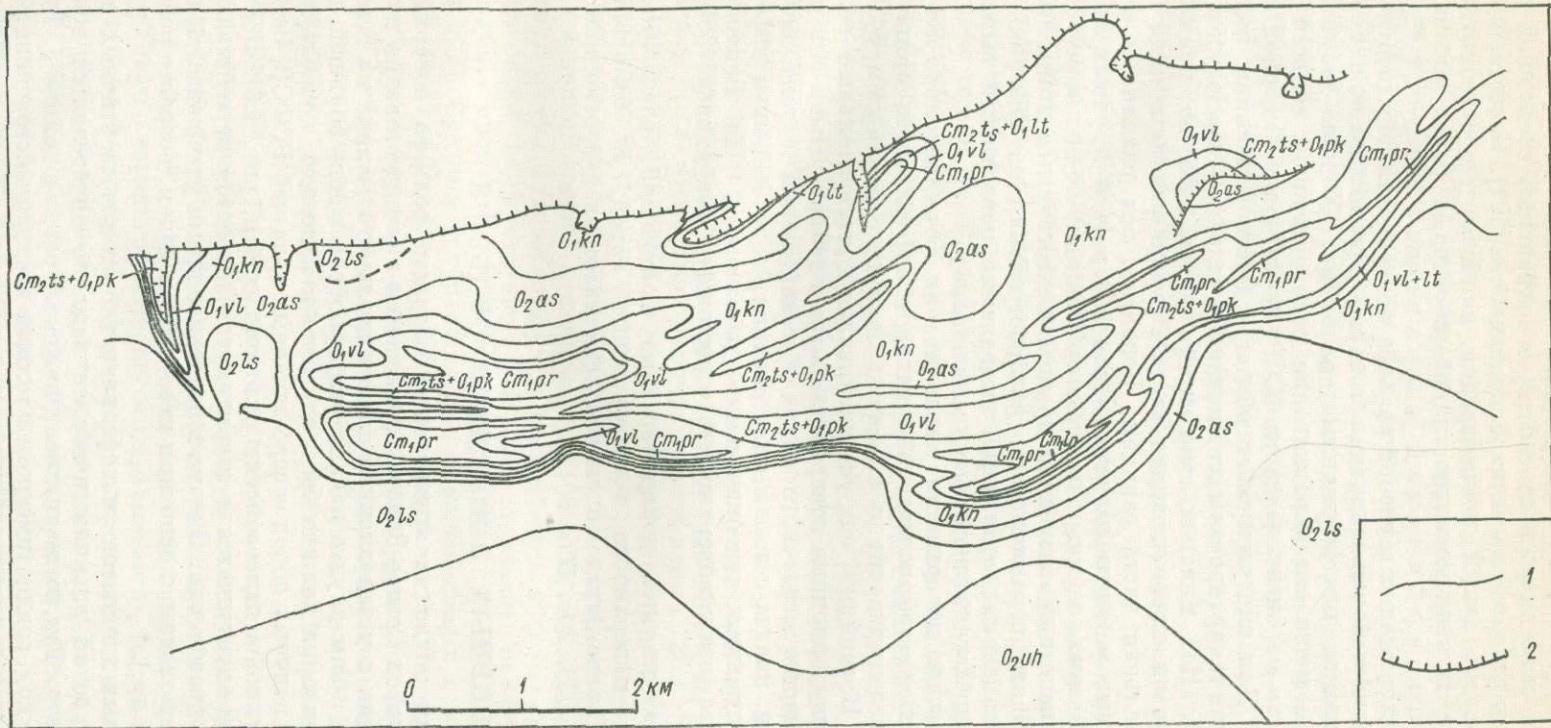
Анализируя развитие аналогичных форм рельефа, Л. Кинг отмечает, что роль твердого пласта в этом случае заключается не в том, что он



Геологический разрез уступа, разделяющего среднюю и нижнюю ступени рельефа поверхности дочетвертичных [пород вдоль линии железной дороги Ленинград — Саблино (по материалам Ленинградской конторы разведочного бурения треста Союзбургаз).]

Рис. II.5.

Q — отложения четвертичной системы; отложения живетского яруса девонской системы; D_2gv pr — мергели, глины, песчаники наровского горизонта; O_{tar} — известняки аренигского яруса ордовикской системы; отложения кембрийской системы: $Cm_2(?)ts$ — песчаники, алевролиты тискесского горизонта, Cm_1ln — глины лонговской свиты («синие»), Cm_1lm — песчаники и алевролиты с прослойками глин ломоносовской свиты; отложения валдайской серии: Pt_3kt — глины котлинского горизонта («ляминаривые»), Pt_3gd^3 — песчаники и алевролиты с прослойками глин верхней пачки гдовского горизонта, Pt_3gd^2 — глины, алевролиты средней пачки гдовского горизонта; A — Pt_2 — магматические и метаморфические породы архейско-среднепротерозойского возраста.



Геологическая схема участка Синимяэ [64].

1 — геологические границы; 2 — уступ глины.

Отложения среднего и нижнего отделов ордовикской системы, горизонты: O_2uh — ухакуский, O_2ls — ласчамяэский, O_2as — азериский, O_1kn — кундасский, O_1vl — волховский, O_1lt — леэтский, $O_1vl + lt$ — волховский и леэтский нерасчлененные; нерасчлененные отложения: Cm_2ts — O_1lt — от тискрского горизонта среднего отдела кембрийской системы и пакерортского горизонта нижнего отдела ордовикской системы, $Cm_2ts + O_1pk$ — тискрского горизонта среднего отдела кембрийской системы и пакерортского горизонта нижнего отдела ордовикской системы; отложения нижнего отдела кембрийской системы, свиты: Cm_1pr — ширтаская, Cm_1ln — лонтовская.

Рис. II.6.

непосредственно защищает вершинную поверхность, а в том, что, будучи устойчивым, он образует уступ и определяет относительно медленное его отступление. Это в свою очередь способствует сохранению сложенной рыхлыми отложениями столовой вершинной поверхности [501]. Известный фактический материал, с нашей точки зрения, наиболее удовлетворительно объясняется, если ступени поверхности дочетвертичных пород рассматривать в качестве *п о в е р х н о с т е й* выравнивания.

В пользу квалификации ступеней рельефа поверхности дочетвертичных пород как *п о в е р х н о с т е й* выравнивания говорит и сопоставление Северо-Запада со смежными платформенными районами. Хорошо изученные и датированные поверхности выравнивания распространены во всей внеторонниковой области европейской части СССР, на материке Северной Америки, в Африке. Для внеторонниковых областей Русской равнины поверхности выравнивания закартированы, установлен их возраст — повсюду доплейстоценовый [354]. Нет никаких оснований думать, что до появления торонниковых покровов северо-западная часть Русской равнины жила иной жизнью, чем остальная часть равнины. Вероятно, вся равнина в целом переживала сходные моменты развития (если говорить о крупных этапах и отвлечься от частных, местных процессов). Общими, по-видимому, были этапы полной компенсации эндогенных процессов экзогенными, этапы выравнивания [185]. Ввиду ограниченного распространения на Северо-Западе молодых доплейстоценовых отложений выделяемые поверхности выравнивания являются преимущественно денудационными.

На Северо-Западе поверхности выравнивания формировались неоднократно. Так, палеогеоморфологический анализ платформенного этапа развития Северо-Запада приводит к выводу о постоянно равнинном рельефе этой территории. Всякий раз, как устанавливался континентальный режим, формировались денудационные поверхности выравнивания. Ныне они четко фиксируются в разрезе осадочного чехла Русской плиты в виде поверхностей несогласия, иногда с корой выветривания, погребенных и деформированных последующими тектоническими движениями. На Балтийском щите большинство этих поверхностей уничтожено денудацией [389, 85, 410, 11].

Что касается генезиса долинообразных понижений, расчленяющих ступени рельефа поверхности дочетвертичных пород, то большинство исследователей Северо-Запада одинаково связывает их с эрозионной деятельностью [372, 373, 205, 366, 96].

Возраст основных элементов рельефа

Традиционный подход к определению возраста рельефа поверхности дочетвертичных пород Северо-Запада заключается в отождествлении начала рельефообразования с установлением континентального режима на том или ином участке. В таком случае начало рельефообразования большей части исследуемой территории должно быть отнесено к палеозою, поскольку поверхность дочетвертичных пород северо-западных областей РСФСР, Эстонии и Латвии выработана в палеозойских отложениях (см. рис. I.3). Верхний возрастной рубеж определяется в таком случае возрастом перекрывающих илестоценовых образований. Однако в последнее время утверждается представление о более молодом, в основном мезо-кайнозойском, возрасте рельефа Земли [365, 103 и др.].

Среди основных элементов рельефа поверхности дочетвертичных пород Северо-Запада Русской равнины наиболее надежно определяется возраст древней речной сети. Так, юго-западнее Онежского озера в долине р. Тукса (приток р. Оять) под тридцатиметровой толщей верхнеплейстоценовых надморенных отложений и пятью слоями разновозрастных морен, разделенных межморенными водными осадками, на глубине 116,5—149,9 м скважиной

пройдены доплейстоценовые отложения. Они представлены переслаиванием тонкозернистых пылеватых слюдистых песков, алевритов, карбонатизированных глин с отчетливо выраженной слоистостью. По результатам палинологического анализа верхняя часть разреза (4,7 м) относится к слоям, связанным с наступлением окского ледника, а остальная — к неоген-нижнечетвертичным отложениям [358].

Более точно возраст древних речных долин может быть определен на примыкающих территориях. Так, в центральной части Костромской области северо-западнее пос. Нея в унаследованной речной долине под мореной днепровского оледенения вскрыты аллювиальные пески мощностью 20,5 м. На основе палинологического анализа (преобладание пыльцы сосны, незначительное участие пыльцы ели, редкая встречаемость пыльцы пихты, туши таксодиевых, небольшое содержание пыльцы широколистенных) они отнесены к кинельским слоям среднего плиоцена (В. В. Писарева, Второе ГГУ). По-видимому, и долины изучаемой территории следует датировать этим возрастом.

Среднеплиоценовые переуглубленные речные долины отмечаются и в других районах. Кратковременная интенсивная и повсеместная вспышка эрозионной деятельности в среднем плиоцене может быть связана с интенсивным и сравнительно кратковременным снижением уровня Мирового океана, которое сменилось крупной трансгрессией. Время этого события датируется довольно точно. По стратиграфической схеме, принятой для изолированного Каспийского моря, оно соответствует времени накопления продуктивной толщи Апшеронского полуострова и предшествует времени отложения кинельских слоев, за которым последовала крупная акчагыльская трансгрессия [286, 270].

Значительно сложнее устанавливается возраст ступеней рельефа поверхности дочетвертичных пород. Цикличность развития нашей планеты, заключающаяся, в частности, в периодической смене этапов интенсивного расчленения поверхности Земли этапами ее выравнивания, дает основание предполагать периодичность образования поверхностей выравнивания. В мезокайнозое было несколько этапов выравнивания [385].

Для стратификации поверхностей выравнивания, выделяемых на Северо-Западе, могут быть использованы данные о распространении и составе кайнозойских отложений Южной Прибалтики. Нижняя поверхность выравнивания в западной части Калининградской области под ледниками образована сложена палеогеновыми и неогеновыми отложениями от палеоцена до плиоцена включительно. Палеоген целиком представлен морскими осадками, миоцен — озерно-аллювиальными, а плиоцен — озерно-болотными [27]. Средняя поверхность кроме палеозойских и мезозойских отложений срезает в Юго-Западной Литве в треугольнике Калвария — Юркенис — Друскининкай морские осадки палеоцена и эоцене, а в бассейне рек Швянтойя и Неман слагается миоценовыми и плиоценовыми образованиями. Здесь, в отличие от Калининградской области, миоцен представлен озерно-болотными отложениями, в то время как плиоцен — аллювиальными [27].

Эти данные с учетом возраста древней эрозионной сети позволяют констатировать, что время образования средней и нижней поверхностей выравнивания на Северо-Западе Русской равнины укладывается в интервал миоцен — средний плиоцен. Если озерно-болотные отложения рассматривать как свидетельство завершения процесса выравнивания, то можно предположить, что средняя поверхность оформилась в миоцене, а нижняя — в плиоцене (по-видимому, в нижнем). В это время выравнивание на юго-западе Литвы и в Калининградской области сопровождалось развитием речной сети (во всяком случае, в примыкающих районах).

Возраст верхней поверхности выравнивания определяется с учетом следующих фактов. В Костромской области поверхность выравнивания с абсолютными высотами 110—150 м, отождествляемая с верхней поверх-

ностью Северо-Запада [185], выработанная на верхнеюрских — нижнемеловых отложениях, осложняется четко оформленными котловинами, заполненными континентальными озерными нижне-среднемиоценовыми осадками (В. В. Писарева, Второе ГГУ). Очевидно, что формирование поверхности выравнивания должно было предшествовать образованию нижнемиоценовых озер. По всей вероятности, оно произошло в конце палеогена — олигоцена.

При определении возраста поверхностей выравнивания на Северо-Западе Русской равнины могут быть привлечены данные и по смежным территориям. В примыкающем с юга Верхнем Поднепровье под покровом четвертичных образований намечаются две поверхности выравнивания. Верхняя, денудационно-аккумулятивная, на аккумулятивных участках сложена олигоценовыми осадками, что дает основание определять ее возраст как олигоценовый. Образование нижней поверхности относится к среднему неогену (конец миоцена — начало плиоцена) [171].

В центральных районах Русской равнины также устанавливаются две поверхности выравнивания: палеогеновая и позднемиоценовая — раннеплиоценовая [185]. Особенно точно и надежно датируются поверхности выравнивания на юге и юго-востоке Русской равнины. В рельефе здесь отчетливо фиксируются палеогеновая, позднемиоценовая — раннеплиоценовая и верхнеплиоценовая поверхности выравнивания [111]. Палеогеновый и миоцен-плиоценовый этапы выравнивания отмечаются и на других территориях [354, 270, 385 и др.].

Попытки выделения в пределах средней и верхней из описываемых поверхностей выравнивания фрагментов более древней — мезозойской (меловой?) — поверхности [270] не подтверждаются фактическим материалом. Широкое и повсеместное развитие позднемиоценовой — раннеплиоценовой поверхности на всей Русской равнине дает основание предположить, что время формирования средней поверхности Северо-Запада связано именно с этим этапом выравнивания.

По-видимому, в дальнейшем с поступлением нового фактического материала представления о возрасте основных элементов рельефа поверхности дочетвертичных пород будут уточнены.

Глава III.

СОВРЕМЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Постановка вопроса

Северо-Запад Русской равнины относится к области покровного матери-кового оледенения Европы. В плейстоцене эта территория не однажды покрывалась толщей льда мощностью несколько сотен, а может быть, даже и одна-две тысячи метров. Особая роль в формировании современного рельефа принадлежит последнему в Европе ледниковому покрову — валдайскому, который в момент своего максимального развития покрывал всю исследуемую территорию. Именно в ходе разрушения ледникового покрова возникли те черты рельефа Северо-Запада, которые позволяют выделять эту часть Русской равнины в особую геоморфологическую область материcovого покровного оледенения, характеризующуюся специфическим рельефом.

Рельеф области сложен и исключительно разнообразен, что особенно уяснилось в результате детальных геологосъемочных и тематических работ, проведенных в последние десятилетия в республиках Прибалтики и на Северо-Западе РСФСР. И все же, несмотря на большое разнообразие, по генезису и морфологии отчетливо выделяются два комплекса типов рельефа: возвышенности и низины.

Здесь мы не останавливаемся на механизме разрушения ледникового покрова и формирования названных комплексов типов рельефа и их образующих типов, форм и элементов форм рельефа. Отчасти это будет сделано ниже. Основные закономерности дегляциации северо-западной части Русской равнины достаточно подробно рассмотрены до нас [470, 253, 254, 468, 469, 462, 463, 464, 29, 30, 33, 124, 130, 131, 213, 214, 361, 188, 17, 18, 51, 341 и др.].

Рельеф Северо-Запада исключительно молод: формирование наиболее древних краевых образований в южной и юго-восточной частях района относится ко времени самого начала разрушения ранних стадий валдайского ледникового покрова — около 70 тыс. лет назад [159]. Ледниковые аккумулятивные образования в районе Ленинграда относятся к последней для изучаемого района стадии распада валдайского ледника — невской, имевшей место около 14 тыс. лет назад. Особенно интенсивная аккумуляция ледникового материала происходила, как отметил Н. Н. Соколов, в вепсовскую стадию. В это время был создан пояс краевых образований и возвышенностей, протягивающийся на тысячи километров — от Онежского озера до Восточной Ютландии.

Следствием молодости современного рельефа является то, что послеплейстоценовые процессы переформирования его находят сравнительно ограниченное выражение. Наиболее активными среди них являются денудационные (в широком понятии). Среди них на первое место должна быть поставлена эрозионная деятельность рек. Глубина послеледникового расчленения достигает местами нескольких десятков метров. В современном рельефе заметно, но, вследствие кратковременности проявления, ограничено влияние склоновых процессов, направленных в большинстве случаев на выполнаживание склонов, созданных в ходе разрушения ледника.

Среди аккумулятивных послеплейстоценовых процессов на первом месте по отражению в рельефе находятся морская, озерная и речная аккумуляция. С морской аккумуляцией связано образование на отдельных участках ильдиевых, анциловых, литориновых и современных террас и береговых валов на берегах Балтийского моря. Озерная и речная аккумуляция нашли отражение в формировании серий озерных и речных террас. Морские и озерные, реже озерно-ледниковые, террасы в ряде мест в голоцене подверглись эоловой переработке, вследствие чего появились перевеянные береговые валы на берегах Рижского залива, дюны в Сестрорецке и т. д.

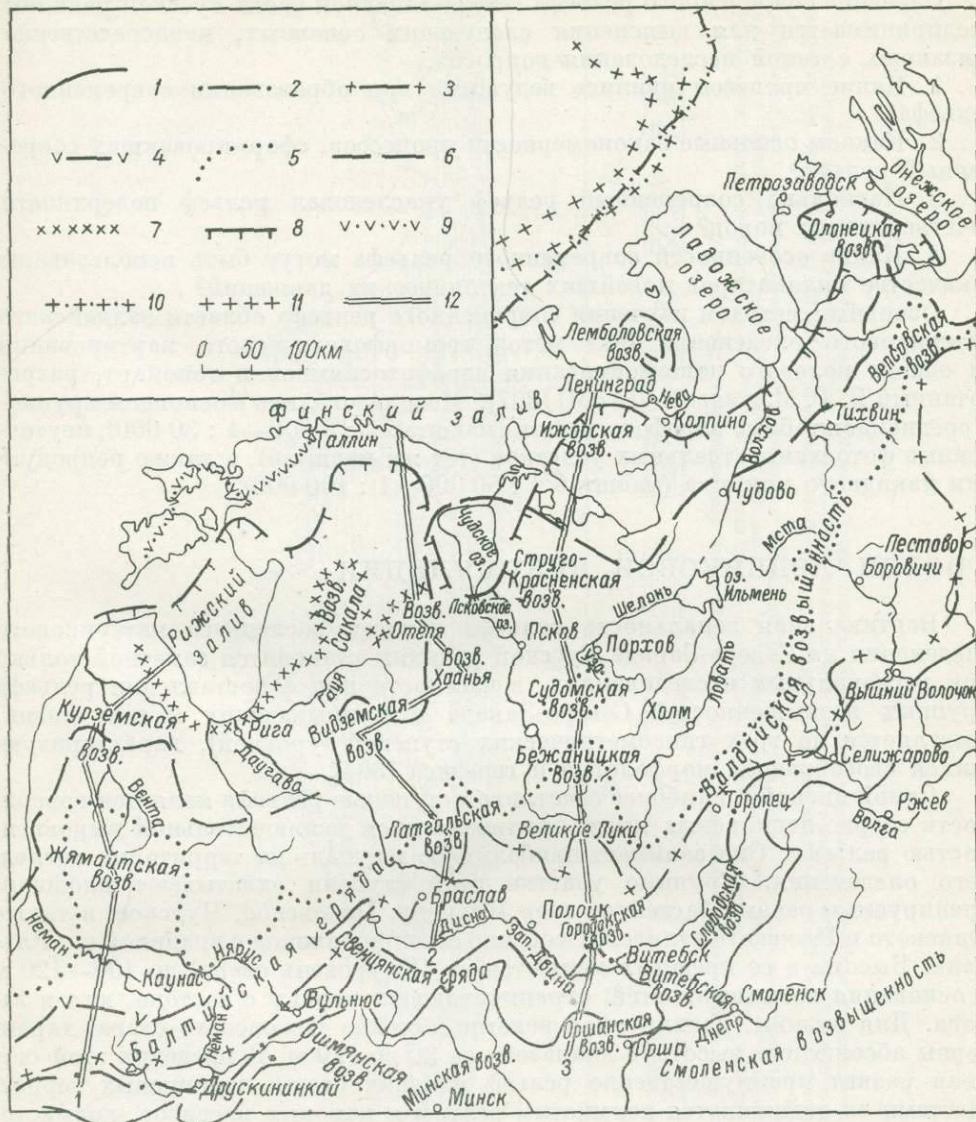
Современные экзогенные рельефообразующие процессы и современный рельеф Северо-Запада находятся в противоречии. Современный рельеф по генезису аккумулятивный, преимущественно ледниковый, сформировавшийся в своеобразных перигляциальных и гляциальных условиях плейстоцена и раннего голоцена. Аккумуляция при этом была направлена не только на нивелирование неровностей ложа ледника, но и на создание новых неровностей — возвышенностей, по относительным превышениям не уступающих неровностям рельефа поверхности дочетвертичных пород. Современные же рельефообразующие денудационно-аккумулятивные процессы главным образом направлены не на развитие форм рельефа, созданных или зародившихся в плейстоцене, а на их уничтожение путем разрушения положительных форм и заполнения отрицательных. Следовательно, современный рельеф северо-западной части Русской равнины является преимущественно реликтовым и антагонистичен современным рельефообразующим процессам.

Едва ли не в самых первых работах по геоморфологии областей покровного оледенения уже обращалось внимание на одну замечательную особенность. Отмечалось, что всякое продолжительное стояние края ледника сопровождается формированием краевых образований, представленных специфическим грядово-холмистым рельефом, в пределах которого неровные гряды различной высоты и ширины, близкие по ориентировке, разделяются в общем параллельными им понижениями, нередко занятymi озерами. К дистальным и проксимальным участкам этих образований примыкают различные типы и формы рельефа. С дистальной стороны — это зандры, с проксимальной стороны — моренные и озерно-ледниковые равнины. Такое комплексно-зональное строение рельефа областей плейстоценового оледенения многократно описывалось как в оригинальных, так и сводных работах [253, 254, 468, 394, 395, 397, 180, 181, 182, 366, 431, 432, 15, 17, 350, 94, 96, 351, 363]. Количество таких комплексов краевых образований может быть велико. Так, в Западной Литве и Латвии по меридиану Курземского полуострова выделяется 13 комплексов, отмечающих стабилизацию края разрушающегося и отступавшего валдайского ледника [53].

Неоднократно предпринимались попытки увязки краевых образований различных районов между собою [253, 394, 4, 5, 95, 124, 366, 32, 186, 382, 435, 160, 158, 387, 94, 96, 341, 363]. Одной из наиболее согласованных является схема отступания льдов валдайского оледенения на территории Северо-Запада европейской части СССР, составленная большим авторским коллективом (рис. III.1) [350].

В последнее время детальные геолого-геоморфологические исследования Северо-Запада показали, однако, что не всегда и не везде краевые образования выражены достаточно четко и хорошо увязываются между собой.

На основании обобщения большого фактического материала и личных полевых наблюдений по Ленинградской, Новгородской и Псковской областям И. П. Бакановой и Д. Б. Малаховским сделан вывод: «Краевые комплексы



Этапы отступления льдов валдайского оледенения на территории Северо-Запада европейской части СССР [350 с добавлениями].

Рис. III.1. Границы стадий (фаз, осцилляций): 1 — бологовской, 2 — едрковской, 3 — вепсовской, 4 — южнолитовской, 5 — крестецкой, 6 — лужской, 7 — северолатвийской, 8 — невской, 9 — паливере, 10 — сальпаусельская I, 11 — сальпаусельская II; 12 — близмеридиональные профили через возвышенности.

стадиальных надвигов валдайского оледенения на этой территории отсутствуют и широтная зональность, характерная для области последнего оледенения, нарушена» [25, с. 129].

Наряду с комплексно-зональным строением рельефа, отчетливо проявляющимся на Северо-Западе Русской равнины, отмечена вертикальная зональность. Она выражается в том, что ледниково-аккумулятивные возвышенности Северо-Запада и примыкающие к ним озерно-ледниковые низины

образуют до трех гипсометрических ступеней, отличающихся друг от друга по морфологии и генезису. Очевидно, что при изучении новейшей тектоники учит горизонтальной и вертикальной зональности современного рельефа имеет первостепенное значение.

Изучение современного рельефа северо-западной части Русской равнины предпринимается для выяснения следующих основных, непосредственно связанных с темой исследования вопросов.

1. Какие процессы явились ведущими при образовании современного рельефа?

2. Каковы основные закономерности процессов, сформировавших современный рельеф?

3. Насколько современный рельеф унаследовал рельеф поверхности дочетвертичных пород?

4. Какие особенности современного рельефа могут быть использованы в качестве индикаторов новейших тектонических движений?

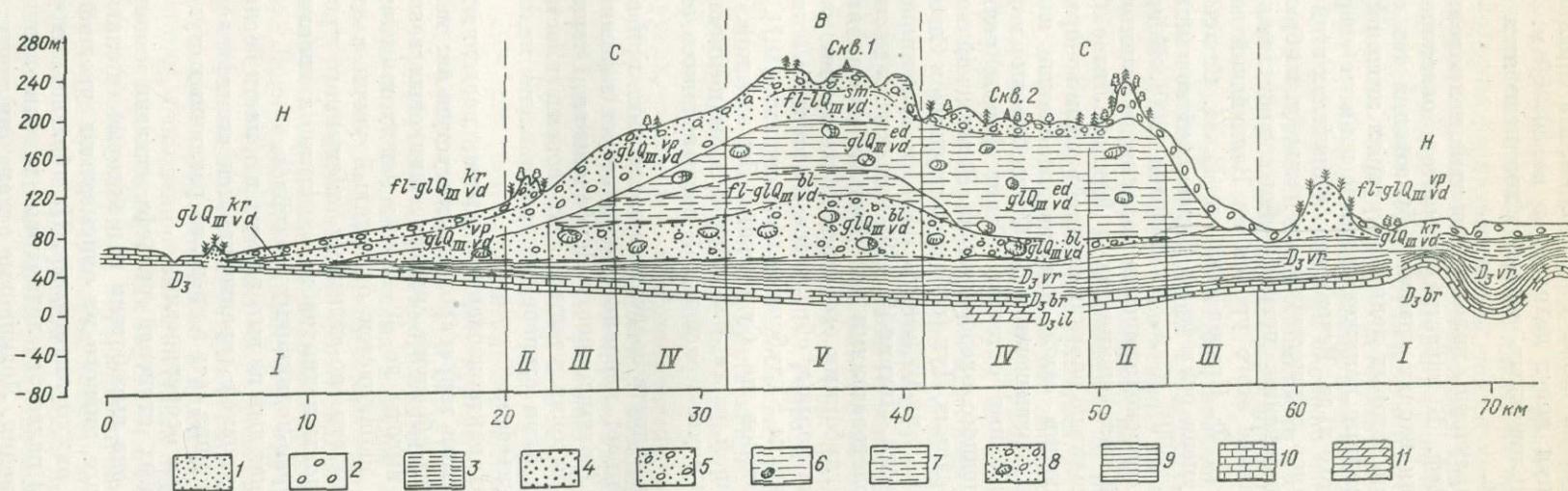
Основным методом изучения современного рельефа области валдайского материкового оледенения был метод геоморфологического картирования на основе полевого дешифрирования аэрофотоснимков и топокарт, разработанный В. Г. Можаевой (ЛАЭМ) [307]. Использовались в основном крупномасштабные аэрофотоснимки (масштаб 1 : 5 000—1 : 30 000), неуточненные фотосхемы отдельных участков (тот же масштаб), а также репродукции накидного монтажа (масштаб 1 : 50 000—1 : 100 000).

Уровни ледниковой аккумуляции

Вертикальная зональность рельефа области последнего материкового оледенения на Северо-Западе Русской равнины становится заметной только при региональных исследованиях, в частности при сопоставлении рельефа крупных возвышенностей Северо-Запада и примыкающих к ним низин. Выделяется до трех гипсометрических ступеней (уровней), характеризующихся своеобразием морфологии и генезиса [304].

Самой низкой и наиболее отчетливой ступенью рельефа является поверхность озерно-ледниковых низин, отличающихся исключительной выровненностью рельефа. Она занимает наибольшую площадь на территории последнего оледенения. Крупные участки этой ступени охватывают площади, дренируемые реками бассейнов озер Ильмень, Псковское, Чудское, а также Финского и Рижского заливов. Особенно обширна низина с впадиной оз. Ильмень. Высоты в ее пределах меняются от 18 (уровень озера) до 100—120 м у основания возвышенностей, ограничивающих низину с востока, юга и запада. Для низины, дренируемой реками бассейна Псковского озера, характерны абсолютные высоты в диапазоне от 30 до 120 м. В пределах этой ступени развит преимущественно рельеф плоских озерно-ледниковых террас. Местами он осложняется холмистым рельефом камовых массивов, холмистогрядовым рельефом краевых образований, эрозионным рельефом на участках новейших поднятий. Речная сеть на озерно-ледниковых низинах развита широко. Иногда современные водотоки приурочены к древним, доплейстоценовым, речным долинам.

Окраины наиболее крупных возвышенностей — Валдайской, Бежаницкой, Судомской, Видземской, Хаанья, Латгальской — образуют более высокую ступень рельефа (рис. III.2). У различных возвышенностей она расположена на разной высоте: на Валдайской 160—210 м, Бежаницкой 160—220 м, Судомской 160—205 м. В пределах этой ступени совершенно плоские участки, характерные для двух других уровней, представляют скорее исключение и лишь иногда занимают большие площади (например, на Видземской возвышенностях к западу от пос. Эргли, на Судомской возвышенностях к западу от оз. Локно, на востоке Лемболовской возвышенностии). Более характерна для описываемой ступени значительная расчлененность



Схематический близширотный геолого-геоморфологический профиль через Судомскую возвышенность [304, 407].

Отложения четвертичной системы: 1 — пески мелко- и среднезернистые, 2 — валунные суглиники, 3 — безвалунные глины и алевролиты штокладного цвета, 4 — пески крупнозернистые, 5 — песчанистые валунные суглиники, 6 — глинистые валунные суглиники, 7 — алевролиты, 8 — валунные суглиники; отложения фраяского яруса девонской системы: 9 — глины и алевролиты воронежского горизонта, 10 — известняки бургского горизонта, 11 — алевролиты ильменского горизонта.

Рис. III.2.

Ступени рельефа: *H* — нижняя, *C* — средняя, *B* — верхняя; типы рельефа: *I* — озерно-ледниковая равнина, *II* — краевые образования, *III* — склон возвышенности, *IV* — пологоволнистая моренная равнина, *V* — высокие плоские водоразделы и разделяющие их глубокие котловины.

Расшифровку индексов, обозначающих возраст отложений четвертичной системы здесь и на других рисунках, см. в табл. I.1.

с колебаниями относительных высот до 15—20 м. На отдельных участках относительные превышения могут доходить и до 50—60 м. Вместе с тем поверхности соседних уплощенных водоразделов находятся примерно на одной абсолютной высоте.

Для этого уровня характерны пологоволнистый, мелкохолмистый и холмисто-котловинный рельеф. В качестве элементов, осложняющих общую картину, в состав уровня входят краевые образования тех стадий ледникового покрова, во время которых ледник покрывал лишь окраины возвышенностей, а также обширные понижения, ныне занятые озерами, возникшие на месте глыб мертвого льда. Речная сеть в пределах этой ступени формируется, приспособливаясь к существующему рельефу, и образует цепочку, соединяя протоками понижения неэрэзационного происхождения разной величины. На существование этого уровня на Валдайской возвышенности обратили внимание еще С. Ф. Егоров [145] и Н. Н. Соколов [392, 393]. Наличие аналогичной ступени рельефа на Видземской возвышенности отмечали А. И. Яунпутнинь [469] и А. Я. Лаздане [220]. К этому уровню, по-видимому, относятся «плоскохолмистые полосы», описанные на Аукштадаверской и Дузкийской возвышеностях в Южной Литве [213].

Третий уровень проходит по плоским столообразным водоразделам с крутыми склонами, занимающим самое высокое положение в центральных частях наиболее крупных возвышенностей. Столообразные водоразделы по форме напоминают эрозионные останцы. Такие формы рельефа широко известны в области последнего оледенения на Валдайской возвышенности от Онежского озера до Великих Лук (работы сотрудников Северо-Западного геологического управления), на Судомской [407] и Бежаницкой возвышенностях [110], в Эстонии [428], Латвии [9, 469] и в других местах. Они неоднократно отмечались исследователями под разными названиями [469, 248, 252]. В совокупности с глубокими озерными котловинами, разделяющими лопасти плосковершинных холмов, образуется своеобразный тип рельефа — высокие плоские водоразделы с глубокими котловинами [407]. Абсолютная высота плоских водоразделов на Судомской, Бежаницкой, Латгальской возвышеностях и в южной части Валдайской возвышенности составляет 220—260 м, в пределах Струго-Красненской возвышенности она несколько меньше, 170—190 м.

В некоторых районах области последнего оледенения приведенный выше ряд ступеней рельефа бывает неполным: отсутствует верхний уровень — плосковершинные холмы (возвышенности Лемболовская, Отепя, Пандивере, Курземские). Наиболее высокие участки этих возвышенностей относятся к средней из выделенных нами ступеней и представлены пологоволнистым или мелкохолмистым рельефом.

Ступени рельефа, охарактеризованные выше, разделяются большей частью хорошо выраженным террасированными уступами: между средним и нижним уровнем уступы образуют склоны ледниковых возвышенностей, имеющие относительные высоты до 40—50 м; между высоким и средним уровнями также обычно наблюдается отчетливый уступ с относительной высотой 30—40 м. Уступы эти, по-видимому, смешанного происхождения: зарождались они как склоны ледникового контакта, а впоследствии были абразированы водами озерно-ледниковых бассейнов.

Как показано выше, каждый из выделяемых в области последнего оледенения гипсометрических уровней характеризуется специфическими типами и формами рельефа. Эрозионная сеть в пределах различных ступеней рельефа также обладает некоторыми особенностями.

Каждая из выделенных ступеней рельефа связана с определенными отложениями, в которых она выработана или которые ее слагают. Озерно-ледниковые террасы самого низкого из описываемых уровней могут быть как абразионными, так и аккумулятивными. На абразионных участках они срезают коренные породы палеозоя, ледниковые и водно-ледниковые отложения валдайского оледенения. Ледниковые отложения представлены море-

нами разных стадий. Так, обширные озерно-ледниковые низины озер Ильмень, Псковское и Чудское развиты на валунных суглинках крестецкой, лужской и местами вепсовской стадий валдайского оледенения [350]. Водно-ледниковые отложения различны: глины, тонкие чистые хорошо сортированные пески, гравийно-песчаные породы с галькой и валунами. Обычно участки, где озерно-ледниковые террасы выработаны в водно-ледниковых отложениях, как, например, у оз. Белое к западу от Судомской возвышенности или северо-западнее пос. Крестцы, характеризуются более сложным мелкохолмистым рельефом по сравнению с участками, развитыми на морене. На аккумулятивных участках нижняя ступень рельефа сложена озерными и озерно-ледниковыми отложениями поздне- и послеледникового возраста, представленными песками и глинами. На больших площадях в пределах низкого уровня развиты болотные отложения.

Средняя ступень рельефа, образующая краевые части возвышенностей, развита преимущественно на валунных суглинках, которые принадлежат различным стадиям валдайского оледенения: на Валдайской возвышенности — болотовской, едрковской, вепсовской, на Судомской и Бежаницкой возвышенностях — вепсовской и крестецкой, а на Лужской возвышенности — лужской. Иногда валунные суглинки перекрыты маломощными (до 1—3 м) водно-ледниковыми песчаными отложениями на плоских участках (сюда относятся, в частности, занандры) или торфом и озерными глинами в местах плоских понижений.

Плоские водоразделы верхней ступени рельефа сложены обычно безвалунными глинами и алевритами шоколадного цвета, получившими в литературе наименование «покровных суглинков» [104, 9, 407].

Выделяемые уровни имеют различный генезис. Нижний из них является ступенью рельефа, возникшего в результате абразионно-аккумулятивной деятельности бассейнов, образовавшихся при стаивании основной массы льда валдайского ледникового покрова. Террасы, отмечаемые в пределах этой ступени, отражают устойчивое положение уровня озерно-ледникового бассейна на различных этапах его существования. Исключением является Балтийский глинт — уступ в рельфе поверхности дочетвертичных пород, унаследованный современным рельефом.

Генезис других ступеней — гипсометрически выше расположенных — более сложен. Исследования на Судомской возвышенности показали, что она является целиком аккумулятивным образованием валдайского ледника, развитым на месте понижения в дочетвертичном рельфе. Мощность четвертичных отложений здесь более 200 м [407]. Это же относится и к большинству других возвышенностей Северо-Запада. Так, например, основным фактором формирования Лемболовской возвышенности следует признать аккумулятивную деятельность ледника, поскольку кровля палеозоя, по данным бурения, не поднимается здесь выше 33—35 м над уровнем моря [94]. Следовательно, описываемые ступени современного рельефа не являются отражением ступеней, выработанных в палеозойских породах до начала плейстоцена. Образование выделяемых на возвышенностях ступеней рельефа следует связывать только с аккумулятивной деятельностью ледника, эти ступени являются отражением определенных закономерностей накопления ледниковых отложений. Возникновение их рисуется нам в следующем виде.

На начальной стадии разрушения ледникового покрова какой-то определенной стадии оледенения на поверхности льда образовались озера над выступами ледникового ложа, приуроченными к наиболее высоким, как правило центральным частям возвышенностей, сложенных ледниковыми отложениями предыдущих стадий оледенения. В эти бассейны с поверхности льда талыми водами сносился тонкий материал, который в процессе сноса измельчался. В наледниковом озере он откладывался дифференцированно: вблизи края водоема отлагались пески, а в середине — глины и тонкие алевриты. При этом вследствие протаивания ледяного дна водоемов происходило оседание отложений на подледный рельеф и его нивелирование.

При дальнейшем разрушении ледникового покрова наледниковые водоемы были спущены, а отложения спроецировались на донную морену, образовав плоские поверхности. Ввиду того, что они были приурочены к наиболее высоким участкам рельефа ледникового ложа, возникшего до этой стадии оледенения, они заняли господствующее гипсометрическое положение. В понижениях ледникового ложа сохранялись глыбы мертвого льда. На их месте при окончательном стаивании льда возникли котловины. Плоские водоразделы отделяются от котловин крутыми склонами, видимо, в основном ледникового контакта. В целом по отношению к рельефу ледянного покрова сформировался обращенный рельеф. Морфологически его можно охарактеризовать как рельеф плоских высоких водоразделов и глубоких котловин [407].

При быстром разрушении ледникового покрова и вытаивании морены на больших пространствах образовалась ступень рельефа на окраинах возвышенностей. Формирование отдельных элементов этого уровня было неодновременным. По-видимому, ранее всего начали зарождаться камы и озы, хотя окончательное их оформление завершилось лишь с вытаиванием основной массы донной морены. Вытаивание донной морены сопровождалось формированием пологоволнистого рельефа на периферийных частях всех возвышенностей и образованием зандрев на некоторых возвышенностях (Валдайская, Бежаницкая и др.). Наиболее поздними образованиями в пределах этой ступени рельефа следует считать, по-видимому, котловины, которые возникли при стаивании глыб мертвого льда. Частичное выравнивание этого рельефа могло происходить в озерно-ледниковом бассейне, возникшем при таянии льда и покрывавшем окраинные части возвышенностей между склонами высоких плоских водоразделов и краем ледника.

У различных возвышенностей Северо-Запада время формирования среднего уровня различное в зависимости от того, ледник какой стадии валдайского оледенения захватил соответствующую территорию.

В целом выделенные ступени рельефа образуют единый ряд, отражающий различные этапы разрушения и исчезновения последнего оледенения: от протаивания льда над выступами ледникового ложа до формирования обширных приледниковых бассейнов. При этом для каждой из них характерен свой генезис: так, верхняя является следствием водно-ледниковой аккумуляции, средняя своим происхождением в основном обязана собственно ледниковой аккумуляции, а самая нижняя — озерно-ледниковой аккумуляции и абразии. Поскольку возникновение всех ступеней рельефа на Северо-Западе в период дегляциации последнего оледенения так или иначе связано с аккумулятивной, а не экзарационной деятельностью ледника, было предложено выделенные ступени рельефа называть уровнями ледниковой аккумуляции [304].

Гипсометрическое положение членов генетического ряда отражает и их относительный возраст: чем выше располагается уровень, тем он древнее. Так, из описанных ступеней древнее всех уровень, проводимый по вершинам плоских высоких водоразделов, моложе всех уровней озерно-ледниковой низины. Конечно, это положение справедливо только для определенной стадии ледника. При сопоставлении уровней в районах распространения льда двух различных стадий необходимо учитывать, что у последующей стадии высокий уровень окажется моложе среднего уровня предыдущей стадии. Однаковое количество ступеней рельефа на большой площади и их постоянное взаимное расположение свидетельствуют, вероятно, о том, что разрушение ледникового покрова на огромной территории и в разные стадии валдайского оледенения происходило по общим законам.

По материалам собственных полевых наблюдений, данным геологической съемки и работ, выполненных другими исследователями, составлена схема распространения выделенных уровняй для территории, примыкающей с юга к восточной части Финского залива (рис. III.3).

В пределах основных ступеней ледникового рельефа различаются небольшие по площади участки иного генезиса: водно-ледникового, озерного, озерно-аллювиального, морского, ледниковой эрозии. За исключением водно-ледниковых и эрозионных форм рельефа, все они возникли уже после завершения формирования основных ступеней.

Участки верхнего и среднего уровней могут иметь различный возраст, что определяется границами распространения ледников разных стадий (табл. III.1).

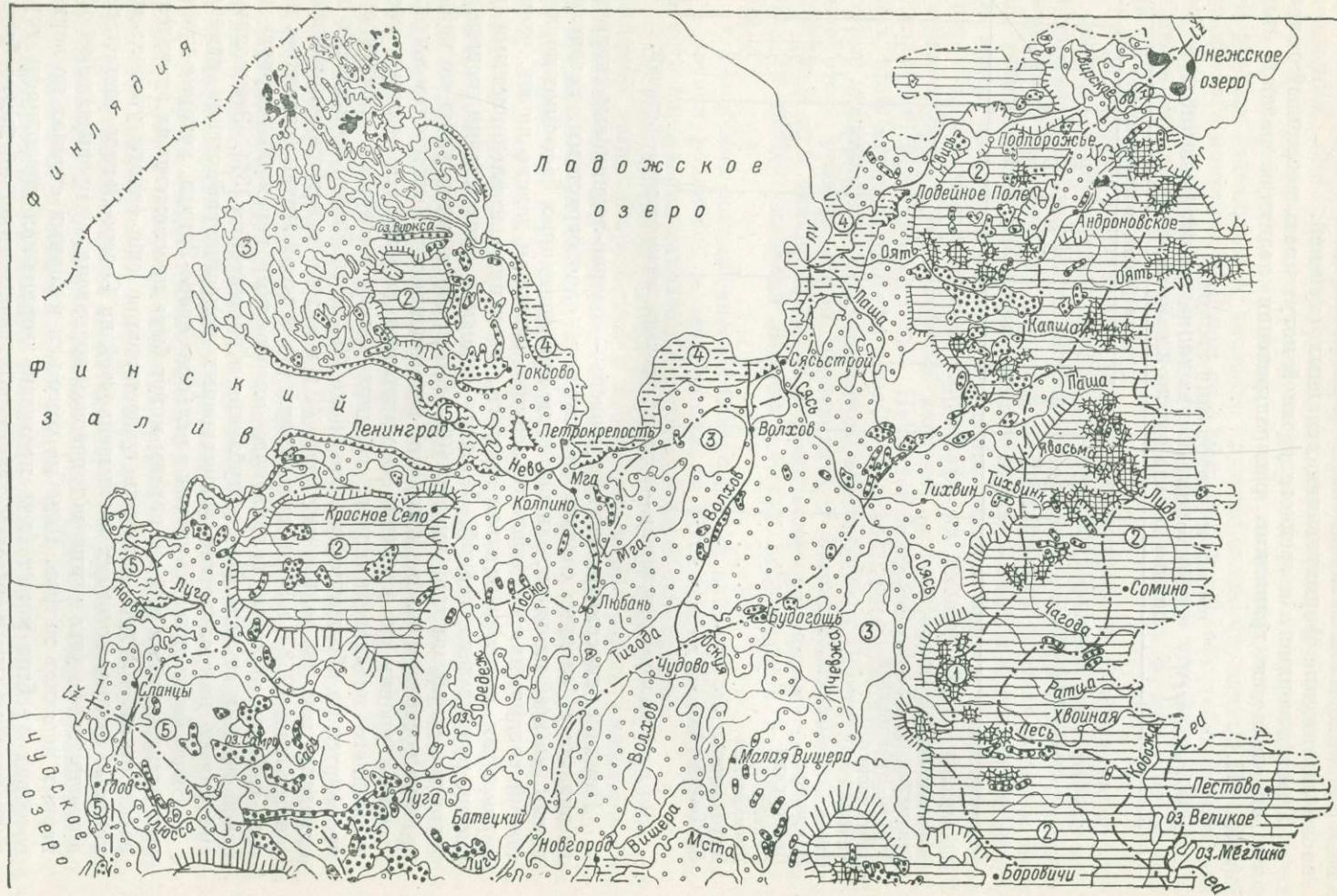
Таблица III.1. ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ УРОВНЕЙ
ЛЕДНИКОВОЙ АККУМУЛЯЦИИ НА ВОЗВЫШЕННОСТЯХ
СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Возвышенности	Стадии (фазы, осцилляции)						
	Болото- сая	Едровская	Венесов- ская	Южно- литовская	Крестец- кая	Лужская	Невская
Валдайская	+/-	+/-	+/-	/+?	/+		
Бежаницкая			+/-	/+?	/+		
Судомская			+/-	/+?	/+		
Струго-Красненская					+/-	/+	
Латгальская				+/-	/+		
Хаанья					+/-		
Отепя						+/-	
Пандивере							/+
Видземская				+/-	/+		
Сакала							/+
Жямайтская		+/-	+/-	/+	/+		
Курземская					/+		
Лемболовская					/+		

Примечание. Числитель — верхний уровень, знаменатель — средний.

Нижний гипсометрический уровень — озерно-ледниковые низины, — по-видимому, следует считать практически одновозрастным, позднеледниковым, на всей площади, так как воды приледниковых бассейнов последних стадий разрушения валдайского ледника заходили далеко на юг, частично перекрывая и перерабатывая террасы, созданные приледниковыми водоемами предыдущих стадий. Уровень водоемов этих стадий поднимался, вероятно, до абсолютной высоты 105—110 м, как можно судить по наблюдениям на восточном склоне Ижорской возвышенности. Вместе с тем в пределах нижнего уровня по времени формирования выделяются участки раннего и позднего позднеледниковых, граница между которыми ориентировочно проводится на абсолютной высоте около 40—50 м. Выбор этой высоты предопределен тем, что только на уровне 40 м и ниже отмечаются отложения ленточных глин [253], в это время долины рек Южной Литвы (вероятно, и других районов области валдайского оледенения) пережили первую после освобождения от льда фазу углубления и расширения [31]. Это можно рассматривать как следствие существенных палеогеографических изменений.

Выше были описаны уровни в рельефе Северо-Запада, которые при полевых исследованиях или по картам могут быть прослежены на значительных расстояниях. Следует отметить существование еще одного уровня: максимальные высоты соседних возвышенностей на Северо-Западе располагаются в сравнительно узком гипсометрическом диапазоне, не превышающем обычно первых десятков метров. Подобно тому как в горных странах по вершинам соседних хребтов может быть проведена вершинная поверхность гор, так и по максимальным высотам ледниковых возвышенностей может быть проведен свой «вершинный» уровень (рис. III.4). Поскольку выше него не выступает ни одна вершина и сам уровень проходит исключительно по формам



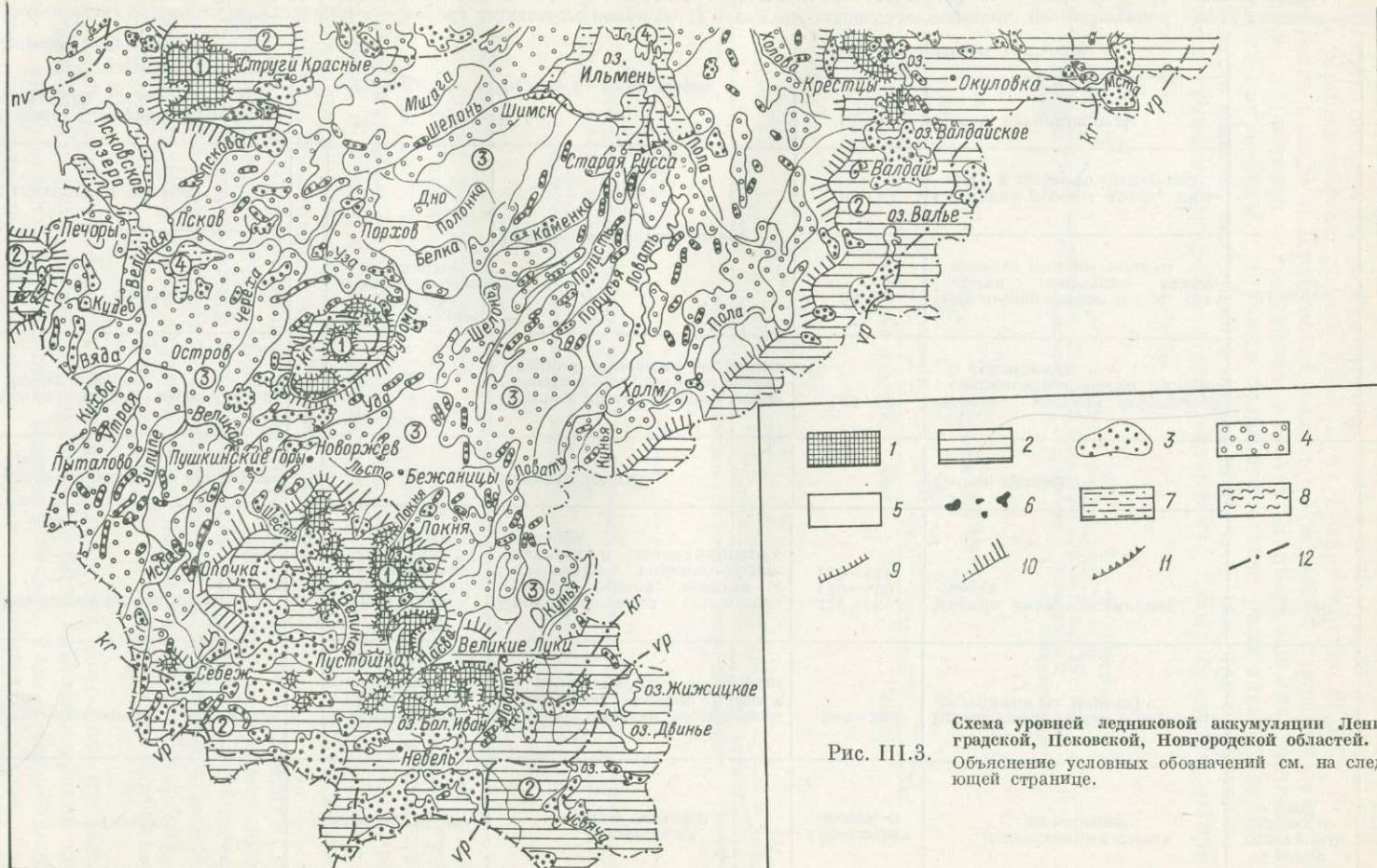


Схема уровней ледниковой аккумуляции Ленинградской, Псковской, Новгородской областей.
Рис. III.3. Объяснение условных обозначений см. на следующей странице.

Номер ус-ловного обозначения	Генезис	Возраст (стадия)	Морфология (типы рельефа)	Абсолютная высота, м	Вещественный состав отложений	Уровни ледниковой аккумуляции	Индекс на карте (цифра в кружке)
1	Водно-ледниковая аккумуляция	Вепсовская Крестецкая Лужская	Высокие плоские водоразделы («звонцы», камовые плато и т. д.) и глубокие котловины	260—220	Безвалунные глины (покровные суглинки на морене)	Верхний	1
2	Ледниковая аккумуляция	Едревская Вепсовская Крестецкая Лужская Невская	Преимущественно пологоволнистый рельеф, местами с участками холмисто-котловинного и мелкохолмистого рельефа	220—160, 170—140, 160—110	Морена, водно-ледниковые пески	Средний	2
3	Водно-ледниковая аккумуляция		Мелкохолмистый		Пески, гравий		
4	Аккумуляция в озерно-ледниковых водоемах	Валдайское оледенение	Плоский рельеф озерно-ледниковых террас, местами осложненный камовыми массивами	120—50	Морена, местами перекрытая озерно-ледниковыми песками и суглинками		
5	Абрация озерно-ледниковых водоемов		Раннее поздне-ледниковые, позднее поздне-ледниковые	50—0	Озерно-ледниковые пески, суглинки, ленточные глины, местами выходы морены	Нижний	3
6	Ледниковая эрозия		Грядово-холмистый рельеф	100—50	Скальные породы архея, нижнего и среднего протерозоя		
7	Озерная и озерно-речная аккумуляция	Голоцен	Рельеф плоских террас	17—0	Пески, суглинки, илы		4
8	Морская аккумуляция			22,5—0	Пески, суглинки		5

Уступы, разделяющие уровни разного генезиса: 9 — склоны ледникового контакта, 10 — склоны ледникового контакта, переработанные озерно-ледниковой абразией и аккумуляцией, 11 — абразионные уступы; 12 — границы стадий и фаз валдайского оледенения; ед — едровской, ур — вепсовской, кр — крестецкой, лж — лужской, нв — невской.

рельефа, созданным ледниковой аккумуляцией, его можно рассматривать в качестве предельного уровня ледниковой аккумуляции. В отличие от остальных выделяемых уровней эта поверхность восстанавливается по ее фрагментам в виде точек, а не плоских участков.

В Прибалтийских республиках и на Северо-Западе РСФСР (к югу от Финского залива и Приневской низины) отмечается снижение предельного уровня ледниковой аккумуляции к северу. Наибольшие высоты предельного уровня приурочены к крупным возвышенностям, располагающимся в крайней части области валдайского оледенения, т. е. там, где происходила разгрузка транспортируемого льдом материала. Стоит сравнить, например,

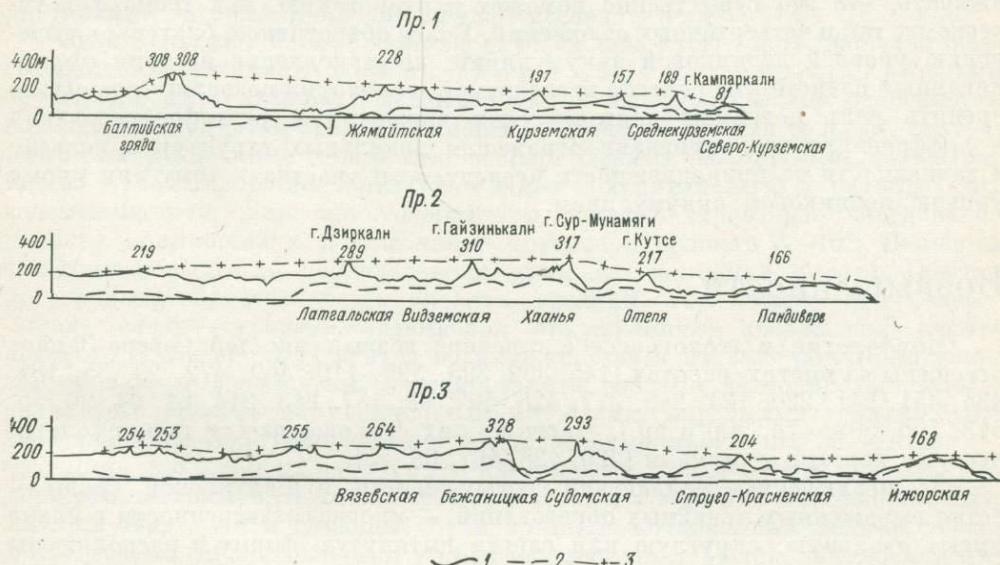


Рис. III.4. Схематические профили через возвышенности Северо-Запада (положение профилей в плане см. на рис. рис. III.1) [304].

1 — современная поверхность рельефа; 2 — поверхность дочетвертичных пород; 3 — предельный уровень ледниковой аккумуляции.

высоты Балтийской гряды, Видземской, Валдайской, Бежаницкой, Судомской и других возвышенностей с высотами Лужской, Ижорской, Северо-Курземской, Пандиверской возвышенностей. Возвышенностии второй группы представляют собою также значительно меньшие по площади и по мощности скопления ледникового материала. Время формирования предельного уровня различно. В южной части он формировался при разрушении ледника вепсовской стадии валдайского оледенения, в северной — лужской и невской стадий того же оледенения.

Высота предельного уровня ледниковой аккумуляции не зависит от положения поверхности дочетвертичных пород, что можно проиллюстрировать на примере двух соседних возвышенностей: Ижорской и Лемболовской. Максимальная отметка Ижорской возвышенностии 163 м, Лемболовской 205 м. В рельефе же поверхности дочетвертичных пород на месте Ижорской возвышенностии более высокий участок (до 150 м), чем на месте Лемболовской (30—35 м).

По-видимому, в областях развития ледниковых покровов, предшествовавших валдайскому, в рельефе также могут быть выделены уровни ледниковой аккумуляции, аналогичные вышеописанным. Так, в Смоленской области, за границей валдайского оледенения, установлены «две ступени в рельефе ... или два уровня: первый — низкий, в пределах высот от 172 до 195 м, и второй — высокий, от 220 до 240 м» [60, с. 202]. Верхний уровень проходит по моренным равнинам и лёссовым «плато», нижний — по аллю-

виально-зандровым и озерно-ледниковым равнинам. Генетически эти уровни сходны с выделенными нами уровнями ледниковой аккумуляции, но по возрасту древнее: они связаны с московским оледенением.

Дополнение существующей концепции о комплексно-зональном строении рельефа областей материкового покровного оледенения представлениями о его вертикальной зональности открывает, нам кажется, новые возможности в изучении рельефа этих территорий, позволяя более точно восстановить процессы рельефообразования в ходе разрушения ледникового покрова, наметить определенную систему в расположении по высоте типов рельефа и связанных с ними ледниковых и водно-ледниковых отложений. Можно ожидать, что это существенно поможет картированию, как геоморфологическому, так и четвертичных отложений. Более объективное, благодаря выделению уровней ледниковой аккумуляции, восстановление истории формирования в плейстоцене рельефа исследуемой территории позволяет правильно оценить роль новейших тектонических движений в рельефообразовании и дифференцировать признаки отражения локальных структур в рельефе в зависимости от принадлежности исследуемого участка к тому или иному уровню ледниковой аккумуляции.

Возвышенности

Морфология и геологическое строение возвышенностей Северо-Запада освещены во многих работах [145, 392, 393, 395, 110, 469, 472, 29, 35, 181, 434, 451, 241, 220, 124, 248, 377, 428, 407, 69, 187, 213, 214, 81, 94, 96, 55, 513, 506, 508, 474, 500 и др.]. Часть из них сопровождается геоморфологическими картами и схемами [220, 428, 407, 69, 55].

За исключением Валдайской возвышенности и Балтийской гряды — четко выраженных линейных образований, — многие возвышенности в плане имеют овальную, округлую или слегка вытянутую форму и расположены изолированно друг от друга. Это дает основание называть их островными [107] или островными моренными возвышенностями [33, 35].

Большинство современных исследователей Северо-Запада считают островные возвышенности аккумулятивными образованиями плейстоценовых ледников. Эта точка зрения берет свое начало от первых работ по геоморфологии области материкового оледенения в Прибалтике [486, 487 и др.] Преобладающее число авторов на основании собственных исследований в конкретных районах пришли к выводу о том, что современные возвышенности приурочены к выступам поверхности дочетвертичных пород [253, 326, 469, 471, 451, 241, 187, 214 и др.]. Обязательное наличие выступа поверхности коренных пород как основы современной возвышенности предполагают М. В. Карапеева [181], К. И. Геренчук [105, 106], И. П. Баканова, Д. Б. Малаховский [25]. В формировании выступов иногда основную роль отводят тектоническим процессам [502, 451, 105, 106].

Образование возвышенностей связывается с процессами аккумуляции происходящими на стыке двух ледниковых потоков [462, 463, 464, 397, 407, 32, 35 и др.]. При этом формирование возвышенностей рассматривается иногда как длительный процесс разрастания вначале небольших моренных массивов, располагающихся в углах стыка двух ледниковых потоков [29, 35]. Представление о последовательном разрастании ледниковых образований в течение нескольких стадий (фаз или осцилляций) к югу от выступа поверхности дочетвертичных пород с последовательным смещением более молодых ледниковых отложений в дистальном направлении было высказано А. А. Рукояткиным [407]. Было подмечено, что эта закономерность справедлива и для возвышенностей, ядрами аккумуляции которых служили остатки более древних краевых образований [18]. В механизме формирования рельефа возвышенностей различными исследователями по-разному оценивается роль активного и пассивного льда.

Возвышенности обычно рассматриваются как комплексы типов ледникового и водно-ледникового рельефа различной морфологии. При этом сло-весная характеристика форм и типов рельефа очень субъективна, и термины, применяемые различными исследователями рельефа Северо-Запада даже в отношении сходных объектов описания, редко сопоставимы между собой. Особенно это касается рельефа расчлененного. Непосредственные наблюдения позволяют утверждать, что большинство возвышенностей с некоторыми комбинациями крутизны склонов, относительных высот, повторяемости положительных или отрицательных форм и так далее в основном представлено одними и теми же типами и формами рельефа. Во многих случаях мы имели возможность сопоставить собственные описания рельефа с характеристиками, которые приводят другие исследователи.

Значительную, в большинстве случаев основную часть площади возвышенностей занимает пологоволнистый рельеф, развитый на морене. На различных возвышенностях морфологические особенности повышений (холмов и гряд), входящих в состав этого типа рельефа, соотношение их с плоскими участками, возраст бывают различными, но все же можно отметить общие черты, устойчиво сохраняющиеся в рельефе всех возвышенностей. Для пологоволнистого рельефа характерно чередование плоских повышений и понижений с крутизной склонов 3—10°. Вершины соседних повышений располагаются примерно на одной высоте. Обычно этот рельеф образует общий уровень (средний — по общему для Северо-Запада счету — уровню ледниковой аккумуляции), абсолютная высота которого понижается от центра возвышенностей к их склонам. Понижения заторфованы и заболочены, нередко заняты озерами. Однообразие пологоволнистого рельефа нарушается камами, озами, моренными грядами, возвышающимися над уплощенными водоразделами иногда на 50—70 м.

Для холмисто-котловинного рельефа характерно чередование холмов различной формы и высоты (до 50 м) с котловинами различных очертаний и глубины. Если холмисто-котловинный рельеф связан с процессами, происходящими у края ледника, то площадь, занимаемая им, вытянута, часто изогнута. В строении холмов в таком случае участвуют валунный суглинок и гравийно-галечные отложения. Если же холмисто-котловинный рельеф приурочен к массиву камов, то занятая им площадь может иметь неправильные очертания, холмы и котловины имеют крутые склоны и сложены преимущественно песком с участием гравийно-галечного материала. Как подмечено К. К. Марковым [253], этот тип рельефа образуется на этапе дегляциации в условиях мертвого льда.

Холмисто-грядовый рельеф является характерным признаком краевых образований активного ледникового покрова. Он всегда отличается наличием определенной ориентировки как всей площади в целом, так отдельных холмов и гряд и разделяющих их понижений. Высота гряд и холмов различна (от единиц до нескольких десятков метров), размеры разнообразны, склоны, как правило, крутые (больше 15°). Состав слагающих их отложений самый разнообразный [253, 407].

Рельеф плоских высоких водоразделов и глубоких котловин занимает центральные части возвышенностей и представляет собой чередование плоских высоких водоразделов-«звонцев» с глубокими, нередко плоскодонными котловинами, занятыми озерами. В плане водоразделы имеют овальную или лопастную форму. Но поверхность каждого из отдельных плоских водоразделов почти горизонтальная, слабоволнистая с отдельными возвышающимися холмами и грядами (камы и озы) относительной высотой 20—50 м. Характерной особенностью этого типа рельефа является наличие крутых склонов с четкими бровками и ясными перегибами у основания. Склоны расчленены многочисленными висячими оврагами, устья которых приурочены обычно к одной высоте. Озера, расположенные в котловинах, соединяются протоками, образуя систему долин с расширенными и суженными участками. Плоские водоразделы сложены с поверхности

безвалунными глинами и алевритами — покровными суглинками, залегающими на морене или на песках, обнажающихся у бровок.

Выделенные основные типы рельефа в пределах возвышенностей характеризуются взаимопереходами, не всегда ясными границами, значительным морфологическим разнообразием. Однако все же они четко различаются по морфологии и генезису форм, по характеру слагающих их отложений. Стремление учесть все переходы и морфологические разновидности приводит к выделению слишком большого числа типов (или подтипов) рельефа, различие между которыми большей частью только количественное [220].

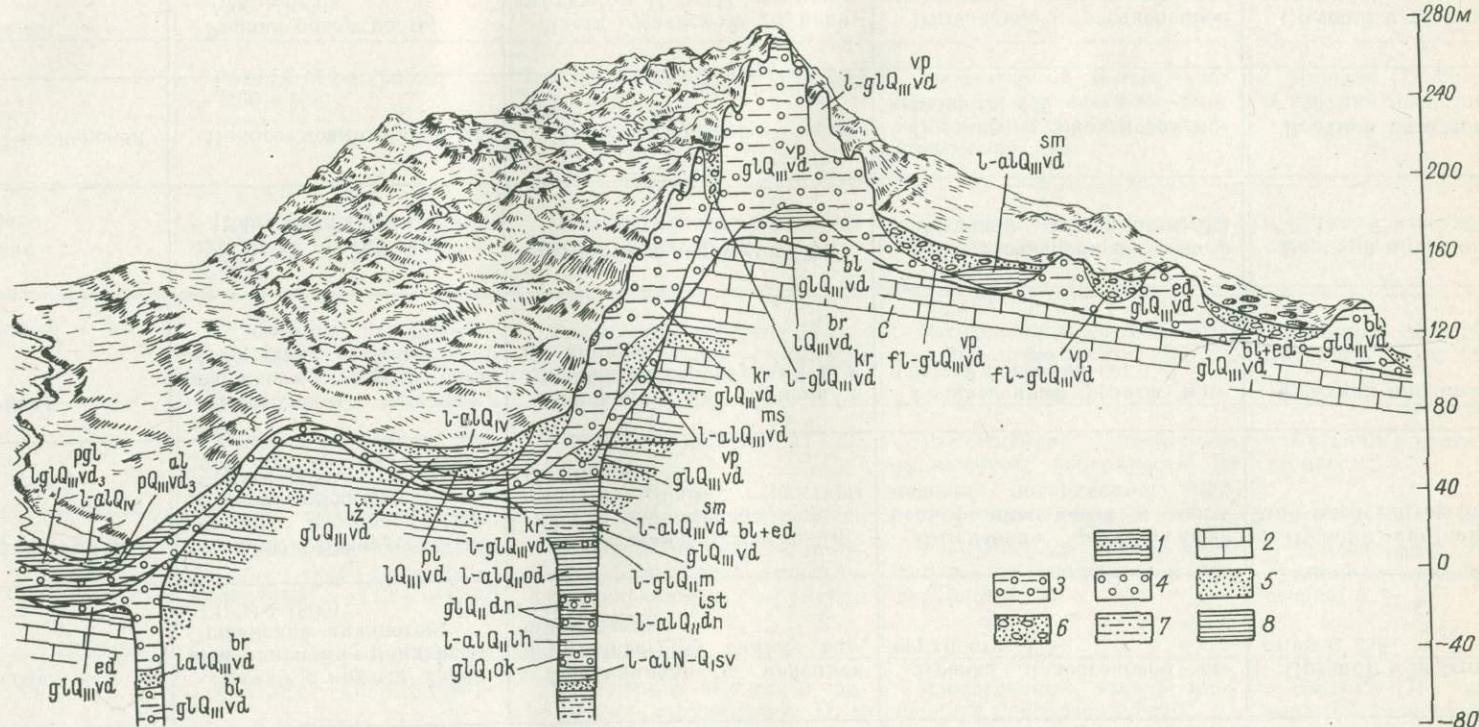
При характеристике возвышенностей вначале описываются линейные (Валдайская возвышенность, Балтийская гряда). В связи с тем, что островные возвышенности возникали преимущественно на стыке двух ледниковых потоков, описание их дается по ледоразделам с юга на север: Бежаницкая — Судомская — Струго-Красненская — Ижорская, Латгальская — Хаанья — Отепя — Пандивере, Видземская — Сакала, Жямайтская — Курземские. В заключение описывается Лемболовская возвышенность. Основные данные сведены в табл. III.2 и табл. III.3.

Валдайская возвышенность протянулась более чем на 500 км от верховьев р. Западная Двина на юго-западе до р. Сясь на северо-северо-востоке. В осадочном чехле Валдайской возвышенности соответствует моноклиналь, являющаяся северо-западным склоном Московской синеклизы.

Валдайская возвышенность является сложным образованием, в строении которого участвуют рельеф поверхности дочетвертичных пород и толща плейстоценовых отложений. Кровля дочетвертичных пород образует здесь предположительно палеогеновую поверхность выравнивания и склон от нее к более молодой, миоценовой, поверхности. Плейстоценовые отложения приурочены к бровке палеогеновой поверхности и к склону. Они создают неровности второго порядка на фоне гигантской ступени, выработанной в рельефе поверхности дочетвертичных пород (рис. III.5). Абсолютная высота палеогеновой поверхности 100—175 м. Поверхность и склон расчленены дочетвертичными речными долинами, глубина которых достигает 250—300 м.

Разрез четвертичных отложений представлен толщей переслаивающихся ледниковых валунных суглинков (морена), водно-ледниковых песков, алевритов, гравийно-галечных отложений, относящихся к ранним этапам валдайского оледенения (от болотовской стадии — времени максимального распространения ледника — до крестецкой стадии). В глубоких дочетвертичных долинах залегают ледниковые валунные суглинки нескольких стадий днепровского оледенения и водные осадки микулинского (мгинского) межледникового [96]. Максимальная мощность четвертичных отложений (с учетом выполняющих погребенные долины) более 235 м.

В современном рельефе Валдайская возвышенность представляет собою унаследованную от дочетвертичного рельефа гигантскую ступень, склон которой обращен в общем на запад, а площадка осложнена холмистыми образованиями. Они представлены либо серией гряд — краевых образований разных стадий, имеющих близкую ориентировку (Воробьевы, Ременицкие «горы», Торопецкие и Осташковская гряды), либо неправильно-округлой формы возвышенностями (к востоку от ст. Неболчи). В центральных, наиболее повышенных частях гряд развиты высокие плоские водоразделы с глубокими котловинами («звонцы») — верхний уровень ледниковой аккумуляции. Плоский и пологоволнистый рельеф, развитый на морене, а также пологоволнистые зандровые равнины образуют средний уровень ледниковой аккумуляции с высотами 160—210 м. Рельеф Валдайской возвышенности формировался в течение нескольких стадий валдайского оледенения. Последний ледник, активно участвовавший в образовании возвышенности, принадлежал крестецкой стадии. Слоны возвышенности



Блок-диаграмма Валдайской возвышенности [96].

Рис. III.5. Дочетвертичные породы: 1 — песчано-глинистые отложения верхнего девона и нижнего карбона; отложения четвертичной системы: 3 — суглинки и глины валунные, 4 — супеси и пески валунные, 5 — пески, 6 — пески с гравием и галькой, 7 — супеси, 8 — глины и суглинки. Расшифровку индексов см. в табл. I.1.

Таблица III.2. СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Возвышенность	Поверхность кристаллического фундамента; абсолютная высота, м	Осадочный чехол	Поверхность дочетвертичных пород (поверхность выравнивания); максимальная высота, м	Возраст и максимальная мощность четвертичных отложений, м
Валдайская	Прогиб с крутым западным склоном — Валдайско-Оршанский авлакоген; — (800 ± 1800)	Моноклиналь с падением пород навстречу склону возышенности	Бровка палеогеновой поверхности; 175	Средний и верхний плейстоцен; 235
Балтийская гряда	Склон Белорусско-Литовского массива и Балтийской синеклизы; — (600 ± 1400)	Каунасская и Литовско-Латвийская моноклинали, отдельные локальные структуры III порядка	Интенсивно расчлененный рельеф миоценовой и плиоценовой поверхности; 100; 30	Нижний, средний и верхний плейстоцен; 160
Бежаницкая	Поверхность неровная, осложнена структурами II порядка; — (800 ± 1400)	Великолукская ступень с локальными структурами II и III порядков	Расчлененный рельеф миоценовой поверхности; 130	Верхний плейстоцен; 200
Судомская	Пологий прогиб (?); — (900 ± 1000) (?)	Судомская депрессия (?)	Слаборасчлененный рельеф миоценовой поверхности; 93	Верхний плейстоцен; 220
Струго-Красненская	Пологое повышение; — 600	Струго-Красненская ступень	Повышение миоценовой поверхности; 116	Верхний плейстоцен; 75
Латгальская	Ровная поверхность; — (800 ± 1000)	Часть Двинской ступени, структуры II и III порядков	Интенсивно расчлененное повышение миоценовой поверхности; 130	Средний и верхний плейстоцен; 100
Хаанья	Выступ широтного направления; — (300 ± 800)	Валмиерско-Локновский вал	Асимметричное повышение миоценовой поверхности; 150	Нижний, средний и верхний плейстоцен; 200
Отепя	Ровная поверхность; — (400 ± 500)	Близкое к горизонтальному залегание	Расчлененный рельеф миоценовой поверхности выравнивания, в восточной части — повышение; 115	Нижний (?), средний (?) и верхний плейстоцен; 150
Пандивере	Пологая моноклиналь с падением на юг; — (200 ± 300)	Пологая моноклиналь с падением пород на юг	Плоский рельеф миоценовой поверхности; 130	Средний и верхний плейстоцен; 50
Видземская	Повышение поверхности фундамента амплитудой до 200 м; — (700 ± 900)	Эрглинское поднятие II порядка, локальные структуры III порядка	Расчлененный рельеф миоценовой поверхности; 144	Нижний, средний и верхний плейстоцен; 180
Сакала	Пологий выступ на южном склоне Балтийского щита; — (400 ± 500)	Пологие поднятия II порядка (?)	Расчлененное повышение миоценовой поверхности; 90	Средний и верхний плейстоцен; 42
Жямайтская	Уплотненная ступень, на востоке — склон Балтийской синеклизы; — (1200 ± 1700)	Тельшайская ступень и Литовско-Латвийская моноклиналь, локальные структуры III порядка	Расчлененный рельеф миоценовой и плиоценовой поверхностей; 75	Доплейстоцен, нижний, средний и верхний плейстоцен; 315
Курземская	Выступ; — (1000 ± 1600)	Курземский выступ с локальными структурами II и III порядков	Расчлененный рельеф миоценовой поверхности; 120	Нижний (?), средний и верхний плейстоцен; 145
Ижорская	Моноклиналь с падением на юго-восток; — (200 ± 400)	Моноклиналь с падением на юг и юго-восток, на западе локальные структуры	Повышение миоценовой поверхности; 150	Верхний плейстоцен (лужская фаза); 25
Лемболовская	Моноклиналь с падением на юго-восток	Моноклиналь с падением на юго-восток, на юге локальные структуры	Останец миоценовой поверхности; 50	Средний и верхний плейстоцен; 150

Таблица III.3. СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЛЬЕФА И РАЗМЕРОВ
ЛЕДНИКОВО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ
СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Возвышенность	Морфология и морфография			Возраст (по времени рельефообразующих стадий ледника)
	Уровни ледниковой аккумуляции	Размеры возвышенности, км	Максимальная абсолютная высота, м	
Валдайская	Верхний и средний	500×50	343	Едровско-крестецкий
Балтийская гряда	Средний и верхний (?)	250×60	257	Вепсовско-крестецкий
Бежаницкая	Верхний и средний	90×80	328	То же
Судомская	То же	50×40	293	»
Струго-Красненская	»	50×45	204	Крестецкий или лужский (?)
Латгальская	»	70×65	289	Южнолитовский — крестецкий
Хаанья	»	60×45	317	Крестецко-лужский
Отепя	»	40×30	217	Лужский
Пандивере	Средний	45×30	166	Лужско-невский
Видземская	Верхний и средний	70×70	310	Южнолитовско-лужский
Сакала	Средний	20×35	146	Лужский
Жямайтская	Верхний и средний	140×100	228	Вепсовско-крестецкий
Курземская	Средний	110×90	197	Крестецко-лужский
Лемболовская	То же	40×25	205	Невский

террасированы, террасы выработаны водами приледниковых водоемов [145, 392, 393, 395, 248, 96 и др.].

Балтийская гряда, подобно Валдайской возвышенности, представляет образование, линейно вытянутое с юго-запада на северо-восток на 250 км (в пределах территории СССР). Ее юго-западное продолжение отмечается в Польше. Реками Неман (Нямунас) и Ниарис гряда делится на три возвышенности (с северо-востока на юго-запад): Дзукскую (Даукскую), Аукштайтскую и Судувскую.

К востоку от р. Неман гряда располагается параллельно простиранию северо-западного склона Белорусско-Литовского массива. Западнее Немана она ориентирована широтно и пересекает под прямым углом склон Балтийской синеклизы (Каунасскую и Литовско-Латвийскую моноклинали). Северо-западнее Вильнюса и южнее Каунаса в рельфе поверхности фундамента и в осадочном чехле известны отдельные локальные структуры III порядка [79].

В рельфе кровли дочетвертичных пород в Южной Литве выделяются две поверхности выравнивания, разделенные склоном [289, 291, 294, 296, 442, 443, 445]. Возраст верхней определяется как миоценовый, нижней — плиоценовый [294, 296]. Поверхности выравнивания расчленены густой эрозионной сетью, сформировавшейся к началу плейстоцена. По древним долинам воды стекали к западу.

Мощность четвертичных отложений в пределах Балтийской гряды не постоянна, ее максимальное значение 160 м. В разрезе четвертичных отложений выделяются три ледниковых комплекса, соответствующие нижне-, средне- и верхнеплейстоценовым оледенениям. Отложения наиболее древнего оледенения встречаются лишь в углублениях рельфа поверхности дочетвертичных пород и не играют заметной роли в образовании Балтийской гряды. Отложения среднего плейстоцена встречаются на всей территории, занимаемой Балтийской грядой, мощность их до 50 м. Они образуют остов Балтийской гряды. Верхнеплейстоценовые отложения лежат сплошным пластом неровной мощности (до 80 м) [214].

Балтийская гряда восточнее р. Ниарис объединяет три, а западнее — две орографически выраженные повышенные полосы. Самая южная из них, главная (озерная), образовалась во время разрушения ледника померанской (вепсовской) стадии [214]. Эта полоса представляет собой три ряда краевых образований. Наиболее широкие и высокие краевые образования отмечаются в среднем ряду. Средняя (а западнее р. Ниарис — северная) повышенная полоса представлена краевыми образованиями южнолитовской фазы разрушения валдайского ледникового покрова. На северо-востоке Балтийской гряды с проксимальной стороны развита третья повышенная полоса — краевые образования среднелитовской фазы. В свою очередь, краевые образования южно- и среднелитовской фаз представлена тремя грядами холмов.

Краевые образования различных стадий и фаз, образующие Балтийскую гряду, располагаются на различном удалении друг от друга. В понижениях рельфа, некогда занимаемых потоками льда (гляциодепрессиях), они находятся на значительном расстоянии одно от другого и морфологически хорошо выделяются. На участках стыка двух ледниковых потоков краевые образования сближены, местами сливаются, спрессовываются, образуя моренные массивы клинообразной формы [33, 35, 214]. Морфология моренных массивов более сложна: они представляют собою чередование повышений и понижений, часто параллельно ориентированных, сложенных ледниками (насыпными) и водно-ледниковыми (наслоенными) отложениями [214]. Несмотря на то, что моренные массивы образованы из спрессованных краевых образований разных стадий и осцилляций ледникового покрова, соседние водоразделы располагаются примерно на одной высоте, образуя единый уровень. Незначительная часть гряд и отдельных холмов возвышается над этим уровнем. С нашей точки зрения, морфологически, генетически и по характеру

отложений моренные массивы относятся к среднему уровню ледниковой аккумуляции.

Возможно, что описываемые Ч. П. Кудаба [214] среди краевых образований вепсовской стадии и южнолитовской фазы «крупные плосковершинные лимнокамы», занимающие «самые высокие части моренных массивов» и «сложенные сверху тяжелыми суглинками», являются аналогами высоких плоских водоразделов других возвышенностей. В таком случае и на наиболее повышенных участках Балтийской гряды тоже может быть выделен верхний уровень ледниковой аккумуляции. На проксимальных склонах Балтийской гряды на высоте 150—160 м и ниже развиты террасы приледниковых водоемов [214].

Бежаницкая возвышенность располагается в южной части водораздела рек Ловать и Великая. Размеры возвышенности около 75×60 км, длинная ось ориентирована в меридиональном направлении. Поверхность кристаллического фундамента и структура осадочного чехла изучены в районе возвышенности слабо. По данным аэромагнитной съемки и небольшого объема сейсмических зондирований рельеф поверхности кристаллических пород неровный, в южной части возможно существование прогиба амплитудой до 400 м. Глубина залегания поверхности фундамента от —800 до —1400 м. В осадочном чехле в северной части возвышенности предположительно намечается поднятие близширотной ориентировки — Бежаницкий вал с осложнениями его локальными структурами III порядка [79].

Поверхность дочетвертичных пород, срезающая песчано-глинистые отложения девонской системы, расчлененная, с колебаниями высот от +130 м на водоразделах до —2 м в дочетвертичных долинах. По-видимому, это преимущественно миоценовая поверхность выравнивания с останцами верхней, палеогеновой, поверхности.

Бежаницкая возвышенность сложена ледниковыми и водоно-ледниковыми образованиями, принадлежащими различным стадиям валдайского оледенения, начиная с максимальной, бологовской, стадии. Мощность четвертичных отложений до 200 м.

Современный рельеф возвышенности сформирован главным образом во время разрушения ледникового покрова вепсовской стадии. Во время крестецкой стадии ледник покрывал возвышенность не полностью, краевые образования этой стадии расположены по краю возвышенности на севере, востоке и западе. В рельфе представлены верхний уровень ледниковой аккумуляции (высокие плоские водоразделы с глубокими котловинами) и средний уровень (пологоволнистый и мелкохолмистый рельеф на морене, пологоволнистый рельеф занов) (см. рис. III.3). В различных частях возвышенности развит холмисто-котловинный рельеф камов, а на склонах возвышенности — террасы приледниковых водоемов [110, 96].

Судомская возвышенность образует на юге Псковской области водораздел рек Череха (на западе), Шелонь и Судома (на востоке) и Сороть (на юге). В плане возвышенность имеет удлиненную овальную форму, по длиной оси она вытянута в северо-северо-восточном направлении на 75 км, ширина возвышенности до 40 км.

Поверхность кристаллического фундамента к северу от возвышенности вскрыта на глубине —831 м (скв. Порхов). В пределах самой возвышенности скважины до фундамента не бурились. По данным аэромагнитных исследований поверхность фундамента к югу от г. Порхов погружается, достигая глубины — (900 \div 1000) м и образуя Судомскую депрессию [407, 79]. Эта депрессия находит отражение и в структуре осадочного чехла: в верхнедевонских отложениях по данным бурения на месте возвышенности существует прогиб, вытянутый в северо-восточном направлении и открывающийся к северо-востоку. Прогиб окружжен локальными поднятиями III порядка [407].

Поверхность коренных пород в районе возвышенности расчленена, относительные высоты превышают 60 м. По данным бурения по окраинным

частям возвышенности (в центральной части пробурено очень мало скважин) поверхность дочетвертичных пород расчленяется древними долинами. По-видимому, они есть и на месте самой возвышенности. К северу от возвышенности, где под четвертичными отложениями залегают карбонатные породы бургского, семилукского, саргаевского горизонтов верхнего девона, в рельефе поверхности дочетвертичных пород выработан уступ высотою до 40 м.

В разрезе четвертичных отложений Судомской возвышенности, мощность которых превышает 220 м, скважинами вскрыты четыре горизонта морены и разделяющие их водно-ледниковые осадки (см. рис. III.2). По данным палинологического анализа и на основе сопоставлений разрезов Судомской возвышенности с разрезами близрасположенных Валдайской и Бежаницкой возвышенностей моренные горизонты относятся к различным стадиям валдайского ледникового покрова (от бологовской до крестецкой). Ледник крестецкой стадии покрывал лишь окраины возвышенности, оставив четко выраженные в рельефе краевые образования и отложив горизонт отличающейся по цвету красно-бурой морены [407]. Иная трактовка возраста четвертичных отложений Судомской возвышенности дана в последующие годы: предполагается, что в основании возвышенности залегают среднеплейстоценовые отложения днепровского и московского оледенений, в последний раз вся возвышенность перекрывалась калининским ледником, а краевые образования по окраине возвышенности принадлежат осташковскому леднику [94].

На Судомской возвышенности развит рельеф плоских высоких водоразделов и глубоких котловин, образующий верхний уровень ледниковой аккумуляции, а также пологоволнистый и холмисто-котловинный рельеф, относящиеся к среднему уровню ледниковой аккумуляции. Верхний уровень приурочен к высотам 220—240 м, средний — 160—205 м. Основания крутых склонов плоских высоких водоразделов и висячие устья молодых оврагов, развитых на этих склонах, приурочены в большинстве случаев к высоте 205 м. На склонах возвышенности с различной степенью четкости развиты террасы приледниковых водоемов. Камы и озы встречаются на всех уровнях и окаймляют возвышенность со всех сторон, образуя либо крупные сложно построенные холмы (например, у дер. Телятниково к юго-востоку от возвышенности), либо протяженные гряды и группы гряд (например, к югу от возвышенности у дер. Выбор и к северо-западу от возвышенности восточнее пос. Славковичи) (рис. III.6) [407].

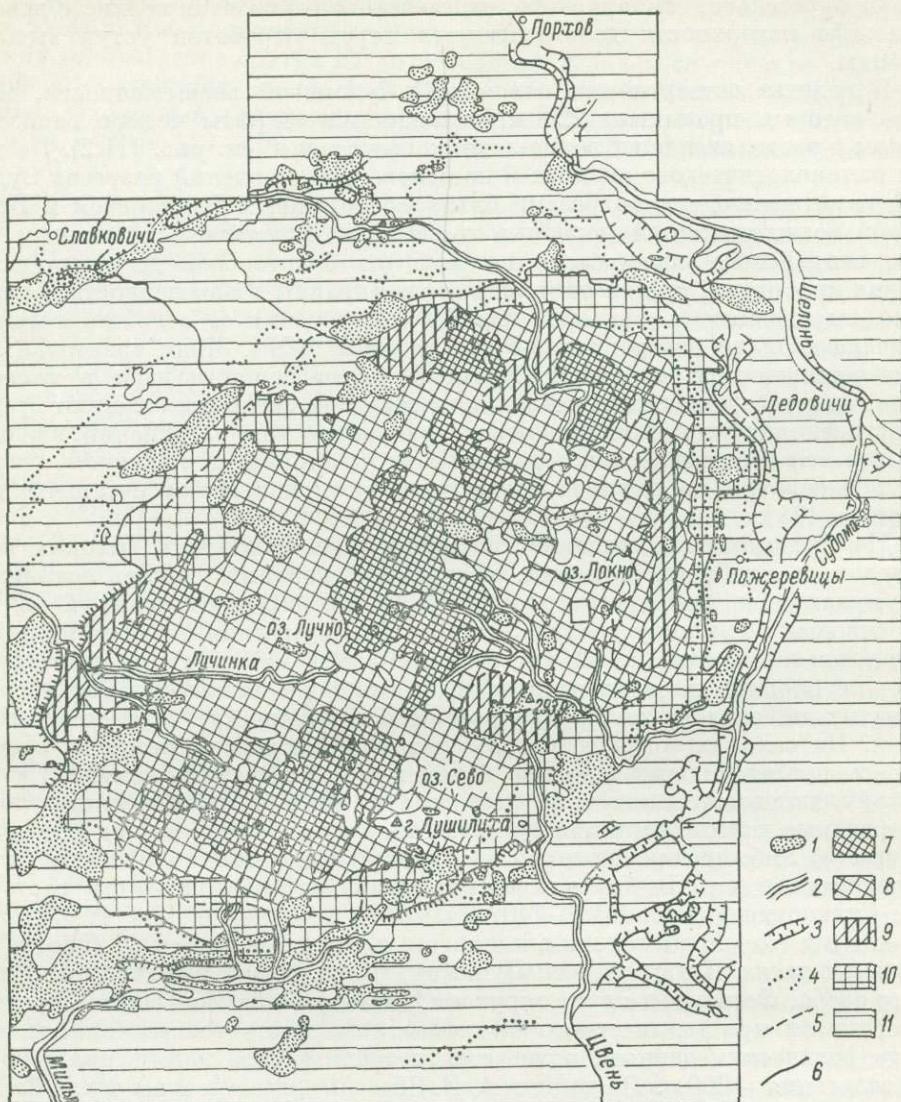
Струго-Красненская возвышенность (иногда называемая также Плюсской или Лужской) расположена к востоку от Псковского озера. Форма ее в плане округлая, диаметр около 45—50 км. В рельефе поверхности кристаллического фундамента на месте возвышенности, судя по геофизическим данным, отмечается незначительное повышение с глубиной залегания — 600 м. По данным А. И. Шмаенка, в осадочном чехле Струго-Красненской возвышенности соответствует поднятие. В пределах площади, занимаемой возвышенностью, известен ряд локальных структур III порядка, среди которых по генезису и морфологии особое место занимает Мишина Гора — предполагаемая трубка взрыва [251].

Поверхность дочетвертичных пород образует на месте возвышенности повышение с отметками до 125 м над уровнем моря, сложенное главным образом терригенными породами среднего девона и, по-видимому, значительно расчлененное.

Мощность четвертичных отложений различна, наиболее значительна она в южной части возвышенности (более 75 м). О возрасте последнего ледника, покрывавшего всю возвышенность целиком, единого мнения нет: это был ледник либо крестецкой стадии [96], либо лужской [160, 350, 51].

В современном рельефе возвышенности могут быть выделены высокий и средний уровни ледниковой аккумуляции (рис. III.7).

Высокий уровень представлен в ряде мест (в частности, в районе горы Кочебуж) рельефом плоских высоких водоразделов и разделяющих их котловин, иногда занятых озерами. Высота склонов высоких и плоских водоразделов на Струго-Красненской возвышенности несколько меньше (как



Геоморфологическая схема района Судомской возвышенности [407].

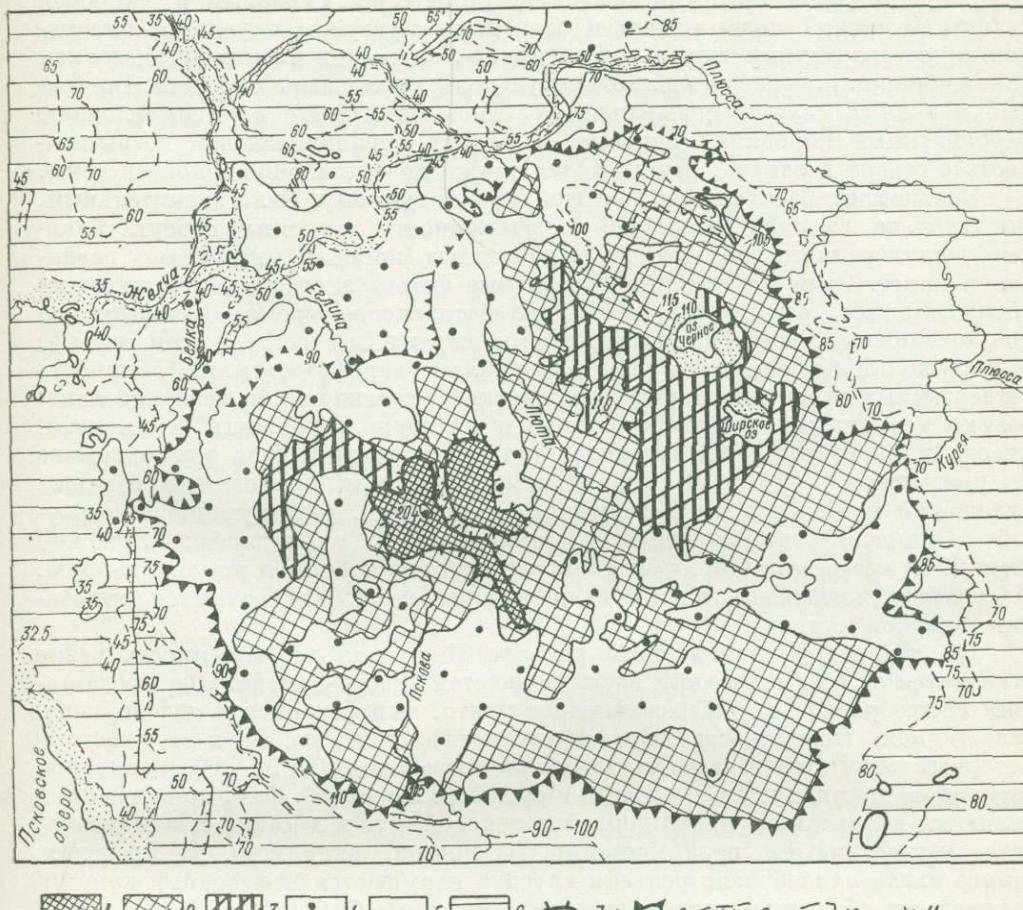
Формы рельефа: 1 — камы и озы, 2 — речные долины, 3 — древние, частично погребенные долины, 4 — тыловые швы террас приледниковых водоемов; 5 — граница распространения ледника крестецкой стадии; 6 — граница Судомской возвышенности; типы рельефа: 7—9 — холмистый аккумулятивный ледниковый и водно-ледниковый рельеф возвышенности (7 — плоские высокие водоразделы и глубокие котловины вепсовской стадии валдайского оледенения, 8 — пологоволнистый рельеф вепсовской и крестецкой стадии валдайского оледенения, 9 — холмисто-котловинный рельеф крестецкой стадии валдайского оледенения), 10—11 — равнинный абрационно-аккумулятивный позднеледниковый рельеф низменности (10 — склоны возвышенности, осложненные террасами приледниковых водоемов, 11 — плоские террасированные равнины). ■

Рис. III.6.

правило, 15—20 м), и высокий уровень ледниковой аккумуляции располагается на меньших абсолютных отметках (170—190 м), чем на Валдайской и Судомской возвышенностях. Средний уровень ледниковой аккумуляции представлен пологоволнистым рельефом, развитым на морене, и холмисто-котловинным рельефом камовых массивов. По сравнению с вышеописанными возвышенностями Струго-Красненская отличается очень широким развитием

камов (они покрывают около половины площади возвышенности), а также отсутствием краевых образований и оз. На склонах возвышенности развиты террасы приледниковых водоемов [25, 96].

Ижорская возвышенность образует Лужско-Невский водораздел. Размеры ее около 60 км с запада на восток и около 50 км с севера на юг. Рельеф поверхности кристаллического фундамента хорошо изучен



Геоморфологическая схема Струго-Красненской возвышенности.

Рельеф: 1 — плоских высоких водоразделов и глубоких котловин (верхний уровень ледниковой аккумуляции); 2 — пологоволнистый (средний уровень ледниковой аккумуляции); 3 — холмисто-котловинный (средний уровень ледниковой аккумуляции); 4 — камы и озы (преимущественно средний уровень ледниковой аккумуляции); 5 — склоны возвышенности; 6 — плоские террасы приледниковых водоемов — озерно-ледниковая низина (нижний уровень ледниковой аккумуляции); 7 — границы плоских высоких водоразделов; 8 — бровка возвышенности; 9 — наиболее крупные речные долины и озерные террасы; 10 — тыловые швы террас приледниковых водоемов и их абсолютные отметки (в метрах); 11 — бровки террас приледниковых водоемов.

Рис. III.7.

многочисленными скважинами и детальными сейсморазведочными работами в пределах центральной и восточной частей возвышенности. Он погружается к юго-востоку от —200 м у северного края возвышенности до —400 м у южного. Данные бурения и сейсморазведки свидетельствуют об отсутствии в восточной части структурных форм II и III порядков в рельефе поверхности кристаллического фундамента и в осадочном чехле. В рельефе фундамента отмечаются лишь пологие незамкнутые неровности амплитудой около 10—20 м (В. И. Хрисанфов и др., ВИРГ). В западной части возвышенности поверхность фундамента не изучена. В осадочном чехле здесь в ордовикских

и кембрийских отложениях у с. Котлы изучено локальное куполовидное поднятие (В. А. Котлуков, ВСЕГЕИ). Примечательным для Ижорской возвышенности является широкое распространение в ее центральной части на протяжении 20 км (в карьерах Бруда, Роговицы, Волосово, Кикерино) мелких складок в ордовикских известняках [178, 217 и др.].

Современной Ижорской возвышенности в рельефе поверхности дочетвертичных пород соответствует повышение миоцен-плиоценовой поверхности выравнивания с абсолютными отметками более 150 м. Северный и западный склоны Ижорской возвышенности совпадают с уступом в рельефе поверхности дочетвертичных пород — Балтийско-Ладожским глинтом, разделяющим миоцен-плиоценовую и плиоценовую поверхности выравнивания. Восточный и южный склоны повышения пологие. Повышение целиком сложено карбонатными породами ордовика, в уступе, ограничивающем возвышенность с севера и запада, вскрываются также породы кембрийской системы.

Эрозионное расчленение повышения, по-видимому, было значительным, так как на склонах Ижорской возвышенности известны переуглубленные дочетвертичные долины. В карбонатных породах интенсивно развивался карст. Судя по тому, что карстовые формы заполнены ледниковыми образованиями, они возникли в доплейстоценовое время. Несмотря на покровы морены, многие карстовые формы выражены в современном рельефе и хорошо дешифрируются по материалам аэрофотосъемки. Мощность четвертичных отложений в районе Ижорской возвышенности незначительна: только у подножия северного склона и на очень небольших по площади участках в пределах самой возвышенности она достигает 25 м, в основном же не превышает 5—10 м. На значительной площади покровов четвертичных отложений не более 2 м. Четвертичные отложения, участвующие в строении Ижорской возвышенности, по-видимому, принадлежат лужской стадии, во время которой ледник в последний раз покрывал эту территорию. На склонах возвышенности (за исключением южного) встречаются отложения невской стадии.

По характеру современного рельефа Ижорская возвышенность резко отличается от всех остальных возвышенностей Северо-Запада. Она представляет собою ровное слабо расчлененное плато, выработанное в ордовикских известняках. Поверхность плато полого наклонена на юг и юго-восток. Северный склон плато расчленен глубоко врезанными (до 50—60 м) каньонообразными долинами, с водопадами в русле (р. Воронка). Они, по-видимому, являются реликтами древней доплейстоценовой сети и местами почти заполнены четвертичными образованиями (у Ропши, например). В пределах самого плато однообразие рельефа изредка нарушается невысокими камами и краевыми образованиями (у деревень Дятлицы, Фьюнатово, Капорская). На восточном склоне возвышенности крупным краевым образованием невской стадии являются Дудергофские высоты (абсолютная отметка 175 м). Склоны возвышенности до высоты 110—115 м представляют собою серию террас приледниковых водоемов.

Латгальская возвышенность представляет собою крупное образование: размеры ее 70×65 км. Поверхность кристаллического фундамента в районе возвышенности скважинами не вскрыта. По данным аэромагнитной съемки рельеф поверхности фундамента спокойный и залегает на глубине от —800 до —1000 м. Структура осадочного чехла также не изучена. Поверхность дочетвертичных пород (миоценовая поверхность выравнивания) неровная, расчлененная древними долинами. В целом рельеф поверхности дочетвертичных пород в районе Латгальской возвышенности на 20—30 м выше, чем на соседних территориях. Максимальная высота этой поверхности (130 м) отмечена в южной части возвышенности. Здесь в карбонатных породах верхнего девона выработан уступ, обращенный на север.

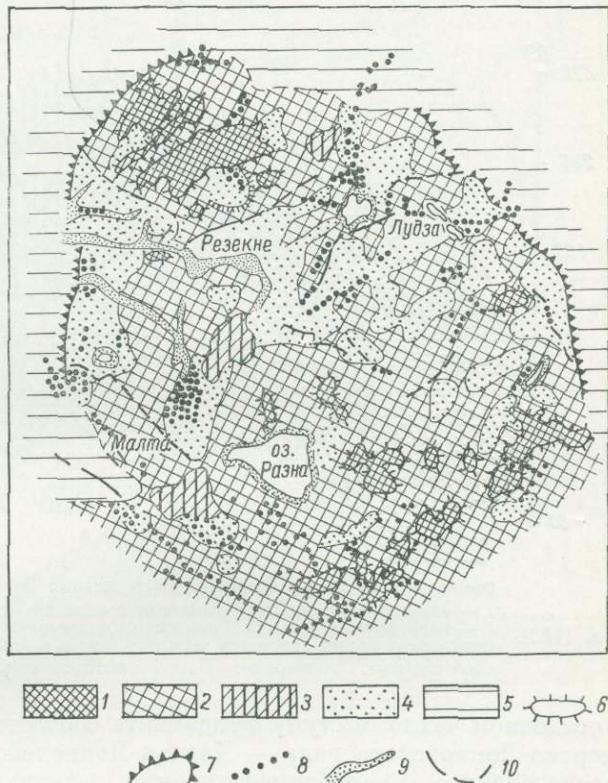
Латгальская возвышенность сложена мощной толщей отложений днепровского и валдайского оледенений. Возраст последнего ледникового

покрова, занимавшего центральную часть возвышенности, определяется по-разному: И. И. Краснов и Е. П. Заррина [160] считают, что это было в крестецкую стадию, Н. П. Чеботарева и др. [350] утверждают, что в формировании возвышенности активно участвовали вепсовский и крестецкий ледники, П. П. Вайтекунас [51] связывает образование Латгальской возвышенности с южнолитовской фазой, считая, что крестецкий ледник подступал к возвышенности с севера.

В современном рельефе Латгальской возвышенности отчетливо выражены верхний и средний уровни ледниковой аккумуляции. Как и на остальных возвышенностях Северо-Запада, верхний уровень представлен рельефом плоских высоких водоразделов, сложенных безвалунными шоколадного цвета глинами мощностью до 18 м, и глубоких котловин. Высота склонов

Рис. III.8.

Геоморфологическая схема Латгальской возвышенности [68]. 1 — рельеф плоских высоких водоразделов и глубоких котловин (верхний уровень ледниковой аккумуляции); средний уровень ледниковой аккумуляции, рельеф; 2 — пологоволнистый, 3 — холмисто-котловинный и холмисто-грядовый, 4 — слабоволнистый водоно-ледниковый; 5 — плоская озерно-ледниковая низина (низкий уровень ледниковой аккумуляции); 6 — склоны, отделяющие высокий уровень от среднего; 7 — бровка возвышенности и ясно выраженные склоны, разделяющие средний и низкий уровни; 8 — камы и озы; 9 — эрозионно-аккумулятивный рельеф речных долин; 10 — моренные гряды.

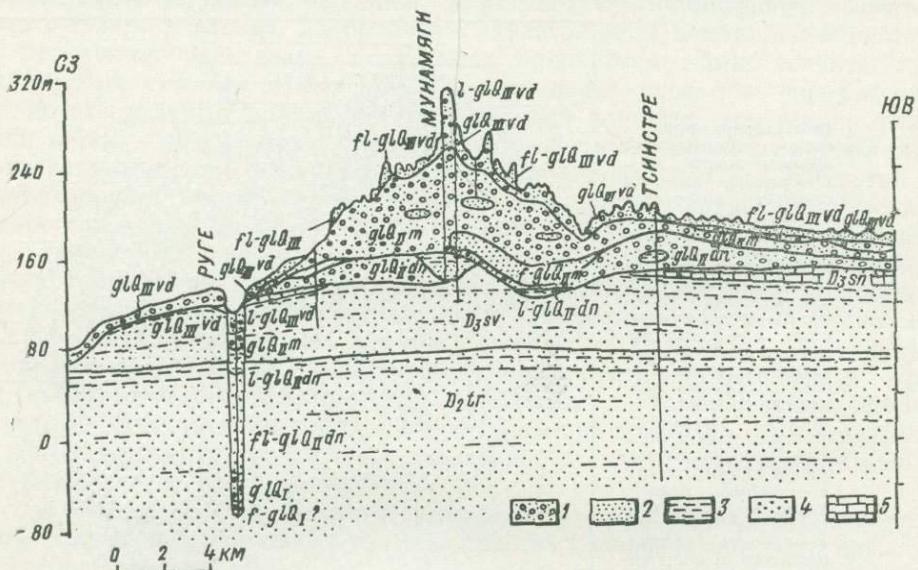


до 20—50 м. Плоские водоразделы располагаются в виде полос, вытянутых с юго-запада на северо-восток. В морфологии плоских водоразделов отмечается некоторое разнообразие: местами развиты две ступени высокого уровня (основная и более низкая, примыкающая в виде террасы), в случае прикрепления водораздела к более высоким формам отсутствует один склон [68]. Средний уровень ледниковой аккумуляции представлен пологоволнистым и мелкохолмистым ледниковым рельефом, развитым преимущественно на морене, а также слабоволнистым водоно-ледниковым рельефом заливов и дельт (рис. III.8). Равнинность этого уровня нарушается куполообразными камами и валообразными холмами со склонами ледникового контакта, которые по своей высоте приближаются к плоским водоразделам.

Установлена последовательность образования различных участков Латгальской возвышенности и форм рельефа. Ранее всего над неровностями ледникового ложа возникли плоские высокие водоразделы, затем куполообразные камы, потом валообразные формы и моренные холмы. На заключительном этапе разрушения ледникового покрова формировался пологовол-

нистый рельеф («моренно-холмистый ландшафт»). В последние этапы исчезновения ледника на Латгальской возвышенности существовали два ледниковых потока, различающиеся по направлению движения [68]. На склонах возвышенности хорошо сохранились террасы приледниковых водоемов.

Воззвышенность Хаанья образует водораздел бассейнов озер Псковское и Лубана и р. Гауя. В плане она имеет овальную форму. Возвышенность приурочена к границе южного склона Балтийского щита и Латвийской седловины. Поверхность фундамента образует здесь выступ, протягивающийся более чем на 150 км от г. Валмиера на западе до р. Великая на востоке. Выступ имеет асимметричную форму: на южном крыле между скважинами Мынiste и Отте поверхность фундамента погружается на 800 м, на северном крыле погружение около 200 м.



Геологический разрез возвышенности Хаанья [500].

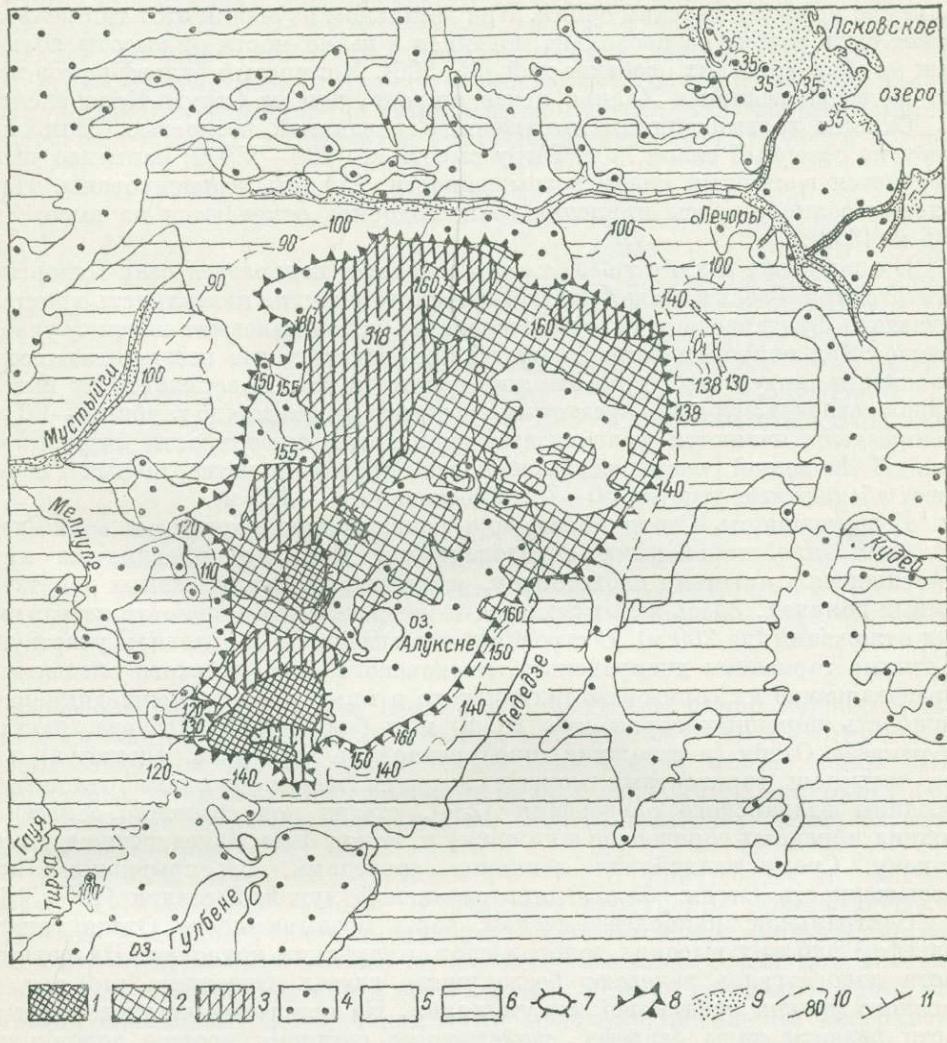
Рис. III.9. 1 — валунные суглинки; 2 — песчано-гравийные отложения; 3 — глины; 4 — песчаники; 5 — карбонатные породы (доломиты, известняки).
Отложения франского яруса верхнего отдела и живетского яруса среднего отдела девонской системы, горизонты: D₃sn — снетогорский, D₂sv — швентойский, D₂tr — тартуский.

В осадочном чехле выступу фундамента соответствует восточная часть Валмиерско-Локновского вала — Хаанья-Локновское поднятие. Эта структура унаследованно и конседиментационно развивалась на протяжении всего платформенного этапа. Развитие ее продолжалось в новейшее время, происходит и сейчас [415, 259, 333 и др.].

В рельефе поверхности дочетвертичных пород свод Хаанья-Локновского поднятия отражается в виде асимметричного повышения близширотной ориентировки. Северный кругой склон и вершина повышения (абсолютная высота около +150 м) сложены песчано-глинистыми отложениями швентойского горизонта девонской системы, а южный пологий склон — известняками саргаевского горизонта. Северный склон расчленен глубоковрезанными речными долинами. Выступ в рельефе поверхности дочетвертичных пород на месте возвышенности Хаанья следует рассматривать как деформацию миоценовой поверхности выравнивания в результате новейших тектонических движений.

В разрезе четвертичных отложений выделяются образования нижнеплейстоценового (окского), среднеплейстоценового (днепровского и московского), верхнеплейстоценового (валдайского) оледенений и разделяющих их межледниковых (рис. III.9). Ледниковые и водно-ледниковые отложения окского оледенения встречены только в древних долинах на глубине ниже

уровня моря. Образования днепровского и московского оледенений выполняют долины и залегают в основании возвышенности. Возвышенность сложена преимущественно ледниками отложениями московского оледенения. Отложения валдайского оледенения лежат плащом незначительной мощности [500]. По-видимому, вся возвышенность в последний раз перекрывалась ледником крестецкой стадии [160]. В лужскую стадию (стадия хаанья)



Геоморфологическая схема возвышенности Хаанья.

1 — рельеф плоских водоразделов и глубоких котловин (верхний уровень ледниковой аккумуляции); средний уровень ледниковой аккумуляции, рельеф: 2 — пологоволнистый; 3 — холмисто-котловинный; 4 — камовые массивы; 5 — слои; 6 — плоская террасированная поверхность озерно-ледниковой равнины (низкий уровень ледниковой аккумуляции); 7 — склоны, разделяющие верхний и средний уровень ледниковой аккумуляции; 8 — бровка и склон возвышенности; 9 — эрозионно-аккумулятивный рельеф речных долин; 10 — тальевые швы озерно-ледниковых террас и их абсолютная высота (в метрах); 11 — бровки озерно-ледниковых террас.

на возвышенности созданы многочисленные краевые образования [362, 335, 363]. Максимальная мощность четвертичных отложений около 200 м.

В современном рельефе возвышенности Хаанья могут быть выделены два уровня ледниковой аккумуляции (рис. III.10). В центральной части возвышенности и в южной (в районе оз. Алуксне) наиболее высокие участки заняты «платообразными холмами» с плоской поверхностью, возвышающимися над разделяющими их плоскими котловинами на 20—60 м в центре

возвышенности и 10—35 м на юге. С поверхности холмы сложены безвалунными глинами [428, 55]. Эти плоские высокие водоразделы образуют верхний уровень ледниковой аккумуляции. К среднему уровню аккумуляции могут быть отнесены участки «рельефа пологих низких моренных холмов и волнистой моренной равнины», характерного для окраин возвышенности [55], и участки холмисто-котловинного рельефа. Холмисто-котловинный рельеф занимает значительную часть возвышенности Хаанья и определяет ее морфологический облик. При детальном изучении этот тип рельефа может быть разбит на несколько подтипов в зависимости от высоты холмов и их морфологических особенностей [55, 506]. Холмистый рельеф камов развит на возвышенности Хаанья менее широко, чем на Струго-Красненской.

Слоны возвышенности выражены с различной четкостью. Наиболее отчетлив северный склон, у г. Выру высота его 100—150 м; наименее четко отбивается восточный склон возвышенности. Слоны террасированы. Наиболее высокие террасы приледниковых водоемов отмечаются на высоте до 180 м [362].

Воззвышенность Оtepя образует водораздел озер Псковское и Выртсъярв. Здесь в осевой части Тартуского выступа поверхность кристаллического фундамента и породы осадочного чехла залегают почти горизонтально. Под покровом четвертичных образований лежат песчано-глинистые отложения тартуского горизонта живетского яруса. Поверхность их интенсивно расчленена глубоко врезанными речными долинами (до глубины —60 м). Водоразделы являются фрагментами миоценовой поверхности выравнивания. В западной части возвышенности кровля дочетвертичных пород имеет абсолютные отметки 50—70, в восточной 90—115 м.

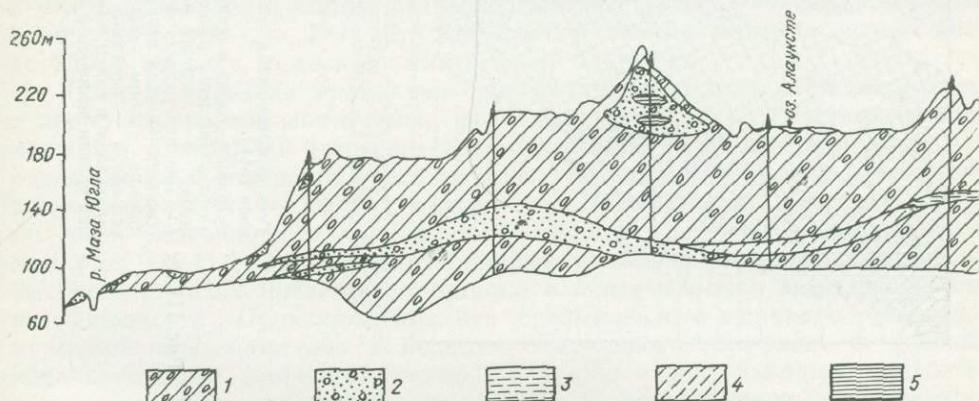
Возвышенность Оtepя образована целиком ледниками и водно-ледниковыми плейстоценовыми образованиями. Наиболее древние из них, относящиеся к нижнему плейстоцену, вскрыты в переуглубленных дочетвертичных долинах. Здесь же отмечаются и максимальные мощности четвертичных отложений (до 200 м). В строении возвышенности в основном участвуют моренные горизонты днепровского, московского и валдайского оледенений и разделяющие их горизонты лихвинского и микулинского межледниковых. Мощность моренных горизонтов до 40 м и более [187]. Правда, данные по разрезу Оtepя (в скважине, пробуренной на берегу оз. Пюхаярв), где под четырьмя горизонтами морены вскрыты межстадиальные отложения середины валдайского оледенения [234], ставят под сомнение отнесение нижних моренных горизонтов к нижнему и, может быть, даже среднему плейстоцену. Среди валдайских ледников последним, перекрывавшим всю возвышенность Оtepя, был ледник отепянской (лужской) стадии [187, 361].

Центральная, наиболее высокая, часть возвышенности Оtepя занята рельефом плоских высоких водоразделов и глубоких котловин. На поверхности водоразделов залегают безвалунные глины. Очевидно, это рельеф высокого уровня ледниковой аккумуляции. На остальной части возвышенности развиты типы рельефа, свойственные среднему уровню ледниковой аккумуляции: пологоволнистый рельеф моренных равнин и занев, холмисто-котловинный рельеф камов, холмисто-грядовый рельеф краевых образований [428]. На высоте до 180 м встречаются террасы приледниковых водоемов [362].

Воззвышенность Пандивере расположена в северо-восточной части Эстонии. Поверхность кристаллического фундамента здесь полого падает на юг от —200 до —300 м. Породы осадочного чехла залегают аналогично. Под четвертичными отложениями вскрываются ордовикские карбонатные породы. В них выработан плоский слабо расчлененный рельеф, абсолютные отметки которого постепенно повышаются от 50 м на юге и юго-западе до 130 м на северо-востоке. Этот участок входит в состав миоценовой поверхности выравнивания. В северо-восточной части возвышенности в рельефе поверхности дочетвертичных пород широко развиты доплейстоценовые карстовые формы.

Покров четвертичных отложений имеет по сравнению с большинством других возвышенностей Северо-Запада небольшую мощность, максимум до 50 м. В его составе выделяются среднеплейстоценовые (днепровские?) отложения, выполнившие древние понижения, а также валдайские ледниковые и водно-ледниковые отложения, слагающие собственно возвышенностей [187]. Последний ледник, активно участвовавший в формировании рельефа на окраинах возвышенности Пандивере, относится к пандиверской стадии [187, 361]. Центральная же часть возвышенности сформировалась, по-видимому, в предыдущую лужскую стадию [387].

Рельеф возвышенности Пандивере может быть отнесен к среднему уровню ледниковой аккумуляции, так как в основном здесь развит пологоволнистый рельеф на валуинных суглинках и водно-ледниковых песках. Среди краевых



Геологический разрез части Видземской возвышенности [44].

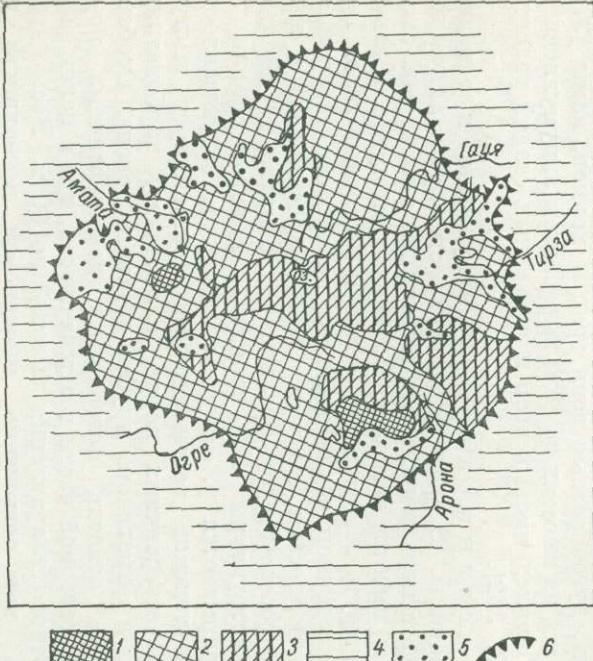
Рис. III.11. 1 — валунные суглинки верхнеплейстоценового оледенения; 2 — пески, галечные пески; 3 — алевриты; 4 — супеси; 5 — глины.

образований возвышенности, сложенных преимущественно водно-ледниково-ыми песчано-гравийными отложениями, выделяются по морфологии холмы, гряды различной высоты, дугообразные цепи гряд и холмов, камы [377]. На склонах возвышенности на высотах до 85 м выработаны аккумулятивные и абразионные террасы приледниковых озер и различных стадий развития Балтийского моря [187, 362].

Видземская возвышенность приурочена к западной части Латвийской седловины. В рельфе поверхности кристаллического фундамента на фоне общего меридионального повышения амплитудой около 200 м (от —900 до —700 м) имеется несколько локальных выступов. К западу поверхность фундамента круто погружается, образуя восточный склон Балтийской синеклизы. В осадочном чехле основные неровности поверхности фундамента отражаются полностью, хотя и в несколько слаженном виде: повышению фундамента соответствует Эрглинское поднятие II порядка, локальным выступам — структуры III порядка. Большое количество локальных структур вскрывается р. Даугава к югу от возвышенности.

Основная часть Видземской возвышенности соответствует выступу рельефа поверхности дочетвертичных пород, сложенному карбонатными отложениями франского и фаменского ярусов верхнего девона. Особенно значительные абсолютные отметки поверхности дочетвертичных пород (до 144 м) приурочены к северной части возвышенности, где в целом выделяется грива близширотного направления высотой до 60 м. Весь выступ следует рассматривать как повышение миоценовой поверхности выравнивания.

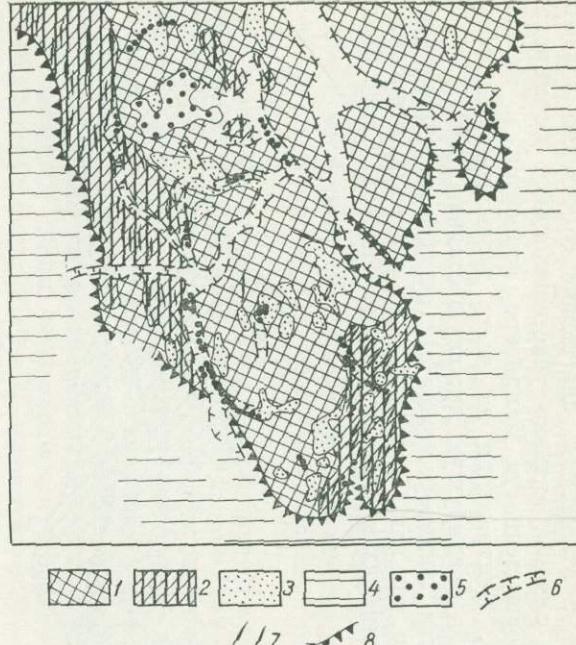
Для Видземской возвышенности характерна большая мощность четвертичных отложений: на склонах до 50 м, в средней части до 180 м (рис. III.11). Относительно их стратиграфического расчленения до самого



Геоморфологическая схема Видземской возвышенности [220 с добавлениями].

Рис. III.12.

1 — рельеф плоских высоких водоразделов и глубоких котловин (верхний уровень ледниковой аккумуляции); средний уровень ледниковой аккумуляции; 2 — пологоволнистый рельеф, 3 — рельеф крупных холмов, гряд и разделяющих их котловин; 4 — низкий уровень ледниковой аккумуляции, плоская озерно-ледниковая низина; 5 — камы и озы; 6 — склоны, разделяющие средний и низкий уровни ледниковой аккумуляции.



Геоморфологическая схема возвышенности Сааремаа [241].

Средний уровень ледниковой аккумуляции: 1 — пологоволнистый рельеф, 2 — пологогрядовый рельеф, 3 — плоский рельеф зандровых равнин; 4 — низкий уровень ледниковой аккумуляции, озерно-ледниковая низина; 5 — камы и озы; 6 — древние долины, выраженные в современном рельефе; 7 — моренные гряды; 8 — бровка возвышенности и склон, разделяющий средний и низкий уровни ледниковой аккумуляции.

Рис. III.13.

последнего времени не было единого мнения. Выделялись и три горизонта морены, разделенные межледниками озерными отложениями [220], и два горизонта [414]. Нахodka палинологически охарактеризованных лихвинских межледниковых отложений и подстилающей их морены в северной части возвышенности (разрез Клекери) [378] убедительно свидетельствует в пользу более раннего заложения основы возвышенности. Последний ледник, перекрывавший целиком Видземскую возвышенность, принадлежал южнолитовской фазе; во время среднелитовской фазы центральная часть возвышенности оставалась свободной от льда [342]; в северолитовскую фазу лед покрывал лишь окраины возвышенности [335].

Наиболее высокие участки в пределах возвышенности (у пос. Гикши-Скуене, восточнее пос. Вестиена, восточнее и северо-восточнее пос. Дзэрбене, у горы Гайзинькалн) заняты рельефом плоских высоких водоразделов и глубоких котловин (рис. III.12). Абсолютная высота плоских водоразделов до 250 м и более, относительные высоты 25—50 м.

Средний уровень ледниковой аккумуляции представлен ледниковым и водно-ледниковым волнистым, среднехолмистым и холмисто-котловинным рельефом. Волнистый и среднехолмистый рельеф (с превышениями до 20 м) развит на возвышенности очень широко. На отдельных участках (например, вдоль шоссе Рига — Мадона между хут. Браки и пос. Вестиена) рельеф по своей уплощенности напоминает поверхность озерно-ледниковых низин (см. рис. III.11). Холмисто-котловинный рельеф в различных морфологических вариантах представлен широко в центральной и восточной частях возвышенности. Происхождение его связывается с неравномерной аккумуляцией содержащегося в леднике обломочного материала в условиях неровного ложа (моренные холмы), а также с деятельностью талых вод при разрушении ледника (камы) [220]. Бровка склонов возвышенности довольно четко отбивается на высоте около 150—160 м. Ниже на склонах развиты аккумулятивные и абразионные террасы приледниковых водоемов: на восточном склоне на отметках 113—115, 120, 125—132, 140, 155 м, а на южном — 95, 115, 125, 130 м.

Возвышенность Сакала — водораздел оз. Выртсьярв и Рижского залива. Поверхность кристаллического фундамента в северной части возвышенности образует пологий выступ сложных очертаний, приблизительно ограничиваемый изогипсой — 400 м. В осадочном чехле этому выступу, по-видимому, соответствует пологое поднятие II порядка [79]. Поверхность дочетвертичных пород выработана в песчано-глинистых отложениях среднего девона. Плоские водоразделы, являющиеся фрагментами миоценовой поверхности выравнивания и достигающие высоты 80—90 м, разделяются глубоко врезанными дочетвертичными долинами.

Четвертичные отложения ледникового и водно-ледникового генезиса неравномерно перекрывают поверхность дочетвертичных пород. Максимальные мощности их (до 42,5 м) приурочены к древним долинам. В разрезе четвертичных отложений выделяются два моренных горизонта: нижний относится к днепровскому оледенению, а верхний — к валдайскому [241]. Последним ледником, покрывавшим территорию всей возвышенности Сакала, был ледник отепяской фазы [187, 361].

В современном облике возвышенности Сакала основную роль играет рельеф среднего уровня ледниковой аккумуляции. Это главным образом пологоволнистый рельеф, развитый на морене; ограниченно распространены холмисто-котловинный рельеф камов и холмисто-грядовый рельеф краевых образований (рис. III.13). По сравнению с другими возвышенностями Северо-Запада возвышенность Сакала отличается незначительными превышениями отдельных холмов (максимум 37 м) и отчетливой выраженностью в современном рельефе древних, лишь частично заполненных плейстоценовыми образованиями речных долин, пересекающих возвышенность в разных направлениях. Отмечается широкое развитие друмлинов в краевых частях возвышенности [513, 241]. На склонах Сакала детально изучены террасы

приледниковых водоемов, которые встречаются на отметках 65 м и ниже [241, 362].

Ж я м а й т с к а я в о з в ы ш е н н о с т ь располагается в Западной Литве. Это одна из самых крупных возвышенностей Северо-Запада: ее протяженность с северо-запада на юго-восток около 140 км, с юго-запада на северо-восток около 100 км. Поверхность кристаллического фундамента образует в районе возвышенности уплощенную ступень с отметкой около —1700 м, переходящую на востоке в склон Балтийской синеклизы, где глубина залегания поверхности фундамента уменьшается до —(1200 \div 1300) м. В осадочном чехле здесь выделяется Тельшайская ступень — относительно выположенная часть Балтийской синеклизы. По окраинам возвышенности известны локальные структуры. Значительную роль в формировании рельефа поверхности кристаллического фундамента и структуры осадочного чехла играют разрывные нарушения близ широтной ориентировки [79, 216 и др.].

В рельефе поверхности дочетвертичных пород выделяются две поверхности выравнивания, верхняя из них миоценовая, нижняя плиоценовая [294]. Уступ, разделяющий разновозрастные поверхности, выражен отчетливо, протягивается с северо-запада на юго-восток. Обе поверхности и уступ расчленены густой сетью древних дочетвертичных долин.

Мощность четвертичных отложений, слагающих Жямайтскую возвышенность, максимальна для всего Северо-Запада — 314,95 м (скв. Вамбутай в центре возвышенности). Среди них выделяют доплейстоценовые и плейстоценовые осадки, представленные различным количеством моренных горизонтов (от одного до пяти в разных частях возвышенности). Разрез плейстоцена полный. К верхнему плейстоцену (валдайское оледенение) относится до трех моренных горизонтов и разделяющих их водно-ледниковых толщ, общая мощность до 100 м [495, 81].

Центральная, наиболее высокая, часть Жямайтской возвышенности образована «скоцлениями крупных камовых холмов, многие из которых, обладая плоскими вершинами, покрыты озерно-ледниковыми глинами» [32, с. 85]. Это те же самые высокие плоские водоразделы, сложенные безвалунными глинами и принадлежащие верхнему уровню ледниковой аккумуляции, которые отмечаются на многих других возвышенностях Северо-Запада. Эта часть возвышенности перекрывалась в последний раз ледниковым покровом померанской (вепсовской) стадии [119].

Центр возвышенности окружен краевыми образованиями южнолитовской фазы деградации ледникового покрова. В западной части возвышенности это Варняйские краевые образования, состоящие из двух близмеридиональных полос холмов, каждая из которых представлена в свою очередь также двумя параллельными грядами, сложенными преимущественно песчано-гравийным материалом. В восточной части возвышенности располагаются Краяйские краевые образования, выраженные несколькими песчано-гравийными грядами меридионального направления [32]. На окраинах Жямайтской возвышенности развиты краевые образования среднелитовской фазы [119] и, может быть, даже северолитовской [335]. На склонах возвышенности до абсолютных высот 120 м развиты террасы приледниковых водоемов. Озерно-ледниковые отложения и абразионные уровни встречаются и в пределах возвышенности [93].

К у р з е м с к а я в о з в ы ш е н н о с т ь, а точнее, Западно- и Восточно-Курземские возвышенности, разделенные долиной р. Вента, занимают значительную часть Курземского полуострова. Обе возвышенности вытянуты в меридиональном направлении. Поверхность кристаллического фундамента в пределах полуострова занимает повышенное положение и сильно расчленена. В целом она падает к югу от —1000 м у м. Колка до —(1500 \div 1600) м на широте г. Лиепая.

В осадочном чехле большей частью находят отражение структуры поверхности фундамента. На фоне общего Курземского выступа здесь

выделяются в качестве структур II порядка Лиепайско-Кулдигское и Кандавско-Салдусское поднятия и разделяющая их Скрундская котловина. Они осложнены многочисленными локальными структурами III порядка, из которых в Кулдигской вскрыты нефтеносные горизонты с промышленным притоком нефти. Рельеф поверхности дочетвертичных пород Курземского полуострова представляет собою миоценовую поверхность выравнивания с высотами до 85 м в Западно-Курземской и до 120 м в Восточно-Курземской возвышенностих. Древняя поверхность интенсивно расчленена дочетвертичной речной сетью. Фрагменты поверхности сохранились в виде небольших площадок в пределах древних водоразделов. Древняя речная сеть направлена к западу — в сторону Балтийского моря.

В разрезе четвертичных отложений Курземской возвышенности наблюдается три комплекса ледниковых образований. Верхний из них (мощностью не более 10 м) относится к валдайскому надгоризонту. Он перекрывает морену среднеплейстоценового оледенения. Возможно, что нижний моренный комплекс следует связывать с нижнеплейстоценовым оледенением. Под мореной предпоследнего оледенения по побережью от м. Колка до пос. Павилоста вскрыты морские межморенные (межледниковые?) отложения [414, 208]. Последним ледником, перекрывавшим всю Курземскую возвышенность, был крестецкий. В северолитовскую фазу ледниковый поток языком входил в Вентское понижение между Восточно- и Западно-Курземскими возвышенностями и оставил на их окраинах краевые образования [67]. Центральная и восточная части Курземской возвышенности характеризуются покровом четвертичных отложений, мало меняющимся по мощности (20—40 м). В западной части мощность пород плейстоцена изменяется от 10—20 до 145 м (по материалам М. И. Ковалевского). По мнению О. П. Абсолтынша, Курземская возвышенность по генезису отличается от большинства возвышенностей тем, что в ее образовании основную роль сыграла внутриледниковая аккумуляция довалдайских ледников,

В современном рельефе Курземской возвышенности преобладает пологоволнистый рельеф, развитый на морене. Холмисто-котловинный рельеф камов и холмисто-грядовый рельеф краевых образований развиты ограниченно. На склонах возвышенности хорошо сохранились террасы приледниковых водоемов.

Лемболовская (Котовская) возвышенность расположена в средней части Карельского перешейка. Она протянулась с северо-северо-запада на юго-юго-восток на 40 км при ширине около 25 км. Лемболовская возвышенность приурочена к южному склону Балтийского щита. Поверхность кристаллического щита и перекрывающие ее отложения вендского комплекса и кембрийской системы полого падают здесь на юго-восток. Крупные осложнения в рельефе поверхности фундамента и в осадочном чехле не известны. Южнее возвышенности детально изучены бурением Озерецкое и Правобережное поднятия — локальные структуры III порядка. Центральной части Лемболовской возвышенности в рельефе поверхности дочетвертичных пород соответствует повышение с абсолютными отметками более 50 м. Повышение выработано в песчано-глинистых отложениях кембрийской системы. Слоны его расчленены глубоко врезанными долинами, например, на северном берегу Финского залива, к западу от возвышенности (пос. Приветнинское), поверхность дочетвертичных пород вскрыта скважиной на 150 м ниже уровня моря. Повышение, по-видимому, является останцом миоценовой поверхности выравнивания.

В разрезе четвертичных отложений, слагающих Лемболовскую возвышенность, участвуют морены трех самостоятельных оледенений: днепровского, московского и валдайского, а также водно-ледниковые осадки соответствующих межледниковых [94, 96]. Общая мощность этих отложений превышает 150 м (рис. III.14).

В современном рельефе Лемболовская возвышенность представляет собою плоскую, местами слабоволнистую или пологохолмистую поверхность,

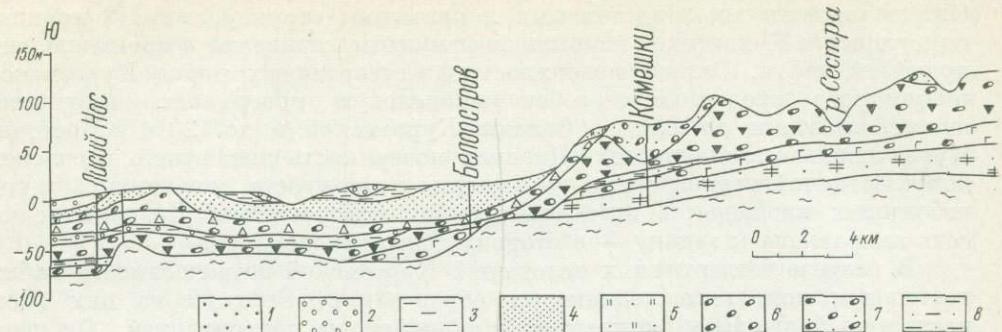


Рис. III.14. Современные отложения: 1 — озерные, 2 — морские, 3 — торфяно-болотные; отложения: 6 — верхний мореный горизонт, 7 — озерно-ледниковые, 8 — флювиогляциальны; 11 — озерно-ледниковые остатковского оледенения, 12 — морена остатковского оледенения, 13 — озерный микулинского межлед.

ограниченную склонами. Плоская поверхность возвышенности образована мореной последнего для этой территории ледника невской стадии, небольшие понижения выполнены озерными осадками. Это дает основание относить поверхность Лемболовской возвышенности к среднему уровню ледниковой аккумуляции. Склоны возвышенности асимметричны: восточный крутой и высокий (до 100 м в районе р. Смородинка), северный и западный полого снижаются к озерно-ледниковой низине. С юга к возвышенности примыкает камовое плато. Основание склонов Лемболовской возвышенности проходит не на одной абсолютной высоте: на севере у дер. Крутая Горка и на востоке у оз. Силанде оно отчетливо отбивается на высоте 60 м, на северо-востоке у дер. Орехово — на высоте около 100—110 м. Вдоль северного склона возвышенности в широтном направлении на 40 км протягивается гряда Вяремянельсяка. Высота гряды 15—30 м при ширине 1—3 км. Судя по характеру рельефа и слагающих ее отложений, гряда является краевым водно-ледниковым образованием типа гряды Сальпаусельсяка [505].

Сходство и различия возвышенностей

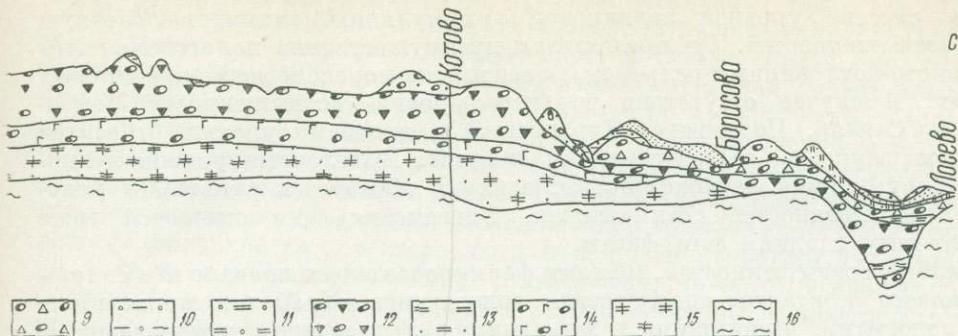
Возвышенности Северо-Запада по геологическому строению, размерам, морфологии и условиям образования могут быть разделены на три группы: маргинальные, цокольные и островные аккумулятивные.

Маргинальные возвышенности — крупные повышения рельефа линейной формы, образовавшиеся в краевой зоне ледникового покрова в результате избыточной аккумуляции ледниковых отложений, характеризующиеся типами и формами рельефа активного льда. Протяженность их измеряется сотнями, ширина — десятками километров, мощность ледниковых отложений превышает 50 м. Примеры: Балтийская гряда, Валдайская возвышенность.

Цокольные возвышенности — крупные повышения современного рельефа, отражающие выступы поверхности дочетвертичных пород, перекрытые маломощным плащом ледниковых отложений. Занимаемая ими площадь более 500 км², относительные превышения до 100 м, мощность четвертичных отложений менее 30 м. К этому типу относятся возвышенности Ижорская, Пандивере, Сакала.

Островные аккумулятивные возвышенности — крупные повышения изометрических или округлых очертаний, созданные на участках неровной поверхности дочетвертичных пород в результате избыточной аккумуляции ледниковых отложений и характеризующиеся типами и формами рельефа активного и мертвого льда. Как правило, островные возвышенности зани-

ЛЕДНИКОВОЙ АККУМУЛЯЦИИ →



ской возвышенности [94].

Балтийского ледникового озера: 4 — второго, 5 — первого; отложения карельского оледенения: 9 — нижний моренный горизонт; отложения: 10 — морские онегоозерские межледниковые, 13 — озерные малого-шекснинского межледниковых, 14 — морена калининского оледенения, никовья, 16 — кембрийской системы.

мают площадь более 1000 км², поднимаются над окружающими низинами на 100 м и более, мощность ледниковых отложений в их пределах превышает 70 м. Островные возвышенности на этапе дегляциации играли роль ледоразделов. К этому типу относятся все остальные из описанных выше возвышенностей (с некоторым допущением — и Курземская). Все основные черты, присущие островным аккумулятивным возвышенностям, были впервые описаны на примере Судомской возвышенности [407].

Большинство возвышенностей Северо-Запада развивалось в течение длительного времени. В основании Балтийской гряды, возвышенностей Курземских, Жямайтской, Видземской, Отепя, Хаанья залегают отложения нижнего плейстоцена. В среднем и верхнем плейстоцене происходило дальнейшее наращивание массивов нижнеплейстоценовых образований в высоту и по площади. Возвышенности Валдайская, Лемболовская, Латгальская, Пандивере, Сакала начали формироваться в среднем плейстоцене. После разрушения перекрывавшего их валдайского ледника увеличилась высота возвышенностей, они стали занимать большую площадь. По-видимому, только из-за недостатка фактического материала Судомская, Бежаницкая и Струго-Красненская возвышенности считаются образованиями одного — верхнеплейстоценового — ледника. Правда, в строении этих возвышенностей участвуют отложения различных стадий валдайского горизонта [407, 96].

При формировании возвышенностей доля участия разновозрастных отложений различна. Так, например, возвышенность Хаанья сложена в основном образованиями среднеплейстоценовых ледников [500], а Балтийская гряда, возвышенности Валдайская, Пандивере и ряд других — преимущественно верхнеплейстоценовых [500, 96, 214].

Многие возвышенности окаймляются краевыми образованиями, созданными в стадию (фазу), последующую за основной рельефообразующей: краевые образования крестецкой стадии кольцеобразно охватывают центральные части Судомской и Жямайтской возвышенностей, занимают северные склоны Бежаницкой возвышенности, а краевые образования лужской стадии огибают с севера Курземские возвышенности. В этом отношении исключением являются Балтийская гряда и Валдайская возвышенность — совокупности краевых образований нескольких стадий (фаз) и осцилляций.

В рельефе возвышенностей Северо-Запада выделены два уровня ледниковой аккумуляции, представленные различными типами рельефа и отложениями. Верхний уровень — рельеф плоских высоких водоразделов, сложенных безвалунными глинами, и глубоких котловин — занимает наиболее повышенные участки большинства возвышенностей: Валдайской, Бежаницкой, Судомской, Струго-Красненской, Латгальской, Хаанья, Отепя, Вид-

земской, Жямайтской и, по-видимому, Балтийской гряды. Второй уровень ледниковой аккумуляции (средний по положению в общей для всего Северо-Запада системе уровней ледниковой аккумуляции) занимает основную часть возвышенностей. Он представлен преимущественно пологоволнистым и холмисто-котловинным рельефом, развитым на морене и водно-ледниковых осадках. В случае отсутствия верхнего уровня (возвышенности Лемболовская, Сакала, Пандивере, Курземские) к среднему уровню относится вся возвышенность, за исключением склонов. Выделенные уровни ледниковой аккумуляции разновозрастны: верхний образуется раньше. У некоторых возвышенностей (Жямайтская, Видземская) они относятся даже к различным стадиям или фазам.

Слоны возвышенностей, местами формировавшиеся вначале как склоны ледникового контакта, впоследствии подверглись обработке приледниково-вымы водоемами, возникшими в зоне таяния льда между краем ледникового покрова и возвышенностями. Следствием этого являются абразионные и аккумулятивные озерно-ледниковые террасы, осложняющие склоны возвышенностей на абсолютных отметках 150—160 м и ниже.

На изучаемой территории намечается определенная приуроченность максимальных абсолютных отметок к возвышенностям, созданным на ранних этапах разрушения валдайского покрова: 328 м (Бежаницкая вепсовско-крестецкого возраста), 323 м (Валдайская едровско-крестецкого возраста). Для более молодых возвышенностей характерны меньшие абсолютные высоты: 130 м (Сакала отепяского возраста), 156 м (Пандивере невского возраста).

Большинство возвышенностей Северо-Запада Русской равнины создано на участках интенсивного расчленения поверхности дочетвертичных пород. Свидетельством расчленения являются уступы и выступы (возвышенности Валдайская, Латгальская, Хаанья), останцы (возвышенность Лемболовская), густая эрозионная дочетвертичная сеть (возвышенности Курземские, Жямайтская, Видземская, Отепя, Струго Красненская, Бежаницкая). Очень часто эти расчлененные участки поверхности дочетвертичных пород возвышаются над окружающими (возвышенности Отепя, Курземские, Видземская, Латгальская, Бежаницкая). Исключением из общего правила являются цокольные возвышенности Ижорская и Пандивере. Обе они (особенно Пандивере) характеризуются меньшей расчлененностью дочетвертичных пород. Балтийско-Ладожский глинт, разделяющий две дочетвертичные поверхности выравнивания, хоть и создавал препятствие на пути движения ледника, но увеличенная аккумуляция плейстоценового материала отмечается не у бровки верхней из двух поверхностей (как это имело место на Валдайской возвышенности), а у основания уступа — перед Балтийским глинтом. Что касается возвышенности Пандивере, то плейстоценовые отложения аккумулировались на ровном участке миоценовой поверхности выравнивания. Эти исключения, как нам кажется, необходимо обязательно иметь в виду при объяснении механизма образования возвышенностей Северо-Запада Русской равнины.

Сопоставление структуры рельефа поверхности кристаллического фундамента (правда, в большинстве случаев недостаточно изученной), а также местоположения и современного облика разных возвышенностей свидетельствует о том, что возвышенности располагаются как над выступами, так и над прогибами поверхности фундамента. Отсутствует также обязательная приуроченность современных возвышенностей к определенным структурным формам осадочного чехла. Так, из 15 рассмотренных возвышенностей пять (Хаанья, Видземская, Курземские, Струго-Красненская и Сакала) совпадают с известными поднятиями II порядка. Однако следует учесть, что полного соответствия контуров поднятия и возвышенности нет, возвышенности занимают значительно большую площадь. Судомская возвышенность приурочена к прогибу поверхности фундамента, отраженному и в залегании пород осадочного чехла. Большинство возвышенностей расположено в пределах моноклиналей и ступеней, характеризующихся незначительным

падением пород. В пределах многих возвышенностей и вблизи от них известны локальные положительные структуры осадочного чехла.

Вообще нельзя прямолинейно и упрощенно решать вопрос о соответствии современных островных возвышенностей Северо-Запада определенным формам рельефа поверхности дочетвертичных пород или структурным формам поверхности кристаллического фундамента и осадочного чехла. Полного соответствия по занимаемой площади и ориентировке между этими различными образованиями нет. Это и понятно, если учесть всю сложность образования возвышенностей. Можно говорить лишь о некотором соответствии, о причинной связи между расположением возвышенностей и выступами рельефа поверхности дочетвертичных пород, структурными формами. Так, ни у кого не вызывает сомнения приуроченность возвышенности Ханья к выступу палеозойских пород амплитудой более 50 м, представляющему прямо выраженную в рельефе антиклиналь, амплитуда которой по поверхности фундамента до 600 м [451, 133]. Современная возвышенность Ханья занимает, однако, площадь не только этого поднятия и выступа, она захватывает и прогиб, расположенный к югу от антиклинали. Таких примеров можно привести много.

Характерное для большинства возвышенностей превышение расчлененных участков дочетвертичных поверхностей выравнивания над окружающими пространствами свидетельствует, по-видимому, в пользу того мнения, что наиболее благоприятные условия для формирования ледниковых аккумулятивных возвышенностей создавались на участках новейших поднятий, которые характеризовались наибольшим расчленением поверхности дочетвертичных пород. Однако, как показано выше, аккумуляция материала в плейстоцене происходила и в районе расположения останцов и денудационных уступов (склонов).

Общие черты морфологии и строения островных возвышенностей Северо-Запада указывают на определенную общую последовательность образования возвышенностей и формирования их современного рельефа.

Механизм образования возвышенностей

Описанные особенности строения островных аккумулятивных возвышенностей Северо-Запада Русской равнины позволяют представить в общем виде схему их образования. Учтены положения о дегляциации Русской равнины, которые разработали С. А. Яковлев [461а], К. К. Марков [253], С. В. Яковлева [462, 463, 464], Н. Н. Соколов [395, 396], А. А. Алейников [5], А. И. Яунпутнинь [469, 472], С. С. Шульц [451, 407], В. К. Гуделис [124, 126], И. Я. Даниланс [130, 131], Н. С. Чеботарева [432], А. Б. Басаликас [32, 35], А. А. Асеев [16, 18], И. Г. Вейнбергс, Г. И. Коншин, А. С. Савваитов [67], П. П. Вайтекунас [51], Ч. П. Кудаба [213, 214], Р. О. Пиррус и А. В. Раукас [341] и др.

К началу плейстоцена на Северо-Западе оформились три разновозрастные поверхности выравнивания, разделенные уступами и расчлененные глубоко врезанными речными долинами, направленными в основном на север и северо-запад — в сторону пра-Балтики (см. гл. II). Вследствие совместного действия денудационных и тектонических процессов наибольшие абсолютные высоты и наиболее значительное эрозионное расчленение отмечались на сводах новейших поднятий, подобно тому, что наблюдается в настоящее время во внедниковской области. Это привело к дифференциации территории по степени расчлененности.

Как можно судить по верхнеплейстоценовому оледенению, мощность периферических ледниковых покровов, растекавшихся от ледникового щита по исследуемой территории в прогрессивные фазы плейстоценовых оледенений, была значительной — до 500 м [16]. Лед перекрывал все неровности ложа; денудационные уступы высотой 75—100 м, разделяющие поверхности выравнивания и обращенные навстречу движению льда, не могли

служить ему препятствием. Однако самых южных границ оледенений достигали лишь маломощные потоки льда, приспособливающиеся к неровностям ледникового ложа. Они оставили незначительные по объему массы аккумулятивного материала.

Возможности образовывались в фазы деградации ледниковых покровов, когда происходило значительное сокращение мощности льда вследствие дефицита вещества, связанного с уменьшением размеров центрального щита. Маломощные ледниковые потоки, языками распространяющиеся по понижениям рельефа подстилающей поверхности, чутко реагировали на неровности ледникового ложа, задерживались перед выступами или огибали их, если эти выступы возвышались над поверхностью льда. Об активном поступательном движении масс льда в ходе дегляциации свидетельствуют результаты анализа ориентировки обломков в морене: она совпадает с ориентировкой радиальных и маргинальных форм рельефа [67]. У края ледника в процессе дегляциации происходила разгрузка переносимого льдом материала. Достаточно продолжительное положение края ледника или неоднократные «приливы» льда приводили к формированию краевых образований.

Наиболее благоприятные условия для разгрузки материала возникали на участках неровного расчлененного ледникового ложа. В то время как над выступами ложа ледниковый покров становился тоньше, вытаивали нунатаки, образовывались глыбы и поля малоподвижного льда, в понижениях рельефа, где мощность ледникового покрова еще была значительной и куда осуществлялся приток льда из центрального щита, еще могли происходить подвижки. Вследствие этого в целом параллельно простиранию неровностей ложа и направлению движения льда возникали трещины. Они в первую очередь заполнялись талыми водами, в них шла аккумуляция водно-ледниковых отложений, более интенсивное вытаивание морены. Отделенные трещинами малоподвижные поля льда лишались ледникового питания, окончательно утрачивали подвижность, превращались в глыбы мертвого льда. Таким образом при полном исчезновении ледникового покрова на участках расчлененного ложа образовывался рельеф, более контрастный и разнообразный, чем на участках с ровной поверхностью доплейстоценовых пород.

Особенно быстро накопление ледникового материала происходило на стыке ледниковых языков, на которые в фазу дегляциации распадался некогда единый ледниковый покров. Здесь возникали участки торможения и даже полного прекращения движения льда, что способствовало аккумуляции материала и образованию резко расчлененного рельефа. В отдельных случаях значительная аккумуляция ледниковых отложений могла быть обусловлена динамикой собственно ледникового покрова. Так, среднеплейстоценовые образования, составившие основу возвышенности Пандивере, отложились на ровной плоской поверхности ордовикских известняков. Вероятно, это были краевые образования среднеплейстоценовых ледников. Аналогичное явление отмечается и для верхнеплейстоценового оледенения, как можно судить на примере Синих Гор в Северо-Восточной Эстонии [194].

В межледниковые (межстадиальные) эпохи происходило нивелирование рельефа. Однако оно редко было полным — обычно неровности сохранялись, хоть и в слаженном виде. При наступлении последующих, более молодых, ледниковых покровов и их распаде неровности ложа способствовали аккумуляции новых порций материала. Интенсивность аккумуляции, как правило, прямо зависела от степени расчлененности ложа ледникового потока. Происходило увеличение массы ледниковых отложений, расширялась занимаемая ими площадь. При этом участки максимальных мощностей более молодых ледниковых отложений смешались каждый раз в дистальном направлении относительно выступов, сложенных коренными или более древними плейстоценовыми породами. При неоднократном повторении этих процессов образовывались остовы возвышеностей.

Современный облик возвышенности приобрели во время валдайского оледенения. При сокращении площади, занимаемой ледниковым потоком, в первую очередь из-под льда освобождались выступы доледникового ложа (для последующей стадии такие выступы могут быть образованы отложениями предыдущей стадии). Они возвышались над поверхностью льда, вокруг них таяние льда шло быстрее, возникали внутрiledниковые водоемы. Накопление в этих водоемах тонкого материала и последующее проецирование его на ледниковое ложе приводили к образованию верхнего уровня ледниковой аккумуляции — рельефа плоских высоких водоразделов и глубоких котловин. В ходе последующего разрушения ледникового покрова в условиях постоянного расширения свободной от льда площади и сокращения мощности ледникового потока освобождались из-под льда и более низкие участки выступа доледникового ложа. Они плащеобразно, но далеко не равномерно перекрывались мореной и водно-ледниковыми отложениями. Значительную роль в формировании образующегося при этом рельефа играли талые ледниковые воды. Вдоль края ледника возникали зандровые поля, флювиогляциальные дельты. Происходило выпадение осадков и в многочисленных местных временных водотоках. Формировался пологоволнистый рельеф.

Менее мощные ледниковые потоки последующих стадий (фаз, осцилляций) окружали или огибли возвышенности, иногда покрывали их склоны и окраинные части, оставив на ложе дегляциации холмисто-котловинный и холмисто-грядовый рельеф краевых образований. В ходе распада ледникового покрова возникали различной величины трещины, проталины, полыни, в которых шла аккумуляция главным образом водно-ледниковых отложений, приведшая к формированию холмисто-котловинного рельефа. В ходе дегляциации лед отступал все дальше к центрам гляциодепрессий. На возвышенностях еще лежали глыбы мертвого льда, а между краем ледникового покрова и склонами возвышенностей возникали приледниковые водоемы, оставившие свои следы в виде абразионных и аккумулятивных террас на склонах. С исчезновением приледниковых водоемов произошло окончательное оформление современного облика островных возвышенностей Северо-Запада. Этап ледниковой аккумуляции для них закончился, начался этап денудационного разрушения.

Озерно-ледниковые низины

Изучению озерно-ледниковых низин Северо-Запада с описанием отложений приледниковых водоемов и их береговых образований посвящены многие исследования [528, 529, 486, 473, 520, 533, 391, 392, 393, 145, 253, 254, 514, 110, 356, 326, 161, 117, 29, 30, 33, 34, 35, 471, 472, 220, 241, 195, 196, 366, 377, 407, 66, 1, 3, 75, 140, 67, 191, 158, 24, 26, 69, 124, 173, 176, 202, 305, 250, 459, 461, 96, 128, 190, 193, 278, 362 и др.].

Озерно-ледниковые низины в отличие от возвышенностей представлены меньшим разнообразием типов рельефа. Как правило, это плоский или пологоволнистый рельеф, созданный в результате аккумулятивно-абразионного действия приледниковых водоемов. Детальные работы с использованием крупномасштабных топокарт, особенно материалов аэрофотосъемки, позволяют в пределах обширных озерно-ледниковых низин выделять отдельные террасы — следы стабильного положения уровня приледниковых водоемов. Все озерно-ледниковые низины и склоны возвышенностей представляют собою лестницу подобных террас. У них четко фиксируются все элементы морфологии — площадка, склон, разделяющий две террасы, и бровка. Обычно у тылового шва террасы заболочены. Нередко здесь располагаются озера, протекают реки. Иногда смежные террасы разделяются склоном, осложненным береговым валом. Плоские и слабоволнистые поверхности террас расчленяются речными долинами, врезанными на различную

глубину, и осложняются камами, озами, отдельными моренными грядами, частично сивелизованными абразионным действием приледниковых водоемов.

Террасы делятся на абразионные и аккумулятивные в зависимости от того, выработаны ли они в отложениях, образовавшихся до возникновения приледникового водоема (морена, ледниковые песчано-глинистые отложения), или слагаются глинами, алевритами и тонкими песками озерно-ледникового происхождения. Одна и та же терраса на разных участках может иметь различный генезис.

Представление об озерно-ледниковых низинах Северо-Запада как о лестнице террас приледниковых водоемов сложилось лишь в последние годы. При проводившемся в послевоенные годы среднемасштабном геологическом картировании на геоморфологических картах в пределах озерно-ледниковых низин выделялись различные типы рельефа, а террасы приледниковых водоемов не показывались, хотя о существовании террас было известно и раньше, начиная с работ Ф. Б. Шмидта и Г. Хаузена.

С точки зрения изучения новейшей тектоники Северо-Запада, чрезвычайно важно установить распространность озерно-ледниковых террас, возможность их картирования как в поле, так и по материалам аэрофотосъемки и крупномасштабным топокартам, поскольку деформации уровней и поверхностей дают убедительный материал для изучения новейших тектонических движений. В связи с этим ниже приводится сопровождаемое схемами краткое описание нескольких участков развития террас приледниковых водоемов.

Террасы приледниковых водоемов в Ленинградской и Новгородской областях. Наиболее низким уровнем приледникового озера в Ленинградской и Новгородской областях, по-видимому, следует считать террасу с высотой тылового шва 18 м [162]. Она расположена севернее Балтийского глинта и прослеживается параллельно ему. В эту террасу вложены уровни морской и озерной аккумуляции — литориновая терраса в бассейне Финского залива, терраса Ладожской трансгрессии высотой 12—14 м в бассейне Ладожского озера. Наиболее высокие следы приледникового бассейна на исследуемой территории отмечаются в виде хорошо выраженных плоских террасовых площадок с четким восходящим склоном и тыловым швом на восточном склоне Ижорской возвышенности на высоте 110—112,5 м (рис. III.15), на склоне Валдайской возвышенности на высоте до 150—155 м.

В целом на исследуемой территории развито 16 террас приледниковых водоемов (см. рис. III.15, III.16). Каждая из них связана с изменением уровня приледникового водоема, обусловленным, по-видимому, изменением порога стока. Относительные превышения уровней невелики, обычно не более 5—7 м. Абсолютные высоты террас иногда взаимно перекрываются.

Исходя из анализа распространения террас (а многие из них прослежены непрерывно на десятки километров), можно предполагать, что самые высокие (110—112,5 м) террасы и все нижерасположенные связаны с приледниковыми водоемами самой последней для этой территории стадии оледенения — лужской. Исключение, может быть, составляют только наиболее низкие уровни, расположенные преимущественно севернее Балтийского глинта. Они могли сформироваться и при таянии ледникового покрова невской стадии.

Очевидно, при разрушении ледника предпоследней для изучаемых участков стадии оледенения — крестецкой — также образовались приледниковые водоемы и в результате их действия — террасы. Но ледник лужской стадии отчасти переработал их, создав ледниковый аккумулятивный рельеф. Он, в свою очередь, подвергся переработке водами приледниковых водоемов, возникших при таянии лужского ледника. Может оказаться, что и террасы, расположенные южнее границы распространения лужского ледника, одновозрастны с террасами рассматриваемой территории, поскольку воды озер лужской стадии, занимающих огромную площадь, могли производить значительные разрушения и перестройку рельефа в береговой зоне.

Однако, какие из отмеченных уровней связаны с обширными приледниковыми бассейнами, простиравшимися до Валдайской возвышенности, а какие — с локальными водоемами, возникавшими на начальной стадии разрушения лужской стадии ледникового покрова, сказать пока невозможно. Учитывая четкость морфологического выражения и характер распространения, можно предположить, что на «других» берегах приледникового водоема (склоны Валдайской, Судомской, Струго-Красненской возвышенностей) на высоте 97,5 м и ниже могут быть обнаружены одновозрастные террасы.

Особо следует отметить террасу с высотой тылового шва 20—22,5 м. В среднем течении Волхова она занимает дно Грузинской котловины, образуя Большую пойму Волхова (см. рис. III.16). Эта терраса сложена озерно-болотными и аллювиальными

отложениями [391]. Узкой полосой она протягивается вдоль Волхова вниз по течению и сливается севернее Балтийского глинта с типичной приледниковой террасой. Бассейн, формировавший эту террасу, оставил отчетливо выраженные в рельефе береговые валы на высоте 20–22,5 м.

Морфология террас приледниковых водоемов разнообразна, но различия не связаны с возрастом террас. В большинстве случаев у них плоские или уплощенные поверхности различной ширины (от десятков метров до нескольких километров). Иногда площадка террасы осложнена значительно абрэдированными, но не уничтоженными окончательно камами и озами, как, например, 75–80-метровые террасы в бассейне р. Шарьи

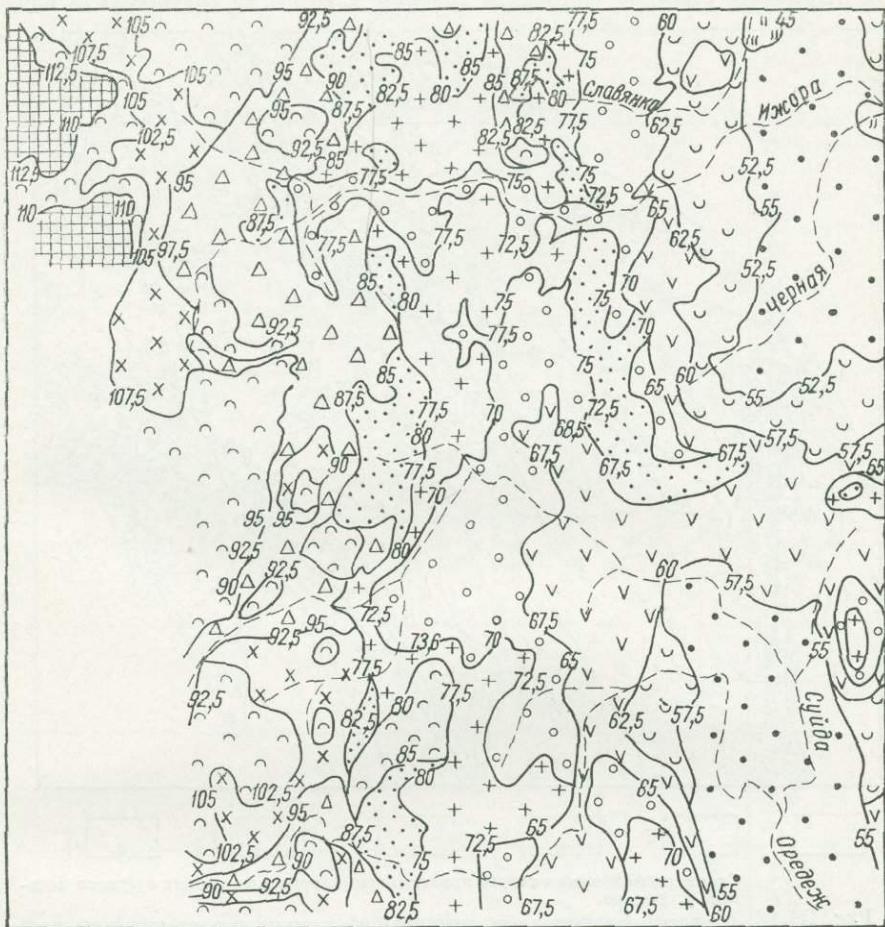


Схема расположения террас приледниковых водоемов восточного склона Ижорской возвышенности.

Рис. III.15. 1 — ледниковый и водно-ледниковый аккумулятивный рельеф, не покрывавшийся водами приледниковых озер; 2 — террасы приледниковых водоемов, абсолютные высоты тыловых швов (в метрах): 2 — 110—112,5; 3 — 102,5—107,5; 4 — 90—97,5; 5 — 82,5—90; 6 — 75—85; 7 — 70—77,5; 8 — 65—70; 9 — 57,5—62,5; 10 — 52,5—60; 11 — 45.

или вблизи Гатчины. У тылового шва терраса нередко заболочена. В отдельных случаях по такому понижению заложен ручей или речка. Такое явление наблюдается, в частности, в бассейне р. Пчевжа у Киришского лесхоза.

Сложная картина распространения приледниковых террас имеет место в районе пос. Будогощь — множество мелких холмов разделется плоскими понижениями на разной высоте. Замкнутые или полузамкнутые котловины хорошо связываются по высоте с перечисленными выше уровнями приледниковых водоемов. Холмы, сложенные преимущественно мелкозернистыми чистыми кварцевыми ярко-желтыми песками, имеют плоские вершины. Морфология холмов и разделяющих их понижений, а также характер слагающих холмы отложений свидетельствуют, по мнению Н. Н. Соколова [392], о кратковременном существовании на этом участке обширной дельты.

Приледниковые водоемы передко заходили в доледниковые долины, частично выполненные ледниками и межледниковыми отложениями. В таких случаях террасы приледниковых озер прослеживаются вдоль долин, местами довольно далеко от границы своего распространения на водоразделах; такие террасы ошибочно могут быть приняты за речные. Однако они отличаются от речных террас более сложным рельефом, площадки их не горизонтальны, а полого наклонены к реке, хотя высота тылового шва постоянна, относительные высоты таких террас возрастают вниз по течению.

Геологическое строение приледниковых террас на разных участках различно. Примером может служить 80-метровая терраса вблизи деревень Горки и Романовка (северо-восточнее Гатчины). Несколько траншей, вырытых здесь для орошения, позволили проследить строение террасы до глубины 1,5—3 м на значительной площади.

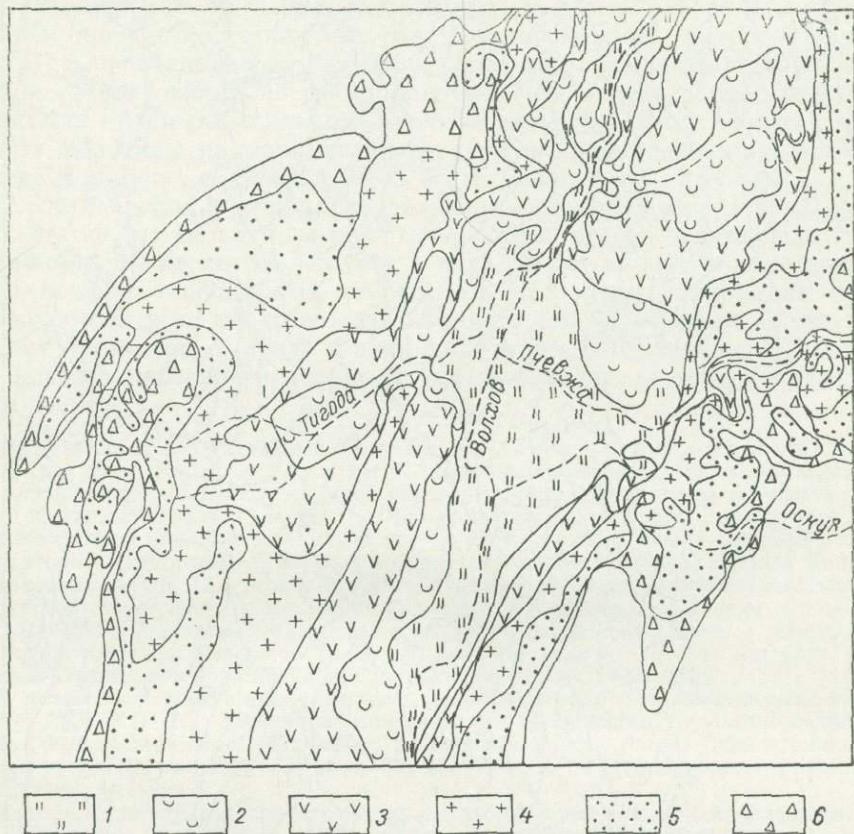


Схема расположения террас приледниковых водоемов района среднего течения р. Волхов.

Рис. III.16. Террасы приледниковых водоемов, абсолютные высоты тыловых швов (в метрах): 1 — 20—22,5; 2 — 25—30; 3 — 30—35; 4 — 35—42,5; 5 — 40—47,5; 6 — 45—52,5.

Терраса с поверхности в основном сложена озерно-ледниковыми мелкозернистыми алевритами, хорошо сортированными и цеяспослоистыми. Эти отложения лежат на морене, которая вскрывается на местных повышениях. В локальных замкнутых понижениях озерно-ледниковые алевриты перекрываются торфом незначительной мощности (до 0,5 м).

Приведенные примеры указывают на то, что, видимо, нет строгой приуроченности отложений определенного типа к какой-нибудь одной террасе. Правда, Н. Н. Соколов отмечает, что в бассейне Волхова высокие приледниковые террасы являются преимущественно абразионными (выработанными), а низкие — аккумулятивными (напложенными).

В целом для Ленинградской, Новгородской и Псковской областей могут быть составлены схемы сопоставления озерно-ледниковых террас (рис. III.17, III.18, III.19), свидетельствующие о возможности увязки террас между собой на возрастной основе. Ранее мы уже имели возможность описать террасы приледниковых водоемов на склонах Судомской возвышенности на юге Псковской области [407].

Террасы приледниковых водоемов Инчукалинской площади. Инчукалинская площадь располагается в пределах Среднелатвийской

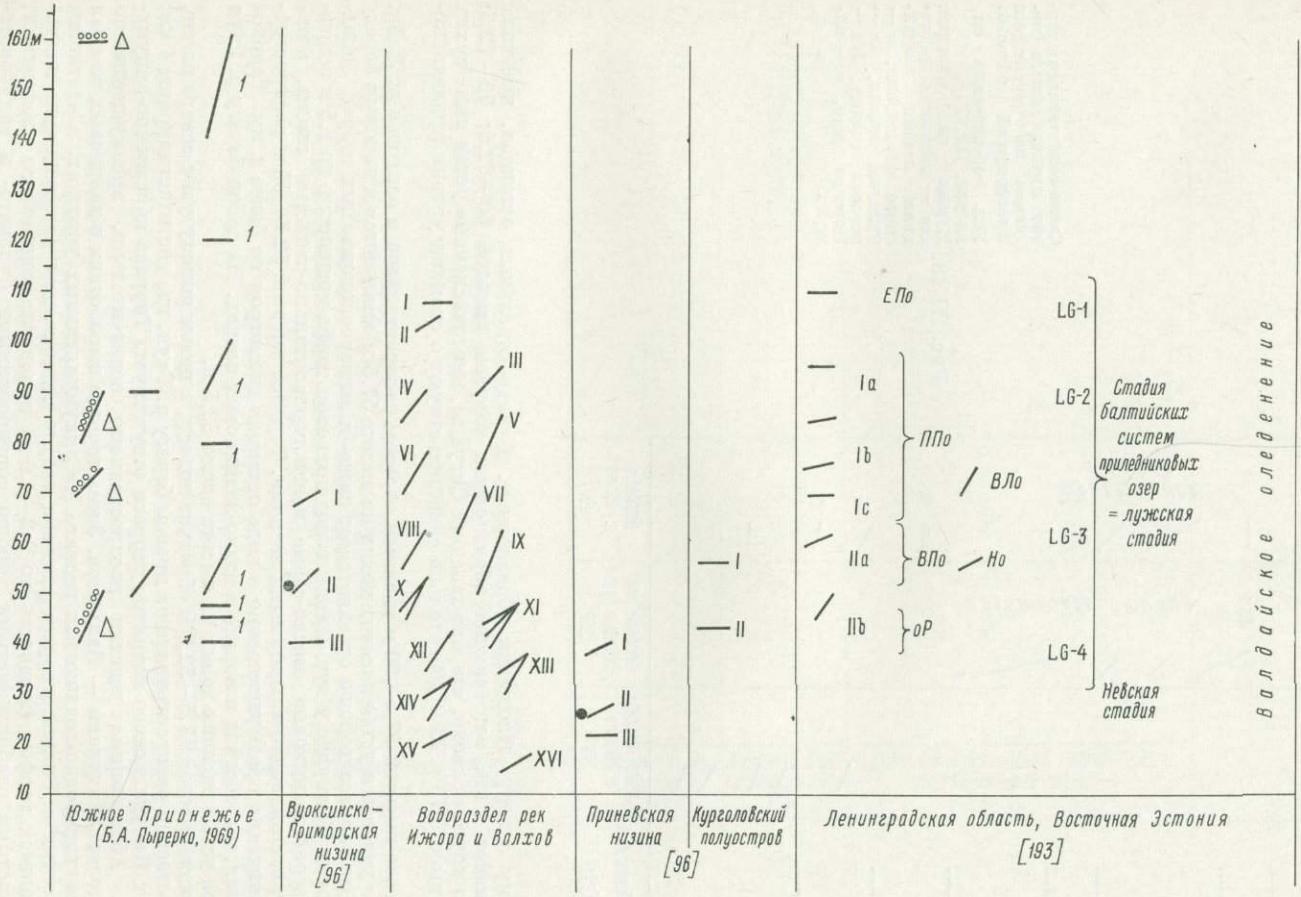


Схема сопоставления террас приледниковых водоемов на территории Ленинградской области.

Площадь террасы (в квадратных километрах): 1 — большая (> 5), средняя (2—4), малая (≤ 1); строение: 4 — абрационно-аккумулятивное, 5 — абрационное, 6 — аккумулятивное, 7 — не известно; 8 — эрозионные врезы; 9 — древняя дельта. Диапазон высот террасы показан наклоном линии.

Цифры на рисунке: I — XVI — стадии (фазы, подфазы) сокращения озерно-ледниковых бассейнов (счет стадий местный); 1 — флювиогляциальные террасы; 2 — речные террасы; буквы на рисунке: ЕПо — Единое Привалдайское озеро, ППо — Первое Исковское приледниковое озеро, ВПо — Второе Псковское приледниковое озеро, ОР — озеро Рамселя, ВЛо — Верхнелужское озеро, Но — Новгородское озеро; LG-1 — LG-4 — фазы развития приледниковых озер лужской стадии валдайского оледенения.

Рис. III.17.

низменности, между Видземской возвышенностью на востоке и Приморской низменностью на западе. На площади с различной степенью детальности установлено 19 озерно-ледниковых террас в диапазоне высот от 125 до 20 м (рис. III.20). В соответствии с общим наклоном местности с востока на запад террасы вытянуты в целом в меридиональном направлении. Абрационные террасы высотой 110—112,5; 117,5—120 и более 120 м представлены неширокими площадками на склоне Видземской возвышенности.

Основанием Видземской возвышенности с запада является терраса высотой 102,5—105 м, на которой располагается г. Сигулда. Плоские площадки этой террасы имеют ширину несколько километров (до 5 км в районе с. Юдажи). Терраса абрационная, выработана главным образом в водно-ледниковых песках, реже в морене. Терраса высотой 95—97,5 м отмечается только в понижениях рельефа, дренируемых Гаусей и ее левым притоком р. Лорупе. Площадки террасы неширокие. Террасы высотой 80—87,5 и 90—92,5 м отмечаются в форме нешироких (200—500 м) площадок, прислоненных с запада

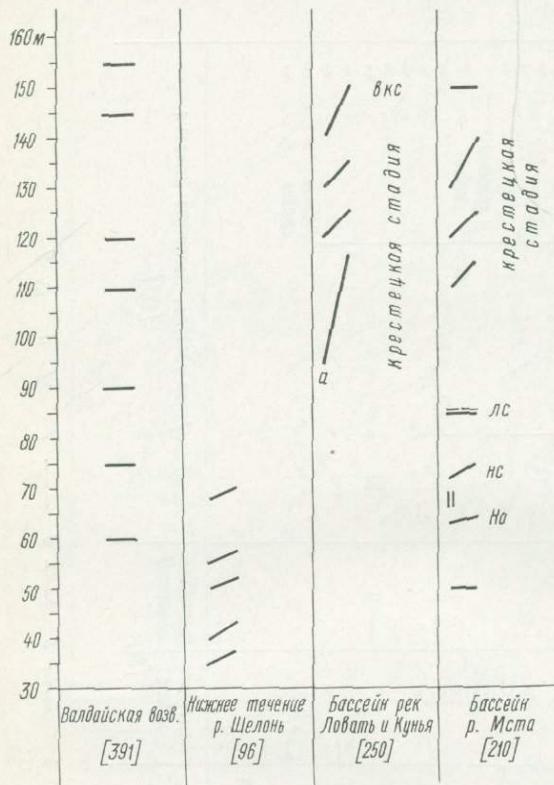


Схема сопоставления террас приледниковых водоемов на территории Новгородской области. Усл. обозначения см на рис. III.17. Буквы на рисунке: вкс — венесово-крестецкая стадия валдайского оледенения, лс — лужская стадия, нс — невская стадия, Но — Невское озеро, а — аллера.

Рис. III.18.

к высокому склону. Площадки абрационные. В виде отдельных останцов, имеющих ширину менее 1 км, встречаются абрационные террасы высотой 60—62,5; 70—72,5; 77,5 м. На крутом склоне, что юго-западнее Сигулды, многочисленные устья ныне сухих долин на высоте 70 и 75 м убедительно свидетельствуют о стоянии уровня приледниковых озер.

Терраса высотой 57,5—60 м главным образом распространена в верховье р. Лойя. Отдельные участки и устья висячих долин на высоте 57,5 м отмечаются и на левом берегу р. Гауя. Эта терраса хорошо отделяется от нижне- и выше расположенных террас. Западнее санатория Кримулда у хут. Илькены под покровом торфа мощностью до 1,5 м вскрываются озерно-ледниковые светло-серые песячногоризонтально-слоистые глины, которые подстилаются водно-ледниковыми песками. Терраса высотой 52,5—55 м распространена ограниченно преимущественно в виде останцов диаметром не более 1 км. Терраса абрационная, выработана в морене и водно-ледниковых песках. На левом берегу р. Гауя отмечаются устья висячих долин на высоте около 52,5 м.

Терраса высотой 47,5—52,5 м образует полосу, в целом вытянутую с севера на юг, преимущественно распространена на правом берегу р. Гауя, где достигает ширины 4 км; в пределах Инчукалинского поднятия терраса отсутствует. Терраса абрационно-аккумулятивная. Абрационные участки распространены незначительно, преимущественно севернее дороги Инчукали — Валмиера. Здесь терраса выработана в кварцевых желтых мелкозернистых водно-ледниковых песках. На аккумулятивных участках, в частности в окрестностях с. Рагана, терраса сложена озерно-ледниковыми отложениями: плохо-разложившимися торфом (мощность до 0,3—1,0 м) и подстилающими его алевритами, неяснослойными слабоглинистыми хорошо сортированными буровато- и голубовато-

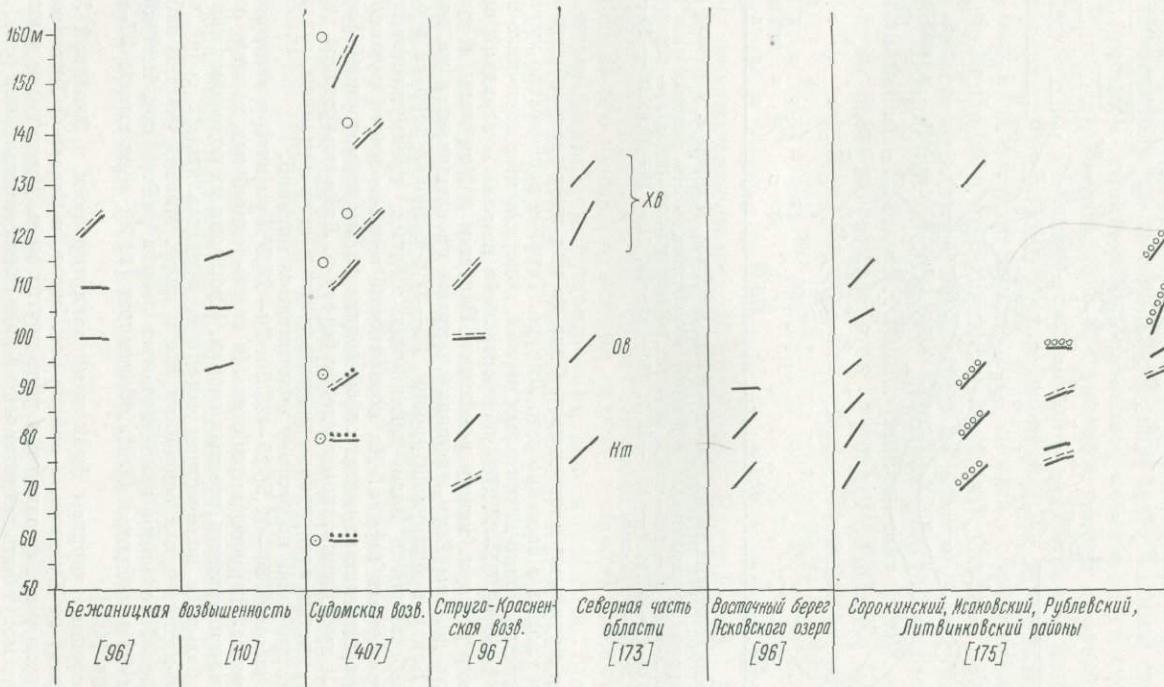


Схема сопоставления террас
приледниковых водоемов на
территории Псковской облас-

ти.
Рис. III.19. Усл. обозначения см. на
рис. III.17.
Буквы на рисунке: Хв —
возвышенность Хаанья,
Ов — Опоченская возвышен-
ность, Нт — Новгородская
терраса.

серыми. Участками поверхность террасы заболочена. У хут. Яунковалты (северное крыло Инчукалинского поднятия) тыловой шов террасы отбивается на высоте 52,5 м, т. е. по крайней мере на 2,5 м выше, чем на остальной части.

Терраса высотой 40—45 м вытянута в виде прерывистой полосы, в целом ориентированной в меридиональном направлении. Севернее р. Гауя, на правом берегу р. Лойя, ширина террасы более 5 км. Она сложена либо водно-ледниковых желтыми преимущественно кварцевыми песками (в этом случае площадка террасы осложнена многочисленными останцами, часто в виде узких изгибающихся гряд), либо торфом. На таких участках площадка террасы плоская, заболоченная. В среднем течении р. Лойя (на севоде Инчукалинского поднятия) площадки 40—45-метровой террасы изолированы, площадь их небольшая (ширина не более 250—500 м). Терраса здесь выработана чаще в водно-ледниковых желтых песках и реже в коричнево-бурой морене. На левом берегу р. Гауя терраса представлена несколькими мелкими останцами (диаметр, как правило, меньше

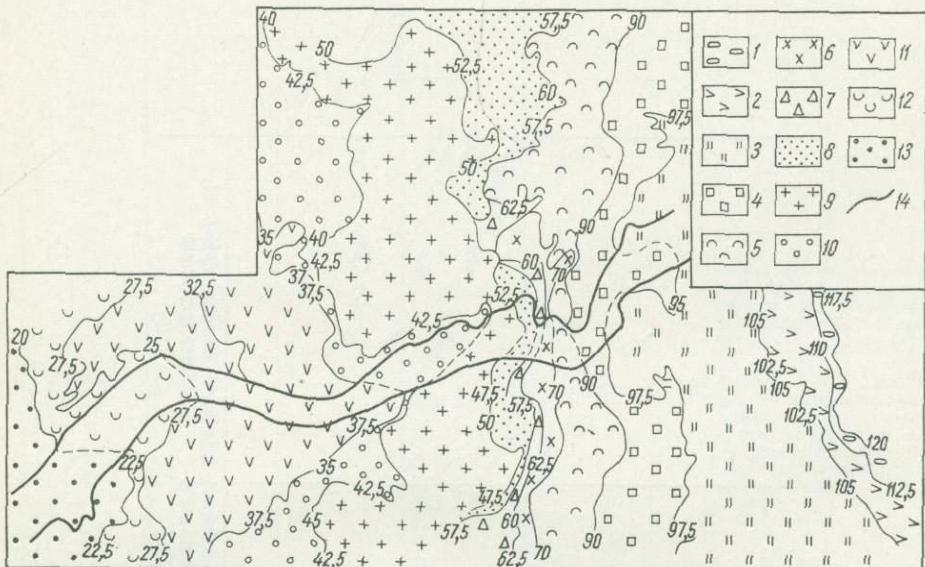


Схема береговых линий приледниковых водоемов в районе с. Инчукали (Латвия).

Рис. III.20. Террасы приледниковых водоемов, абсолютные высоты тыловых швов (в метрах): 1 — 117,5—120; 2 — 110—112,5; 3 — 102,5—105; 4 — 95—97,5; 5 — 90; 6 — 70; 7 — 60—62,5; 8 — 57,5; 9 — 47,5—52,5; 10 — 40—45; 11 — 35—37,5; 12 — 25—27,5; 13 — 20—22,5; 14 — границы долины р. Гауя.

250 м) и двумя крупными площадками. Одна из них идет вдоль общего склона на юг, другая образует залив в бассейне руч. Личупе. Терраса повсеместно выработана в желтых мелкозернистых водно-ледниковых песках, подстилаемых коричнево-бурой мореной.

Терраса высотой 35—37,5 м распространена широко в западной части площади: на левом берегу р. Гауя, между поселками Вангажи и Инчукали, в среднем течении р. Лойя. Вдоль долины Гауи площадка террасы прослеживается на восток до устья руч. Десуле. Как и предыдущие уровни, 35—37,5-метровая терраса в основном абразионная, выработанная в водно-ледниковых желтых, преимущественно кварцевых, хорошо сортированных песках. На поверхности террасы много останцов, сложенных этим же песком и представляющих собой мелкие холмы изометричной формы или выятые гряды. У хут. Яункатапы на левом берегу р. Лойя поверхность террасы выработана в разнозернистых алевритовых полимиктовых песках с гравием, галькой и мелкими валунами, которые ниже по разрезу подстилаются мореной.

Террасы высотой 30—32,5; 25—27,5 и 20—22,5 м развиты в западной части Инчукалинского участка. Террасы выработаны в водно-ледниковых хорошо сортированных, преимущественно кварцевых, желтых песках. Площадки их подрезают камовые массивы, осложняются большим количеством останцов, представляющих собой частично сглаженные озерно-ледниковые водоемами озера и камы. Многие участки заболочены.

Береговые образования приледниковых озер в районе пос. Инчукали на высоте 72—75; 82,5 и 92 м наблюдал О. П. Аболтыныш [1, 3], а на высоте 27—30 и 38—45 м Е. Н. Спрингис [401].

Многочисленные террасы были нами закартированы в Западной Латвии южнее Пилтene к западу от Кулдиги, в районе пос. Эдоле, в Северной Литве южнее Лиепаи, в Западной Литве у г. Гаргждай и в ряде других мест. Имеющиеся данные о террасах Латвии и Литвы могут быть представлены в виде схем сопоставления (рис. III.21, III.22).

Во многих районах Северо-Запада такие террасы установлены детальными работами других исследователей и в ряде случаев определен их возраст [3, 459, 461, 69, 193, 250, 210, 173, 188, 34, 232, 118, 241, 407, 461].

История формирования террас приледниковых водоемов. Благодаря вышеперечисленным и многим другим детальным и обобщающим работам [191, 190, 193 и др.], в общих чертах может быть восстановлена история формирования террас приледниковых водоемов. Юго-восточный и частично южный края валдайского ледникового покрова в процессе развития ледника двигались навстречу уклону местности, сформировавшемуся к началу плейстоцена в результате совместного воздействия эндо- и экзогенных процессов (см. гл. II). Ледник перегораживал речные долины, по которым воды сбрасывались на север и на запад. Вследствие этого перед краем ледника сформировались подпрудные приледниковые озера. В ходе дегляциации площадь этих озер увеличивалась за счет поступления талых ледниковых вод.

В период максимального распространения валдайского ледникового покрова приледниковые водоемы, по-видимому, были изолированными и занимали незначительную площадь, ограниченную с одной стороны краем ледника, а с другой — главным водоразделом, через пороги стока которого в бассейны Черного, Каспийского и Северного морей сбрасывались избыточные водные массы. По мере сокращения валдайского ледника между его краем и возвышенностями, расположенными на юге или освобождающимися из-под льда внутри ледникового потока, образовывались новые, все более расширяющиеся приледниковые водоемы. Сток из них уже не мог происходить к югу вследствие понижения их уровня. Он шел в западном направлении. Возникли следующие основные системы приледниковых озер: Привалдайская, Рижская, Южно-Балтийская [191] и Вентская. Общая тенденция развития этих систем — последовательное и постепенное снижение уровня водоемов, вначале увеличение площади водоемов, а затем ее сокращение. Вместе с тем для каждой из систем характерны свои особенности развития.

Привалдайская система приледниковых озер возникла на территории, ограниченной возвышенностями: Вепсовской, Валдайской, Бежаницкой, Хаанья, Отепя. Следует различать три этапа развития этой системы. Первый этап (его можно назвать собственно привалдайским) по времени соответствует ранним стадиям и fazam валдайского оледенения (от бологовской до крестецкой). В это время (во всяком случае, в начале) между краем льда и склонами возвышенностей существовали изолированные приледниковые водоемы, оставившие заметные террасы на склонах возвышенностей на абсолютной высоте 160 м и ниже [391, 392, 393, 145, 407, 96 и др.].

Второй этап развития Привалдайской системы приледниковых озер (лужская и невская стадии валдайского оледенения) — стадия Балтийских систем приледниковых озер, по Д. Д. Квасову и А. В. Раукасу [193], — делится на несколько faz. Первая фаза развития Балтийских систем приледниковых озер приурочена к лужской стадии валдайского оледенения. В это время существовало единое Привалдайское озеро с уровнем около 110 м. Сток из озера шел к западу через седловину между возвышенностями Латгальской и Хаанья. Вторая фаза, в ходе которой уровень водоема понизился до 70 м, ознаменовалась началом обособления Псковского и Ловатьско-Ильменского приледниковых озер *. В третью fazу, когда уровень приледниковых водоемов располагался на высоте 60—45 м, это обособление еще больше закрепилось. В последующую fazу — во время невской стадии — возникло оз. Рамсея [189] с несколькими плесами (Выртсъярвский, Чудской, Лужский, Невский, Ладожский, Средневолховский и Ильменский).

* По мнению И. П. Бакановой и Д. Б. Малаховского [24], площадь Привалдайского озера была максимальной при уровне стояния около 80—85 м.

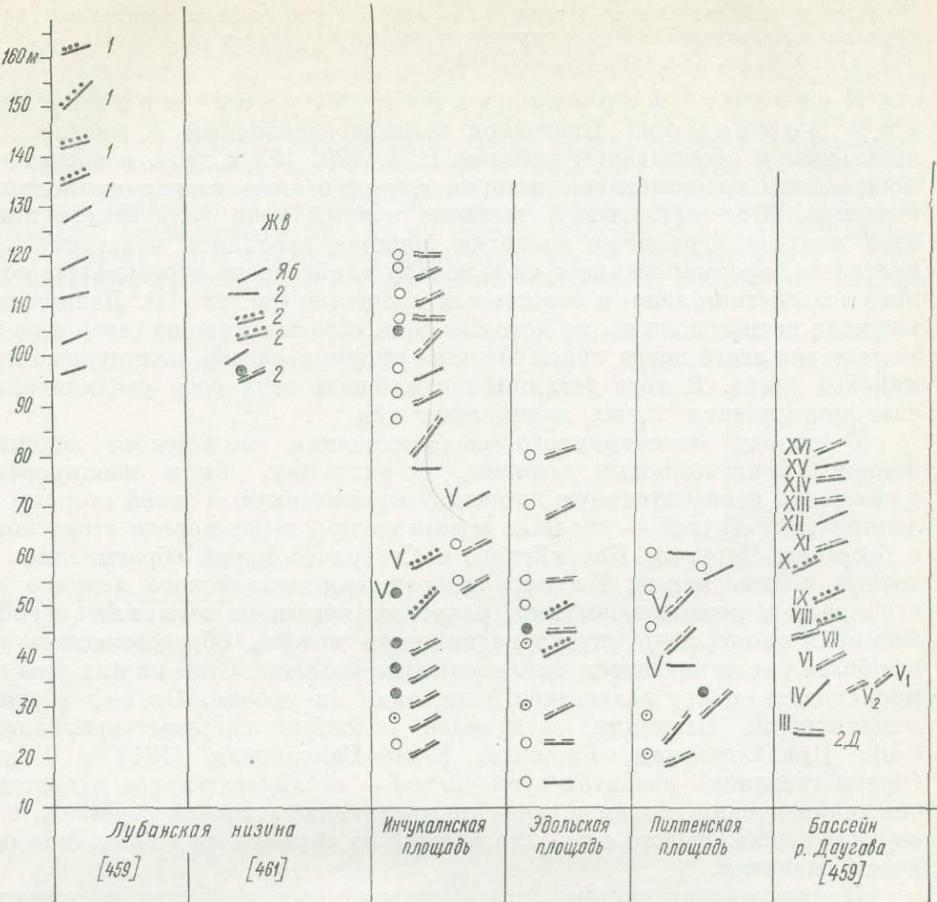
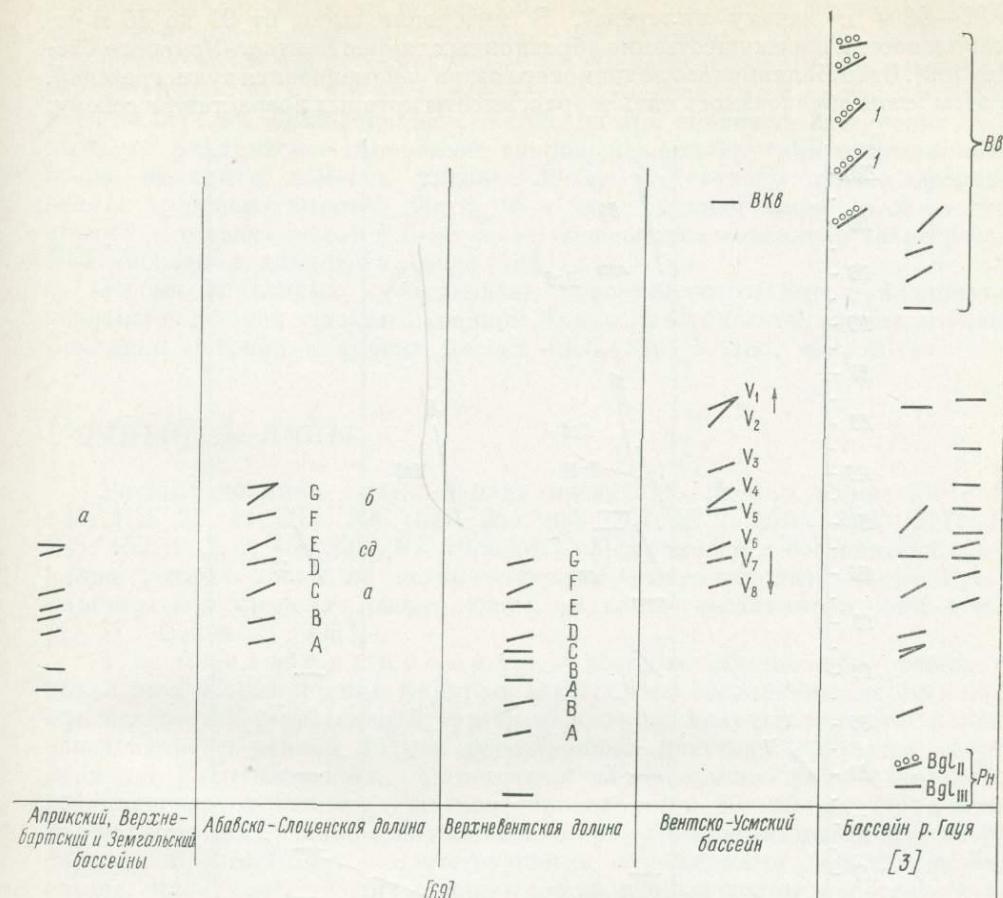


Схема сопоставления террас приледниковых водоемов на территории Латвийской Усл. обозначения см. на рис. III.17.

Рис. III.21. Буквы на рисунке: Жб — Жигурский приледниковый водоем, Яб — Яунаннаннский D, C, B, A — стадии развития бассейнов в Абавско-Слоценской и Верхневентской возвышенности, Вв — Видземская возвышенность, Рн — Рижская низменность,

Третий этап развития Привалдайской системы приледниковых озер — стадия Балтийского ледникового озера [193] — относится к аллереуду и позднему дриасу. Вопрос о береговых линиях этого водоема спорный. Д. Д. Квасов и А. В. Раукас [193] предполагают, что они расположены ниже уровня моря.

Рижская система приледниковых озер образовалась лишь при сокращении ледника лужской стадии в понижении, ограничиваемом Курземской, Жямайтской, Видземской возвышенностями и Балтийской грядой. Следы стояния ранних приледниковых водоемов этой системы наблюдались нами на западном склоне Видземской возвышенности в виде террас с абсолютными высотами тыловых швов 150—160, 120—125, 115—117,5 и 112,5 м. При отступании ледника от склонов возвышенностей образовалось единое Земгальское приледниковое озеро, следы последовательного снижения уровня которого отчетливо фиксируются. Значительные события в развитии Земгальского водоема были связаны с периодом его стояния на высоте около 70 м. В это время произошел интенсивный сброс вод из Средне-Гауйской низины, о чем свидетельствуют наблюдавшиеся нами глубоко врезанные висячие долины, устья которых расположены на высоте 70 м, и дельта с уровнем 62—68 м [3]. При стоянии уровня Земгальского приледникового озера на высоте 57—58 м начался сток его вод на запад — в котловину Балтики через Абавско-Слоценскую долину. Он продолжался и при более низких



ССР.

бассейн, *Д* — терраса р. Даугава, *а* — начало аллера, *б* — беллинг, *сд* — средний дриас, *G, F, E,*
долинах, V₁—V₈ — стадии развития Вентско-Умского бассейна, *BKB* — Восточно-Курземская
Bgl_{II}, Bgl_{III} — стадии развития Балтийского ледникового озера.

уровнях: 51—53, 45—46 и 42—43 м [69]. Затем воды Земгальского бассейна и Балтики соединились в районе северной оконечности Курземского полуострова [478]. Наиболее низкие уровни в Среднелатвийской низменности связаны с Балтийским ледниковым озером, террасы которого закартированы на высоте 18,5—19 и 14—14,5 м, и литориновой трангрессией [117]. Возрастных датировок уровней Земгальского приледникового озера практически нет. Существует лишь указание, что уровень 51—53 м связан с началом аллера [69].

Вентская система приледниковых озер в отличие от всех предыдущих, имевших в целом форму эстуариев и заливов, характеризовалась большей вытянутостью вдоль края ледника, отступавшего в сторону котловины Балтийского моря. В развитии этой системы выделяются два этапа — приледниковых бассейнов и Балтийского ледникового озера. Начало этапа приледниковых бассейнов относится к беллингу или даже раннему дриасу, когда от ледникового покрова освободились только самые повышенные участки. В это время возник Салдусско-Амульский приледниковый бассейн, оставивший следы стабилизации уровня на высотах от 130 до 102 м. В конце раннего дриаса к западу от Курземской возвышенности возникло Вентско-Умское приледниковое озеро с максимальными высотами 89—91 м, а в конце среднего дриаса — Верхнебартское и Априкское приледниковые озера на высоте около 60 м. По мере отступания ледника уровни озер понижались

(до 51—54 м к началу аллера). В интервале высот от 91 до 50 м отмечается восемь преимущественно абразионных террас Бентско-Усмского бассейна [69]. Этап Балтийского ледникового озера ознаменовался трансгрессией. На этом этапе образовалось пять террас, высоты которых возрастают к северу:

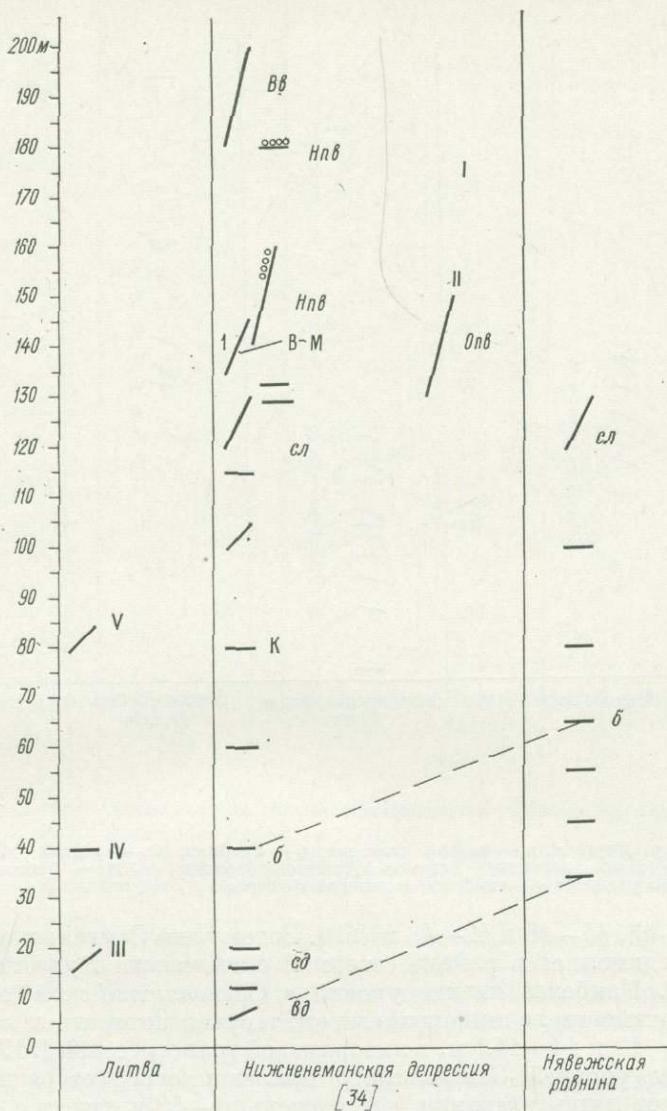


Схема сопоставления террас приледниковых водоемов на территории Литовской ССР.

Усл. обозначения см. на рис. III.17.

Рис. III.22. Буквы на рисунке: Вв — Верхневилийский приледниковый водоем, Нпв — начальные небольшие приледниковые водоемы, Опв — обширные приледниковые водоемы, В-М — терраса урщрома Воке-Мяркис, К — Каунасский зандр, сл — среднелитовская стадия, б — начало беллинга, вд — средний дриас, вд — верхний дриас.

B_{gl_1} от 32 м до 55 м, B_{gl_II} от 9 до 49 м, $B_{gl_{IIIa}}$ от 19 до 43 м, $B_{gl_{IIIc}}$ от 6 до 39 м и $B_{gl_{IIIc}}$ от 13 до 34 м или по другим данным от 5 до 20 м [117, 66].

Основные этапы развития Южно-Балтийской системы приледниковых озер были следующими. При максимальном продвижении поздневалдайских ледников талые воды стекали в дистальном направлении. При отступании ледника образовались начальные небольшие приледниковые водоемы, следы

которых фиксируются на высоте 130—180 м. Во время южно- и среднелитовской фаз валдайского ледника, по-видимому, образовалось единое Нижненеманское приледниковое озеро с высотами соответственно несколько больше 120—130 м. Интенсивная вспышка эрозионных процессов отмечалась на берегах Нижненеманского водоема при снижении его уровня от 100 до 80 м. Беллингское потепление сопровождалось спуском приледникового озера, имевшего отметку уровня 40 м. В среднем дриасе сформировались террасы высотой 20 и 16 м над уровнем моря, а в позднем дриасе — терраса высотой 6—8 м, ее образование совпало с трансгрессией Балтийского ледникового озера [34].

Кроме описанных существовали менее значительные приледниковые водоемы в среднем течении Западной Двины, в Лубанской низине, в Северо-Западной Эстонии и других местах [356, 326, 3, 188, 459, 461].

Речные долины

Речным долинам Северо-Запада посвящено немало работ [391, 132, 133, 134, 28, 31, 274, 326, 327, 284, 285, 267, 272, 275, 276, 277, 366, 135, 407, 1, 2, 3, 458, 460, 94, 96 и др.]. Морфология и особенности образования речных долин на возвышенностях северо-западной части Русской равнины и в пределах разделяющих их низин неодинаковы, как отметил Н. Н. Соколов [396].

На возвышенностях, к которым обычно приурочены верховья рек, речные долины формировались путем соединения озерных котловин вследствие регressiveвой эрозии водотоков. Результатом этого является чередование в речной долине расширенных участков — бывших озерных ванн или сохраняющихся, но проточных озер (шириною до 1—2 км) — и их соединяющих суженных участков (иногда всего 30—50 м). На участках расширения днища опущенных озер, сформировавшиеся как озерные террасы и сложенные соответствующими отложениями (преимущественно глины, алевриты), входят теперь в состав речных долин и соответствуют I или II надпойменной террасе. В них вложены собственно речные террасы, сложенные аллювиальными осадками. Руслло блуждает по дну озерной котловины, образуя меандры. В суженных участках обычно развито не более одной надпойменной террасы, общий врез долины несколько больше, меандры врезанные. Склоны долин задернованы, нередко залесены.

Продольный профиль русла рек в пределах возвышенностей не выработан и представляет собою чередование очень слабо наклоненных, почти горизонтальных участков (соответствующих озерным котловинам) и участков с заметным, а зачастую и значительным падением (соответствующих соединительным протокам).

Оформление и развитие гидрографической сети на возвышенностях началось, по-видимому, сразу же с потеплением климата в субарктическое время, сопровождавшимся поступлением талых ледниковых вод. Регressiveвая эрозия привела к возникновению перехватов, соединению отдельных озерных котловин в единую проточную систему. Этот процесс продолжается и в настоящее время.

Среди всех возвышенностей Северо-Запада особое место занимает Ижорская. Большая — центральная — часть возвышенности поверхностью склоном не дrenируется. По-видимому, атмосферные воды фильтруются по трещинам в ордовикских известняках и используют древние — доплейстоценовые — карстовые формы. Реки имеются лишь на окраинах возвышенности. На южном склоне в полосе распространения девонских отложений речные долины неглубоко врезаны, залесены. На северном склоне возвышенности развиты речные долины двух морфологических типов. И в том, и в другом случае долины врезаны глубоко (до 40—50 м). Однако одни из них, расчленяющие Балтийско-Ладожский глинт, имеют форму каньонов, склоны обнажены

или слабо задернованы, местами потвесны, продольный профиль ступенчатый, с водоладами (реки Воронка, Копорка, Лопухинка). Другие отличаются большей шириной, выработанностью продольного профиля и выполнены ледниковыми отложениями (долина р. Сума к востоку от пос. Котлы). По-видимому, в первом случае долины сформировались в послеледниковое время, а во втором — использовали доплайстоценовые врезы. Для всех островных возвышенностей Северо-Запада характерен в целом радиальный (в плане) рисунок гидрографической сети.

На склонах возвышенностей морфология речных долин меняется: увеличиваются глубина вреза и уклон русла, ширина долины уменьшается, возрастает крутизна ее склонов. На таких участках развиты обычно врезанные меандры, а русло подмывает то один, то другой склон, речные террасы, как правило, эрозионные и цокольные. Склоны возвышенностей характеризуются развитием террас врезывания [447, 449]. Их возникновение связывается с перемещением излучин русла вниз по течению с одновременным углублением. Террасы врезывания распространены локально, плоские площадки их заметно наклонены к руслу и вниз по течению. Мощность аллювия, перекрывающего цоколь террас, обычно невелика (несколько метров). Такие террасы сохраняются большей частью на выпуклых берегах реки [407].

На склонах возвышенностей обычно количество местных террас в речных долинах возрастает за счет террас, образовавшихся в процессе стока талых ледниковых вод. Такие террасы располагаются выше аллювиальных и чаще всего отличаются от них меньшей уплощенностью поверхности и меньшей сортированностью осадков. Каждая из террас стока сливается с соответствующей террасой приледниковых водоемов, уровень которой служил при стоке местным базисом эрозии. В отдельных случаях (например, часто на склоне Валдайской возвышенности) в местах выходов речных долин на террасах приледниковых водоемов развиты дельты [391, 395]. Все особенности морфологии и геологического строения речных долин на склонах возвышенностей свидетельствуют об интенсивной деятельности эрозии, обусловленной, вероятно, большим падением абсолютной высоты склона на коротком расстоянии.

В пределах низин Северо-Запада речные долины становятся шире, характеризуются менее глубоким врезом, меньшими уклонами русла. Все исследователи, начиная с Г. Хаузена [487], отмечают, что в низинах речная сеть развивалась путем наращивания низовий, «вдогонку» за отступающими приледниковыми водоемами. Следствием этого явилось уменьшение глубины вреза долин вниз по течению, выклинивание террас. В различных частях исследуемой территории в речных долинах, пересекающих низины, насчитывается различное число террас, обычно не менее двух у рек выше третьего порядка [391, 272, 407, 1, 2, 3, 96 и др.]. По мнению большинства исследователей [391, 272], речные террасы и уклоны русла формировались применительно к стабильному положению базисов эрозии — уровней приледниковых озер, Балтийского ледникового озера и Балтики. Имеющийся фактический материал (выклинивание террас, дельты у выходов речных террас на террасы приледниковых озер), казалось бы, отчасти подтверждает эту точку зрения. С другой стороны, время стабильного положения уровня приледниковых озер было весьма непродолжительным для формирования речной террасы (например, за 3—4 тыс. лет на восточном склоне Ижорской возвышенности и в бассейне р. Волхов сформировалось 16 приледниковых террас). По-видимому, прав и А. М. Майдел [276], пришедший к выводу, что расхождение террас в направлении низовий рек в пределах Северо-Эстонского плато обусловлено понижением базиса эрозии в результате новейших тектонических движений, интенсивность которых уменьшается в направлении верховьев рек.

Современные реки широко используют в низинах формы иного генезиса и возраста. К их числу главным образом относятся древние доплайсто-

ценовые речные долины, частично заполненные ледниками и водно-ледниковыми плейстоценовыми образованиями, и обычно террасированные долины (ложбины) стока талых вод *. Чаще всего участки, в пределах которых современная река использует древние формы, выделяются по явному несоответствию мощности современного водотока обширным, глубоко врезанным и четко морфологически оформленным долинам, в которые он вложен. При этом нередко на склонах и дне долины развиты озерно-ледниковые образования (камы и озы), лишь частично переработанные водами приледниковых озер [407, 461]. На участках низин (бассейны оз. Ильмень, рек Луга, Лиелупе, Мемеле) и плато (Северная Эстония), характеризующихся малой мощностью четвертичных отложений, отмечается явно выраженная приуроченность речных долин к планетарной трещиноватости [381, 289, 371, 276, 277].

Морфология и особенности геологического строения речных долин в пределах низин заметнее, чем на возвышенностях, определяются новейшими тектоническими движениями (см. гл. IV).

Заложение речных долин относится к времени освобождения территории от вод приледниковых бассейнов. Это время для разных участков Северо-Запада было разным. О возрасте речных террас Северо-Запада имеются лишь весьма ограниченные сведения [272, 407, 135, 2, 96]. По ним можно заключить, что время формирования террас в пределах исследуемой территории было не синхронным, а определялось особенностями развития того или иного участка. Так, первые надпойменные террасы различных рек Северо-Запада возникали в интервале времени от бореального (р. Западная Двина [272], р. Великая [96]) до субатлантического (р. Судома [407]). Первые надпойменные террасы Литвы формировались в атлантическое и суб boreальное время [135]. При этом, по-видимому, первые надпойменные террасы одной и той же реки разновозрастны на возвышенности и в низине. Например, Г надпойменная терраса р. Судома оформилась на возвышенности в атлантическое время, а в низине — в субатлантическое [407].

Влияние рельефа поверхности дочетвертичных пород на образование современного рельефа

Мысль о связи рельефа поверхности дочетвертичных пород с современным рельефом областей покровного оледенения была высказана еще в 1918 г. применительно к территории Литвы, Белоруссии, Восточной Пруссии и Польши [507]. На прямую связь крупных форм палеорельефа Латвии с современными низинами и возвышенностями указывал Э. Краус [503]. В последующем к этому вопросу неоднократно и на разных примерах обращались и другие исследователи [373, 350, 76, 96 и др.]. Большинство из них ограничивалось общей констатацией связи орографии рельефа современного и рельефа поверхности дочетвертичных пород.

В первую очередь надо подчеркнуть, что в течение плейстоцена равнинный характер рельефа Северо-Запада сохранился. Однако при этом структурно-денудационный рельеф поверхности дочетвертичных пород сменился ледниковым аккумулятивным рельефом современной поверхности. Второе, что следует отметить, — контрастность рельефа в течение плейстоцена практически не изменилась. К началу плейстоцена относительные превышения достигали 300—350 м (с учетом переуглубленных долин), сейчас отдельные холмы на возвышенностях располагаются на 300—350 м выше уровня моря. Однако, если в дочетвертичном рельефе большой контраст высот был обусловлен формированием форм, врезанных в первично плоскую поверхность, то в современном рельефе — формированием насаженных форм.

* Морфо-генетическая классификация типов долин и долинообразных форм, используемых современными реками, приводится Г. Я. Эберхардом [460].

Следует иметь в виду также, что связь современного рельефа с рельефом поверхности дочетвертичных пород устанавливалась благодаря реакции ледникового покрова и процессов рельефообразования, вызванных им, на характер подстилающего ложа. Эту связь следует проанализировать в нескольких аспектах.

1. Общее орографическое сходство современного рельефа и рельефа поверхности дочетвертичных пород.

2. Совпадение неровностей I порядка (современных возвышенностей и низин), являющихся комплексами типов рельефа.

3. Предопределенность типов современного рельефа характером рельефа поверхности дочетвертичных пород.

4. Приуроченность отдельных форм современного рельефа к формам рельефа поверхности дочетвертичных пород.

1. Сопоставление орографии современного рельефа северо-западной части Русской равнины и рельефа поверхности дочетвертичных пород показывает, что на большей части территории в основных своих чертах современная орография является унаследованной. Действительно, если в рельефе поверхности дочетвертичных пород выявляются три ступени (поверхности выравнивания) и разделяющие их уступы (см. гл. II), то и в современном рельефе отчетливо вырисовывается Приневская низина и низина Карельского перешейка (в пределах которой Лемболовская возвышенность выступает как исключение), Балтийский глинт, относительно ровная поверхность между глинтом и склоном Валдайской возвышенности (осложненная островными возвышенностями), склон возвышенности и сама названная возвышенность. Вся Эстония и обширная Рижско-Елгавская низина являются примерами отражения рельефа поверхности дочетвертичных пород в рельефе современном. Однако в Южной Латвии, Литве и Калининградской области основные неровности рельефа поверхности дочетвертичных пород, в частности древние поверхности выравнивания, разделяющие их уступы и расчленяющие речные долины не отражаются в современном рельефе.

2. Многие неровности современного рельефа I порядка (возвышенности и низины) приурочены к аналогичным формам поверхности дочетвертичных пород. Рижская-Елгавская низина, впадина Чудского и Псковского озер, среднего и нижнего течения р. Великая, Ильменско-Ловатская низина — примеры соответствия крупных отрицательных форм современного рельефа соизмеримым формам поверхности дочетвертичных пород. Многие современные возвышенности приурочены к выступам дочетвертичных пород, подчеркнули их и сделали рельеф более контрастным (см. описание возвышенностей Хаанья, Пандивере, Сакала).

Однако известны случаи и несовпадения неровностей I порядка. Так, Судомская возвышенность создана на месте понижения в рельефе поверхности дочетвертичных пород [407]. Балтийская грязь как комплекс краевых разновозрастных образований сложных линейных очертаний не имеет соответствующих аналогов в рельефе поверхности дочетвертичных пород.

3. Во многих случаях развитие того или иного типа современного рельефа предопределено характером рельефа поверхности дочетвертичных пород. Так, большинство современных островных возвышенностей Северо-Запада как комплекса специфического рельефа приурочено к участкам расчлененной поверхности дочетвертичных пород.

В районе оз. Ильмень «основные черты устройства поверхности дочетвертичных отложений нашли свое отражение в современном рельефе и выступают наиболее ярко там, где мощность покрова четвертичных отложений оказывается наименьшей» [76, с. 154—156]. Установлено, в частности, что определенные морфогенетические типы и формы современного рельефа распределены в соответствии с особенностями рельефа поверхности дочетвертичных отложений. Так, плоским участкам верхней поверхности выравнивания соответствуют образования крестецкого краевого комплекса (холмисто-моренный рельеф, водно-ледниковые дельты, столообразные возвы-

шенностей — звонцы), со склоном от верхней поверхности к средней совпадают холмистый рельеф и абразионные террасы приледниковых водоемов к наиболее плоским участкам средней поверхности выравнивания приуровочены озерно-ледниковые и аллювиально-озерные равнины, основным перегибам рельефа поверхности дочетвертичных отложений отвечают формы рельефа, возникновение которых связано с растрескиванием ледника в краевой зоне (камы, озы, дельты временных водотоков) [76].

Территории, различные по характеру рельефа поверхности дочетвертичных пород, при незначительной мощности ледниковых образований (до 50 м) характеризуются и различным современным ледниковым и водно-ледниковым рельефом. Увеличение мощности четвертичных отложений приводит к нарушению такой связи.

4. Отдельные формы рельефа поверхности дочетвертичных пород иногда полностью повторяются в современном рельефе, это прежде всего относится к речным долинам (за исключением участков, где древние долины целиком завалены ледниковыми отложениями). К такому выводу пришел, например, М. Е. Бигдорчик [76] на основе анализа соотношения современного и древнего рельефа в Восточном Приильменье. В Южной Литве отмечается соответствие современных Даугирдишского, Аукштадварского, Даугайского и других повышений древним водоразделам, древние долины преимущественно отражаются в современном рельефе в виде понижений, хотя мощность ледниковых образований достаточно большая: 60—200 м [213].

Как частный случай зависимости форм современного рельефа областей оледенения от форм рельефа поверхности дочетвертичных пород можно рассматривать приуроченность камов и озев к речным долинам, выработанным в дочетвертичных породах. Такая приуроченность отмечалась Г. С. Бискэ в Карелии [40], Б. Джернфорсом в Швеции [496], сотрудниками Лаборатории аэрометодов в Псковской области [407]. Не вступая в дискуссию по поводу причин этого, укажем, что, с нашей точки зрения, при общей деградации ледникового покрова трещины на поверхности льда, по-видимому, возникали преимущественно над перегибами рельефа ледникового ложа (вдоль них!) или на границе мертвого и активного льда (вдоль границы!). Поэтому многие камы и озы последнего оледенения приурочены не столько к отрицательным формам рельефа ледникового ложа, сколько к участкам его наибольшего расчленения и совпадают по ориентировке с неровностями ледникового ложа [287].

Рассмотренные примеры свидетельствуют о значительной преемственности черт рельефа поверхности дочетвертичных пород в современном рельефе. Однако при детальном сопоставлении обнаруживается множество случаев несовпадений. Все они связаны с увеличением мощности четвертичных отложений, что было отмечено еще в 1939 г. К. К. Марковым. Можно констатировать, что унаследованность современным рельефом черт рельефа поверхности дочетвертичных пород обратно пропорциональна мощности ледниковых отложений. В наиболее общем виде наблюдаются две формы проявления этой зависимости: краевые образования ледниковых потоков и островные возвышенности.

Краевые образования отражают конфигурацию края ледникового покрова какой-либо стадии (фазы или осцилляции) на момент его разрушения при относительно стабильном положении. Плановое положение краевых образований может быть относительно простым, например, положение образований лужской стадии на территории Ленинградской и Новгородской областей (см. рис. III.1), либо очень сложным, что относится, в частности, к образованиям крестецкой стадии в Псковской области. Особенно прихотливы очертания краевых образований, связанных с распространением ледниковых потоков последних стадий валдайского оледенения, когда мощность льда была уже незначительна и его распространение во многом было обусловлено неровностями подледного рельефа. Краевые образования характеризуются следующими чертами: линейность распространения (большая

протяженность при значительно меньшей ширине, длина сотни километров, ширина сотни метров — единицы километров), мощность ледниковых отложений до 100—200 м, безразличное положение к подстилающей поверхности. В 20 км западнее г. Нарва развиты Синие Горы — краевые образования стадии пандивере, состоящие из трех крупных холмов, расположенных на одной линии в широтном направлении. Мощность четвертичных отложений, образующих холмы, 40—50 м, такова же и относительная высота холмов. Рельеф поверхности коренных пород практически ровный: относительные превышения не более 8 м [194]. Иногда краевые образования нескольких стадий примыкают друг к другу. Тогда образуются линейные возвышенности типа Торопецких гор и Балтийской гряды.

Островные возвышенности обычно представлены комплексом типов современного рельефа, нередко в их числе наблюдаются и краевые образования. В подавляющем большинстве случаев эти возвышенности сложены отложениями нескольких стадий последнего оледенения, а иногда и нескольких оледенений. Совсем не обязательна приуроченность современных возвышенностей к выступам поверхности дочетвертичных пород. Не менее часты случаи формирования возвышенностей на ровном основании или даже над понижением поверхности дочетвертичных пород. Увеличение мощности четвертичных образований, особенно в пределах островных возвышенностей, связано в конечном счете с неровностями рельефа дочетвертичных отложений. Дело в том, что в большинстве случаев возвышенности Северо-Запада представляют собой аккумулятивные формы, прогрессивно развивающиеся в течение нескольких стадий последнего оледенения (Судомская, Лемболовская, Хаанья и другие возвышенности) или в течение двух оледенений (Витебская, Ошмянская возвышенности) [407, 432, 380]. Морфология поверхности отложений разных стадий (или оледенений) не может быть изучена достаточно полно ввиду отрывочности сведений о ней (поверхность вскрывается лишь отдельными скважинами). Однако имеющиеся данные указывают на то, что возвышенность, возникнув в одну стадию, впоследствии — в другую стадию — наращивается в высоту и по площади. Но первичный импульс для аккумуляции ледникового материала дает поверхность дочетвертичных отложений. Так, в восточной части Судомской возвышенности бурением вскрыта погребенная долина, дно которой располагается ниже 15 м, хотя в пределах возвышенности имеются участки с абсолютными отметками 50—60 м. Это дает основание констатировать здесь расчлененность поверхности дочетвертичных отложений [407].

То же самое наблюдается в пределах возвышенностей Эстонии. Так, в районе возвышенности Отепя известно несколько долин. Одна из них врезана на 60 м ниже уровня моря, тогда как всего лишь в нескольких километрах от этой долины в основании возвышенности выходы коренных пород располагаются на высоте 115 м. Возвышенность Хаанья образовалась также на месте расчлененного рельефа. Кровля дочетвертичных пород достигает на водоразделах отметок 150, а в долинах — 60 м (Рыуге, Вастселийна, Ноодсъярв и т. д.). В пределах возвышенности Пандивере абсолютные отметки поверхности дочетвертичных пород колеблются от 60 до 130 м, в пределах возвышенности Сакала — от 50 до 100 м [187].

Анализируя особенности разрушения ледникового покрова на территории Латвии, И. Я. Даниланс также пришел к выводу, что «самым существенным фактором, определяющим ... пространственное распределение различных типов ледниковых форм рельефа ... являются особенности субгляциальной поверхности» [130, с. 69]. Степень и глубина расчлененности, гипсометрическое положение и наклоны ложа ледника влияют на формирование ледникового рельефа различными путями: обусловливая динамическое состояние и различия в мощности ледникового покрова в заключительные этапы его существования, определяя последовательность и интенсивность разрушения различных районов ледникового покрова и т. д.

Формы влияния рельефа поверхности дочетвертичных пород на образование ледникового рельефа менялись в зависимости от этапов развития ледникового покрова. На стадии «разрастания» ледника сказывались только крупные неровности рельефа поверхности дочетвертичных пород (выступы и понижения), благодаря им единый покров делился на отдельные языки, скорость и направление движения льда в которых были различными [462, 464, 350, 351]. На стадии равновесия ледникового покрова, когда край ледника длительное время сохранял свое положение («сохранял» относительно, так как фактически в это время также были незначительные перемещения края льда в проксимальном и дистальном направлениях), характер рельефа поверхности дочетвертичных пород определял морфологические особенности и площадь распространения заневров, конусов выноса, гляциальных рывин и других форм и комплексов форм рельефа, парагенетически связанных в процессе рельефообразования у края ледника и объединяемых понятием «краевые образования». На стадии отступания ледника даже незначительные неровности рельефа поверхности дочетвертичных отложений могли сказаться в образовании различных форм ледникового рельефа (приуроченность камов и озов к перегибам подледникового ложа, образование зонцев и т. п.). На этой стадии на формирование ледникового рельефа большое значение сказал рельеф поверхности довалдайских отложений, поскольку именно эта поверхность играла роль ледникового ложа и именно ее неровности сказывались на динамике ледникового покрова.

Однако положение края ледника не всегда определялось рельефом его ложа или динамикой ледниковых потоков. Естественно, климатические условия всегда играли при этом значительную роль. Укажем, например, следуя Д. Б. Малаховскому, на то, что край ледникового покрова невской стадии, достигнув впадины Чудского и Псковского озер, остановился в ее северной части, а не использовал природные условия для продвижения к югу [96].

В целом, анализируя устойчивость и характер связи современного рельефа и рельефа поверхности дочетвертичных пород в пределах Северо-Запада Русской равнины, можно констатировать, что такая связь более определенно выражена в пределах озерно-ледниковых низин, где мощность плейстоценовых образований наименьшая. С точки зрения изучения новейшей тектоники Северо-Запада Русской равнины существование определенной связи между рельефом поверхности дочетвертичных пород и современным рельефом (ледниковым по генезису), хотя бы и для ограниченной территории, — чрезвычайно важно, так как повышает надежность выявления локальных платформенных структур.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА

Глава IV.

Постановка вопроса

Краткий обзор исследований новейшей тектоники. Первые сведения о проявлении в пределах северо-западной части Русской равнины молодых тектонических движений содержатся в работах, относящихся еще к началу века [486, 487, 473, 502 и др.]. Однако эти работы констатируют тектонические движения только на части изучаемой территории — на южном склоне Балтийского щита и в Прибалтике. По остальной территории сведения о молодых тектонических движениях появляются значительно позже [235, 264, 265, 450 и др.].

Балтийский щит и его склоны явились тем первым на земном шаре полигоном, в пределах которого новейшие тектонические движения были не только установлены, но и всесторонне изучены [516, 519, 520, 522, 523, 524, 525, 526, 497, 498, 219, 253, 256, 119, 120, 123, 124, 125, 127, 128, 129, 326, 327, 328, 117, 245, 246, 247, 147, 148, 149, 150, 151 и др.]. Приобрели широкую известность представления первых исследователей новейших тектонических движений Балтийского щита об общем сводообразном поднятии Фенноскандии [516, 519, 520, 522 и др.]. Поднятие было установлено по деформациям береговых линий, относящихся к различным этапам развития Балтики. Эти взгляды сыграли большую положительную роль в изучении палеогеографии и тектоники четвертичного периода. По мере накопления фактического материала представления о новейшей тектонике Балтийского щита и его склонов усложнялись. На фоне общего сводообразного поднятия были установлены участки дифференцированных движений. Так, на юго-восточном склоне Балтийского щита были выделены четыре шарнирные линии, или флексуры, соответствующие участкам земной коры с повышенной интенсивностью тектонических движений [523, 524, 525]. На южном берегу Финского залива по общему характеру рельефа и условиям залегания палеозойских и четвертичных отложений намечались две «плоские антиклинали»: Эстонская (на участке Тискре—Калви) и Ингерманландская (на участке Мерекюла — р. Сясь), разделенные и ограниченные с запада и востока депрессиями [534].

Изучение новейшей тектоники северо-западной части Русской равнины особенно широко развернулось в послевоенное время. Могучим стимулом к этому послужили постановка поисковых работ на нефть и газ, систематическое среднемасштабное геологическое картирование, поиски локальных

структур, пригодных для создания искусственных газохранилищ, и решение других народнохозяйственных проблем. Специальные тематические исследования стали проводиться в Институте географии АН СССР, Лаборатории аэрометодов АН СССР (впоследствии переданной в Министерство геологии СССР), Северо-Западном геологическом управлении, Всесоюзном научно-исследовательском институте разведочной геофизики (ВИРГ), в геологических учреждениях республик Прибалтики: Институте геологии АН ЭССР, Институте геологии и географии АН ЛитССР, Институте геологии (впоследствии ВНИИМОРГЕО) в г. Риге, в управлениях геологии этих республик и в ряде других организаций.

Уже в первых послевоенных работах делались попытки на основе имеющегося в то время относительно скромного фактического материала установить общие закономерности связи рельефа Северо-Запада с тектоникой [264, 265, 105]. Одновременно с этим С. С. Шульц продемонстрировал на примере возвышенности Хаанья возможности конкретного структурно-геоморфологического анализа, в ходе которого показал, что «возвышенность Хаанья выражает в рельфе длительно развивавшееся тектоническое Локнинское поднятие» [451, с. 81]. Впоследствии этот подход к изучению новейшей тектоники Судомской возвышенности [407] и других районов применяли Е. Н. Спрингис [400, 402], Б. Н. Можаев [287, 288, 290, 297], А. А. Рукояткин [369, 370, 371] и другие исследователи.

Крупным этапом в изучении новейших движений земной коры на Северо-Западе Русской равнины явилось составление макетов для Карты новейшей тектоники СССР, изданной в 1959 г. под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца.

В последующие годы интенсивно разрабатываются следующие вопросы.

1. Методы изучения новейших движений: геолого-геоморфологические, геодезические, геофизические, океанографические, историко-археологические и т. д.
2. Связь современных и новейших движений земной коры со структурой осадочного чехла и строением поверхности кристаллического фундамента.
3. Связь современного рельефа и новейшей тектоники с внутренним строением кристаллического фундамента и геофизическими полями.
4. Изменение скорости тектонических движений во времени.
5. Природа и механизм движений земной коры в области покровных материковых оледенений.

Большое значение в активизации изучения новейшей тектоники Северо-Запада сыграли совещания, проведенные в городах Прибалтики: межреспубликанские совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике (Таллин, 1960 г., Рига, 1961 г., Вильнюс, 1962 г.), IV Межведомственное совещание по современным движениям земной коры (Таллин, 1964 г.), VI Всесоюзное совещание по изучению современных движений (Таллин, 1972 г.).

Большой вклад в изучение новейших и современных движений земной коры Северо-Запада внесли Л. Э. Берзинь [36, 38, 39], Г. С. Бискэ [41, 42, 43], М. Е. Вигдорчик [74, 76, 77, 62, 63], К. И. Геренчук [106, 107], В. К. Гуделис [119, 120, 121, 122, 123, 124, 125, 127, 128, 129], Г. А. Желдин [147, 148, 149, 150, 151, 152], А. П. Инданс [167, 169], В. А. Исаченков [172, 173], М. И. Ковалевский [206, 169, 170], И. П. Лесис [227, 228, 229, 230], В. Я. Маазик [245, 246, 247], К. К. Марков [253, 256], Ю. А. Мещеряков [262, 263, 264, 265, 267, 269, 270, 271, 272, 274], Н. И. Николаев [313, 314, 315, 316, 317, 318], Л. П. Озол [323, 324], К. К. Орвику [326, 327, 328], Ю. Ю. Рандярв [359, 360], А. А. Рукояткин [369, 370, 371], Е. Н. Спрингис [400, 401, 402, 169], А. И. Шляупа [443, 445, 446, 49], С. С. Шульц [450, 451, 407], О. В. Якубовский [465, 466] и другие исследователи. Особенно значителен вклад в изучение новейшей тектоники Северо-Запада С. С. Шульца, Н. И. Николаева, Ю. А. Мещерякова, В. К. Гуделиса. Следует также отметить большое значение работ зарубежных, прежде всего

финских, исследователей [493, 494, 497, 498, 219, 510, 511, 513, 516, 519, 520, 523, 524, 525, 526, 532, 537, 538, 539 и др.].

Особенности изучения новейшей тектоники.
При изучении новейшей тектоники на Северо-Западе необходимо учитывать следующие особенности.

1. Малую интенсивность новейших тектонических движений.
 2. Унаследованное развитие на новейшем этапе структурных форм, заложившихся еще в палеозое и даже в верхнем протерозое.
 3. Активные, преимущественно аккумулятивные, действия ледниковых покровов.
 4. Чрезвычайную молодость рельефа.
 5. Ограниченнное развитие коррелятных отложений.
1. Как уже отмечалось выше, по существующему тектоническому режиму исследуемая территория принадлежит материковой платформе, испытывающей в целом общее поднятие. Платформенный режим сохраняется здесь с верхнего протерозоя. Для платформ же характерны скорости тектонических движений, обычно не превышающие 1 см в год [309].
2. Для многих районов СССР начало новейшего тектонического развития приурочено к концу палеогена — началу неогена [320]. С этим временем связано либо явное усиление активности тектонических процессов, выражющееся в образовании пликативных и дизъюнктивных нарушений (Центральный Казахстан), либо даже смена тектонического режима (Тянь-Шань, Кавказ). На Северо-Западе Русской равнины нет относящихся к этому периоду следов существенных изменений тектонического режима, контрастных складчатых и четких разрывных нарушений, которые можно было бы рассматривать в качестве явных следов усиления тектонической активности. Продолжалось лишь унаследованное развитие ранее заложившихся структурных форм. Оно запечатлелось в деформациях доплейстоценовых поверхностей выравнивания.
3. В результате аккумулятивного действия ледника созданы краевые образования, прослеживающиеся на сотни и даже тысячи километров, и островные возвышенности. Формирование как краевых образований, так и островных возвышенностей в основном определялось динамикой ледниковых покровов и происходило сравнительно быстро — в течение сотен и тысяч лет. В ходе разрушения ледника созданы формы с относительными превышениями до 200—250 м. Расшифровать долю участия новейших тектонических движений в их создании чрезвычайно сложно.
4. Валдайский ледниковый покров освободил южные части исследуемой территории 18—19 тыс. лет назад [159, 97], северные районы — 11 тыс. лет [388]. Если учесть, что какое-то время, освободившиеся участки были покрыты приледниками водоемами, то, очевидно, возраст современного рельефа изучаемых районов Северо-Запада можно определить в 10—17 тыс. лет. Считающаяся очень молодой хвалынская терраса Каспия имеет возраст, на порядок больший, — около 70 тыс. лет.
5. В пределах исследуемой территории отложения, коррелятные новейшим тектоническим движениям, развиты весьма ограниченно. Находки их единичны. В Юго-Западной Литве и Калининградской области под покровом плейстоценовых образований вскрываются в скважинах палеогеновые и неогеновые отложения незначительной мощности [27]. Неогеново-прегляциальные озерные осадки обнаружены в районе Вильнюса [437]. В отдельных древних переуглубленных долинах (например, в долине р. Тукаша — притока р. Ояты) установлены водные доплейстоценовые образования [358]. По этим разновозрастным и ограниченно распространенным отложениям восстановить картину новейших тектонических движений всей территории Северо-Запада невозможно. Лишь послеледниковые — голоценовые и современные тектонические движения могут быть изучены путем анализа строения и состава молодых аллювиальных отложений. Такую попытку для исследуемой территории предпринял Ю. А. Мещеряков [267].

Вследствие отмеченных особенностей истории развития Северо-Запада Русской равнины единственным путем изучения новейшей тектоники этой территории является структурно-геоморфологический анализ. Однако при этом надо иметь в виду следующее. Если во внедниковых областях современные рельефообразующие процессы (эрозия, денудация, аккумуляция) являются чуткими индикаторами новейшей тектоники, то на Северо-Западе, в области валдайского оледенения, современные рельефообразующие процессы, особенно на возвышенностях, направлены в первую очередь на перестройку ледникового аккумулятивного рельефа и находятся с ним в антагонистическом противоречии. Вследствие этого территориальное размещение и интенсивность тех или иных современных рельефообразующих процессов обусловлены прежде всего расположением ледниковых аккумулятивных форм — возвышенностей (как комплексов типов рельефа), а также камовых массивов и краевых образований в низинах. Например, большая активность эрозионных процессов наблюдается на склонах возвышенностей, хотя склоны располагаются в самых различных структурных условиях: пересекают локальные поднятия и опускания, совпадают с моноклиналями. Даже террасы врезывания, обычно считающиеся чутким индикатором тектонических движений [447, 449], широко развиты на всех склонах возвышенностей.

Конечно, приведенные соображения и примеры не указывают на полное отсутствие связи современных рельефообразующих процессов с новейшей тектоникой. Если обратиться к речным долинам в низинах, к террасам приледниковых водоемов, то можно констатировать тесную связь их геологического строения и морфологии с тектоническими движениями (увеличение глубины вреза долин, появление выходов коренных пород в русле и на склонах, увеличение уклона русла, изменение состава аллювия, деформации речных и озерно-ледниковых террас и т. д.). Но все же следует иметь в виду, что изучение новейшей тектоники Северо-Запада Русской равнины нельзя строить только на основе анализа современных рельефообразующих процессов. Необходимо учитывать и изменения морфологии рельефа, в первую очередь деформацию различных геоморфологических поверхностей. Особенно это относится к построению схемы новейшей тектоники Северо-Запада. Очевидно, при ее составлении необходимо найти такой геоморфологический уровень, деформацию которого можно измерить и принять за амплитуду новейших тектонических движений.

Формы проявления новейшей тектоники. Для южного склона Балтийского щита исследованиями, относящимися к концу XIX — началу XX в., было показано проявление молодых эпигенетических движений в форме региональных вертикальных перекосов земной коры, связанных с поднятием щита и находящих геоморфологическое выражение в деформациях древних береговых линий и форм [516, 486, 487, 473 и др.]. Такая форма проявления новейших тектонических движений описывалась и в более поздних работах. Так, на основе фундаментальных исследований рельефа северо-западной части Ленинградской области была составлена схема изобаз береговых линий субарктической трансгрессии и Литоринового моря [253]. Прямолинейность и параллельность как одновозрастных, так и разновозрастных изобаз могут быть истолкованы как свидетельство только общего регионального, недифференцированного перекоса этого участка земной коры. Аналогичны построения для Эстонии К. К. Орвику [327]. Региональные перекосы террас Балтийского ледникового озера и ранних стадий развития Балтики установлены на побережьях Литвы и Латвии [119, 125, 117 и др.].

Однако со временем стали появляться данные, свидетельствующие о том, что на склонах Балтийского щита на фоне общего сводообразного поднятия проявляются вертикальные положительные и отрицательные движения локального характера [523, 524, 525, 534, 497, 498, 219]. В Северо-Восточной Эстонии, например, отчетливо выделяются Тапаский и Ульястеский блоки, ограниченные разрывными нарушениями, и окаймляющие их зоны

повышенной тектонической активности: Ахтме—Вийвиконна и Канткула—Йыгева. На границе блоков скорости современных вертикальных движений резко меняются [429].

В пределах остальной части изучаемой территории, не относящейся к склонам Балтийского щита, региональные перекосы земной коры не устанавливались. Здесь констатировались и изучались локальные проявления новейшей тектоники [274, 451, 400, 402, 287, 288, 290, 297, 369, 371 и др.]. С точки зрения практической значимости этой формы новейших движений изучение их не менее актуально, поскольку с этими движениями связаны формирование и развитие локальных пликативных структур, образование локальных наклонов, перестройки речных долин, изменение увлажненности территории и другие процессы. Именно эта форма проявления новейшей тектоники была в центре нашего внимания.

Природа новейших тектонических движений. Существуют две крайние точки зрения на природу молодых движений земной коры на Северо-Западе Русской равнины в области покровного материального оледенения. Согласно одной из них, плейстоценовые покровные оледенения создавали нагрузку, под влиянием которой изостатическое равновесие земной коры было нарушено, и кора прогибалась. Величина прогибания определяется примерно как 1/3 мощности ледникового покрова. Поскольку мощность земной коры при этом не изменялась, происходил отток подвижных подкоровых масс из области прогибания к периферии и за пределы области оледенения. Приток подкоровых масс вызывал здесь компенсационные поднятия. Они в общем концентрически должны были окаймлять область оледенения. Таяние ледниковых покровов снимало нагрузку и приводило к быстрому и мощному поднятию — вслыванию земной коры в границах области, покрытой льдом, вследствие ее стремления к изостатическому выравниванию. При этом наибольшие поднятия отмечались там, где прогибание земной коры было наибольшим. Неоднократные плейстоценовые оледенения вызывали соответствующее число прогибаний и поднятий земной коры.

Отмечающееся интенсивное поднятие Балтийского щита в последниковую эпоху, а также современные движения земной коры связывают с исчезновением последнего — валдайского — ледникового покрова. При этом интенсивность поднятия ослабевает с течением времени [516, 519, 523, 524, 525, 253, 256, 312, 313, 316, 317, 418, 482, 12]. Что же касается механизма гляциоизостатических движений, то предлагается, помимо движений собственно изостатических, связанных с подкоровыми процессами и захватывающих большой отрезок времени, выделять еще упругие, эластические, движения, возникающие в верхних слоях литосферы и протекающие быстро. Движения второго рода образуют волну, двигающуюся вслед за краем отступающего ледника и перед фронтом ледника наступающего [121].

Согласно другой точке зрения, позднеплейстоценовые и голоценовые движения, отмечающиеся на склонах Балтийского щита, являются по своей природе эпейрогеническими, свойственными щитам как областям устойчивых поднятий, и развиваются унаследованно по отношению к тектоническим движениям предыдущих эпох. Появление и исчезновение ледниковых покровов не внесли изменений в ход тектонических движений Балтийского щита [143, 144, 41].

В доказательство каждой точки зрения приводятся многочисленные и разнообразные факты.

Существует и третья точка зрения. Предполагается, что до плейстоцена происходило унаследованное развитие структурных форм платформы: щит, его склоны, более мелкие положительные структуры поднимались, синеклизы и другие отрицательные структуры опускались. В плейстоцене вследствие нагрузки, образуемой ледниковыми покровами, на фоне постоянно действующего тектонического фактора стало проявляться кратковременное, но более мощное гляциоизостатическое опускание земной коры. При макси-

мальном развитии ледниковых покровов интенсивность этого опускания могла быть значительной.

С исчезновением ледникового покрова вследствие снятия нагрузки началось поднятие земной коры. Поскольку для Балтийского щита происходило сложение одинаково направленных собственно тектонических и гляциоизостатических движений, поднятие в его пределах происходило особенно интенсивно. Через 5—6 тыс. лет после дегляциации Балтийского щита действие гляциоизостатического фактора существенно уменьшилось или даже совсем прекратилось. Происходящие затем движения земной коры, в том числе и наблюдаемые в настоящее время, связаны с собственно тектоническими движениями [283, 122, 123, 124, 128, 129, 267, 270, 312, 313, 316, 317, 327, 328, 294, 297 и др.]. Прекращение действия гляциоизостатического фактора датируется авторами по-разному: временем смены Иольдиевого моря Анциловым озером [125], 4—5 тыс. лет назад [212], 5,5 тыс. лет назад — во время литориновой трансгрессии (О. М. Знаменская).

После рассмотрения основных особенностей и условий, в которых проявляется новейшая тектоника Северо-Запада, могут быть сформулированы основные вопросы, ответу на которые посвящена настоящая глава.

1. Установление связи современного рельефа со структурой осадочного чехла и поверхности кристаллического фундамента.

2. Установление связи современного рельефа со строением кристаллического фундамента.

3. Восстановление истории новейшего тектонического развития Северо-Запада и установление роли новейших тектонических движений в формировании современного рельефа.

Методы исследования

Изучение региональных и локальных проявлений новейшей тектоники требует специфической методики. При описании применяющихся методов основное внимание уделяется новым, нами разработанным или опробованным методам и приемам. На методы известные, описанные другими исследователями, делается лишь ссылка. Укажем в связи с этим на обстоятельную сводку методов изучения новейших движений Н. И. Николаева [310], не потерявшую своего значения до сих пор.

Методы изучения региональных движений земной коры

Долгое время — с появления первых работ по молодым движениям земной коры в пределах Фенноскандии до 50-х годов текущего столетия — для установления региональных перекосов, создаваемых новейшими тектоническими движениями, применялись анализ современного рельефа, повторное нивелирование, уровнемерные наблюдения. В последующем предпринимались попытки использования сведений о рельефе поверхности дочетвертичных пород.

Анализ деформаций береговых образований. Этот метод является основным для установления молодых тектонических движений Балтийского щита и его склонов [517, 518, 520, 522, 523, 524, 525, 253, 254, 310, 102, 117, 120, 121, 122, 123, 128, 129, 376, 327, 356, 195, 196 и др.]. Сущность метода заключается в следующем. Сопоставляются абсолютные отметки одновозрастных береговых линий или форм. Располагая совокупностью данных о высотном положении разных уровней в различных пунктах изученной территории, можно для этой территории построить спектры (диаграммы) береговых линий или схемы изобаз. Достоинства метода — его сравнительная простота и возможность количественной характеристики новейших движений. Необходимым условием является отождествление одновозрастных береговых линий, для чего применяются

палеонтологический, палинологический, геоморфологический, варвометрический методы, методы определения абсолютного возраста.

Производным от метода определения деформаций береговых образований является предложенный В. К. Гуделисом [120] *клинометрический анализ*. По спектрам древних береговых линий предлагается с помощью транспортира определять угол наклона каждой береговой линии по отношению к современному уровню моря, представленному горизонтальной прямой. Затем из величины угла каждой вышерасположенной линии вычитаются последовательно величины углов всех нижерасположенных линий. Полученная разница в наклоне линий отражает новейшие тектонические движения за время, прошедшее между образованием различных береговых линий.

К методу определения деформаций террас относится *изучение перекоса (переливания) современных озер*. Этот метод основан на анализе геологических, геоморфологических, гидрологических, историко-археологических и других данных, свидетельствующих о постоянном повышении уровня воды у одного берега озера и соответствующем понижении у другого. Метод применялся для озер, вытянутых в меридиональном направлении и расположенных на склонах Балтийского щита: Онежского [71, 72], Ладожского [473, 162], Чудского и Псковского [173, 232], Вытсъярв [331] и др.

Широко известен метод повторного нивелирования. С помощью этого метода собран очень большой материал по движениям Балтийского щита и его склонов, в том числе и по исследуемой территории [477, 521, 497, 498, 219, 390, 147—153, 227—231, 323, 324, 259, 359, 360 и др.].

Уровнемерные наблюдения. Существует два метода определения вертикальных движений земной коры с помощью уровнемерных наблюдений на берегах морей. По одной методике влияние гидрометеорологических и астрономических факторов считается случайным и при обработке многолетних наблюдений не определяется. Изменения среднего годового уровня моря объясняются вертикальными движениями берегов. Точность расчетов при этом повышается с увеличением срока наблюдения. По другой методике определяется зависимость между изменением уровня моря и влиянием на него различных гидрометеорологических и астрономических факторов. С введением полученных поправок определяется средняя скорость тектонических движений [343]. По результатам уровнемерных наблюдений для Центральной и Восточной Балтики составлялись схемы вертикальных движений земной коры [477, 521, 537—539, 466]. Схема О. В. Якубовского [466] хорошо согласуется с материалами, полученными повторным нивелированием [259, 359, 360, 499]. В Финляндии для изучения тектонических движений применен анализ уровнемерных наблюдений на озерах [532]. Привлекались наблюдения 1912—1948 гг. для нескольких водных систем, объединяющих большое количество озер. После увязки данных для различных систем составлена схема скорости поднятия Южной Финляндии.

Анализ поверхности дочетвертичных пород. Начиная с 60-х годов для выявления общих особенностей новейшей тектоники Северо-Запада предпринимались попытки использования сведений о поверхности дочетвертичных пород [184, 169, 327, 123, 124, 127]. К этому имеются следующие основания: поверхность дочетвертичных пород, будучи на большей части территории бронирована покровом плейстоценовых отложений, не подвергалась на протяжении последних 11—19 тыс. лет воздействию денудационных процессов, вместе с тем действия эндогенных процессов должны были найти отражение в деформациях этой поверхности. А. П. Инданс, М. И. Ковалевский, Е. Н. Спрингис [169], В. К. Гуделис [123, 124, 127] и ряд других исследователей, констатируя расчлененность рельефа поверхности дочетвертичных пород, связывают глубину вреза древних до-плейстоценовых долин с поднятием суши, 'якобы имевшим место накануне плейстоцена, и отождествляют глубину вреза с амплитудой новейших тектонических движений. Авторы макета Карты новейшей тектоники СССР [184]

по Прибалтике и Северо-Западу РСФСР в ряде случаев за амплитуду новейших тектонических движений принимали абсолютные отметки кровли дочетвертичных пород.

Наши представления о морфологии и генезисе рельефа поверхности дочетвертичных пород изложены в гл. II. В соответствии с ними абсолютная высота поверхности дочетвертичных пород не может приниматься за амплитуду новейших тектонических движений вследствие того, что на изучаемой территории сформировались поверхности выравнивания, возраст которых различен. Глубина вреза древних долин также не может отождествляться с амплитудой тектонических движений, поскольку врез обусловлен и глобально проявившимся доплейстоценовым снижением уровня Мирового океана, и эпейрогеническими движениями. Для реконструкции новейших тектонических движений и установления их амплитуды мы предлагаем использовать анализ древних поверхностей выравнивания.

Сущность приема заключается в следующем. Каждая поверхность выравнивания в момент своего формирования полого наклонена к базису денудации. Все последующие движения земной коры отражаются в деформациях этой поверхности. Более молодые поверхности выравнивания, частично или полностью уничтожившие основную — исходную — поверхность, также деформируются, но меньше, так как они моложе. Превышения одной поверхности над другой обусловлены совместным действием эвстатических и эпейрогенических факторов. Поскольку на Северо-Западе Русской равнины развиты три разновозрастные поверхности выравнивания, базис денудации которых находился в общем на севере и западе, то анализ их современного наклона может дать некоторое, хотя бы ориентировочное, представление об амплитуде новейших тектонических движений.

Геофизические методы. Интересные выводы о молодых тектонических движениях получены в результате измерения наклонов земной поверхности на Кольском полуострове [366]. К сожалению, из-за ограниченного распространения наклономерных станций этот метод не получает должного развития. По-видимому, для выявления новейших тектонических движений преимущественно регионального плана может применяться анализ рельефа поверхности квазигеоида. Так, например, для Западной Литвы было установлено в общих чертах совпадение с зонами неотектонической активности местных влияний аномалии силы тяжести на превышения квазигеоида [357].

Из-за отсутствия высокоточных гравиметров данные о гравитационном поле могут быть использованы только при решении вопроса о природе молодых тектонических движений Фенноскандии. Для этого необходимо установить тенденцию изменения гравитационного поля [245]. Для изучения современных движений Балтийского щита предлагается создать стационарный геофизический полигон [44].

Методы изучения локальных движений земной коры (Геоморфологические аномалии и методы их выявления)

Методика структурно-геоморфологических исследований в области по-кровного материкового оледенения еще не разработана, несмотря на то, что на отдельных участках и на больших площадях опробовались разные методы (работы С. С. Шульца, Ю. А. Мещерякова, К. И. Геренчука, В. К. Гуделиса, Е. Н. Спрингис и других исследователей). Причина большого разнообразия рекомендаций по методике выявления локальных новейших тектонических движений на Северо-Западе Русской равнины заключается, с одной стороны, в слабой изученности признаков проявления этих движений в рельефе ледниковых областей, с другой — в действительно многообразном проявлении новейшей тектоники в современном рельефе и других элементах ландшафта. Следствием этого является необходимость комплексного подхода

к изучению новейших движений. И все же среди природных индикаторов новейшей тектоники на первом месте по информативности и универсальности стоит рельеф (напомним еще раз замечание В. Пенка о том, что рельеф является функцией тектонических движений). Поэтому в основу подхода к изучению локальных движений земной коры нами положен анализ их геоморфологического выражения. С этой целью предложено понятие «геоморфологическая аномалия» [293, 295].

Определение понятия «геоморфологическая аномалия». К настоящему времени достаточно разработаны основы геоморфологического картирования, в ходе которого разделяются качественно различные категории рельефа. Для более детальной дифференциации территории, требующейся при структурно-геоморфологических исследованиях, этого недостаточно, нужны количественные характеристики рельефа. Возникает практическая необходимость выделения таких ограниченных участков по определенному показателю рельефа (крутизна склонов, глубина вреза речных долин, деформации террас, общая расчлененность рельефа и т. д.), которые отличаются большими или меньшими значениями этого показателя.

С наибольшей полнотой взаимоотношение значений рассматриваемого показателя рельефа на окружающей территории и в пределах какого-то ограниченного участка может быть передано в понятиях «фон» и «аномалия». В таком случае геоморфологические условия, типичные для какой-либо территории, или некоторый ряд наиболее вероятных значений какого-либо показателя рельефа мы предлагаем рассматривать в качестве фона. Морфологические, генетические или возрастные особенности рельефа и рельефообразующих процессов локального участка, отличающие этот участок от окружающего фона, следует считать геоморфологической аномалией. Понятия «геоморфологическая аномалия» и «фон» служат для дифференциации территории по количеству, форме и другим особенностям проявления того или иного «качества» рельефа [293, 295] *.

Не следует смешивать понятия «аномалия» и «экзотичность». Экзотическими элементами рельефа, по-видимому, следует считать такие его особенности, которые не являются обязательным, причинно обусловленным следствием современных и прошлых эндогенных и экзогенных процессов (например, метеоритные кратеры). Особенности рельефа, дающие основание для выделения аномалий, причинно обусловлены существующей структурной и физико-географической обстановкой или палеогеографическими условиями, эти особенности закономерны, типичны для какой-то территории. Они аномальны лишь потому, что указывают на отклонение от «стандартных», наиболее распространенных условий, показателей, характеристик рельефа.

Понятие «геоморфологическая аномалия» в указанном объеме не является синонимом понятия «морфоструктура». По мнению И. П. Герасимова [98], выделение какой-либо морфоструктуры предполагает обязательную характеристику не только элемента рельефа, но и соответствующей структурной формы земной коры. Выделение геоморфологической аномалии — лишь этап структурно-геоморфологического анализа, конечная же цель — выявление структуры. В этом отношении употребление понятия «геоморфологическая аномалия» более свободное: его можно применять и к участку местности, характеризующемуся отличительными чертами рельефа, структура которого, однако, не известна, а лишь предполагается.

Морфоструктура — это всегда четко выраженные элементы рельефа, преимущественно элементы его орографии: возвышенность, низменность, гряда, хребет, выраженная в рельефе дайка и т. д. [98, 99, 270]. Например, нельзя назвать морфоструктурой участок структурно-денудационной равнины, отличающийся от окружающих его пространств только деформациями

* Независимо от нас к аналогичным понятиям о геоморфологической аномалии и фоне пришел Г. С. Ананьев [7].

продольного профиля рек и речных террас. Геоморфологическая аномалия, как следует из ее определения, может быть представлена всякими особенностями рельефа, будь то новый тип рельефа, развитие каких-то специфических форм рельефа или только изменение числа, облика, характера размещения тех же форм, что и вокруг аномального участка. Следовательно, понятие «геоморфологическая аномалия» значительно шире и включает такие формы выражения тектоники в рельефе, которые еще не могут быть отнесены к разряду морфоструктур.

Вся поверхность Земли образована сопряженными элементами рельефа разной величины, а земная кора — сопряженными структурными формами разного порядка. Следовательно, при достаточной степени изученности поверхность Земли может быть разделена на морфоструктуры разного порядка, граничащие друг с другом. Такая попытка и предпринята коллективами Института географии и Института океанологии АН СССР [365]. В отличие от морфоструктур геоморфологические аномалии эндогенного происхождения предполагают наличие фона, на котором они выделяются, располагаясь преимущественно изолированно.

Понятие «геоморфологическая аномалия» неравнозначно также ранее предложенному В. П. Мирошниченко понятию «геоаналитические элементы ландшафта». Как следует из определения, геоаналитическими элементами ландшафта предлагается называть «те из них (элементов. — Б. М.), которые в данных физико-географических условиях имеют вполне выраженные связи с геологическим строением» [280, с. 44]. Геоаналитическими являются элементы ландшафта (рельеф, почва, растительность и т. д.), в то время как геоморфологические аномалии — это лишь особенности рельефа.

По происхождению геоморфологические аномалии могут быть разделены на эндогенные, экзогенные и смешанного генезиса (табл. IV.1). Подавляющее большинство геоморфологических аномалий возникло в результате совокупного действия экзогенных и эндогенных процессов. По мере познания существа и формы связей между отдельными компонентами ландшафта якобы «чисто экзогенные» по своему происхождению геоморфологические аномалии все чаще оказываются причинно связанными с внутренним строением и развитием земной коры.

По-видимому, среди геоморфологических аномалий следует различать аномалии различных категорий. Так, проявления в рельефе локальных развивающихся структур — это мелкие аномалии. Развитие крупных структурных форм приводит к образованию более крупных аномалий. В качестве очень крупной геоморфологической аномалии (правда, иного генезиса) можно рассматривать рельеф области плейстоценового оледенения на Русской равнине, поскольку для развития рельефа равнины вообще совсем не обязательно формирование ледниковых форм рельефа (тогда как наличие форм, тектонически построенных, эрозионных и структурно-денудационных, обязательно).

Положения о геоморфологических аномалиях и фоне разрабатываются нами в ходе структурно-геоморфологических исследований, связанных с поисками локальных структур. Поэтому ниже рассматриваются главным образом геоморфологические аномалии, обусловленные новейшими тектоническими движениями (по вышеупомянутой классификации — эндогенные и смешанные).

Геоморфологические аномалии — составная часть изменения природных условий в целом, когда не только рельеф, но и другие компоненты ландшафта испытывают отклонения от фона. В условиях молодого рельефа с малой амплитудой тектонических движений заметная геоморфологическая аномалия может еще отсутствовать, тогда как в почвенном покрове и в распределении растительности аномалии могут существовать [112]. Такие аномалии мы предлагаем называть ландшафтными.

В перечне природных условий, определяющих форму проявления геоморфологических аномалий эндогенного и смешанного происхождения,

Таблица IV.1. КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ СМЕШАННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ЭНДОГЕННЫХ

Геометрические особенности (в плане)	Совпадение с погребенной структурой по площади и простиранию	Преемственность в направленности рельефообразующих процессов, создавших аномалию, и современных												
Площадные, в том числе полосовые	<table border="1"> <tr> <td>Линейные</td> <td>Полное (площадь и простирание структуры и аномалии совпадают)</td> <td>Площадь аномалии находится целиком в пределах структуры</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>Площади аномалии и структуры совмещаются частично</td> </tr> </table>	Линейные	Полное (площадь и простирание структуры и аномалии совпадают)	Площадь аномалии находится целиком в пределах структуры			Площади аномалии и структуры совмещаются частично	<table border="1"> <tr> <td>Линейные</td> <td>Полное (площадь и простирание структуры и аномалии совпадают)</td> <td>Площадь аномалии находится целиком в пределах структуры</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>Площади аномалии и структуры совмещаются частично</td> </tr> </table>	Линейные	Полное (площадь и простирание структуры и аномалии совпадают)	Площадь аномалии находится целиком в пределах структуры			Площади аномалии и структуры совмещаются частично
Линейные	Полное (площадь и простирание структуры и аномалии совпадают)	Площадь аномалии находится целиком в пределах структуры												
		Площади аномалии и структуры совмещаются частично												
Линейные	Полное (площадь и простирание структуры и аномалии совпадают)	Площадь аномалии находится целиком в пределах структуры												
		Площади аномалии и структуры совмещаются частично												

на первое место должна быть поставлена интенсивность новейших тектонических движений, а точнее — их градиент. Именно этому показателю новейшей тектоники отводится решающая роль в рельефообразовании [451].

Большое значение в образовании геоморфологической аномалии играет и возраст рельефа. При этом, как правило, с увеличением возраста рельефа при прочих равных условиях проявление в рельфе геоморфологических аномалий с преимущественно эндогенной составляющей оказывается более ярким. Действительно, в условиях длительно формирующегося рельефа новейшие структурные формы даже незначительной амплитуды так или иначе могут найти отражение. Напротив, молодой рельеф, особенно в платформенных условиях, при незначительных градиентах тектонических движений не успевает испытать заметных перестроек, вследствие чего геоморфологические аномалии могут отсутствовать. Правда, у таких эндогенных аномалий, как грязевые вулканы или тектонические уступы, выраженность в рельфе с течением времени ослабевает. Это справедливо и для экзогенных геоморфологических аномалий: с увеличением возраста рельефа степень проявления их затушевывается, что можно видеть на примере областей раннего оледенения на Северо-Западе Русской равнины. Немаловажную роль в определении формы проявления геоморфологической аномалии играют и такие факторы, как климатические особенности местности, уровень залегания грунтовых вод и т. п. В каких-либо конкретных условиях один из них может оказаться решающим при формировании облика рельефа в пределах аномалии.

Геоморфологические аномалии — категории исторические. Они возникают как геоморфологическое выражение результата взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов на каком-то этапе развития рельефа. В зависимости от интенсивности эндогенных процессов, возраста рельефа, характера экзогенных факторов геоморфологические аномалии могут даже исчезнуть совсем или на какое-то время. На Северо-Западе Русской платформы в ходе длительного континентального развития, предшествующего

плейстоцену, как можно судить по результатам бурения, образовались четкие геоморфологические аномалии над сводами развивающихся локальных структур. Наступление ледникового периода означало резкое изменение характера экзогенных процессов, в частности, в результате ледниковой аккумуляции дочерненный рельеф оказался перекрытым на большой площади сплошным плащом молодых образований. Последние заполнили понижения ложа ледника, образовали совершенно новый рельеф, который был на последних этапах оледенения снивелирован водами приледниковых озер. По-видимому, лишь теперь, спустя 10—12 тыс. лет, тектонические движения начинают получать выражение в рельефе, возрождаются геоморфологические аномалии, но форма их проявления уже совершенно иная.

По геоморфологическим особенностям проявления на поверхности Земли геоморфологические аномалии могут быть разделены на площадные и линейные. Отражая морфологию структурных форм, площадные аномалии имеют различную форму. Реже распространена полосовая разновидность геоморфологических площадных аномалий. Такие аномалии отмечаются обычно в долинах рек. Линейные геоморфологические аномалии связаны с разрывными нарушениями и являются их хорошими индикаторами. Такие аномалии могут быть представлены тектоническими уступами, карстовыми воронками, образовавшимися вдоль линии разлома.

Методы выявления геоморфологических аномалий по материалам аэрофотосъемки

Материалы аэрофотосъемки уже не одно десятилетие применяются при изучении геоморфологического выражения локальных структур. Существует обширная литература, описано множество примеров [279, 290, 237, 292, 452, 22, 405, 411, 281, 224, 21 и др.]. В геологически закрытых районах, к которым относится и Северо-Запад Русской равнины, для выявления локальных новейших структур по материалам аэрофотосъемки в основном применяются косвенные методы дешифрирования.

Теоретическая основа косвенных методов выявления структур — ландшафтная концепция, согласно которой компоненты и элементы природной среды взаимосвязаны и взаимообусловлены. Благодаря этому по изобразившимся на аэрофотоснимках компонентам ландшафта (рельеф, растительность, почвы и т. д.) могут изучаться компоненты, не получившие отражения, в частности структура осадочного чехла. Компоненты ландшафта, изображающиеся на аэроснимках, являются индикаторами по отношению к не получающим отражения компонентам. Среди индикаторов локальных положительных структур в большинстве случаев на первом месте стоит рельеф. Надежные индикаторы тектонических условий — растительность и почвенный покров. Фотоизображения элементов природной среды, для которых установлена определенная связь со структурой, являются дешифровочными признаками. По способу анализа дешифровочных признаков косвенные методы могут быть разделены на качественные и количественные [281].

Качественные косвенные методы основаны на одновременном и комплексном анализе геометрических и яркостных характеристик ландшафта по их изображениям на аэрофотоснимке. В ходе этого анализа визуально устанавливаются особенности фотоизображения природных компонентов, отличающие участки расположения локальной структуры от остальной площади. В отношении рельефа речь идет о выделении геоморфологических аномалий. Сочетание геоморфологических аномалий и аналогичных особенностей в растительности и почвах создает ландшафтную аномалию, тон и рисунок фотоизображения которой, как правило, иные, чем за пределами структуры. Ввиду многообразия природных условий ландшафтные аномалии и связанные с ними дешифровочные признаки локальных структур «выражены

неодинаково в горных и равнинных областях различной подвижности, обнаженности и занимаемого географического положения» [282, 65].

Качественные методы структурного дешифрирования позволяют определить местоположение, ориентировку и размеры локальных новейших структур в плане. Качественными косвенными методами исследуются по контактным отпечаткам и негативам геометрические и фотометрические характеристики дешифровочных признаков, отражающие соответственно морфометрию и яркостную картину ландшафта [298]. В качестве геометрических характеристик измеряются частота, или частость, каких-либо элементов ландшафта, их средние размеры (площадь, диаметр, длина, ширина и т. п.), высотные показатели (относительные превышения, глубина вреза и др.) [306, 307]. Измерения частоты линеаментов и выделение системы одинаково ориентированных линеаментов проводятся путем анализа фотоизображения в лучах когерентного света, в частности луча лазера, на основе использования явления дифракции [353].

Как правило, количественные методы дают возможность с большей надежностью и точностью, чем качественные, решать задачи структурного дешифрирования. Некоторые из них (например, основанные на анализе линеаментов) позволяют рассчитывать с хорошей степенью приближения амплитуду структуры [308, 370]. Эффективность применения материалов аэрофотосъемки при выявлении новейших локальных структур в закрытых районах повышается, если количественные и качественные методы исследования дешифровочных признаков применяются совместно и если они комплексируются с другими методами [302, 303].

При дешифрировании рельефа как индикатора новейших структурных форм задача заключается в том, чтобы на фоне типичных морфологических, генетических и возрастных характеристик рельефа, свойственных обширной территории, установить геоморфологические аномалии. Структурно-геоморфологический анализ с использованием материалов аэрофотосъемки требует концентрации внимания исследователя только на изучении таких форм и особенностей рельефа, которые прямо или косвенно могут быть связаны с новейшей тектоникой. В наиболее простых случаях разделение фона и аномалии заключается в оконтуривании площади того или иного «качества» рельефа. Материалы аэрофотосъемки, содержащие наиболее объективную информацию о рельефе, являются при этом незаменимыми. Геоморфологические аномалии проявляются на аэрофотоснимках чаще всего как часть природных аномалий, которые передаются изменениями тона и рисунка фотоизображения [300].

Рассмотрим несколько примеров.

Особенности структуры фотоизображения Котловской геоморфологической аномалии и аномалий на южном берегу оз. Ильмень обусловлены различной окраской и увлажненностью разных горизонтов разреза: трещиноватые ордовикские (в первом случае) и девонские (во втором случае) известняки дают преимущественно серый и светло-серый тон фотоизображения, являющиеся водоупором темные диктионемовые сланцы пакерортского горизонта ордовика и синие глины ильменского горизонта девона изображаются темно-серым тоном.

Общегеологическая обстановка в районе Загривской аномалии близка условиям в районе Котлов. Однако здесь различия в тоне определяются разницей не в вещественном составе коренных пород (и в пределах аномалии, и в ее непосредственном окружении развиты близкие по составу ордовикские известняки), а в тектонических условиях, по-видимому, определяющих заболачивание и сильную увлажненность участков вокруг аномалии. В условиях также однородных по составу известняков, но уже девонских, расположена Наговская аномалия. Особенности изменения тона в ее пределах обусловлены, по-видимому, различиями даже не в геологическом строении, а в гидрохимическом составе подземных вод (В. И. Делисин, СЗГУ).

Различия в характере фотоизображения Дедовичской аномалии и окружающего фона связаны с разной хозяйственной освоенностью территории, предопределенной в первую очередь условиями увлажнения: относительно сухие повышения распаханы (наиболее светлое фотоизображение), расположенные вокруг заболоченные или просто увлажненные участки — пустые земли, нередко поросшие кустарником (тесно-серый тон фотоизображения). Приведенные примеры подобраны таким образом, чтобы

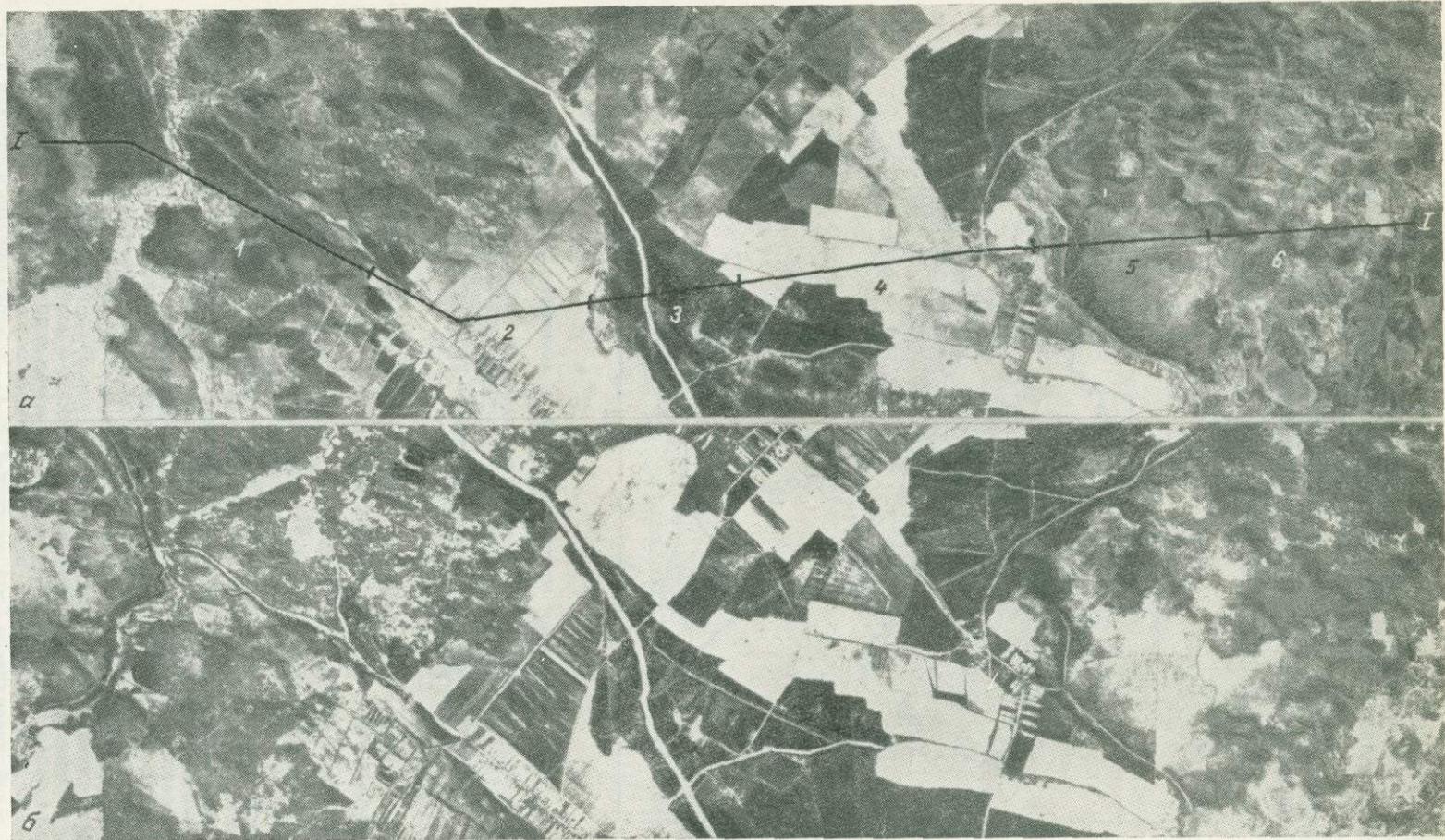
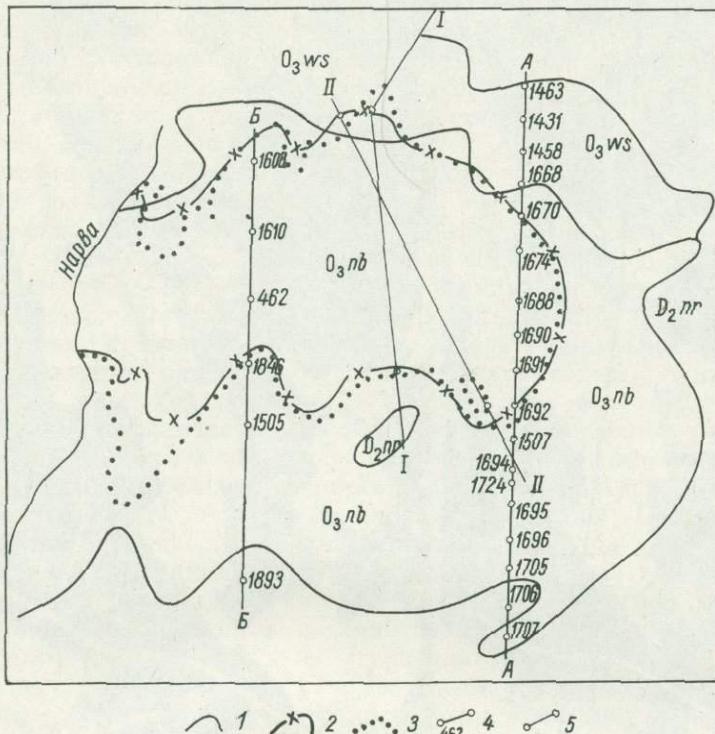


Рис. IV.1. Аэрофотоизображение участка геоморфологической и ландшафтной аномалии на правом берегу р. Нарва (масштаб крупный).
 Время фотографирования — начало июля, пленка инфракрасная И-740 (а), изопанхроматическая тип 15 (б).
 Участки 1, 5, 6 — фон, 2, 3, 4 — аномалия.

показать, что особенности фотоизображения разных геоморфологических аномалий зависят от различных сочетаний условий.

Успехи научной фотографии, связанные, в частности, с различными преобразованиями исходного фотоизображения, сделали возможным использование современных фотографических методов для выделения ландшафтных, в том числе геоморфологических аномалий. В общем виде задача сводится к разделению с помощью фотографических методов совокупностей объектов, когда каждая совокупность представлена природными объектами



Расположение геоморфологической и ландшафтной аномалии на правом берегу р. Нарва у дер. Загривье.

Рис. IV.2. Границы: 1 — разновозрастных пород, 2 — геоморфологической аномалии, 3 — ландшафтной аномалии; 4 — комплексные профили (см. рис. IV.32) и номера скважин; 5 — основной (I—I) и контрольный (II—II) профили, выбранные для оценки возможности фотографических методов.

с различающимися интегральными спектральными отражательными способностями. При этом в каждой совокупности объекты по спектральной отражательной способности различны.

Для эксперимента была выбрана ландшафтная и геоморфологическая аномалия на правом берегу р. Нарва в районе дер. Загривье. Участок был сфотографирован на пленках изопанхром тип 15 и инфрахром И-740, и из контактных отпечатков, полученных с обоих фильмов, были сделаны маршрутные фотосхемы (рис. IV.1). По визуальной оценке фотоизображение на пленке тип 15 более контрастно, однако участки с одинаковой оптической плотностью встречаются как в пределах фона, так и в пределах аномалии (например, участки, изобразившиеся на фотосхеме белым тоном). Фотоизображение на пленке И-740 отличается более заметным различием в распределении оптической плотности объектов фона и аномалии. В свою очередь, в пределах фона отмечается меньшая дифференциация оптической плотности, чем на пленке тип 15.

По пересекающему профилю I—I (рис. IV.2) были выделены шесть участков, различающихся как по характеру природных объектов, так и по оптической плотности фотоизображения: 1 и 5 — смешанные увлажненные леса, 6 — болото в одном из таких лесов, 2 и 4 — пашни с различными сроками распашки, 3 — хвойный лес. Участки 1, 5 и 6 относились к фону, участки 2, 3, 4 — к аномалии. По негативам аэрофильма и негативам фотосхем получены микрофотометрические профили и построены

кривые вероятностного распределения оптической плотности элементов изображения для каждого из шести выбранных участков. Измерение плотности и вся обработка данных проводились автоматически с помощью микрофотометра МФ-2 и управляющей ЭВМ «Днепр-1». По данным измерений были построены кривые распределения оптической плотности элементов ландшафта для разных типов пленки (рис. IV.3, IV.4). Кривые распределения оптической плотности объектов фона и аномалии, полученные на пленке

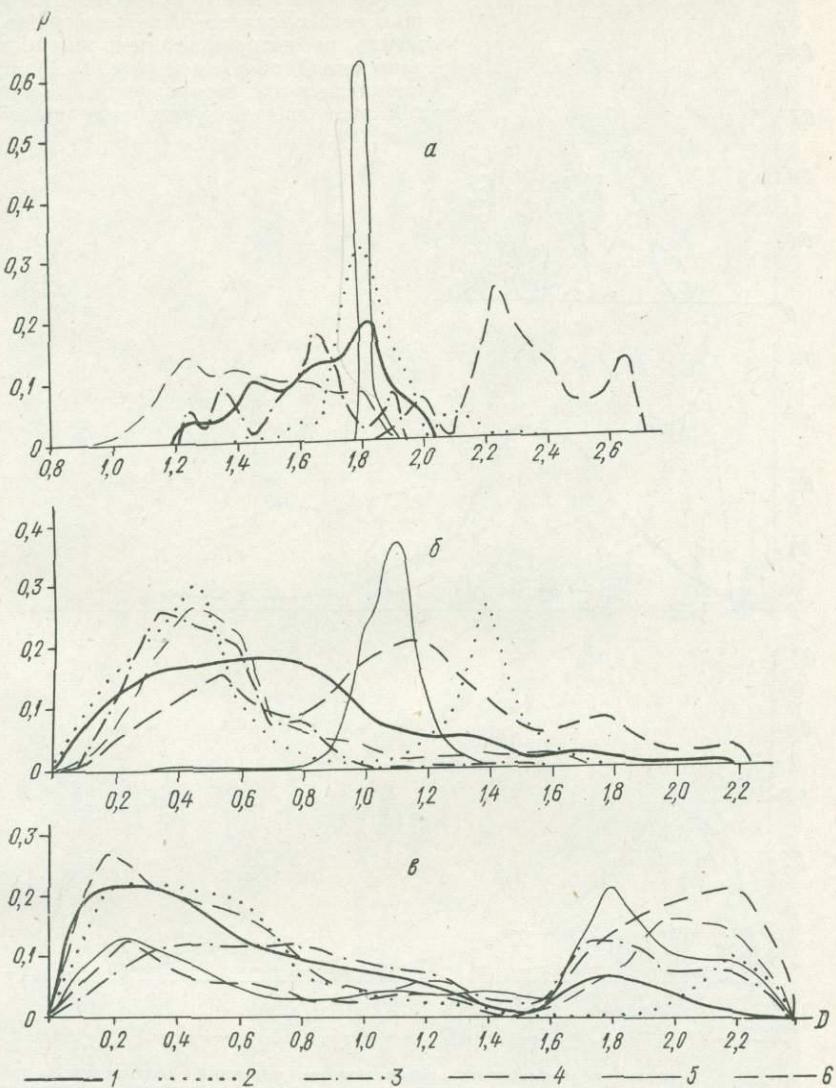


Рис. IV.3. Кривые вероятностного распределения значений оптической плотности D различных участков (1–6) геоморфологической аномалии (см. рис. IV.1) для изопанхроматической аэрофотопленки типа 15, полученные по оригинальным негативам (а), по репродукции фотосхемы (б), по негативам для эквиденситного изображения (в).

И-740, различаются больше, чем аналогичные кривые, полученные на пленке типа 15, что обусловило выбор в качестве основного материала для эксперимента пленки И-740.

По данным микрофотометрического анализа было установлено, что фотоизображение аномального участка отличается по плотности почернения от окружающего его фона (см. рис. IV.4). Это дает возможность выделить (оконтурировать) аномалию с помощью методов фотографического преобразования изображений. Задача по выделению фотоизображения аномалии решалась путем применения комплексной методики, включающей комбинирование фотографических методов преобразования исходного изображения: нерезкое маскирование и эквиденситный * метод [412]. С исходного изображения (см.

* Под эквиденситой понимается геометрическое место точек фотоизображения, характеризующихся одинаковой оптической плотностью.

рис. IV.1) методом эквиденситного преобразования получено изображение, на котором участок аномалии в целом передан минимальными почернениями (рис. IV.5).

Для более четкого определения границ аномалии необходимо было «генерализовать» преобразованное изображение, т. е. исключить мелкие детали изображения путем осреднения его тоновых переходов. На этом этапе использовался метод нерезкого маскирования, с помощью которого получено расфокусированное осредненное изображение — «нерезкая маска» (рис. IV.6). Далее с помощью эквиденситного метода получено изображение, на котором границы аномалии переданы одной изолинией (рис. IV.7). Совмещение исходного изображения с эквиденситой позволяет получить границы аномалии (рис. IV.8)

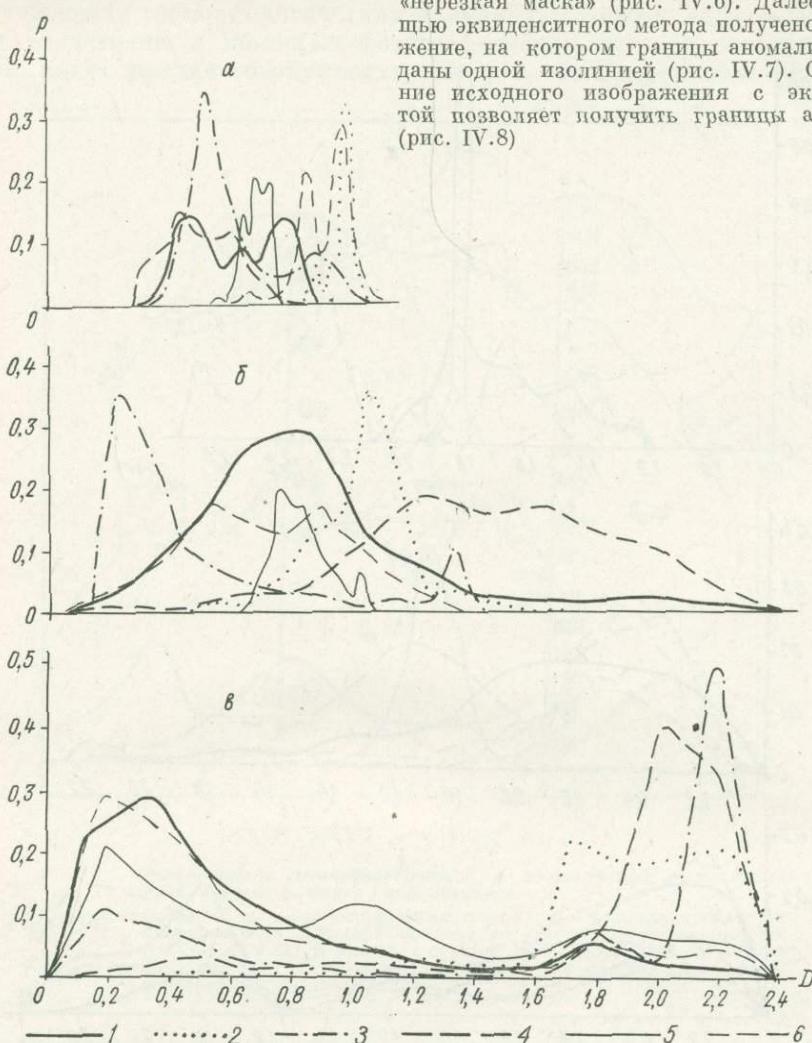


Рис. IV.4. Кривые вероятностного распределения значений оптической плотности D различных участков (1—6) геоморфологической аномалии (см. рис. IV.1) для инфрахроматической аэропленки И-740, полученные по оригинальным негативам (а), по репродукции фотосхемы (б), по негативам для эквиденситного изображения (в).

В качестве основного был выбран профиль I—I (см. рис. IV.2), конечные точки которого находятся на границе геоморфологической аномалии. Все преобразования исходного изображения проводились так, чтобы граница эта по профилю I—I не смешалась. Для определения степени совпадения границ аномалии, полученных в результате использования фотографических методов, с границами, определенными дешифрированием, под некоторым углом к профилю I—I был задан другой профиль II-II. Границы аномалии, установленные фотографическим путем, по профилю II-II очень незначительно отстоят от природных границ, выявленных в результате дешифрирования, на местности разница измеряется всего десятками метров (см. рис. IV.8) *.

* В описанном примере микрофотометрирование и обработка его результатов выполнены Н. Ф. Афанасьевым, фотографическая обработка — В. Ф. Номокановой и Ю. В. Углевым. Автор выражает им свою благодарность.



Рис. IV.5. Аэрофотоизображение участка геоморфологической и ландшафтной аномалии на правом берегу р. Нарва (см. рис. IV.1) после преобразования методом эквиденсит на инфрахроматической пленке И-740 (а) и изопанхроматической пленке тип 15 (б).



Рис. IV.6.
Аэрофотоизображение участка геоморфологической и ландшафтной аномалии на правом берегу р. Нарва на инфракрасной пленке И-740 после расфокусировки.

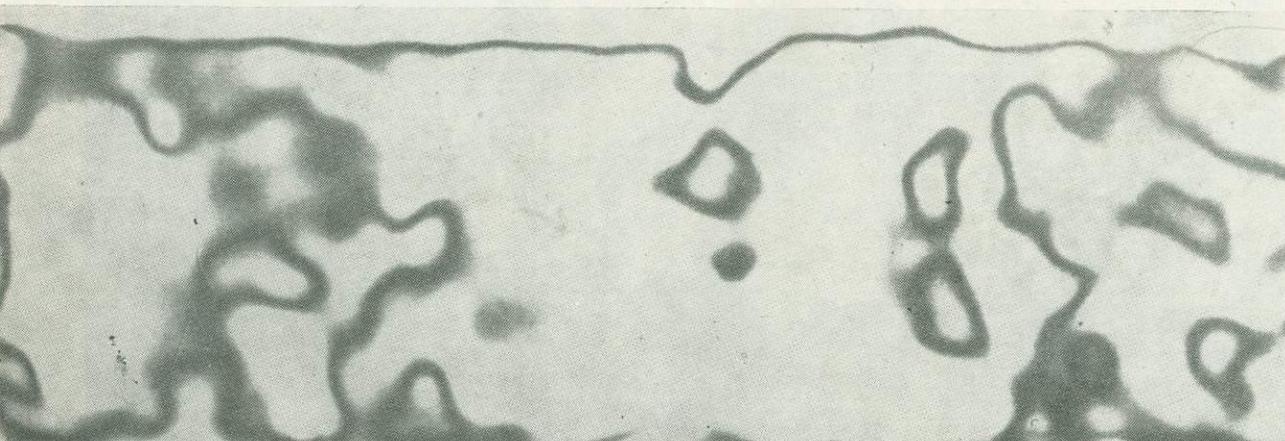


Рис. IV.7.
Границы геоморфологической и ландшафтной аномалии на правом берегу р. Нарва после преобразования расфокусированного аэрофотоизображения (см. рис. 4 IV.6) методом эквиденситета.

Примененные в описанном примере методы фотографического преобразования исходного изображения еще нельзя считать разработанными полностью. Однако принципиальная возможность их использования для выявления геоморфологических и ландшафтных аномалий очевидна. И разобранный выше пример не является исключением. В ландшафтovedении и в геоморфологии наметились самостоятельные направления (соответственно индикационное ландшафтovedение, структурная геоморфология), опыт которых показывает, что развивающиеся новейшие структуры всегда в той или иной форме находят выражение в ландшафте в целом или в рельефе в частности. Следствием этого являются различия в спектральной отражательной способности элементов ландшафта в пределах структуры и вне ее, что обусловливает, в свою очередь, различия в оптических плотностях фотоизображения, полученного на пленке, в частности различие фона и аномалии. Действительно, будут ли в пределах новейшего поднятия наблюдаться изменения в почвенном и растительном покрове, увеличится ли количество эрозионных форм и глубина их вреза, появятся ли какие-либо новые формы рельефа — все это приведет к изменению распределения оптической плотности фотоизображения.

Следует отметить, что в более простых природных условиях количественные фотографические методы (в частности, определение оптической плотности фотоизображения) уже используются при поисках локальных структур. Так, на территории Днепровско-Донецкой



Рис. IV.8. Аэрофотоизображение участка геоморфологической и ландшафтной аномалии на правом берегу р. Нарва на инфракрасматической пленке И-740 с гранциами, полученными в результате преобразований исходного изображения.

впадины, занятой преимущественно пахотными землями, по степени эродированности выделяются участки усиленной плоскостной эрозии (на аэрофотоснимках характеризующиеся наиболее светлым изображением), участки с неразмытым почвенным покровом и участки с намытыми почвами (наиболее темный тон фотоизображения). Установлена приуроченность участков усиленной эрозии к локальным поднятиям, заложившимся еще в палеозое [260].

Геолого-геоморфологические методы выявления геоморфологических аномалий

В большинстве случаев геоморфологические аномалии могут быть выявлены только в результате анализа количественных показателей рельефа, сываемых с карт, схем и материалов аэрофотосъемки. Невозможно заранее указать способы определения аномалий для всех возможных геоморфологических ситуаций. Укажем лишь некоторые из применявшихся нами методов.

Анализ деформаций береговых образований местных приледниковых водоемов, Балтийского ледникового озера, стадий развития Балтики. Вследствие ограниченного распространения Балтийского ледникового озера и водоемов различных стадий Балтики основное развитие имеют террасы локальных приледниковых водоемов. С целью выявления геоморфологических аномалий для исследуемого участка составляется схема распространения террас разновозрастных водоемов. Абсолютные отметки тыловых швов террас и других береговых образований снимаются с крупномасштабной топографической карты или определяются в поле нивелированием. Отметки береговых образований местных приледниковых водоемов преимущественно постоянны, но на некоторых небольших по площади участках увеличиваются или уменьшаются. Очевидно, постоянные отметки могут быть приняты за фон, а все отклонения — за аномалии. Оконтурировать геоморфологические аномалии можно в этом случае, выделив площади, где увеличение (или уменьшение) высоты тыловых швов отмечается у нескольких террас.

Иное положение наблюдается для береговых образований Балтийского ледникового озера и стадий Балтики. Как отмечалось выше, они обычно имеют отчетливо выраженный региональный наклон к югу и востоку. Геоморфологические аномалии проявляются в таком случае местным увеличением или уменьшением наклона береговых образований.

Колебания высот террас следует, по-видимому, объяснять новейшими (поздне- и послеледниковыми) тектоническими движениями локальных структурных форм. В ряде случаев это подтверждается приуроченностью участков деформаций террас к выявленным бурением и сейсморазведкой структурам [407, 139].

Изменения высот береговых образований, получаемые даже по крупномасштабным топографическим картам, необходимо рассматривать только как качественную характеристику. Как показала инструментальная проверка, знак деформаций (поднятие или опускание) террас фиксируется по картам надежно, но амплитуда определяется с ошибкой. Поэтому при выявлении новейших движений, а через них — локальных структур осадочного чехла установленные по картам колебания высоты береговых образований следует проверять нивелированием. При этом профиля следует закладывать там, где тыловой шов террасы или другие формы, фиксирующие положение береговой линии, хорошо прослеживаются, а площадка не затронута эрозией.

Анализ плотности линеаментов. Метод основан на установленной приуроченности скоплений линеаментов к локальным структурам осадочного чехла [308]. По топокартам крупного масштаба и аэро-

фотоснимкам выявляются линеаменты — прямолинейные элементы ландшафта (в основном отрезки речных долин). Исследуемая площадь разбивается на элементарные площадки (квадраты или круги), поперечник (диаметр) которых должен быть, по крайней мере, в 3—4 раза меньше ширины выявляемой структуры. Число линеаментов в пределах каждой элементарной площадки относится к ее центру и по полученным данным строится схема плотности линеаментов в изолиниях.

Следующим этапом является определение аномального значения плотности линеаментов.

Рассмотрим это на примере (рис. IV.9). Число линеаментов в пределах элементарных площадок колеблется на выбранном участке в широких пределах: от 14 до 110. Для выявления геоморфологических аномалий все значения плотности линеаментов (варианты) расположим в ранжированный статистический ряд: 14, 22, 23, 27, 34, 34, 40, 49, 52, 56, 63, 70, 79, 88, 110 (всего 15 варианта).

Полагая, что фон плотности линеаментов должен охватывать большинство приведенных значений, примем, что к фону относится $\frac{2}{3}$ всех вариантов. Очевидно, это должны быть значения, располагающиеся в середине ранжированного ряда. Тогда 5 вариант, расположенных по краям ряда (2 на одном и 3 на другом), будут представлять аномалии. В таком случае участки, где развиты аномалии, должны оконтуриваться изолиниями 80 и 25 (независимо от того, с какого края мы отсчитаем 3 варианта). Вся остальная территория охарактеризована фоновыми значениями. В приведенном примере геоморфологическая аномалия, где количество линеаментов превышает 80, в своей южной части совпадает по положению и по ориентировке длинной оси с локальным поднятием поверхности фундамента, выявленным сейсмозаведочными работами ВИРГ (Ю. Ф. Соломкин, В. И. Хрисанфов).

Рассмотренный способ выявления геоморфологических аномалий заимствован из опыта расчетов аномалий в геофизике [46].

Если изменения значения изучаемого показателя рельефа описываются законом нормального распределения, в качестве фона могут быть приняты варианты в пределах половины или одного среднего квадратического отклонения от среднего арифметического в каждую сторону. Впрочем, выявление геоморфологических аномалий может проводиться и другими способами. Например, фон не обязательно выражать через среднее значение какого-либо показателя. Возможно, в качестве фона следует принимать тренд — общее направленное изменение этого показателя в пространстве.

Построение карты изолонг долин рек первого порядка* (по методу В. Я. Гвина [88]). В основе метода лежит следующая закономерность: на участках новейших поднятий и погребенных структур гидрографическая сеть долин одного и того же порядка на поднятиях короче, чем в прогибах [423]. Нами для всего Северо-Запада Русской равнины была измерена длина долин разного порядка по картам масштаба 1:500 000 и составлена схема длины долин I порядка. Масштаб основы, на которой проводилось измерение длины долин, мелкий, поэтому предполагалось выявить только средние по размерам новейшие структурные формы. Сопоставление построенной схемы с геологическими и геофизическими

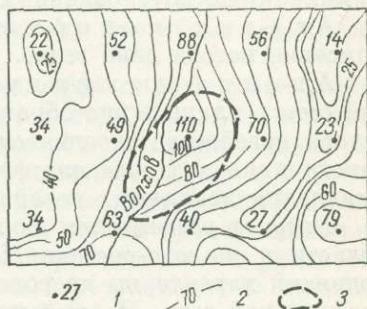


Рис. IV.9. Геоморфологическая аномалия, установленная по плотности линеаментов в бассейне верхнего течения р. Волхов [295].
1 — число линеаментов на участке, равном площади трапеции масштаба 1 : 25 000; 2 — линии равной плотности линеаментов; 3 — контуры Костылевского поднятия по данным сейсморазведки.

* В соответствии с предложением Р. Е. Хортона [430] и В. П. Философова [423] долины неразветвленных элементарных притоков относятся к I порядку. Долины II порядка образуются при слиянии долин I порядка. Долины III порядка возникают при слиянии двух и более долин II порядка, но могут принимать и долины I порядка, и т. д.

данными показало, что действительно длина долин одного и того же порядка в областях тектонического опускания увеличивается. Так, в пределах тектонической впадины в устье р. Неман длина долин I порядка доходит до 29—36 км, к югу от оз. Ильмень, где по геофизическим данным предполагается погружение поверхности фундамента, долины I порядка имеют длину до 43—49 км. Уменьшение длины долин I порядка наблюдается на отдельных локальных положительных структурах: в районе Салдусского и Блиденского поднятий в Латвии долины имеют длину менее 10 км, местами даже менее 5 км, в то время как на соседних участках длина их превышает 20 км. В районе Ленинграда Гатчинско-Павловская, Колпинская и Озерецкая структуры находят отражение в длине долин. При этом отмечается смещение минимальной длины долин I порядка к северо-западу от поднятий [289]. Однако изменения длины долин I порядка в целом ряде случаев зависят от причин, не обусловленных тектоникой.

Анализ поверхности дочетвертичных пород. Описание метода дано выше.

Анализ конфигурации речной сети. Рисунок речной сети в плане давно обратил на себя внимание в качестве чуткого индикатора новейших тектонических движений. Он использовался как для реконструкции крупных платформенных структурных форм [107], так и для выявления локальных новейших движений.

Рисунок речной сети на поднятиях. В восточной части Ленинградской области и на юго-востоке Новгородской области для участков новейших поднятий характерны древовидный и радиальный плановый рисунок гидрографической сети. Первый из них чаще всего отмечается на узких валообразных поднятиях (Винское, Мстинское в Восточном Приильменье, поднятие руч. Баранова в районе Тихвина и др.). С простиранием этих поднятий нередко совпадает и направление основной реки. По радиальному рисунку речной сети чаще опознаются поднятия, по форме приближающиеся к изометричным (Ильменское, Мерлюгинское в Восточном Приильменье). Ручьи и реки обычно расположены на крыльях таких поднятий и растекаются во все стороны. Для участков опусканий, разделяющих поднятия, характерен линейно-угловатый рисунок речной сети: прямолинейные отрезки речных долин следуют друг за другом, одновременно возрастает коэффициент меандрирования [371].

Огибание рекой растущего поднятия. Ряд интенсивно развивающихся новейших поднятий (Чудско-Борское и Озерецкое в Ленинградской области, Пилтенское, Кулдигское в Латвии, Васьково-Иглинское в Псковской области и др.) огибается реками. Этот признак новейших поднятий широко известен.

Рисунок речной сети при слиянии двух рек. Известна связь рисунка речной сети на участках слияния двух рек с новейшей тектоникой. Так, в пределах новейших поднятий притоки «отбрасывают» русло основной реки к противоположному борту ее долины, в пределах опусканий — «притягивают» главную реку к своим устьям [222]. В ряде случаев этот признак отмечался и на исследуемой территории. Так, р. Холова в Новгородской области образует излучину с врезанным меандром в сторону своего правого притока (р. Ветренка) на склоне прогиба, амплитуда которого по поверхности кристаллического фундамента около 80 м. Русло р. Мста с образованием крупных излучин отклоняется в сторону впадающих в нее притоков — рек Холова и Волма [371].

Коэффициент разветвленности. Этот показатель для структурно-геоморфологического анализа предложил использовать А. А. Рукояткин [371]. В качестве этого коэффициента предлагается принимать отношение количества устьев водотоков (постоянных и пересыхающих) в пределах какой-либо ограниченной площади или всего речного бассейна в целом к суммарной длине этих потоков. Исходными для этих построений послужили данные об увеличении количества водотоков на новейших поднятиях и их склонах, приводящем к быстрому возрастанию порядков долин [423, 88]. Для вос-

точных районов исследуемой территории коэффициент разветвленности 0,4—1,2 на новейших поднятиях, 0,13—0,5 — на участках опусканий. Этот прием неприменим для заболоченных пространств [371].

Все вышеперечисленные методы позволяют с большей или меньшей надежностью определить местоположение локальных структур. Но с помощью структурно-геоморфологического анализа в ряде случаев могут быть определены простирание и даже порядок амплитуды структурных форм. Для этого анализируются спрямленные отрезки речных долин.

Спрямленные отрезки речных долин и простирание структурных форм. На примере Восточного Приильменья и района Тихвина было установлено: если концы спрямленных отрезков речных долин, образующих тупой угол, соединить, то полученная линия очень близко совпадает по направлению с простиранием прогиба. Поскольку во многих случаях поднятия и опускания близки по простиранию, то предлагаемый способ позволяет определить и ориентировку поднятий, заключенных между прогибами, простирание которых устанавливается [370].

Спрямленные отрезки речных долин и амплитуда структурных форм. Для ряда локальных структурных форм Северо-Запада было установлено, что наиболее протяженные спрямленные отрезки речных долин в прогибах длиннее таких же отрезков на поднятиях при одинаковых амплитудах этих структур. Оказалось, что длина каждого из наиболее протяженных спрямленных отрезков в пределах поднятий и прогибов прямо пропорциональна амплитуде этих структур, но коэффициент пропорциональности различен. Так, для восточных районов исследуемой площади установлена следующая зависимость: $H = 0,08 L$ (для поднятий) и $H = 0,053 L$ (для прогибов), где H — амплитуда структуры; L — длина наибольшего спрямленного отрезка речной долины [370]. Указанная зависимость может быть представлена в табличной форме (табл. IV.2).

Таблица IV.2. Соотношение длины спрямленных отрезков речных долин и амплитуды локальных структур

Амплитуда структур по поверхности кристаллического фундамента, м	Длина наиболее протяженного спрямленного отрезка речной долины на участках новейших структур, м	
	Поднятия	Опускания
20	250	400
40	500	750
60	750	1125

Анализ продольных профилей рек. В силу молодости рельефа Северо-Запада продольный профиль его рек не выработан. В частности, в нем отражаются крупные перегибы рельефа (склоны), выходы устойчивых к размыву пород и древние базисы эрозии — уровни стояния приледниковых водоемов. Это определяет специфику анализа продольных профилей рек для выявления новейших поднятий и прогибов.

Связь перегибов продольных профилей рек Северо-Запада с уровнями озерно-ледниковых террас была использована на Волховско-Тихвинской площади для выявления новейших движений. Установив региональность распространения трех отчетливо выраженных перегибов в продольном профиле всех рек этой площади и приняв снятые с крупномасштабных топокарт абсолютные отметки основания перегибов на большинстве профилей в качестве уровней трех приледниковых водоемов, А. А. Рукояткин высчитал затем отклонения каждого перегиба от соответствующего уровня. Полученные значения (до 1,5 м) могут быть приняты за амплитуды последелниковых (голоценовых) тектонических движений. Последовательный анализ профилей нескольких смежных рек позволил выявить новейшие

поднятия в среднем течении рек Чаженка и Сиглинка и в районе дер. Лынна [369].

При изучении продольных профилей рек северной части Бегловского вала в Восточном Приильменье было установлено аномальное увеличение уклона в средней и нижней частях, связанное с пересечением реками пачки устойчивых к размыву пород. Анализ продольного профиля р. Мошня позволил наметить два поднятия и разделяющий их прогиб, которые впоследствии были подтверждены сейсморазведкой [369].

Морфометрический метод В. П. Философова. Построение рекомендуемых В. П. Философовым [423] карт для различных участков южного склона Балтийского щита при малых амплитудах локальных структур, в частности для разбуренных Озерецкой и Гатчинско-Павловской структур и территории Мгинско-Тосненского водораздела (Б. Н. Можаев, В. А. Морозов, ВИРГ), для Будогощского поднятия и одного из участков Валдайской возвышенности (В. Н. Кузнецов, СЗГУ), для Юго-Западного Прионежья (С. Д. Орлова, СЗГУ), показало, что на картах базисной поверхности и остаточного рельефа разных порядков с наибольшей отчетливостью передаются особенности дочетвертичного рельефа. Выделение новейших локальных структур однозначно по этим материалам не может быть проведено.

Однако применение методики В. П. Философова в иной обстановке — в Балтийской синеклизе, характеризующейся в целом большими градиентами тектонических движений, — дает положительные результаты. Например, на территории Литвы до 75% известных локальных структур находят отражение на картах базисных поверхностей и остаточного рельефа [446]. Нам представляется целесообразным применение этого метода в условиях развитой эрозионной сети. В пределах ледникового рельефа, где гидросеть молода, причинно обусловлена в большинстве случаев ледниковой аккумуляцией, наследует частично погребенную доплейстоценовую речную сеть, применение метода В. П. Философова не дает ожидаемых результатов.

Из характеристики описанных методов видно, что некоторые из них являются камеральными, а другие требуют полевых исследований. Камерально изучались участки, для которых имелись все данные для решения вопроса о выраженности новейшей структуры в современном рельефе, а именно: карта рельефа поверхности кристаллического основания, структурные карты осадочного чехла, топографические карты крупного масштаба, аэрофотоснимки, материалы геологических и геоморфологических съемок и тематических исследований. Предполагается, что сумма сведений о новейшей тектонике, полученная из этих источников, достаточна. Во многих случаях, когда характеристика современного рельефа по топографическим картам и данным других исследователей не могла быть получена с исчерпывающей полнотой (а следовательно, недостаточно было данных для ответа на вопрос о характере связи рельефа и структуры), камеральные построения дополнялись полевыми работами.

Камеральное исследование включало анализ развития структурных форм во времени с построением в случае необходимости структурных карт и карт мощностей, анализ выраженности структурных форм в дочетвертичном и современном рельефе с выявлением надежных признаков, которые могли бы быть распространены на участки с неизвестной структурой осадочного чехла. Обязательными элементами камерального исследования были общий анализ современного рельефа и морфометрические построения по топографическим картам крупного масштаба и материалам аэрофотосъемки. Они заключались в изучении характера распределения абсолютных высот, планового расположения элементов гидрографической сети, расположения заболоченных участков, построении и анализе продольных профилей рек и т. д.

Помимо комплекса камеральных операций на многих участках были проведены полевые маршруты с целенаправленным изучением особенностей рельефа и геологического строения территории. Поскольку реки являются

наиболее чутким индикатором новейших тектонических движений, в процессе полевых исследований в первую очередь изучались: морфология речных долин (характер склонов, количество речных пилковых террас, отчетливость их выражения, особенности микрорельефа элементов террас); геологическое строение речных террас (наличие выходов коренных или четвертичных, но не аллювиальных пород, положение границы русловой и пойменной фаций аллювия, мощности аллювия и его фаций, вещественный состав аллювия); особенности современного русла реки (наличие меандров, перекатов, отмелей, островов, величина уклона русла реки и изменение скорости течений) и т. д.

В ходе полевых исследований особое внимание обращалось на прослеживание речных террас вдоль по долинам с целью фиксации участков их деформации. Такие работы проводились как визуально, так и с нивелиром. Опыт показал чрезвычайную сложность прослеживания речных террас ввиду разобщенности участков их распространения. Только наличие большого количества точек с тщательными замерами высот террас и наблюдением их морфологии и геологического строения позволяет более или менее уверенно увязать между собою террасы на разных участках речной долины и по деформациям этих террас наметить новейшие поднятия.

Особенно эффективным при изучении локальных проявлений новейшей тектоники и установлении геоморфологических аномалий является полевое крупномасштабное геоморфологическое картирование, проводимое на основе материалов аэрофотосъемки. Методика его, специально разработанная применительно к условиям ледникового рельефа, предусматривает составление нивелирных профилей, сопровождающее буровыми и горными работами, полевым дешифрированием с подбором аэрофотографических эталонов [307].

Надежность выделения геоморфологических аномалий повышается, если аномалии выделяются не по одному, а по нескольким признакам. Именно по этому пути и должно развиваться совершенствование методики выявления геоморфологических аномалий. При этом множественность признаков не является помехой математизации и механизации методов обнаружения геоморфологических аномалий [82, 322].

При разработке количественных методов выявления геоморфологических аномалий необходимо абсолютные значения разных показателей выражать в соизмеримых величинах. Один из возможных путей — оценка различных значений какого-либо показателя в баллах [109, 226, 273].

Повторное нивелирование и уровнемерные наблюдения. Эти методы применяются главным образом для изучения региональной формы проявления новейшей тектоники. Однако анализ полученных материалов свидетельствует о том, что этими методами выявляются и современные тектонические движения локальных структур.

Интерпретация геоморфологических аномалий

Установление геоморфологической аномалии — лишь часть решения общей задачи. Следующим этапом является ее интерпретация. Для этого привлекаются сведения о геологическом строении местности, материалы бурения и геофизических исследований, наблюдения за современными физико-геологическими процессами и т. д. Основная цель интерпретации — решение вопроса о природе геоморфологической аномалии. В интересующем нас аспекте это сводится практически к сравнению изучаемого признака с моделью новейшего поднятия, обладающего теми признаками, которые либо известны нам по результатам полевых работ, либо просто допускаются как возможные на основе нашего знания процессов новейшей тектоники и рельефообразования. Так, например, выгод об эндогенной природе геоморфологической аномалии, представленной деформациями речных, морских и озерных террас, достаточно убедителен даже тогда, когда отсутствуют

данные о деформации слоев: изменение высоты этих геоморфологических уровней вследствие экзогенных процессов допустимо в редких случаях (последующее оползание, повышение высоты морской террасы в вершине узкого залива и т. д.).

Надежность интерпретации геоморфологической аномалии определяется прежде всего степенью нашего познания процесса, приведшего к образованию аномалии. При слабом знании этого процесса невозможно объяснить, является ли геоморфологическая аномалия следствием развития новейшего поднятия или вызвана только экзогенными процессами.

В круг вопросов, решаемых при интерпретации геоморфологических аномалий, входит вопрос о соответствии в плане аномалии и структурной формы. Вопрос этот представляет большой интерес и решается далеко не просто. Так, во ВНИГРИ при разработке метода анализа линеаментов для расшифровки тектоники осадочного чехла установлено, что площади аномалий плотности линеаментов обычно составляет $1/4$ — $1/3$ площадь всей положительной структуры. Объясняется это тем, что максимальное количество трещин (а следовательно, и заложенных по ним линеаментов) приурочено к участкам наиболее крутых перегибов слоев (крутие крылья, зоны сочленения структур, флексуры и т. д.) [308].

Возможность несоответствия в плане местоположения положительной развивающейся структурной формы и вызываемой ею геоморфологической аномалии вытекает также из анализа развития отдельных локальных структур северо-западной части Русской платформы [292]. Показано, что в различные отрезки времени разные участки ныне единой структурной формы могли испытывать тектонические движения различной интенсивности. Это позволяет предположить, что не всегда наибольшая контрастность геоморфологической аномалии будет соответствовать ядру антиклинали. К этому же выводу приводит часто наблюдаемое явление смещения свода структуры в более молодых отложениях.

Разработка вопросов, связанных с выявлением геоморфологических аномалий и их правильной геологической интерпретацией, имеет большое значение, поскольку в конечном итоге ведет к повышению эффективности структурно-геоморфологических исследований, к превращению их в метод поисков локальных структур, столь же точный и достоверный, как сейсморазведка, геологическое картирование и бурение. Это означает возможность значительного сокращения в дальнейшем затрат на поисковые работы. Уже сейчас выявление геоморфологических аномалий позволяет во многих случаях обнаруживать новейшие структуры. Путь к повышению эффективности структурно-геоморфологических исследований лежит через решение следующих вопросов: разработка методов разделения геоморфологических аномалий и фона, в частности математизация и автоматизация этого процесса, объяснение механизма образования геоморфологических аномалий, повышение надежности интерпретации аномалий. Выявление и оконтуривание геоморфологических аномалий при наличии четких диагностических признаков их фотоизображения могут осуществляться с применением автоматизированных устройств, позволяющих получать объективные характеристики путем фотометрических измерений.

Региональные новейшие движения земной коры

Деформации береговых образований

Как отмечалось выше, региональные новейшие тектонические движения в пределах исследуемой территории были установлены прежде всего по деформациям береговых образований приледниковых водоемов и Балтики. Наиболее полные материалы по Ленинградской области собрали К. К. Марков [253, 254] и О. М. Знаменская [162, 163];

по Эстонии К. К. Пярна [356], Х. Я. Кессел [376, 195, 196, 197, 198, 202, 199, 200, 201], К. К. Орвику [327, 328]; по Латвии Э. Ф. Гринбергс [117]; по Литве В. К. Гуделис [119, 120, 123, 125, 128, 129].

На Северо-Западе Русской равнины выделяются береговые образования местных приледниковых озер, Балтийского ледникового озера, разных стадий развития Балтики (Иольдиевого моря, Анцилового озера, Литоринового, Лимниевого морей). В разных частях Северо-Запада указанные уровни сохранились с разной полнотой и отчетливостью. Лучше всего они представлены в Северо-Западной Эстонии; к востоку, в Ленинградской области, и к югу, в Латвии и Литве, количество выраженных в рельефе уровней значительно сокращается.

Непосредственного изучения в поле одного и того же уровня с его прослеживанием на всей территории Северо-Запада не проводилось. Тем не менее сопоставления уровней разных областей Северо-Запада предпринимались [123, 125, 196, 202, 128]. Надежные возрастные характеристики террас разных стадий развития Балтики, устанавливаемые различными методами (палеонтологическим, палинологическим, диатомовым и др.), позволяют провести увязку этих уровней. Сопоставление террас Балтийского ледникового озера, а особенно местных приледниковых озер, менее достоверно. Как было показано выше, разновозрастные смежные террасы приледниковых озер иногда незначительно различаются по абсолютной высоте, и сопоставление таких террас на большом удалении без непосредственного полевого картирования может привести к ошибкам.

Вследствие того, что доплайстоценовые долины находят отражение в рельефе поверхности ледниковых отложений в виде не полностью компенсированных понижений, поздне- и послеледниковые отложения, синхронные береговым образованиям, могут залегать на значительно более низких отметках. Например, в окрестностях Таллина на суше береговые образования Анцилового озера залегают на абсолютных отметках 36—38 м, а у берегов на дне моря вскрыты скважинами на отметках до —40,6 м [199]. Отсюда следует, что для выявления региональных движений могут привлекаться только береговые образования и отложения прибрежных фаций (береговые валы, косы).

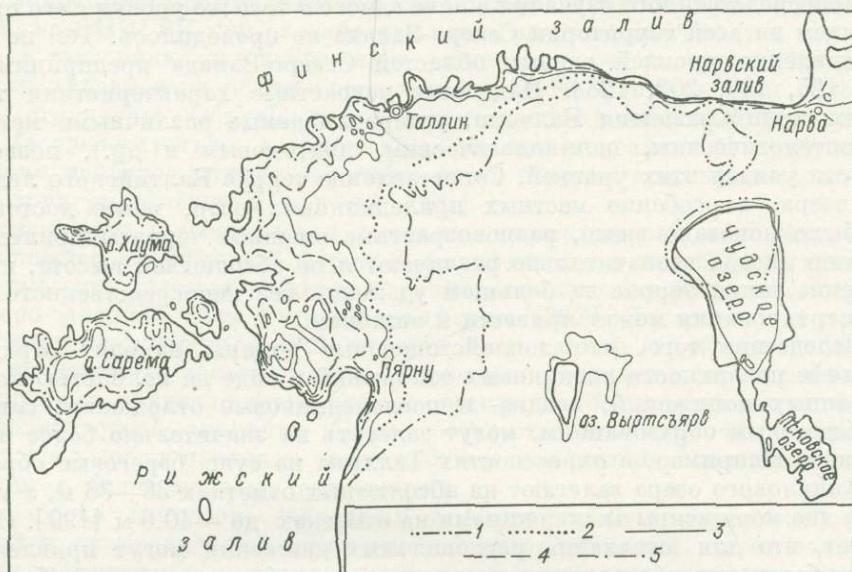
Береговые образования местных приледниковых озер распространены в Эстонии разрозненно. Попытки их сопоставления [356, 196], по-видимому, признаны несостоятельными [198].

По данным Х. Я. Кессел [198], одно из приледниковых озер (G_0) существовало в Юго-Западной Эстонии во время остановки края ледника у Килинги-Нымме. Высота его уровня 58—60 м. При стоянии льда вокруг возвышенности Пандивере возникло другое озеро (G_1), уровень его близ Воозе отмечается на высоте 85 м. Крупное приледниковое озеро (G_2) существовало во время остановки края ледника у Кемба. Современная высота береговой линии этого озера около 75 м. Когда край ледника отступил до линии Паркси-Нымме—Пандивере, уровень озера понизился (G_3). Современная его высота 40—50 м. Наиболее низкий уровень местных приледниковых озер Эстонии (12—17 м) отмечается на о-ве Найssaар [356].

В северо-западных областях РСФСР, в Латвии и Литве террасы приледниковых водоемов также развиты широко, причем и на более высоких уровнях [253, 254, 69, 305, 459, 3]. Однако сопоставить их с описанными террасами Северо-Западной Эстонии и определить деформацию на более значительной площади пока невозможно. Попытка прослеживания приледниковых террас на расстоянии нескольких десятков километров, предпринятая нами для бассейна среднего течения р. Волхов, показала отсутствие их регионального перекоса [305]. Существуют только локальные деформации, обусловленные развитием структур III порядка. Для объяснения отсутствия регионального перекоса в бассейне р. Волхов можно предположить, что простиранье прослеживаемых террас, близкое в целом направлению течения р. Волхов, совпадает здесь с простиранием изобаз современных

тектонических движений. Это предположение следует из анализа уточненной карты скорости современных вертикальных движений запада европейской части СССР [259].

В средней части Западной Латвии, в Вентско-Усмской низине, на расстоянии около 50 км в направлении с северо-запада на юго-восток прослежена серия террас приледниковых водоемов и нивелированием определена высота их тыловых швов [69]. Для большинства террас установлен региональный наклон 0,5—2,0 м к юго-востоку (уровни V_1 , V_2 , V_6 , V_7 , V_8). При этом у наиболее высоких (самых древних) и у наиболее низких (самых молодых) террас уклон одинаковый. На фоне общего наклона существуют местные деформации, например повышение террас у Кабиле. Видимо, местными



Распространение разновозрастных водоемов Балтийского бассейна на территории Эстонии [196].

Рис. IV.10. Высшие границы: 1 — Балтийского ледникового озера, 2 — Иольдиевого моря, 3 — Анциллового озера, 4 — Литоринового моря, 5 — Лимниевого моря.

деформациями обусловлено и понижение уровня V_8 на северо-запад вразрез с положением других уровней. Практически горизонтальное положение террас приледниковых водоемов в Западной Латвии при значительном наклоне береговых линий Балтийского ледникового озера (о чём будет сказано ниже) пока еще не нашло объяснения.

Береговые образования Балтийского ледникового озера в виде пяти уровней (B_1 — B_5) установлены на северо-западном склоне возвышенности Пандивере. Наиболее четко в Эстонии прослеживается уровень B_3 (рис. IV.10). Здесь его высота более 65 м, а у границы с Латвией — лишь 32 м [198]. В последнее время выделяют и уровень B_6 регressive стадии Балтийского ледникового озера [201].

Ранее высказывалось мнение, что уровни Балтийского ледникового озера в Ленинградской области развиты на положительных абсолютных отметках [253]. Однако еще в 30-е годы были получены данные о том, что Приневская низина стала сушей уже в субарктическом периоде [225]. Впоследствии осадки двух стадий Балтийского ледникового озера были вскрыты в Лахтинской котловине ниже уровня моря: I Балтийского ледникового озера на глубине от —15 до —21,3 м, II Балтийского ледникового озера на глубине от —8,3 до —15 м [154]. Предположение об отрицательных абсолютных отметках уровней Балтийского ледникового

озера в настоящее время в районе Ленинграда, исходя из анализа других данных, высказывалось Е. Хюппя [494] и Д. Д. Квасовым [190].

В Латвии Балтийское ледниковое озеро оставило отчетливые следы на пяти уровнях [117]. Следы абразионно-аккумулятивной деятельности первой стадии $B gl_1$ видны на обоих берегах Курземского полуострова в его северной части. Высотное положение их меняется от 55—56 м в уступе Зилиекалны до 35—36 м у оз. Усмас. Вторая стадия $B gl_{II}$ оставила следы вдоль всего Балтийского побережья Латвии и Рижского залива. С нею широко связаны различные абразионные и аккумулятивные формы рельефа, в частности бары и аккумулятивные террасы. Уровень $B gl_{III}$ наклонен в пределах Латвии на 22 м по Балтийскому берегу и более чем на 40 м, если сопоставлять север Курземского полуострова и Рижско-Елгавскую низину. Третья стадия развития Балтийского ледникового озера, представленная тремя фазами ($B gl_{IIIa}$, $B gl_{IIIb}$ и $B gl_{IIIc}$), имеет наиболее отчетливо выраженные следы на всех берегах Латвии. По мнению Х. Я. Кесселя [196], уровень $B gl_1$ принадлежит местным приледниковым водоемам, а остальные уровни Латвии предлагается следующим образом сопоставлять с уровнями Эстонии: $B gl_{II} = B_x + B_1$, $B gl_{IIIa} = B_2 + B_3$, $B gl_{IIIb} = B_4$, $B gl_{IIIc} = B_5$.

На побережье Литвы береговые образования Балтийского ледникового озера развиты ограниченно. Они представлены двумя уровнями: BGII и BGIII [123, 125]. Верхний из них (BGII) соответствует уровню $B gl_{II}$ Латвии, нижний — уровням $B gl_{IIIa} + B gl_{IIIb}$, поскольку южнее Лиепаи эти уровни сливаются [117]. Уровни BGII и BGIII незначительно различаются по высоте. Так, у оз. Папе (Латвия), у Швянтойи и Паланги высоты их 19; 13; 8 (BGII) и 15; 11; 8 м (BGIII) [123]. Южнее Паланги оба уровня подрезаются литориевой террасой.

Скорее всего, отложениями Балтийского ледникового озера являются серые и буровато-серые глины с прослойями алеврита, залегающие на косе Куршю-Нерия на валунных суглинках последнего оледенения и перекрытые осадками Анцилового озера. По данным диатомового и палинологического анализов они отождествляются с глинами болота Швянтяле (на восточном берегу Куршского залива), относимыми к верхнему дриасу (X фаза развития растительности) [177]. Это соответствует времени существования Балтийского ледникового озера (табл. IV.3). Кровля этих отложений в пределах залива Куршю-Марес и косы Куршю-Нерия залегает на различной высоте: от 0 до —35 м [177]. Это, по-видимому, отражает, с одной стороны, неровность ложа позднеледниковых отложений, а с другой — деформацию этих отложений в результате последующих тектонических движений.

Таким образом, береговые образования Балтийского ледникового озера, будучи подняты в Северо-Западной Эстонии до абсолютных отметок 65 м, постепенно снижаясь на восток и на юг, в районе Ленинграда и в Литве располагаются ниже современного уровня моря. Приведенные данные с использованием карты изобаз II Балтийского ледникового озера на территории Финляндии [494] позволяют построить схему деформаций береговых образований Балтийского ледникового озера в пределах Северо-Запада Русской равнины (рис. IV.11). Для построения взяты абсолютные отметки залегания образований в Эстонии [198], II Балтийского ледникового озера в Лахте [154], уровней $B gl_{IIIa}$ в Латвии [117] и BGII в Литве [119]. Практически в Латвии приходится чаще брать высоты уровня $B gl_{IIIb}$, как лучше выраженного, но даже максимальная разница в отметках $B gl_{IIIa}$ и $B gl_{IIIb}$ не превышает 3—4 м [117].

Береговые образования Иольдиевого моря прослежены в Эстонии от 40 м выше уровня моря (болото Сыямяги на северо-западе республики) до 8 м (пос. Синди). По расчетным данным, в центральной части п-ова Кыпу (на о-ве Хийумаа) они могут находиться на высоте 55 м [201]. Всего в Эстонии установлено пять уровней береговых образований ($Y_1 - Y_5$), фиксирующих различные стадии развития Иольдиевого моря.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ
ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНЕ БАЛТИКИ
ИХ СОПОСТАВЛЕНИЕ С ОСНОВНЫМИ
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ
(Принято на международном симпозиуме по проблеме
«Планетарные геофизические исследования».
Вильнюс, декабрь 1970 г.)

Таблица IV.3.

Тысячи лет	Стратиграфическое подразделение	Фазы развития растительности и абсолютный возраст (тыс. лет) границ между фазами		Климатические периоды	Климат	Развитие Балтики	
		Эпохи	Стадии и их абсолютный возраст, тыс. лет				
1	Плейстоцен QIII	I ^a Sa-2	Верхний максимум сосны	1,0	Субатлантический Sa	Влажный, прохладный	Последилиториальные
2		I ^b Sa-2	Верхний максимум ели	1,6			
3		II	Sa-1 Верхний максимум ольхи	2,8			
4	Голоцен QIV	III	Sb-2 Максимум ели	3,9	Суббореальный Sb	Теплый, сухой	Литориальная
5		IV	Sb-1 Максимум дуба	4,7			
6		V	At-2 Максимум широколистенных пород	6,5			
7		VI	At-1 Резкое увеличение ольхи, вяз, орешник	7,9			
8		VII	B-2 Начало ольхи, сосна, береза	7,9			
9		VIII	B-1 Максимум сосны	8,6	Атлантический At	Теплый, сравнительно сухой	Анциловая
10		IX	Pb Максимум березы	9,1			
11		X	Dr-3 Тундра и лесотундра	10,0			
12		XI	Al Лесная растительность, редколесье и лесотундра	10,8	Пребореальный Pb	Прохладный, сухой	Иольдиевая
13		Dr-2	Перигляциальные условия	11,9	Бореальный Bo	Переходная	Балтийско-ледникового озера
14	XII	Bö	Сосново-березовые леса	12,2			
		Dr-1		13,0			
					Арктический Ar	Суровый	Местных ледниковых озер
							Ледниковых озер
							Условия материкового льда

Максимального распространения море достигло в фазу Y_{II} . Деформации этого уровня в пределах Эстонии значительны: по достоверно датируемым разрезам (Сыямяги и Выйду) — более 40 м, предположительно же — более 60 м (рис. IV.12). Береговые образования Иольдиевого моря в основном погребены под осадками Анцилового озера. Исключение составляет лишь узкая прибрежная полоса Северной Эстонии [201].

На восточных берегах Финского залива отложения пребореального Иольдиевого моря вскрыты многими скважинами: в Ленинграде на отметках —10 м [253], —12 м (О. М. Знаменская), в Лахте на отметке —6 м [155]. На Карельском перешейке иольдиевые осадки отмечались в обнажениях на отметках 9 м у Ино [493], менее 1 м (основание слоя) — на Черной речке

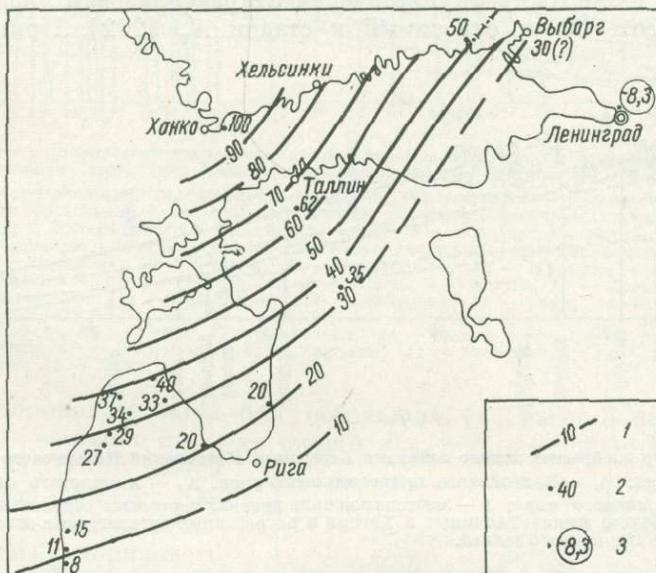


Схема деформаций береговых образований Балтийского ледникового озера в пределах Северо-Запада Русской равнины [201].

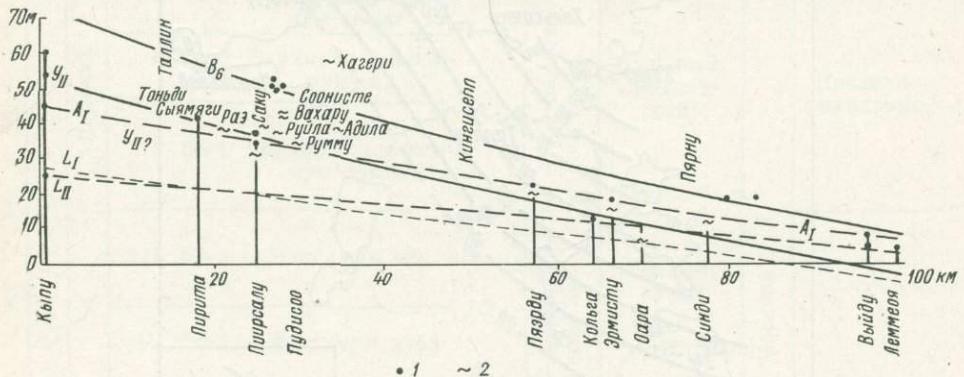
Рис. IV.14. 1 — изобазы деформаций береговых образований; местоположение; 2 — береговых образований и их абсолютные отметки, 3 — погребенных отложений Балтийского ледникового озера и абсолютная отметка их кровли (все отметки даны в метрах).

(О. М. Знаменская), от 0,3 до 8,7 м в районе Выборга [78]. Иольдиевые отложения в районе Ленинграда располагаются намного ниже современного уровня моря — на отметках около $-(50 \div 70)$ м, если прибегнуть к экстраполяции схем изобаз, построенных для Финляндии [494]. В Латвии иольдиевые отложения вскрыты в древней Вентспилской лагуне на отметке —19 м [137], в районе Риги на отметке —28 м [37].

Осадки Иольдиевого моря ложились на неровную поверхность, о чем свидетельствуют, в частности, составленный по многочисленным скважинам разрез древней Вентспилской лагуны и довольно значительная (11,2 м) разница в абсолютных отметках залегания иольдиевых отложений в районе Выборга. Но тем не менее общее повышение основания иольдиевых слоев от Ленинграда к северу (на Карельский перешеек) и к западу (в Эстонию) следует, очевидно, связывать с тектоническими движениями. Отсутствие четко выраженных береговых образований Иольдиевого моря на берегах Балтики ограничивает изучение их регионального распространения. Сопоставление же абсолютных отметок береговых образований и одновозрастных осадков дает лишь ориентировочное представление о размахе новейших тектонических движений, поскольку кровлю осадков нельзя отождествлять с положением уровня моря.

Береговые образования Анцилового озера прослеживаются на протяжении всего побережья Эстонии. Они представлены аккумулятивными и абразионными формами и осадками, возраст которых устанавливается по фауне и на основании диатомового и палинологического анализов. В Эстонии выделяется шесть стадий развития Анцилового озера: первая A_1 — трансгрессивная, остальные A_{II} — A_{VI} — регрессивные. Все уровни Анцилового озера постепенно снижаются на восток и юг: от 45 м на п-ове Кыпу до —2 м в Леммеоя (у южной границы Эстонии). Южнее Пярну береговые образования и отложения Анцилового озера разрушены литориновыми трансгрессиями или погребены под литориновыми осадками [202].

Однако на п-ове Кыпу фаунистически охарактеризован лишь один уровень — на высоте 30 м, относимый к стадии A_V [202]. Принадлежность



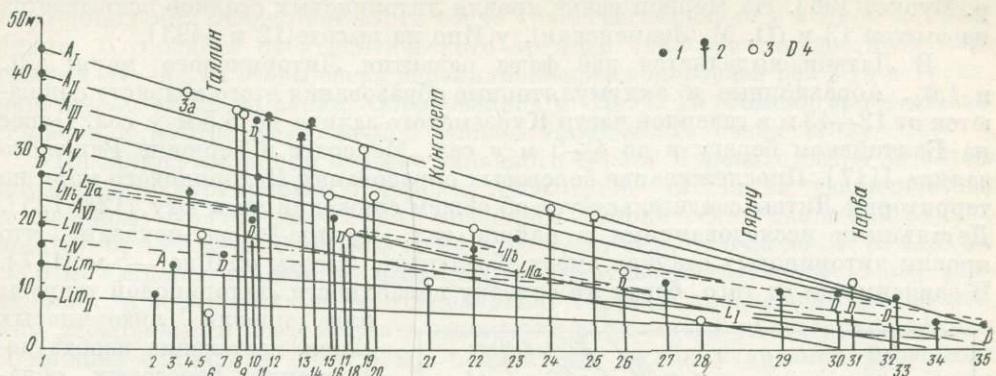
Спектр эпейрогенического поднятия береговых образований Ильдисевого моря (Y) [201].
Рис. IV.12. Уровни: B_g — Балтийского приледникового моря, A_1 — Анцилового озера, L_I , L_{II} — Литоринового моря; 1 — местоположение древних береговых образований; 2 — изученные болота между Таллином и Хагери и погребенные органогенные отложения на побережье Пярнуского залива.

остальных уровней к образованиям Анцилового озера основывается на геоморфологических наблюдениях П. Кентса [195, 196, 202]. Поэтому в качестве максимального по абсолютной высоте местоположения береговых анциловых образований мы принимаем косу Мурасте, где субфоссильные раковины моллюсков Анцилового озера обнаружены на высоте 38 м [202]. В таком случае деформации береговых образований озера в пределах Эстонии составят по экстремальным значениям 40 м (рис. IV.13, IV.14).

Осадки Анцилового озера вскрыты в Ленинграде на отметках —10 м [253], —0,6 м (О. М. Знаменская), в Лахте на отметке —6 м [155]. В обнажениях Карельского перешейка абсолютные отметки их залегания 6,55 м на Черной речке (О. М. Знаменская), 16 м у Ино [493], 15—26 м в районе Выборга [78]. О современном положении береговой линии Анцилового озера в Латвии судить трудно. С одной стороны, в древней лагуне у Вентспилса кровля палинологически хорошо охарактеризованных анциловых осадков вскрыта примерно на 16 м [137], а у Риги — на 17 м [37] ниже современного уровня моря. С другой стороны, у Пилтene и Вентспилса терраса Анцилового озера отмечается на 15 м выше уровня моря (Я. А. Страуме, Управление геологии при СМ ЛатвССР). В Литве в районе залива Куршю-Марес кровля анциловых осадков располагается на абсолютных отметках от 0 до —20 м [177], что, по-видимому, частично связано с локальными тектоническими движениями, а частично с общим увеличением глубины залегания анциловых отложений в сторону моря.

Береговые образования Литоринового моря развиты на всех берегах Балтики. Литориновые осадки хорошо охарактеризованы фаунистически, что делает все построения с ними особенно надежными. В Эстонии выделяется пять стадий развития Литоринового моря: три транс-

грессивные L_1 , L_{IIa} , L_{IIb} и две регрессивные L_{III} , L_{IV} . Их береговые образования в виде береговых валов, кос, а также осадков развиты на высоте от 26 м (п-ов Кыпу) до 3 м (Леммеоя и Икла). Ввиду того, что уровень транс-



Спектр эпигенетического поднятия береговых образований Анцилового озера и Литоринового моря (для сравнения приведены уровни Лимнинского моря) [202].

Местоположение отложений: 1 — древних береговых, 2 — органогенные, погребенных под береговыми, 3 — содержащих остатки раковин субфоссильных моллюсков Анцилового озера, Литоринового и Лимнинского морей, 4 — содержащих диатомовые водоросли.

Рис. IV.13. Цифры на рисунке — важнейшие местонахождения древних береговых образований: 1 — Кыйвасоо, 2 — Тузари, 3 — Вихтерпалу, 3а — Мурасте, 4 — Кейла-Йоа, 5 — Ристи, 6 — Сыру, 7 — Клоога, 8 — Кейла, 9 — Мууга, 10 — Визна, 11 — Иру, 12 — Калларвере, 13 — Йыэляхтме, 14 — Пийрсалу, 15 — Тика, 16 — Везику, 17 — Люманда, 18 — Кирла, 19 — Кяэсла, 20 — Рииси, 21 — Вылла, 22 — Кирбла, 23 — Илласте, 24 — Тапу, 25 — Вакалена, 26 — Колга, 27 — Оара, 28 — Вайсте, 29 — Синди, 30 — Вааскяэма, 31 — Тырвала, 32 — Раннаметса, 33 — Выйду, 34 — Леммеоя, 35 — Икла.

грессий Литоринового моря был небольшим (в Северо-Западной Эстонии для стадии L_1 — около 3 м, для стадий L_{IIa} и L_{IIb} — около 1,5—2 м), высшая граница этого моря является метахронной. Северо-Западнее Кейлы высшей границей Литоринового моря является береговая линия $L_1 + L_{IIa}$, а юго-восточнее — береговая линия L_{IIb} .

Для последующих сопоставлений в качестве максимальной абсолютной отметки залегания литориновых образований мы выбираем отметку косы Кейла-Йоа (23,7 м), где имеются погребенные органогенные отложения. Более высокая отметка (26 м) на п-ове Кыпу устанавливается предположительно, не по наличию, а по отсутствию литориновых морских осадков в разрезе болота Кыйвасоо [202]. Максимальная разница в залегании береговых образований Литоринового моря в Эстонии выявляется при сопоставлении района Кейла-Йоа с Леммеоя и Икла, она равна 20,7 м (см. рис. IV.12, IV.13).

В Ленинграде литориновые осадки (без подразделения на стадии) залегают на абсолютной высоте от —2 м (О. М. Знаменская) до 5 м [253], образуя

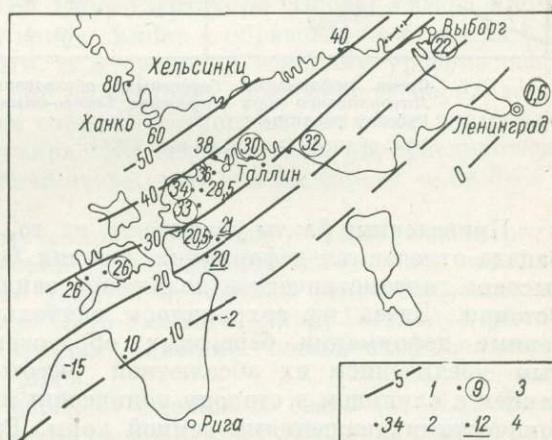


Схема деформаций береговых образований Анцилового озера в пределах Северо-Запада Русской равнины.

1 — изобазы деформаций береговых образований; местоположение: 2 — береговых образований и их абсолютные отметки, 3 — погребенные отложения Анцилового озера и абсолютные отметки их кровли, 4 — береговых образований Анцилового озера и одновозрастных погребенных отложений, абсолютные отметки береговых образований (все отметки даны в метрах).

Рис. IV.14.

четко выраженную террасу. Высота ее повышается к северо-западу и западу: до 15 м у оз. Красногвардейское (на Карельском перешейке) и на п-ове Курголовский (южный берег Финского залива) [253] до 18—20 м в районе р. Вуокса [96]. На Черной речке кровля литориновых осадков вскрывается на высоте 13 м (О. М. Знаменская), у Ино на высоте 12 м [493].

В Латвии выделяются две фазы развития Литоринового моря: Lit_a и Lit_b . Абрационные и аккумулятивные образования этого возраста снижаются от 12—13 м в северной части Курземского залива до 6,5 м у сел. Папес на Балтийском берегу и до 4—5 м у сел. Мерсрагс в вершине Рижского залива [117]. Прослеживание береговых образований Литоринового моря на территории Литвы свидетельствует об общем снижении их к югу [123, 125]. Детальными исследованиями в районе зал. Куршю-Марес показано, что кровля литориновых осадков имеет абсолютные высоты от 0 до —5 м [177]. В зависимости от того, берут ли отметку поверхности Литориновой террасы

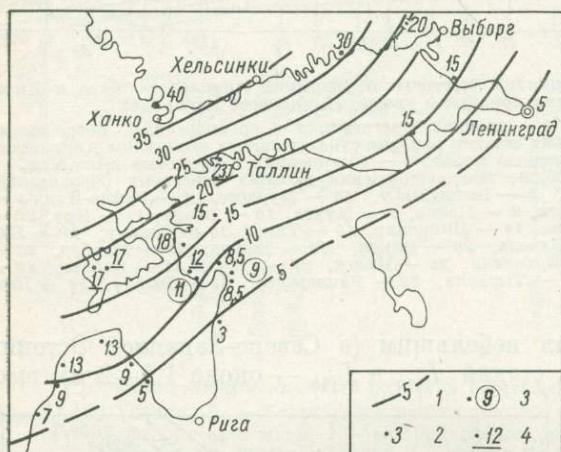


Схема деформаций береговых образований Литоринового моря в пределах Северо-Запада Русской равнины.

Рис. IV.15. Усл. обозначения см. на рис. IV.14.

или кровли литориновых слоев, положение изобаз деформации береговых образований Литоринового моря может быть несколько различным. Вследствие этого изобазы проведены только там, где развиты отчетливые литориновые террасы (рис. IV.15).

Береговые образования моря Лимнеа выделяются только в Эстонии. По Х. Я. Кессел [195, 196], они могут быть разбиты на шесть уровней, расположенных на абсолютных отметках от 2 до 12,8—13,5 м. Деформации этих уровней в пределах Эстонии (от древних к молодым): 6,3; 4,5; 4; 2,5 и 1,2 м

Приведенные факты указывают на то, что на всем побережье Северо-Запада отмечаются деформации древних береговых образований. Наиболее высокое гипсометрическое положение занимают уровни в Северо-Западной Эстонии. Здесь же сохранилось наибольшее количество уровней. Отмеченные деформации береговых образований с закономерным постепенным увеличением их абсолютной высоты в одну сторону и выклиниванием и слиянием в сторону понижения могут быть объяснены только тектоническими движениями земной коры. Различная амплитуда деформаций разных уровней является следствием их разновозрастности: ранние уровни дольше участвуют в движениях и, следовательно, подвергаются большей деформации.

Перекос озер

Перекос озер, приводящий к подтоплению одного берега и осушению или обмелению другого, давно интерпретировался как следствие региональных движений земной коры. В пределах исследуемой территории аналогичные явления отмечались на ряде озер. Еще в конце прошлого столетия трансгрессию на южном берегу Ладожского озера и образование р. Нева объяснил региональным перекосом Г. Де-Геер [481]. Позже эта точка зрения была поддержана [473, 258, 255, 162, 163, 192]. Как установлено, в начале голоценена порог стока Ладожского озера находился вблизи Выборга (у пос.

Вешево). Уровень озера тогда стоял на отметке — 40 м. В результате тектонического поднятия Балтийского щита северный берег Ладоги поднялся примерно на 70 м, в то время как южное побережье не испытalo значительного поднятия. Вследствие этого озеро трансгрессировало в южном направлении. В середине субатлантического времени трансгрессия достигла максимума (16—18 м). Воды озера перелились через водораздел рек Мга и Тосна, дав начало стоку на запад. Образовалась р. Нева. Глубинная эрозия Невы привела к быстрому снижению уровня Ладожского озера [192].

На 30-километровом отрезке западного берега Чудского озера детально изучено и закартировано 7 террас. Абсолютная высота их увеличивается к северному берегу в результате новейших тектонических движений от 50,5 до 51,5, от 45,5 до 47,0, от 43,5 до 44,5, от 40 до 41,5, от 34,5 до 36, от 32,5 до 33,5 м. Седьмая терраса — высотой 37 м — отмечалась на небольшом расстоянии, и деформация ее не установлена. Террасы прослежены на различном расстоянии, и поэтому, хоть амплитуда деформаций для террас верхних и нижних одинакова (1—1,5 м), продольный уклон у древних береговых образований больше (8—9 см/км), чем у молодых (4—6 см/км) [232]. Переливание Псковско-Чудского водоема к югу с подтоплением южного берега Псковского озера и образованием эстуария в устье р. Великая констатировал В. А. Исаченков [173].

В позднеледниковые на месте современного оз. Выртсъярв в Южной Эстонии, в котловине, частично унаследованной от дочетвертичного рельефа, существовал обширный водоем. Сток из него осуществлялся на запад по долине р. Вильянди. Уровень озера быстро снижался, и к началу голоцене площадь его значительно сократилась. Более интенсивное поднятие на северо-западе обусловило прекращение стока на запад. Вследствие ухудшения стока уровень озера повысился: во второй половине нижнего голоцена вода залила обширные низменные участки, располагающиеся к северо-востоку и востоку. Образовалось оз. Суур-Выртсъярв. Перекос озера в юго-восточном направлении привел в конце концов к образованию стока на восток — по долине р. Суур-Эмайыги, и к среднему голоцену уровень озера значительно понизился. С тех пор происходит постепенное переливание озера к югу. Следствием перекоса озерной котловины является положение береговой линии оз. Суур-Выртсъярв. На северо-западе она расположена на 4—5 м выше современного уровня озера, а на южном берегу — на 3—4 м ниже [331].

На южных берегах озер Выртсъярв и Псковское вследствие переливания происходит повышение уровня грунтовых вод, длительное накопление торфяных залежей низинного типа, а в долинах рек, впадающих на таких участках в озера (например, Суур-Эмайыги, Ахья, Выханду), уменьшается уклон русла, аккумулируется аллювий повышенной мощности пойменной и старичной фации [328].

Широко известны признаки перекоса Онежского озера [71, 72]. Нами изучалось переливание озер вследствие региональных движений земной коры на примере оз. Лемболовское в центральной части Карельского перешейка.

Другие изменения географической обстановки

Региональный перекос земной коры находит отражение и в других послеледниковых и голоценовых геоморфологических процессах.

Деятельность моря. Берега Эстонии севернее Пярну и западнее Азери отличаются большой извилистостью, малой мощностью прибрежных отложений, значительной ролью в формировании морфологии берега ледниковых отложений и рельефа поверхности дочетвертичных пород, распространением мелких островков. Это объясняется тем, что вследствие интенсивности поднятия море действует на определенном уровне непродолжительное время, в результате чего не успевают выработать абрационные уступы, накопиться отложения большой мощности, выровняться

береговая линия. Южнее Пярну и восточнее Азери, где интенсивность поднятия меньше и где вследствие этого береговые процессы действовали на одном и том же уровне более продолжительное время, берег, как правило, более выровненный, абразионные формы крупнее, мощность насосов более значительная [329, 330].

Деятельность рек. Интенсивное поднятие Северной Эстонии и вызванное им понижение базиса эрозии обусловили своеобразие морфологии и геологического строения низовьев текущих здесь рек: в продольном профиле наблюдаются водопады, участки с крутым падением, V-образный поперечный профиль, увеличение глубины вреза до 30—35 м против 5—7 м в среднем течении и верховьях, малая мощность аллювия и т. д. Низовья таких рек оказываются моложе их верховьев, так как долина постоянно наращивается своей устьевой частью, перемещаясь за отступающей береговой линией [276].

Различны морфология и современные геоморфологические процессы левых и правых притоков р. Пярну. Направление течения этой реки в общих чертах совпадает с направлением изобаз древних береговых линий и современных движений. Правые притоки ее, располагающиеся в области более интенсивного поднятия земной коры, в нижнем течении врезаются, у левых же притоков, текущих по воздыманию пород, наблюдаются уменьшение уклона продольного профиля, заболачивание и значительные наводнения [276, 328].

Приведенные примеры указывают на заметное воздействие региональных новейших тектонических движений на геолого-геоморфологические процессы голоценца.

Анализ поверхностей выравнивания

Установление в рельфе поверхности коренных пород Северо-Запада Русской равнины трех разновозрастных поверхностей выравнивания [291, 294, 296] позволяет подойти по-новому к использованию сведений о дочетвертичном рельфе для изучения новейшей тектоники. Покажем это на примере восточной половины исследуемой территории, включающей северо-западные области РСФСР, Эстонию и Восточную Латвию. Правда, из-за отсутствия коррелятных отложений, неопределенности возраста поверхностей выравнивания и ряда других причин анализ взаиморасположения поверхностей выравнивания в настоящее время и реконструкция их положения в прошлом позволяют получить о новейших движениях лишь самые общие сведения, преимущественно качественного характера. Прежде всего определим достоверность имеющихся данных, разделив их на три группы. К первой группе отнесем факты, не вызывающие сомнений. Вторая группа объединяет дискуссионные положения и факты, интерпретация которых может быть различной. Поскольку без некоторых упрощений и допущений задача на настоящем уровне знаний неразрешима, введем третью группу данных — предположения.

К первой группе относятся следующие данные.

1. Наличие трех уровней в рельфе поверхности дочетвертичных пород на Северо-Западе.

2. Средняя абсолютная высота верхнего уровня в пределах изучаемой территории 150—250 м, среднего — от 40 до 75 м, нижнего — от 0 до —25 м.

3. Средняя высота склонов и уступов, разделяющих уровни, соответственно 100 и 75 м.

4. Поверхность кристаллического фундамента и породы палеозоя моноклинально падают на юго-восток.

5. Экзарация плейстоценовых ледников была незначительной [319], в данном случае ею практически можно пренебречь.

6. Верхняя поверхность выравнивания наклонена на север, средняя — горизонтальна, нижняя — наклонена на юг.

7. В конце плиоцена уровень Мирового океана находился значительно ниже современного.

8. Современные абсолютные отметки поверхности являются следствием совместного воздействия тектонических движений, эвстатических колебаний уровня моря и денудации.

Вторая группа включает следующие факты и положения.

1. Первично все поверхности выравнивания были наклонены на север, к базису денудации.

2. Перекос поверхностей выравнивания обусловлен новейшими тектоническими движениями.

3. Возраст поверхностей выравнивания исследуемой территории (сверху вниз): палеогеновый, миоценовый, плиоценовый.

4. Регрессия Мирового океана в плиоцене достигала 250—400 м по отношению к современному уровню моря.

5. Южный склон Балтийского щита (севернее современной Валдайской возвышенности) поднимался, Московская синеклиза опускалась.

Третья группа включает следующие предположения.

1. Скорость тектонических движений в каждой точке постоянна.

2. Скорость новейших движений возрастает с приближением к центрам Балтийского щита и синеклиз, градиент постоянный.

3. Локальные деформации не учитываются.

В палеогене на Русской равнине сформировалась единая поверхность выравнивания [111, 270]. По-видимому, она была в целом полигенетической, а на исследуемой территории — денудационной. В районе наших работ эта поверхность занимает наиболее высокое положение среди других уровней рельефа поверхности дочернеподстильных пород. Поскольку Атлантический и Северный Ледовитый океаны в это время уже существовали, базис денудации в общем располагался к северу и к северо-западу от исследуемой территории.

Исходя из особенностей развития равнин на платформах, можно предполагать, что рельеф района в палеогене был равнинным, по морфологии и относительным превышениям в общих чертах близким современному, не имеется никаких следов качественно иного рельефа. В таком случае, по-видимому, можно принять, что существовал уклон поверхности в сторону базиса денудации. Тогда проекцию палеогеновой поверхности сразу после ее образования на вертикальную плоскость меридионального направления можно изобразить в виде прямой линии ГВ (рис. IV.16, а). Точки Г, А, Б, В этой прямой соответствуют следующим современным географическим пунктам: поверхности Валдайской возвышенности на некотором удалении к югу от ее бровки (Г), бровке этой возвышенности (А), бровке Балтийского глинта (Б) и точке пересечения уровня моря и поверхности коренных пород на Карельском перешейке (В).

Так как платформы являются областями устойчивых поднятий, палеогеновая поверхность выравнивания в точке А после своего образования поднялась на величину T_A (Pg) + T_A (N) + T_A (Q) = $\sum T_A$. В результате эвстатических движений абсолютная высота местности выросла на величину \mathcal{E} (Pg) + \mathcal{E} (N) + \mathcal{E} (Q). *

Поскольку, как мы приняли с некоторым допущением, точка А находится на границе Московской синеклизы (области прогибания) и южного склона Балтийского щита (области поднятия) и структуры эти продолжают развиваться, то территория к северу от точки А должна испытать поднятие, а к югу — опускание. Если скорость тектонических движений возрастает с приближением к Балтийскому щиту, то спустя некоторое время после образования палеогеновой поверхности, например к началу неогена, вели-

* Поскольку эвстатические движения обусловлены перемещением уровня Мирового океана, то для всех точек исследуемой территории, в отличие от тектонических движений, они одинаковы.

чины новейших тектонических движений в точке B будет на величину ΔT_B (Pg) больше, чем в точке A . Следовательно, T_B (Pg) = T_A (Pg) + ΔT_B (Pg). Соответственно в точке B величина новейших тектонических

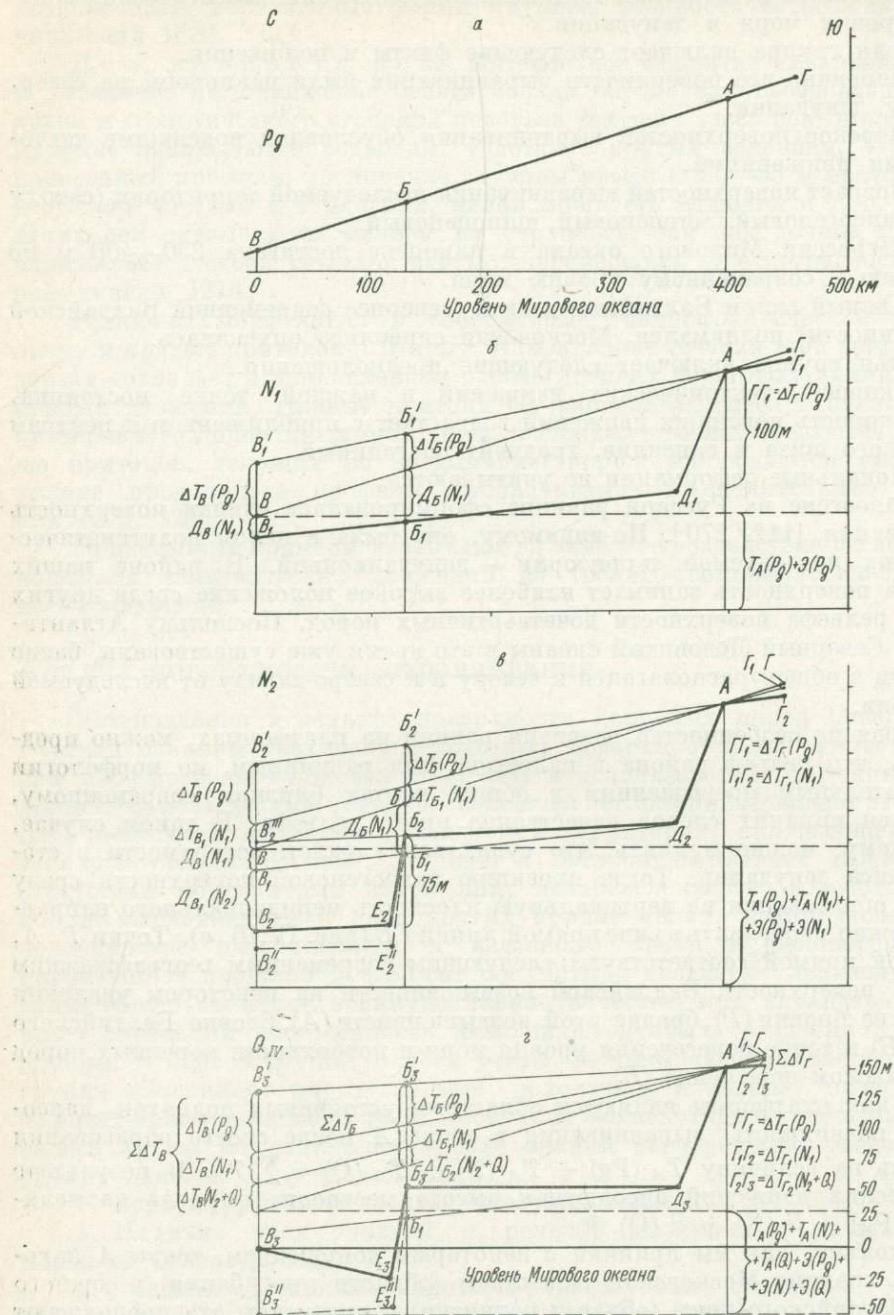


Рис. IV.16. Схема развития рельефа Северо-Запада Русской равнины.

движений за это время будет T_B (Pg) = T_A (Pg) + ΔT_B (Pg). Вместе с тем в точке Γ опускание составило ΔT_Γ . Тогда исходная поверхность должна была бы занять положение $\Gamma_1 A B'_1 B'_1$ (см. рис. IV.16, б).

В миоцене на Русской равнине, в том числе и на Северо-Западе, образовалась новая поверхность выравнивания, распространившаяся с севера

и уничтожившая часть поверхности $ABBG$. В результате этого возникло сочетание двух поверхностей: Γ_1A (фрагменты палеогеновой поверхности) и $D_1B_1B_1$ (молодая поверхность), разделенных склоном AD_1 высотою около 100 м.

Изменилась ли при этом абсолютная высота местности, в частности, в точке A — точке, относительно неподвижной? Известна высота склона AD_1 — около 100 м. Вновь образованная поверхность $D_1B_1B_1$ должна иметь какой-то уклон в сторону базиса денудации, т. е. к северу. Точное положение береговой линии моря в момент образования поверхности не известно, но на отрезке D_1B_1 (около 400 км) превышение точки D_1 над точкой B_1 , по-видимому, было более 25 м. Это дает основание думать, что по сравнению с моментом формирования исходной поверхности абсолютная высота местности, в частности точки A , в миоцене стала несколько больше. Она должна была бы возрастать в сторону Балтийского щита, не будь врезания новой поверхности, и уменьшаться к югу от точки A — в Московской синеклизе. Абсолютная отметка в точке A увеличилась на $T_A(Pg) + \vartheta(Pg)$, в точке B — на $T_A(Pg) + \vartheta(Pg) + \Delta T_B(Pg) — D_B(N_1)$ и стала B_1 , а в точке B — на $T_A(Pg) + \vartheta(Pg) + \Delta T_B(Pg) — D_B(N_1)$ и стала B_1 . Значения $D_B(N_1)$ и $D_B(N_1)$ отражают величину денудационного разрушения исходной палеогеновой поверхности при формировании средней поверхности выравнивания.

Вследствие продолжающегося поднятия Русской платформы к раннему плиоцену с учетом различий в скорости и амплитуде тектонических движений в разных точках ожидаемое положение исходной палеогеновой поверхности должно быть $\Gamma_2AB'_2B'_2$ (см. рис. IV.16, ϵ) (путь рассуждений такой же). Поверхность $\Gamma_1AD_1B_1B_1$ должна была бы при этом занять положение $\Gamma_2AD_2B_2B'_2$. Как известно, на окраинных частях Русской равнины сформировалась еще одна — раннеплиоценовая поверхность выравнивания B_2E_2 . Эта поверхность врезана в миоценовую, следовательно, ее образование происходило при исключительно низком положении уровня Мирового океана. Если бы отсутствовали тектонические движения и образование раннеплиоценовой поверхности было бы связано только со снижением уровня моря, то на Северо-Западе следовало бы ожидать сочетание поверхностей GA , D_2B_1 и $E'_2B'_2$, разделенных соответственно склонами AD_2 и $B_1E'_2$. Но в результате тектонических движений миоценовая поверхность деформировалась и заняла положение D_2B_2 . Соответственно и молодая поверхность оказалась выше: E'_2B_2 .

Абсолютная высота местности в точке A увеличилась на величину совместного действия тектонических движений и эвстатических колебаний уровня моря за миоцен, т. е. на $T_A(N_1) + \vartheta(N_1)$. Абсолютная высота в точке B_1 возросла на $T_A + \vartheta(N_1) + \Delta T_{B_1}(N_1)$ и стала B_2 , в точке B_1 — на $T_A(N_1) + \vartheta(N_1) + \Delta T_{B_1}(N_1) — D_{B_1}(N_2)$ и стала B_2 . При этом отрезок $D_{B_1}(N_2)$ — суммарный эффект денудационных процессов в точке B_1 при формировании плиоценовой поверхности выравнивания.

Продолжая рассуждать аналогичным образом, приходим к выводу, что к настоящему времени при отсутствии денудационных процессов с учетом различий в интенсивности тектонических движений исходная палеогеновая поверхность могла бы занять положение $B'_3B'_3AG_3$ (см. рис. IV.16, ε). Наоборот, при отсутствии различий в скорости тектонических движений в разных точках (что практически равносильно отсутствию тектонических движений вообще) вследствие денудационных врезов должна была бы образоваться система поверхностей $GA\bar{D}_3B_1E'_3B'_3$. Реальное взаимное расположение поверхностей: $\Gamma_3AD_3B_3E_3B_3$. При этом $\sum \Delta T_B$ и $\sum \Delta T_B$ должны рассматриваться как перемещения точек B и B относительно точки A , вызванные новейшими тектоническими движениями; другими словами, величина $\sum \Delta T_B$ указывает на размах новейших тектонических движений в пределах района работ. Положение современного уровня моря

выше части раниеплиоценовой поверхности свидетельствует о том, что в процессе взаимодействия восходящих тектонических движений и повышения уровня моря в четвертичном периоде размах эвстатических колебаний оказался больше — и наступила трансгрессия.

Насколько соответствует действительности приведенная схема образования и развития поверхностей выравнивания на Северо-Западе Русской равнины? Доказательства того, что рассмотренные уровни являются поверхностями выравнивания, а не литологическими ступенями, приведены выше. всякая поверхность выравнивания к моменту завершения формирования имеет наклон от уступа, отделяющего ее от более древней поверхности. Следовательно, первоначально поверхности были наклонены от современной Валдайской возвышенности на север, поскольку Ледовитый океан существует с мезозоя и является для района базисом денудации. В таком случае горизонтальное положение или даже обратный наклон поверхности выравнивания свидетельствует о новейших тектонических движениях, что хорошо согласуется с наблюдениями за поверхностями выравнивания в других районах Русской равнины [111, 171 и др.].

Перекос в меридиональном направлении поверхностей выравнивания исследуемой территории вытекает из длительного и противоположно направленного развития Балтийского щита как области поднятия и Московской синеклизы как области опускания. Кстати, сравнение современного положения маркирующих горизонтов на склоне щита в окрестностях Ленинграда и в районе Валдайской возвышенности показывает, что размах тектонических движений в пределах района за весь платформенный этап развития составляет около 2 км, за послепозднепротерозойское время — около 900 м, за послекембрийское время — более 750 м, за послеордовикское время — более 500 м, за послесреднедевонское время — более 400 м.

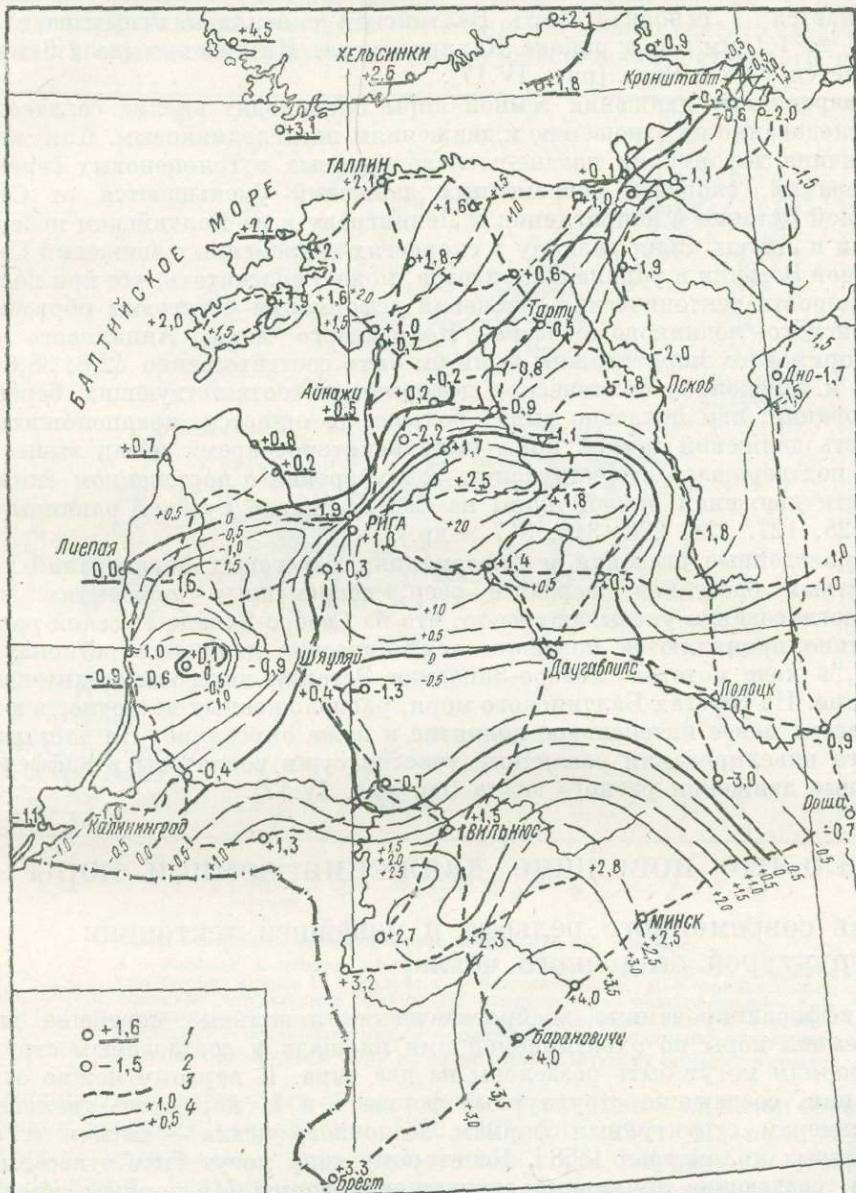
Амплитуда новейших тектонических движений в пределах изучаемой площади по имеющимся данным может быть установлена весьма предположительно. Возможны два подхода. Первый следует из только что приведенных расчетов. Если времена деформации палеогеновой поверхности в 10 раз меньше времени деформации среднедевонской поверхности (соответственно 30—35 и 370 млн. лет), то и размах новейших тектонических движений должен быть на порядок меньше (около 40 м).

Второй подход заключается в анализе современного положения поверхностей выравнивания. Если современный наклон палеогеновой поверхности выравнивания на север (линия AG_3 на рис. IV.16, 2) сохранился от первичного наклона, несмотря на опускание Московской синеклизы, то очевидно, что суммарная амплитуда новейших тектонических движений в точке B не может превышать суммарную амплитуду новейших тектонических движений в точке A на величину, большую абсолютной высоты точки A в палеогене; в противном случае поверхность AG в настоящее время должна быть либо горизонтальной, либо наклоненной к югу.

При составлении Карты новейшей тектоники СССР во многих случаях принималось, что исходный уровень, представленный поверхностями денудации, располагался на равнинах к началу новейшего этапа на высоте 100—200 м [320]. Предположив среднее значение, получим 150 м. Имеющиеся данные о величине деформации средней поверхности выравнивания на участках западный склон Валдайской возвышенности — Ижорская возвышенность и бассейн р. Великая — Северная Эстония указывают на то, что предположения близки к реальности: разница в абсолютных отметках поверхности выравнивания (следовательно, размах движений за плиоцен-плейстоценовое время) составляет 75—100 м. Следовательно, на южном побережье Финского залива (южный склон Балтийского щита) амплитуда новейших тектонических движений на 100—150 м больше, чем в районе Валдайской возвышенности (западная часть Московской синеклизы).

Результаты повторного нивелирования и уровнемерных наблюдений

По результатам повторного нивелирования составлено несколько карт современных вертикальных движений земной коры для отдельных районов [147, 148, 150, 227, 228] и для Северо-Запада в целом [390, 259, 360, 309].



Карта современных вертикальных движений земной коры в Прибалтике [360].

Рис. IV.17. 1 — уровнемерные пункты и абсолютные скорости современных движений (мм/год) по уровнемерным данным; 2 — узловые пункты сети и уравновешенные значения скорости современных движений (мм/год); 3 — линии повторного нивелирования; 4 — изобазы современных вертикальных движений земной коры (мм/год).

По результатам уровнемерных наблюдений также составлена схема вертикальных движений земной коры Центральной Балтики, Финского и Рижского заливов [466]. С наибольшей полнотой данные повторного нивелиро-

вания и уровнемерных наблюдений учтены в работе Ю. Ю. Рандярва [360]. С наибольшей интенсивностью (до 2,1—2,2 мм/год) поднимается Северо-Западная Эстония, в юго-восточном направлении происходит уменьшение скорости поднятия. Нулевая изобаза проходит по линии Кронштадт — оз. Выртсъярв — Лимбажи — Кандава — Лиепая. Территория Ленинградской и Псковской областей (к югу от Ленинграда и севернее Пскова) опускается со скоростью до 2 мм/год. Северная часть Курземского полуострова поднимается, а основная часть Балтийской синеклизы испытывает опускание, до 1,1 мм/год в районе Калининграда. Интенсивно (до 1,9 мм/год) опускается район Риги (рис. IV.17).

Современные движения земной коры происходят вполне согласованно и унаследованно по отношению к движениям послеледниковым. Так же, как и величина деформации поздне-послеледниковых и голоценовых береговых образований, скорости современных движений уменьшаются от Северо-Западной Эстонии в направлении к Ленинграду и на Балтийском побережье Латвии и Литвы. Зная разницу в скоростях современных движений Северо-Западной Эстонии и района Ленинграда, можно подсчитать, что при постоянной скорости тектонических движений деформации береговых образований Балтийского ледникового озера, Иольдиевого моря, Анцилового озера и Литоринового моря должны были бы быть соответственно 42,8; 38,6; 33,6 и 11,8 м. Поскольку фактические деформации соответствующих береговых образований, как показано выше, больше, то остается предположить, что скорость движений земной коры была некоторое время назад выше. Этот вывод подтверждает существующую точку зрения о постепенном снижении скорости движений земной коры на Северо-Западе Русской равнины [256, 123, 125, 127, 128, 270, 316, 317 и др.].

Приведенные сведения о деформациях береговых образований разновозрастных бассейнов, перекосе озер, современных движениях земной коры согласованно указывают на то, что на Северо-Западе Русской равнины отчетливо проявляются новейшие тектонические движения регионального плана, в ходе которых Северо-Западная Эстония испытывает интенсивное поднятие. На берегах Балтийского моря, расположенных восточнее и южнее, отмечается менее интенсивное поднятие и даже опускание. По данным повторного нивелирования различные участки суши вовлечены в дифференцированные движения разного знака (см. рис. IV.17).

Локальные новейшие движения земной коры

(Связь современного рельефа и новейшей тектоники со структурой осадочного чехла)

Дифференцированные эпигенетические локальные новейшие движения земной коры по охватываемой ими площади и создаваемым структурным формам могут быть разделены на два типа. К первому можно отнести движения, создающие структурные формы I и II порядков, аналогичные по размерам структурным формам осадочного чехла — тысячи и сотни квадратных километров [368]. Ко второму типу могут быть отнесены движения, создающие локальные структурные формы III порядка площадью десятки квадратных километров.

Новейшие структурные формы I и II порядков

На основе анализа топографических карт среднего масштаба, морфологических построений с учетом данных полевых геолого-геоморфологических исследований, материалов бурения, геофизики, повторного нивелирования в пределах Северо-Запада Русской равнины могут быть выделены следующие новейшие структурные формы I и II порядков (рис. IV.18).

Северо-Эстонское поднятие I выделено А. Таммеканом под названием Эстонской антиклинали по комплексу геологого-геоморфологических признаков, в частности по морфологии и геологическому строению Балтийского глинта. Центральной части поднятия соответствует более широкая предглинтовая полоса берега с заливами и полуостровами [534]. Выше были приведены убедительные доказательства новейшего поднятия Северной Эстонии: повышения высоты разновозрастных береговых образований и увеличение их числа. В дополнение можно указать следующие признаки: повышение абсолютных отметок поверхности Эстонского плато,

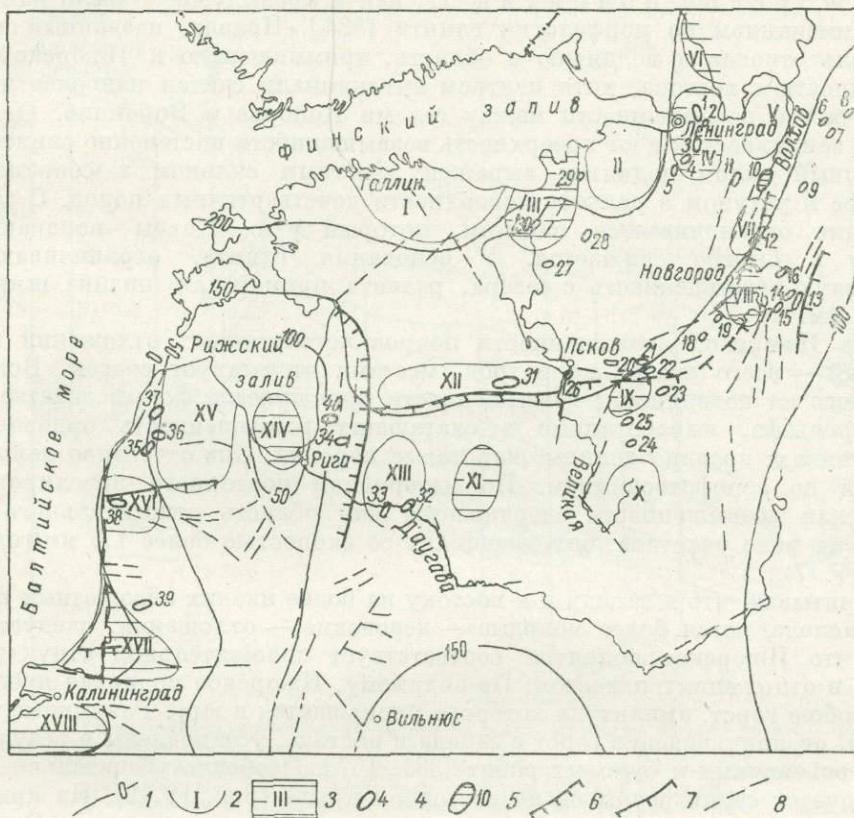


Схема новейшей тектоники Северо-Запада Русской равнины.

Рис. IV.18. 1 — изобазы новейших тектонических движений (в метрах); новейшие структурные формы II порядка; 2 — положительные, 3 — отрицательные; новейшие структурные формы III порядка: 4 — положительные, 5 — отрицательные; унаследованные флексуры осадочного чехла: 6 — установленные, 7 — предполагаемые; 8 — предполагаемые разрывные нарушения. Номера структурных форм на схеме соответствуют их номерам в тексте.

малую мощность четвертичных образований, абразионный характер берегов, интенсивное врезание речной сети [326, 327, 267, 276]. На всех картах современных вертикальных движений земной коры Северную, а особенно Северо-Западную Эстонию показывают как область поднятия [147, 148, 150, 152, 259, 359, 360].

Материалы повторного нивелирования свидетельствуют в пользу выделения Северной Эстонии в качестве новейшей структурной формы I или II порядка. Увеличение скорости современного поднятия происходит неравномерно: по линии Пярну — Раквере намечается сгущение изобаз, фиксируется как бы уступ, ограничивающий область наибольшего поднятия [152]. Поверхность кристаллического фундамента залегает в Северной Эстонии высоко — не глубже 300 м от уровня моря [79]. Соответственно повышенено и залегание пород осадочного чехла.

В Северо-Восточной Эстонии установлены многочисленные признаки тектонической активности на платформенном этапе: локальные куполовидные антиклинали осадочного чехла (Сонда, Азери), разрывные нарушения (Ахтме, Вийвиконна и др.) [327, 84, 65]. Активность некоторых разрывных нарушений отмечается по изменениям знака и скорости современных вертикальных движений [416, 152, 429]. По-видимому, к западу от Северо-Эстонского поднятия (г. Пальдиски и западнее) располагается прогиб, так как у г. Пальдиски глинт уходит ниже уровня моря [202], а вся территория Западной Эстонии низменная, на больших участках заболоченная.

Ижорское поднятие II, как и предыдущее, было намечено А. Таммеканном по морфологии глинта [534]. Правда, названный исследователь относил к поднятию и область, примыкающую к Ижорской возвышенности с востока, хотя центром антиклинали считал наиболее поднятый участок возвышенности между селами Копорье и Воронино. От этих сел на запад, восток и юг поверхность возвышенности постепенно снижается. Восточный склон поднятия выражен заметным склоном в современном рельефе и уступом в рельефе поверхности дочетвертичных пород. С запада поднятие ограничивается глинтом, который у с. Котлы поворачивает к югу и быстро снижается. У основания глинта, ограничивающего Ижорскую возвышенность с севера, развита приморская низина шириной до 20 км.

На Ижорской возвышенности покровов четвертичных отложений маломощный — всего несколько метров, местами отсутствует совсем. Вследствие этого на поверхности возвышенности проявляются формы дочетвертичного рельефа, выработанные в слагающих возвышенность ордовикских известняках: древние долины, карстовые воронки. Они отчетливо дешифрируются по аэрофотоснимкам. По материалам повторного нивелирования Ижорская возвышенность очерчивается как область относительного поднятия на фоне участков, опускающихся со скоростью более 1,5 мм/год (см. рис. IV.17).

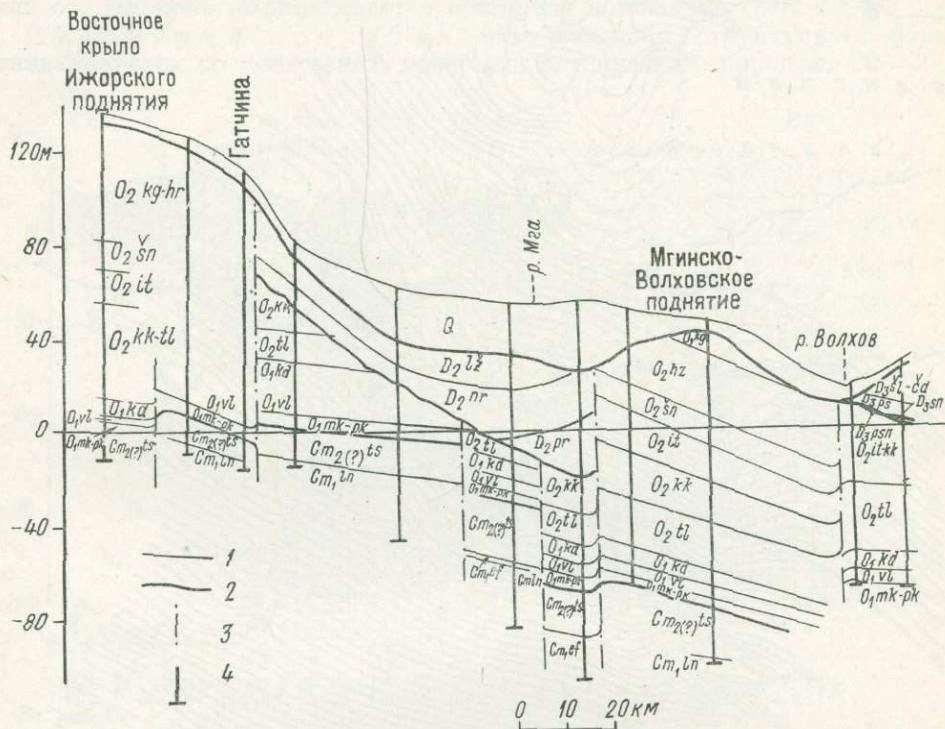
Учитывая, что к западу и к востоку на более низких абсолютных отметках располагаются более молодые — девонские — отложения, следует считать, что Ижорское поднятие соответствует положительной структурной форме в отложениях палеозоя. По-видимому, Ижорское поднятие представляет собою горст, амплитуда которого уменьшается к югу. Разрывные нарушения, ограничивающие горст с запада и востока, установлены в результате геологосъемочных и буровых работ [381, 157]. Особенно убедительно документируется серия разрывов на восточном крыле (рис. IV.19). На крыльях Ижорского поднятия возможны мелкие локальные структуры. Одна из них намечается по геоморфологическим признакам в районе Красного Села (А. А. Рукояткин, ВИРГ).

Нарвский прогиб III установлен А. Таммеканном [534]. Признаками новейшего опускания являются: снижение Балтийского глинта и превращение его на участке р. Луга — р. Нарва в пологий, едва заметный склон, общее снижение высоты участка, заболачивание территории, приуроченность к участку устьев трех рек (Луги, Плюссы, Нарвы). Об унаследованном характере новейшего прогиба говорит более низкое здесь залегание отложений ордовика, чем в Северной Эстонии и на Ижорской возвышенности.

Невско-Тосненский прогиб IV выделяется на основании следующих данных. В современном рельефе эта территория представляет собой заболоченную Приневскую низину и примыкающую с юга пониженную равнину бассейнов рек Ижора и Тосна. Наиболее пониженные участки залиты водами Финского залива и Ладожского озера. Прогибу соответствует местность с минимальными абсолютными отметками рельефа. С прогибом связано снижение относительной высоты, уменьшение крутизны и изгиб к югу Балтийского глинта (рис. IV.20). Глинт здесь местами выработан целиком в песчано-глинистых отложениях кембрия. Бровка его

у с. Никольское (на р. Тосна) сложена синими глинами лонтоваской свиты.

Для речной сети участка в поздне- и послеледниковые времена характерно преобладание аккумуляции над врезанием [267], что присуще областям новейшего опускания. Поверхность рельефа коренных пород располагается ниже уровня моря, ее абсолютные отметки — (10–25) м. Свидетельством опускания является Лахтинское болото, где представлен наиболее полный комплекс послеледниковых отложений [415]. Прямые доказательства



Схематический геологический разрез по линии Ижорская возвышенность — Гатчина — р. Волхов [157].

1 — границы нормального стратиграфического залегания; 2 — границы несогласного залегания; 3 — оси зон тектонических нарушений; 4 — скважины.

Q — отложения четвертичной системы; отложения франского яруса верхнего отдела и живетского яруса среднего отдела девонской системы, горизонты: $D_2 sh$ — снегогорский, $D_2 psn$ — подснегогорский, $D_2 ls$ — лужский, $D_2 pr$ — парнуский; отложения среднего и нижнего отделов ордовикской системы, горизонты: $D_2 kg$ — кегельский, $D_2 hr$ — хревицкий, $D_2 sh$ — шундоровский, $D_2 tt$ — иттерский, $D_2 kk$ — кукерский, $D_2 tl$ — таллинский, $D_2 lk$ — кудакский, $D_2 vL$ — волховский, $D_2 mk$ — мякишльский и пакерортский; отложения среднего(?) и нижнего отделов кембрийской системы, горизонты: $Cm_2(?)ts$ — тискеский, $Cm_1 ef$ — эфитоновый, $Cm_1 ln$ — лонтоваский.

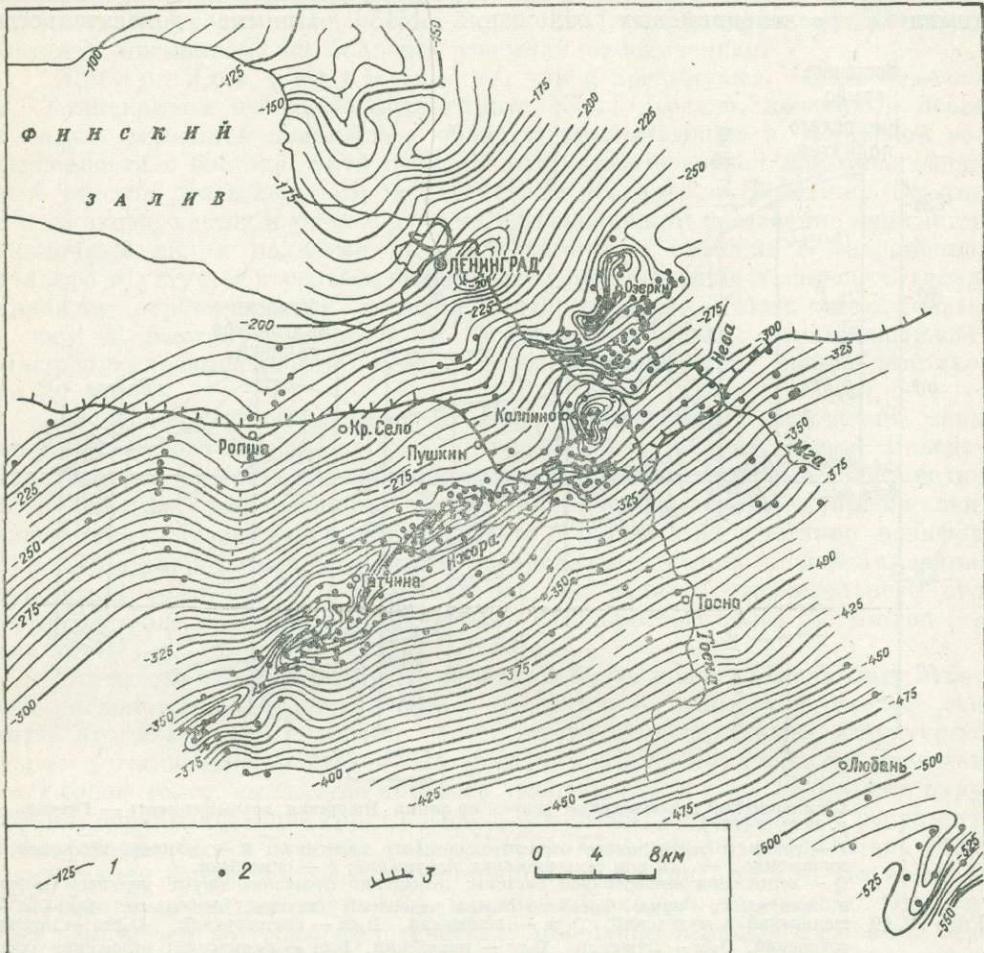
Рис. IV.19. Схематический геологический разрез по линии Ижорская возвышенность — Гатчина — р. Волхов [157].

опускания дает повторное нивелирование, наибольшая скорость опускания — до 2 мм/год — приурочена к Приневской низине (см. рис. IV.27). Опусканье южной части подтверждается геологическими данными (см. рис. IV.19).

М г и н с к о - В о л х о в с к о е п о д н и я т и е V выделяется по современному более высокому гипсометрическому положению поверхности (абсолютные отметки до 93 м), относительному уменьшению заболоченности, радиальному расположению речной сети с центробежным направлением течения. Особо следует отметить, что такие притоки Волхова, как Оломна, Влоя, текут ему навстречу. Геологическим подтверждением поднятия является повышенное залегание на этой территории палеозойских пород (см. рис. IV.19).

З а п а д н о - Л а д о ж с к и й п р о г и б VI устанавливается по результатам геологических работ, проведенных сотрудниками СЗГУ [415].

Юго-восточнее Приозерска на западном берегу Ладожского озера бурением выявлено значительное (до —160 м) понижение поверхности дочетвертичных пород, предположительно северо-западной ориентировки. Понижение выполнено толщей четвертичных образований мощностью свыше 175 м, представленных отложениями московского и валдайского оледенений с разделяющими их межледниковых осадками (рис. IV.21). Примечательна



Структурная схема поверхности кристаллического фундамента окрестностей Ленинграда (по материалам Ленинградской конторы разведочного бурения треста Союзбургаз и Северо-Западного геологического управления).

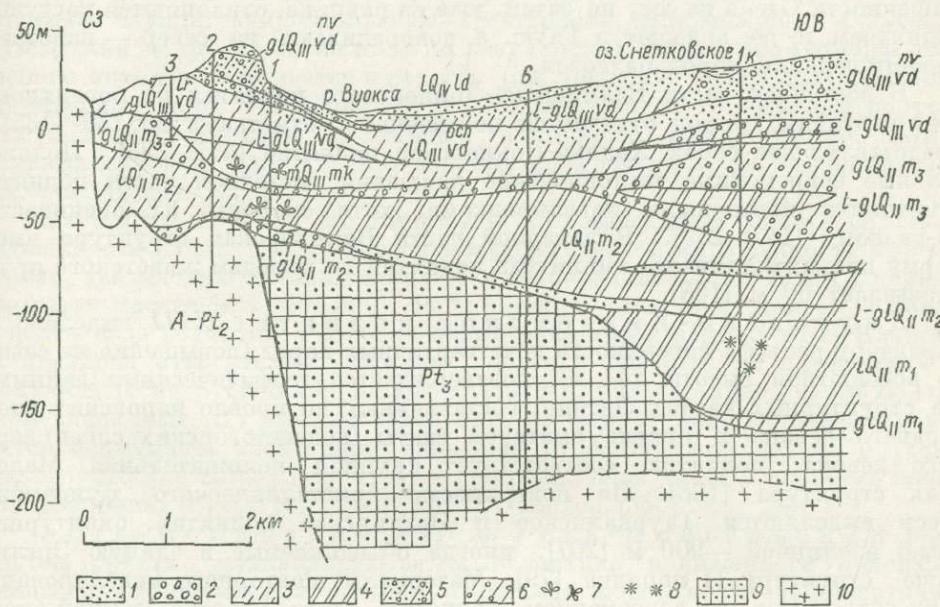
Рис. IV.20. 1 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента [(в метрах); 2 — скважины, вскрывшие фундамент; 3 — Балтийский глипт.

при этом сравнительно малая мощность валдайских образований. Основное заполнение прогиба произошло во время московского оледенения. Детальные структурно-геоморфологические исследования в этом районе не проводились.

Волховско-Вишерское поднятие VII в современном рельефе представляет собою повышение, служащее водоразделом притоков р. Волхов. Здесь отмечается уменьшение ширины долин р. Волхов (на участке дер. Змейско — дер. Городок) и р. Вишера (на участке дер. Александровское — дер. Мытно), увеличение глубины вреза и общей расчлененности участков, выходы коренных пород и т. д. В рельефе поверхности дочетвертичных отложений это также повышенный участок, служивший древним водоразделом.

Ильменский прогиб VIII выделяется на основании морфометрических построений и геолого-геоморфологических признаков, к числу которых относятся понижение высоты современного рельефа, понижение рельефа поверхности дочетвертичных отложений, центростремительное расположение гидрографической сети и т. д. По Ю. А. Мещерякову [267], прогиб относится к району с преобладанием аккумуляции над врезанием. Выделенная по характеру новейших движений зона опускания подтверждается по карте поверхности кристаллического основания, на которой на месте оз. Ильмень вырисовывается обширное понижение [79].

Судомский прогиб IX как новейшая структурная форма устанавливается по понижению поверхности коренных пород на 20—30 м



Геологический разрез Северо-Западного Приладожья [415].

Рис. IV.21. Отложения четвертичной системы: 1 — пески, 2 — гравий и галька, 3 — суглинки, 4 — глины, 5 — супеси валунные, 6 — суглиники валунные, 7 — растительные остатки, 8 — вивианит, дочетвертичные породы: 9 — песчаники верхнего протерозоя, 10 — гранито-гнейсы архея и среднего протерозоя.

по сравнению с окружающими низинами. В современном рельефе прогибу соответствует Судомская возвышенность [407]. По материалам повторного нивелирования район возвышенности опускается со скоростью до 1,8 мм/год (см. рис. IV.27). Новейшие и современные движения, по-видимому, унаследованы от более древних: отложения франского яруса верхнего девона на месте Судомской возвышенности образуют прогиб северо-восточного направления амплитудой до 70 м. Прогиб окружён локальными поднятиями III порядка, находящими отражение в рельефе.

Бежаницкое поднятие X намечается в основном по повышению поверхности дочетвертичных пород до 130 м, т. е. примерно на 30—60 м выше окружающих участков. Это повышение не может быть объяснено различиями в вещественном составе отложений, так как сходные по составу отложения верхнего девона развиты повсеместно. В современном рельефе поднятию соответствует северная часть Бежаницкой возвышенности. Буревые работы, выполненные при геологической съемке на северном склоне, указывают, что палеозойские отложения залегают здесь выше, чем в Судомском прогибе.

Лубанский прогиб XI выражен в современном рельефе плоской заболоченной низиной, центральная часть которой занята оз. Лу-

бана. Прогиб хорошо выделяется по уменьшению глубины вреза рек, по увеличению длины долин рек I порядка (на основе масштаба 1 : 500 000). В настоящее время район испытывает относительное опускание (см. рис. IV.20). Современная структура девонских отложений здесь выражена впадиной [402].

Валмиерско-Локновское поднятие XII устанавливается по совокупности геолого-геоморфологических признаков. Поднятие вытянуто в широтном направлении. В современном рельфе к восточной части поднятия приурочена возвышенность Хаанья, к западной — водораздел р. Гауя и рек Южной Эстонии. В районе г. Валга левые притоки Гауи значительно длиннее правых, водораздел рек Гауя и Вяцкэ-Эмайыги приближен с севера к Гауе. Притоки р. Вяцкэ-Эмайыги вначале стекают с возвышенности Отепя на юг, но затем, уже на равнине, отклоняются растущим поднятием и не впадают в Гаю, а поворачивают на север — навстречу общему падению пород палеозоя.

В восточной части Валмиерско-Локновского поднятия по поверхности дочетвертичных пород отмечается повышение с отметками до 130—135 м, представляющее собой Хаанья-Локновское поднятие [451, 333]. Положительные современные тектонические движения восточной части поднятия отмечаются повторными нивелировками, хотя скорость их оценивается по-разному [147, 259]. В западной части Валмиерская структура имеет форму плакантклинали, амплитуда поднятия по породам живетского яруса превышает 60 м [168].

Даугавско-Видземское поднятие XIII выделено по характеру рельефа поверхности дочетвертичных пород (повышение на севере до абсолютной высоты 144 м), подтверждается геофизическими данными. На структурных картах Латвии, составленных по кровле наровских слоев среднего девона и кровле аматской свиты (подснетогорских слоев) верхнего девона, поднятию соответствует крупная положительная Мадонская структура [168]. По поверхности кристаллического фундамента здесь выделяются Тауркалнское и Эрглинское поднятия, оконтуриваемые изолинией —900 м [207], иногда объединяемые в единую Эрглинскую структуру II порядка [79]. Материалы повторного нивелирования свидетельствуют о современном поднятии этого участка земной коры [259, 359, 360].

В южной части поднятия отмечается интенсивное врезание речной сети [267], р. Даугава вскрывает здесь ряд антиклиналей в отложениях верхнего девона. Они отражаются в морфологии долины и строении водоизделов [400, 401].

Рижский прогиб XIV устанавливается по совокупности геолого-геоморфологических признаков. Существование обширного Рижского залива, Рижско-Елгавской низины в современном рельфе, крупного понижения в дочетвертичном рельфе с отметками ниже 0 м свидетельствует об отрицательных тектонических движениях территории на новейшем этапе или о стабильном положении рядом с поднимающимся Курземским полуостровом, Валмиерско-Локновским и Даугавско-Видземским поднятиями. На фоне общего опускания Рижской зоны в районе пос. Кемери и в ряде других мест отмечается локальные поднятия [169, 168].

Материалы повторных нивелировок и уровнемерные наблюдения свидетельствуют об интенсивном опускании района Риги — до 1, 7—1, 9 мм/год [466, 360]. Оконтуривание области новейшего опускания в вершине Рижского залива затруднительно в связи с тем, что область наиболее глубокого залегания поверхности кристаллического фундамента (до —1400 м), судя по данным морской электроразведки, находится в Рижском заливе в 30—40 км к северо-западу от Риги [349], а зона современных погружений, по данным повторного нивелирования, протягивается с северо-востока на юго-запад очень узкой полосой, захватывая лишь самую вершину Рижского залива [360].

Курземское поднятие XV выделяется по ряду геолого-геоморфологических признаков. Среди них наиболее убедительным является деформации береговых образований Балтийского ледникового озера и Литоринового моря. Абсолютные высоты их наиболее значительны у м. Колка и постепенно снижаются к югу вдоль берегов Балтики и Рижского залива [117]. Деформации береговых образований Литоринового моря 8—9 м, а Балтийского ледникового озера 35—46 м. В рельефе поверхности коренных пород на Курземском полуострове выделяются повышенные участки, которые можно рассматривать как прямо выраженные в кровле дочетвертичных отложений локальные структуры осадочного чехла.

Курземский полуостров относительно хорошо изучен геологически. Бурением и сейсморазведкой в его пределах установлен ряд локальных структур: Кулдигская, Эдольская, Пилтенская, Блиденская, Салдусская, Дундагская и др. Часть из них, по результатам структурно-геоморфологического анализа, отражается в рельефе (см. описание локальных новейших структурных форм III порядка). В настоящее время Курземский полуостров поднимается, судя по данным повторного нивелирования. Максимальные скорости (до 0,7—0,8 мм/год) приурочены к его северной части (см. рис. IV.17).

Клайпедское поднятие XVI выделяется по относительной осущестности района, более четкой морфологической выраженности морских террас, увеличению глубины вреза рек, сокращению длины долин I порядка (на карте масштаба 1:500 000). Реки Миния — с востока, Данге — с запада огибают свод поднятия. Геофизическими работами к востоку от г. Клайпеда установлена относительно плоская площадка поверхности фундамента на фоне общего погружения ее на юго-юго-запад, к центральной части Балтийской синеклизы. По данным повторного нивелирования, Клайпедское поднятие испытывает восходящие движения относительно соседних опускающихся участков синеклизы. Правда, по различным данным скорость поднятия различна: 0,74 [119], 1,0 [228], 0,1 мм/год [360].

Усть-Неманский XVII и Усть-Прегельский прогибы XVIII устанавливаются на основании пониженного положения участков в современном рельефе и рельефе поверхности дочетвертичных пород, увеличенной мощности четвертичных отложений (до 100 м). Устьевые части долин Немана и Преголи заболочены, устье Преголи представляет собою эстуарий, оба устья отгорожены от моря песчаными косами, свидетельствующими об опускании территории. Оба участка приурочены к наиболее глубокой части Балтийской синеклизы и испытывали исходящие движения на протяжении всего палеозоя [406]. К ним в основном приурочены поля распространения на Северо-Западе отложений палеогена и неогена. Современные движения земной коры на этих участках отрицательные (см. рис. IV.17).

Описанными структурными формами не исчерпываются новейшие поднятия и прогибы I и II порядков на Северо-Западе Русской равнины. Мы привели лишь описание наиболее выразительных, четко выраженных структур. Границы их отражаются в рельефе по-разному. В одних случаях (Ижорская, Нарвская, Курземская, Валмиерско-Локновская, Мгинско-Волховская новейшие структурные формы) границы устанавливаются достаточно надежно. В других случаях (Рижский, Судомский прогибы, Клайпедское, Видзэмское, Бежаницкое поднятие) различными методами структурно-геоморфологического анализа структуры оконтуриваются по-разному. Вследствие этого проведенные на схеме новейшей тектоники (см. рис. IV.18) границы следует рассматривать как условные. Как следует из приведенных данных, для большинства новейших структурных форм I и II порядков доказана их приуроченность к аналогичным структурам осадочного чехла и выступам поверхности кристаллического фундамента. Геоморфологическое выражение их разнообразно. Например, островные возвышенности могут быть приурочены как к новейшему прогибу, так и к новейшему поднятию.

Новейшие структурные формы III порядка (геоморфологические аномалии)

Нижеописанные локальные новейшие структурные формы выделены в подавляющем большинстве случаев по комплексу признаков, преимущественно как геоморфологические аномалии.

Озерецкое 1 и Правобережное 2 поднятия (см. рис. IV.18) огибаются р. Нева с юга, причем Нева какое-то время течет на юго-запад параллельно простианию пород (см. рис. IV.20). К тому месту, где направление ее течения изменяется на северо-западное, т. е. против падения пород, приурочены Ивановские пороги. Здесь отмечается сужение русла, увеличение его уклона. Мелкие правые притоки Невы огибают Правобережное поднятие, направление их течения при этом строго контролируется условиями залегания пород (рис. IV.22).

Правобережное поднятие выражено в рельфе благодаря эрозионной деятельности водотоков. Поскольку этот процесс развивается и в настоящее время, здесь образуется площадная геоморфологическая аномалия одностороннего развития с полным совпадением с погребенной структурой по площади и простианию (см. табл. IV.1).

Колпинскому поднятию 3 в современном рельфе и в рельфе поверхности дочетвертичных пород соответствует водораздел рек Ижора и Тосна (см. рис. IV.20). Совпадение с погребенной структурой по площади и простианию аномалии — полное. Максимальные в пределах водоразделя абсолютные отметки (15,6 м) приурочены к своду поднятия. Колпинская структура используется в качестве естественного подземного газохранилища.

Павловское поднятие 4 огибается реками Славянка и Ижора. Речка Поповка заложена по прогибу, идущему к северу от поднятия. В этом же прогибе

Схема орографии на участке Правобережного поднятия.
1 — изогипсы поверхности кристаллического основания (в метрах); 2 — сизванны; 3 — участки повышенные и относительно осущенные.

отмечается центростремительное слияние верховьев рек Поповка, Черная речка и притока р. Поповка (рис. IV.23, IV.24). Наиболее высокие участки террас приледниковых водоемов приурочены к своду Павловского поднятия. Складка на р. Поповка достаточно подробно описана [386, 178 и др.]

Гатчинское поднятие 5, на структурной карте выраженное как юго-западная вытянутая периклиналь Павловского поднятия (рис. IV.25), находит отражение в деформациях террас приледниковых водоемов. Так, северо-восточнее Гатчины (у деревень Романовка и Горки) была обследована на протяжении нескольких километров неширокая, но четко выраженная в рельфе терраса. По данным нивелирования, высота ее тылового шва изменяется от 79,2 до 81,7 м. При этом, как показывает сопоставление со структурной картой, составленной по данным детального бурения по нижним горизонтам разреза, минимальная высота террасы приурочена к тектоническому прогибу, а максимальная — к участкам с повышенным залеганием слоев (рис. IV.26). Прослеживание для контроля площадки нижележащей террасы по карте свидетельствует об изменении ее высоты с 75 до 77,5 м, причем максимальная высота также отмечается в сводовой части погребенного Гатчинского поднятия по верхнепротерозойским и кембрий-

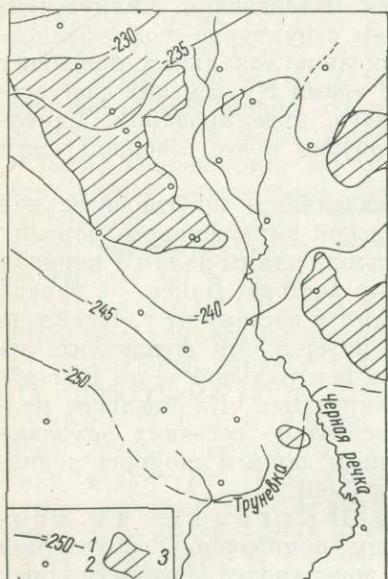
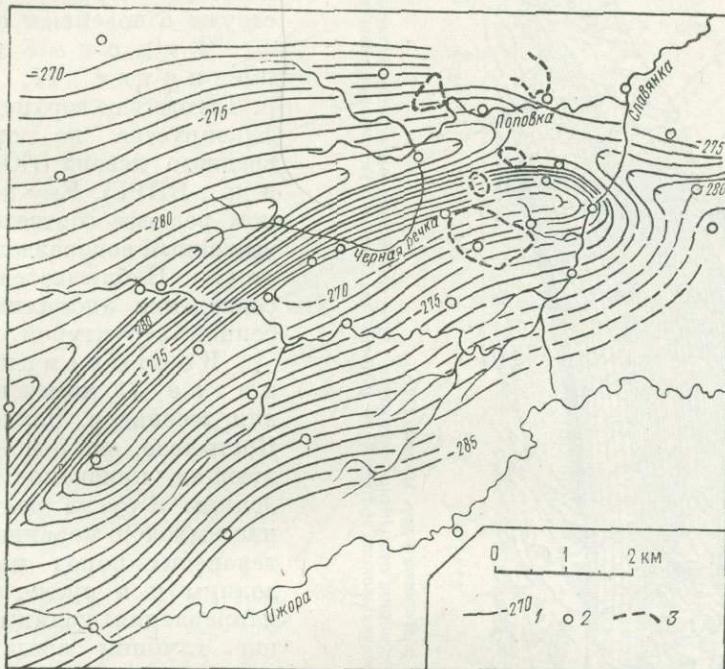


Рис. IV.22. Схема орографии на участке Правобережного поднятия.
1 — изогипсы поверхности кристаллического основания (в метрах); 2 — сизванны; 3 — участки повышенные и относительно осущенные.

ским отложениям [305]. Следует отметить, что по верхним горизонтам разреза — ордовикским известнякам — здесь фиксируется моноклиналь. Гатчинская структура используется в настоящее время как естественное подземное газохранилище.

Сопоставление орографической схемы со структурными картами показывает, что на участках пересечения локальных структурных форм Балтийским глинтом (между г. Пушкин и р. Тосна, где проходят Гатчинско-Павловское и Колпинское поднятие) наблюдается заметное отклонение глинта к югу (см. рис. IV.20).



Структурная карта района р. Поповка.

Рис. IV.23. 1 — изогипсы по кровле II песчаного пласта гдовского горизонта; 2 — скважины Ленинградской конторы разведочного бурения; 3 — останцы современного рельефа.

Поднятия в районе г. Тихвин 6—8 намечены на р. Сясь 6, 7 (А. А. Рукояткин, М. Д. Подрез, ВИРГ) и в излучине р. Паша у дер. Но-вины 8 по деформациям речных террас, общей конфигурации речной сети, а также по наличию цоколя из коренных пород в речных террасах. Профилии КМПВ на этих участках установлены выступы поверхности кристаллического фундамента, которым в районе работ обычно соответствуют локальные структурные формы осадочного чехла (И. Е. Конокотин и др., ВИРГ).

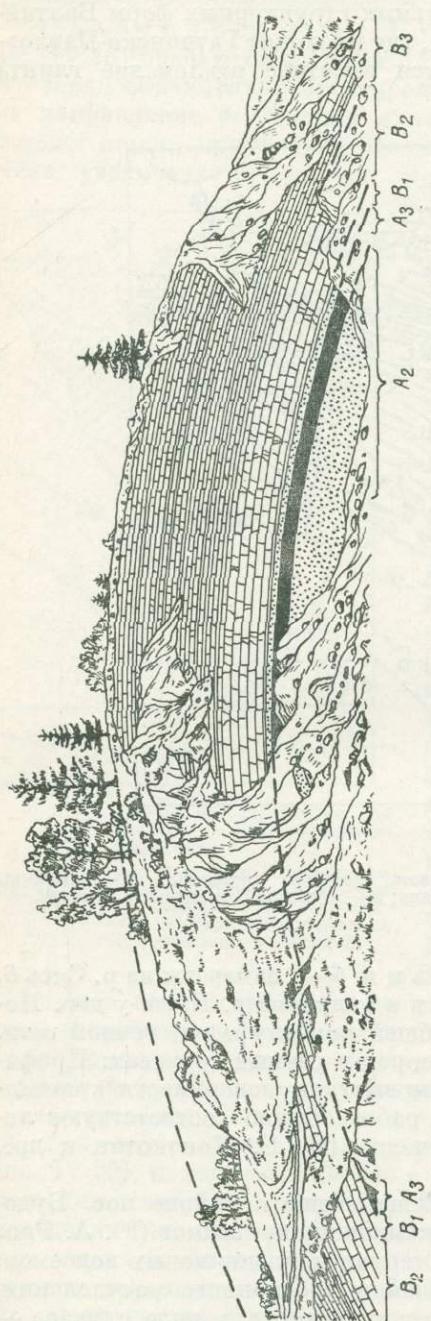
Будогощские поднятия 9 намечены в районе пос. Будогощь и к западу от него (до р. Волхов) по комплексу признаков (Ю. А. Рисс и др., ВИРГ): деформации тыловых швов террас приледниковых водоемов, уменьшению заболачиваемости при повышении эрозионного расчленения, радиальному расположению мелких речек и оврагов, а в ряде случаев — перестройке гидросети, наличию выступов рельефа поверхности дочетвертичных пород, появлению цоколя из коренных пород в основании речных террас и т. п. В ряде случаев имеются данные сейсморазведки и бурения, свидетельствующие о приуроченности новейших поднятий к положительным структурам осадочного чехла (Ю. А. Рисс и др., ВИРГ, З. М. Мокриенко, СЗГУ).

Грузинский прогиб 10, соответствующий Грузинской котловине — расширению долины р. Волхов, выделен на основании морфометрических данных и по геолого-геоморфологическим признакам. В частности,

предполагается, что такие признаки, как центростремительный характер гидрографической сети, расширение долин рек, увеличение ширины поймы, слабая выраженность отдельных террас, свидетельствуют о новейшем опускании.

Чудское боровое поднятие 11, огибаемое р. Тигода в ее верхнем течении, фиксируется по отложениям среднего девона (Ю. А. Рисс и др., ВИРГ). Ему в современном рельфе соответствует повышенный водораздельный участок. Наблюдается полное совпадение аномалии с погребенной структурой.

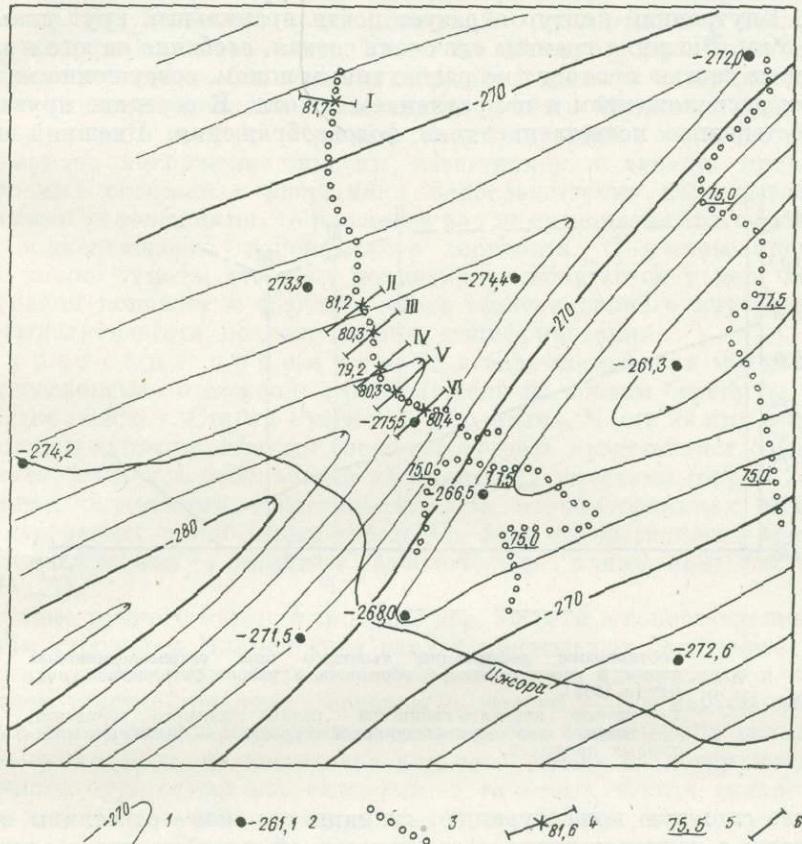
Костылевское поднятие 12 намечено в среднем течении р. Волхов, у дер. Костылево, на основании следующих признаков: сужение долины и русла реки, появление выходов коренных верхнедевонских пород на склонах долины и в русле, изменение направления долины, увеличение глубины вреза долины, приуроченность к этому участку современного и дочетвертичного водоразделов, относительная осушенностя территории (Ю. А. Рисс и др., ВИРГ) [325], увеличение количества линеаментов [295]. Сейсморазведочными работами методом КМПВ, поставленными для проверки новейшего поднятия, установлен в районе дер. Костылево выступ кристаллического фундамента (В. И. Хрисанов и др., ВИРГ). Геоморфологическая аномалия в среднем течении р. Волхов — площадная, одностороннего развития, с полным совпадением с погребенной структурой по площади и простианию.



Антклиническая складка на правом берегу р. Поповка у дер. Попово [178].
Рис. IV.24. A_2 — песчаники псковского горизонта кембрия; отложения ордовика: A_3 — диктионемовые сланцы пакерорского горизонта известняки волжские; B_1 — глауконитовые песчаники мякишльского и лестьского горизонтов, B_2 — глауконитовые известняки волжские; B_3 — ортоцератиты.

Невское поднятие 13 было установлено на основании следующих признаков: структурно обусловленные перегибы продольного профиля р. Мошни, повышенный врез долины, наличие в долине высоких надпойменных террас, наличие на склонах глубоких оврагов, выходы коренных

пород на склонах долины и в цоколе террас. На участках крутого падения русло, как правило, сужено, образуются перекаты и скопления валунов. Террасы приледниковых водоемов в пределах поднятия повышаются по сравнению с соседними участками [369]. Геоморфологическая аномалия в районе Невского поднятия является хорошим примером площадной аномалии с полным совпадением в плане со складкой в осадочном чехле. По рекомендациям, сделанным на основе структурно-геоморфологического анализа, проводившегося в этом районе под руководством автора, на Невской



Соотношение положения тылового шва озерно-ледниковых террас и структурного плана осадочного чехла в районе Гатчинского поднятия [305].

Рис. IV.25. 1 — изоглисы поверхности алеврито-глинистой пачки гдовского горизонта; 2 — скважины и абсолютные отметки кровли алеврито-глинистой пачки; 3 — тыловые швы озерно-ледниковых террас; абсолютные отметки тылового шва: 4 — установленные нивелированием, 5 — полученные с карты; 6 — положение нивелирных профилей (все отметки даны в метрах).

площади были поставлены вначале сейморазведочные (О. И. Калинин, Ю. Н. Миронович и др., ВИРГ), а затем и буровые работы. Они подтвердили существование поднятия. Ведутся работы по подготовке Невской антиклинали в качестве подземного газохранилища.

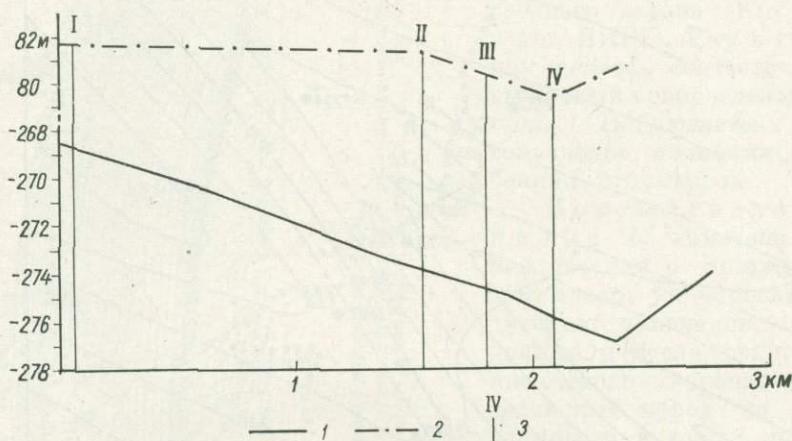
Винское 14 и Мерлюгинское 15 поднятия установлены западнее Невской антиклинали. Основанием для их выделения послужили деформации речных и озерно-ледниковых террас, конфигурация речной сети, спрямление русла рек и т. п. [369]. В последующем существование этих поднятий было подтверждено сейморазведочными работами [399].

Мстинское 16 и Ильменское 17 поднятия были намечены и затем подтверждены аналогичным образом.

Клиновское поднятие 18 установлено западнее Старой Руссы по данным бурения в верхнедевонских отложениях пологой антиклинали

северо-северо-восточного простирания. Северо-западное крыло складки падает под углом $10'$, юго-восточное — под углом $8'$. Ширина складки около 6 км, длина до 10 км. Амплитуда складки у дер. Нагово (северная периклиналь) около 10 м (В. И. Делюсин и др., СЗГУ). Южнее дер. Заболотье и западнее дер. Нагово в бургском горизонте отмечаются флексуры амплитудой до 4 м, ограничивающие поднятие с запада. Подняты восточные крылья флексур (В. В. Селадыни и др., СЗГУ).

На аэрофотоснимках в районе намечаемого поднятия по более темному тону фотоизображения фиксируются два контура. Один из них вложен в другой. Внутренний контур образует почти правильный круг диаметром около 4—5 км. Внешняя граница его очень четкая, особенно на юге и западе. Она большей частью проходит по распаханным полям, совершенно не согласуясь с их расположением и направлением пахоты. К середине круга отмечается постепенное посветление тона фотоизображения. Внешний контур



Соотношение деформаций тылового шва озерно-ледниковых террас и слоев гдовского горизонта в районе Гатчинского поднятия [305].
Рис. IV.26.
1 — кровля алеврито-глинистой пачки гдовского горизонта;
2 — тыловой шов озерно-ледниковой террасы; 3 — положение нивелирных профилей.

имеет более сложную конфигурацию, границы его менее отчетливы и тоже не совпадают с расположением и ориентировкой хозяйственных элементов ландшафта. Внешний контур образует полосу, фотоизображение которой темнее по сравнению с окружающими участками. Наружная граница этой полосы более отчетлива, переход к светлому фотоизображению внутри контура происходит менее резко.

Причина изменения тона фотоизображения однозначно не установлена. Полевое дешифрирование с бурением мелких ручных скважин показало отсутствие каких-либо различий в поверхностных слоях. И на темных участках, и вне их вскрываются коричневые и коричнево-бурые плотные вязкие алевриты с включениями песка, гравия, обломков известняка. По-видимому, причина изменения тона фотоизображения обусловлена различием в минерализации подземных вод горизонтов разреза, что отмечалось в ходе геологогидрогеологической съемки (В. И. Делюсин, СЗГУ). Аномалия фотоизображения приурочена к установленному бурением поднятию, хотя и с некоторым смещением по отношению к его оси.

На площади поднятия непосредственно в поле были прослежены две озерно-ледниковые террасы, а затем нивелированием определены их абсолютные высоты. Участки наиболее значительных деформаций обеих террас приурочены к описанным выше контурам. У дер. Заболотье (у наружной границы внешнего контура) высота II террасы повышается внутрь контура

на 1,5 м на расстоянии 300 м, высота I террасы на 1,4 м на расстоянии около 1,3 км. Напомним, что по данным бурения у дер. Заболотье отмечается флексура, по-видимому, деформации террас и связанны с нею. У дер. Орехово, где проходит внешний край внутреннего контура, высота II террасы также увеличивается к северу на 1,5 м (на расстоянии 500 м), а I террасы — на 1,3 м на расстоянии 1,5 км. Деформации террас в пределах участка с аномальным фотоизображением позволяют определить этот участок как геоморфологическую аномалию.

Между деревнями Клинково и Орехово обе прослеживаемые террасы снижаются. Это позволяет предположить, что склон поднятия располагается на участке дер. Заболотье — дер. Клинково. Именно у дер. Клинково кровля бурегских известняков ближе всего подходит к дневной поверхности: известняки вскрываются мелкими скважинами ручного бурения и даже выходят на поверхность в русле р. Крекша. Серия скважин в верховье р. Крекша указывает на погружение кровли известняков к западу, причем, если в восточных скважинах известняки непосредственно перекрываются четвертичными отложениями, то на западе над ними появляются пестроцветные глины вышележащего воронежского горизонта. С учетом приведенных фактов можно думать, что склон поднятия располагается у дер. Клинково. Эта деревня попадает в среднюю часть вышеописанного внутреннего контура, выделяющегося по результатам дешифрирования.

Бурегские поднятия 19 в виде нескольких мелких складок в верхнедевонских отложениях расположены на южном берегу оз. Ильмень на участке между г. Старая Русса и с. Коростынь. Часть из них вскрывается Ильменским глином. Южный берег озера здесь представляет собою типичное плато, хотя и с небольшими абсолютными высотами (около 25—30 м), сложенное бурегскими известняками. На аэрофотоснимках поверхность плато передается светло-серым тоном. На фоне его выделяются геоморфологические аномалии — округлые заболоченные понижения темного тона (рис. IV.27).

Данные ручного бурения западнее дер. Буреги в сопоставлении с геологическим строением Ильменского глинта показывают следующее. Граница бурегских известняков с ильменскими глинами и алевритами в глинте на изученном участке проходит в среднем на высоте 5—6 м над уровнем озера. Местами наблюдаются складчатые дислокации. Амплитуда складок невелика — около 10 м, но достаточна для того, чтобы на поверхности плато, сложенного бурегскими известняками, в водных частях складок вскрывались ильменские алевриты и глины (рис. IV.28). Благодаря различию в спектральном коэффициенте яркости известняков и морены, а также увлажненности понижений, они передаются на аэрофотоснимках фотоизображением более темных тонов. Этому способствуют также заросли кустарника на дне понижений.

Лопатовское поднятие 20 образует выступ в дочетвертичном и современном рельефе. Соответствует унаследованно развивающейся складке осадочного чехла (Л. Б. Паасикиви и др., Ленинградская контора разведочного бурения треста Союзбургаз) [157].

Порховское поднятие 21 установлено в районе г. Порхов геологосъемочными работами (К. Н. Миронов, ВНИГРИ). Попадая в область развития саласпилских глин, вскрытых в склоне антиклинали, древняя ложбина стока с врезанной в нее молодой долиной Шелони увеличивает свою ширину до 2—2,5 км. Главным в характеристике террас этого отрезка долины являются деформации их в продольном профиле, изменения в строении и появление дополнительного террасового уровня. Здесь насчитываются до трех сезонных террас, причем одна из них выработана в коренных девонских отложениях. Первая терраса, имея высоту, как и за пределами поднятия, 6,6—7,5 м, становится эрозионно-аккумулятивной. Общая мощность аллювия 1,5—1,7 м. Ниже вскрываются известняки, образующие цоколь первой террасы. На обоих берегах р. Шелонь у деревень Попадинка и Опочко

появляется промежуточный (второй по общему счету в долине) террасовый уровень. На правом берегу вторая терраса р. Шелонь эрозионная. Она выработана в свинордских известняках, вскрывающихся в ядре Порховской антиклинали. Описанные данные указывают на активность в новейшее время заложившихся в палеозое Порховских дислокаций.

Страшницкое поднятие 22 установлено у дер. Страшницы по аномалиям в морфологии долины р. Шелонь. Здесь появляются отсутствующие на других участках долины очень узкие террасовые ступеньки.



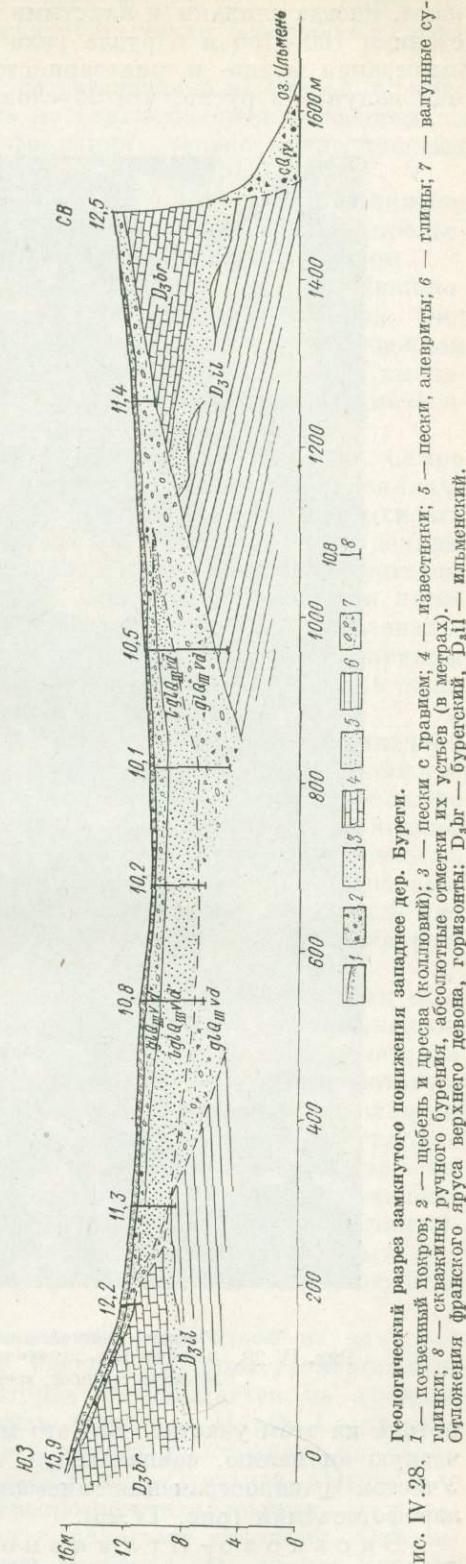
Рис. IV.27. Аэрофотоизображение участка структурно-денудационного плато на южном берегу оз. Ильмень.
Масштаб крупный, пленка изопанхром тип 15, время съемки — конец мая.

Ширина их редко превышает 4—5 м, и выработаны они в аллювии вышележащих террас. В 0,5—1 км южнее дер. Страшницы одна из таких террас врезана в коренные девонские породы, причем на склоне и на площадке ее встречаются россыпи бургских и ильменских известняков, что не наблюдалось на других участках реки. В районе дер. Страшницы высота первой террасы увеличивается на 1,5 м. Высота третьей террасы, появляющейся только у дер. Шенец, на правом берегу выше, чем на левом, на 3—4 м. Ширина отчетливо выраженной в рельфе древней ложбины стока на Страшницком участке возрастает почти вдвое, что связано, вероятно, со сменой состава размываемых пород (у дер. Страшницы вскрыты менее устойчивые по отношению к размыву известняки). Приведенные факты являются свидетельством молодых тектонических движений. На этом участке в ходе геологического картирования выявлено Страшницкое поднятие в верхнедевонских отложениях (К. Н. Миронов, ВНИГРИ). Установление признаков новейших движений в пределах этого поднятия свидетельствует об унаследованном развитии

палеозойских структурных форм. Увеличение ширины долины у дер. Страшницы объясняется в таком случае выходом менее устойчивых пород в своде антиклинали.

Дедовичское поднятие 23 установлено восточнее Судомской возвышенности у ст. Дедовичи бурением. Поднятие имеет амплитуду до 60 м по кровле известняков франского яруса верхнего девона. На этом участке озерно-ледниковой низины отмечается повышение, сложенное не озерно-ледниковыми отложениями, как на соседних участках, а более древними валунными суглинками. В наиболее высокой части распространены суглинки вепсовской стадии (предпоследней для здешних мест), а на склонах — крестецкой (последней) стадии валдайского оледенения. Строение долины р. Судома на этом участке очень своеобразно. Глубина вреза увеличивается с 8—9 до 22—35 м. Склоны становятся крутыми, местами отвесными, на левом берегу они рассечены крутостенными глубоко врезанными оврагами. Правый склон долины Судомы на этом участке почти прямолинейный, он значительно круче и обнаженнее левого. При взгляде на этот участок долины создается впечатление, что русло Судомы здесь отжимается с запада на восток, подмывая правый берег и образуя отвесные участки склона с обнажением коренных пород, слагающих склон. На склонах оврагов левого берега, на склонах долины и в русле Судомы встречено большое количество выходов коренных девонских отложений.

На описываемом отрезке в долине повсеместно на выпуклых берегах реки развита одна пойменная цокольная терраса, высота которой меняется от 3,85 до 5,1—5,8 м. Эта первая терраса сложена аллювиальным песком с прослойми погребенного торфа. В основании ее залегают желтовато-зеленоватые глинистые алевриты, по-видимому озерно-ледниковые отложения. Вторая терраса в низовьях долины Судомы в поле установлена не была. Третья терраса, имеющая относительную высоту от 12,5 до 17,5 м, — эрозионная, выработана в морене, отмечена лишь на левом берегу р. Судома у дер. Порожек. Русло реки сравнительно



Геологический разрез замкнутого понижения западнее дер. Буреги.

1 — почвенный покров; 2 — щебень и дресва (колодильный); 3 — пески с травами; 4 — паводники; 5 — пески, аллювиевые; 6 — глины; 7 — валуны супеси; 8 — скважинный (ручной) буреный, абсолютные отметки их выше (в метрах).

Отложения Франкского яруса верхнего девона, горизонта: D_{4br} — буренский, D_{4il} — ильменский.

широкое (до 20 м), но мелкое (до 1,5 м). Сложено русло в основном песками, иногда глинами и илистыми отложениями. У дер. Порожек на расстоянии 100—150 м в русле реки имеются пороги, образованные за счет вымывания мелко- и тонкозернистого материала из морены и проецирования валунов в русло, что обусловлено сильной эрозионной деятельностью



Рис. IV.29. Участок плоской низины с террасами приледниковых водоемов в районе пос. Дедовичи.
Масштаб средний, время съемки — лето.

потока на этом участке. Все это можно рассматривать как геоморфологическую аномалию, совпадающую по площади с палеозойской структурой. Участок распространения аномалии четко фиксируется на материалах аэрофотосъемки (рис. IV.29).

Васьково-Иглинское поднятие 24 известно южнее Судомской возвышенности в районе дер. Васьково-Иглино. Амплитуда поднятия по бургским известнякам верхнего девона 40—50 м. Признаки

его отражения в современном рельефе (увеличение высоты местности, связанное с выходами коренных пород на дневную поверхность, обтекание участка реками Сороть и Льста и т. п.) свидетельствуют о новейших тектонических движениях.

Карушинское поднятие 25 установлено на южной окраине Судомской возвышенности, его амплитуда по верхнедевонским известнякам около 30 м. Поднятие проявляется в деформациях террас приледниковых водоемов.

Поднятие 26, вскрытые р. Великая в ее нижнем течении [48] (Гнилухинское, Болковское, Горушко-Родионовское, Коровьево-Седельское), выражены в современном рельефе аналогичным образом.

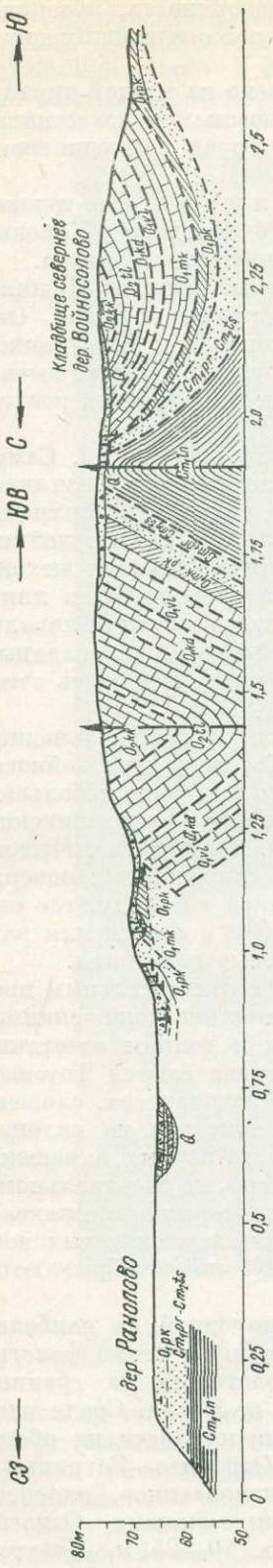
Гдовские дислокации 27, называемые также Мишино-горским поднятием, располагаются в 25 км юго-восточнее г. Гдов. Они выражены в рельефе поверхности дочетвертичных пород и в современном рельефе. Предположение о принадлежности их к трубкам взрыва, высказанное вначале Б. П. Асаткиным [13, 14], все больше подтверждается последними материалами [251].

Самарское поднятие 28 установлено к западу от оз. Самро по геоморфологической аномалии, выделенной по следующим признакам: современный водораздел приурочен к водоразделу в рельефе поверхности дочетвертичных пород, повышена расчлененность рельефа, речные долины спрятаны, в обрывах речных террас и склонах долин отмечаются выходы коренных пород (Ю. А. Рисс и др., ВИРГ). Анализ расположения линаментов и их плотности также приводит к выводу о существовании локального поднятия [58]. По данным магниторазведки, отчасти подкрепленным бурением, в рельефе поверхности кристаллического фундамента здесь отмечается вытянутый к току структурный нос [79].

Котловское поднятие 29 находится в северо-западной части Ижорской возвышенности, в 4 км южнее пос. Котлы, у дер. Войносолово. Здесь бурением (В. А. Котлуков, ВСЕГЕИ) было выявлено небольшое по площади куполовидное поднятие, амплитуда которого по ордовикским и кембрийским отложениям значительна (рис. IV.30). Геоморфологический фон представлен плоским и пологоволнистым плато, сложенным с поверхности известняками ордовика, постепенно снижающимся к западу, где оно переходит в крутой склон — Балтийский глинт. Овраги и понижения развиты только вблизи глинта, где вскрываются водоносные горизонты.

Котловскому поднятию соответствует водораздел с относительным превышением до 10—15 м, окаймленный с запада, юга и востока понижениями, переходящими вблизи глинта в долины. Понижения и долины отчетливо видны на аэрофотоснимках (рис. IV.31). Слоны их передаются фотоизображением более темного тона по сравнению с тоном водораздела, сложенного ордовикскими известняками. Обусловлено это тем, что на склонах выходят пакерортские диктионемовые сланцы, которые, во-первых, окрашены в темно-коричневый, почти черный цвет (и, следовательно, по спектральному коэффициенту яркости значительно отличаются от светло-серых известняков), а во-вторых, являются водоупором для вышележащих глауконитовых песков мяэкюльского горизонта (благодаря чему темным тоном изображаются и увлажненные мяэкюльские пески).

Нарвское поднятие 30 установлено по одной из наиболее отчетливо выраженных на Северо-Западе Русской равнины геоморфологических (и ландшафтных) аномалий, которая располагается на границе Ленинградской области и Эстонии в верхнем течении р. Нарва. Среди плоских заболоченных и большею частью залесенных пространств на обоих берегах реки, особенно на правом (Пермис-Кюла—Отрадное—Загривье—Кондуши—Радовель), выделяется субширотно ориентированное, плоское, большей частью распаханное повышение с пологими склонами. Относительное превышение повышеннего участка невелико, 10—25 м. Участок отличается незначительной общей увлажненностью и практически полным



Геологический разрез водораздела севернее дер. Войносолово.
 1 — глины; 2 — пленки; 3 — пески; 4 — известники; 5 — почвенный покров; 6 — валуны суглинки и дресья; 7 — предполагаемые разрывные нарушения; 8 — мелкие скважины ручного бурения; 9 — глубокие скважины. Q — отложения четвертичной системы; отложения среднего и нижнего отде-
 лов ордовикской системы, горизонты: O₄rk — таллинский, O₃kd — куукерский, O₂ul — волховский, O₁mk — мянжольский, O₁rk — пакерортский, O₁mk + rk — мянжольский и пакерортский и пераследенские, отложения среднего (?) и нижнего отделов кембрийской системы, гори-
 зонты: Cm₂ts — Cm₁In — тицкий и пиратский, Cm₁In — лонгнасий.

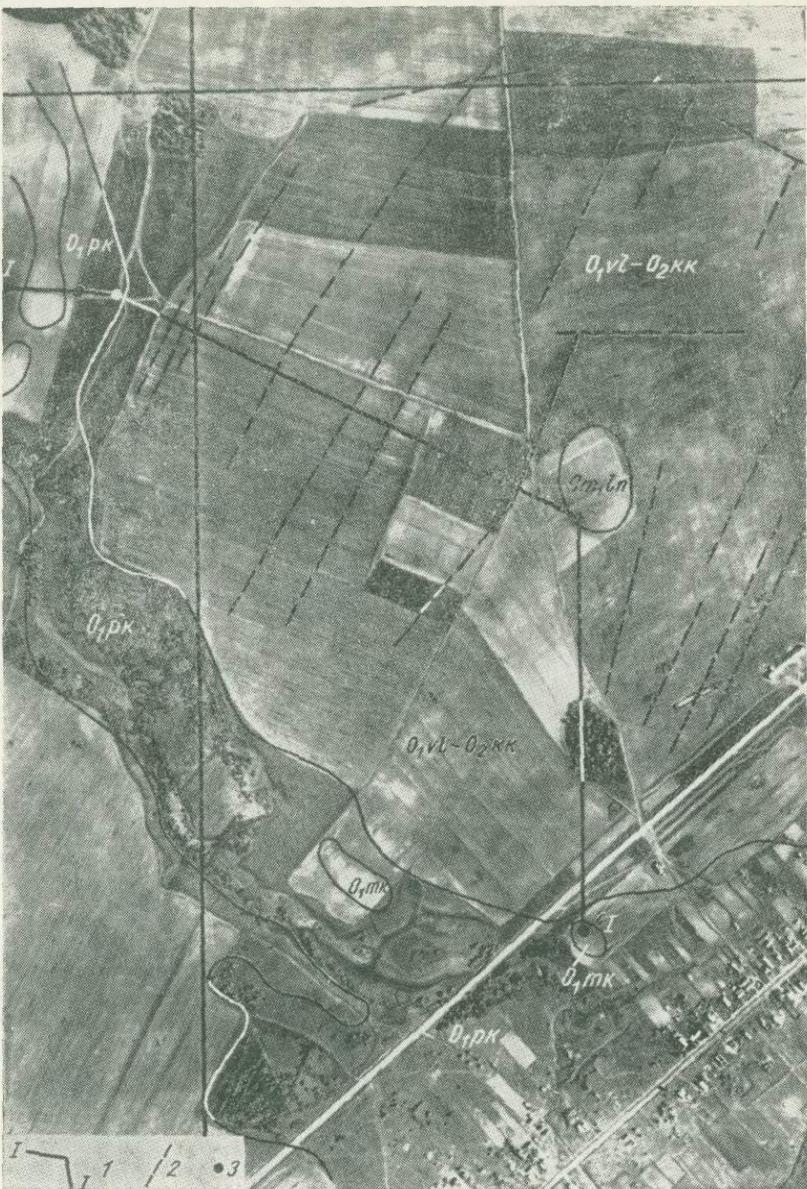
Рис. IV.30.

отсутствием молодых и реликтовых эрозионных форм. Реки Большая Черемуха и Втроя — правые притоки р. Нарва — огибают повышение с севера и юга. Повышене местами покрыто светлыми сосновыми борами на водоно-ледниковых песках. За пределами повышения развиты смешанные увлажненные леса и болота (см. рис. IV.1, IV.32). Если границы геоморфологической и ландшафтной аномалий нанести на карту, то окажется, что они во многих случаях совпадают и расходятся лишь незначительно (см. рис. IV.2).

С повышением связаны существенные изменения в морфологии долины р. Нарва. В истоке, выше этого участка, долина характеризуется развитием широкой аккумулятивной террасы пойменного облика с многочисленными старицами, веерами блуждания. В пределах повышения долина резко сужается, увеличивается уклон русла, на дне и в берегах его выходят коренные (ордовикские) известняки, появляются острова, по обоим берегам развиты цокольные террасы, возрастает глубина вреза долины, увеличивается крутизна склонов.

Описанное повышение выделяется в качестве аномалии по картам крупного и среднего масштаба, результатам аэровизуальных наблюдений и материалам аэрофотосъемки. Изменения рисунка и тона фотоизображения особенно контрастны, если анализировать материалы специального залета, выполненного в меридиональном направлении (см. рис. IV.1). Чтобы установить оптимальные технические условия аэрофотографирования при поисках структур на Северо-Западе, съемка геоморфологической аномалии в пределах Нарвского участка проводилась на двух типах пленки: изопанхром тип 15 и инфрахром тип И-740. На пленках обоих типов аномальный участок отличается по общему характеру фотоизображения от окружающих его пространств. Различие отмечается прежде всего по ярко-

сти: благодаря распаханности полей на повышении, оно в целом передается более светлым тоном фотоизображения. При этом на пленке изопанхром тип 15 яркостный контраст аномального участка больше, чем на пленке



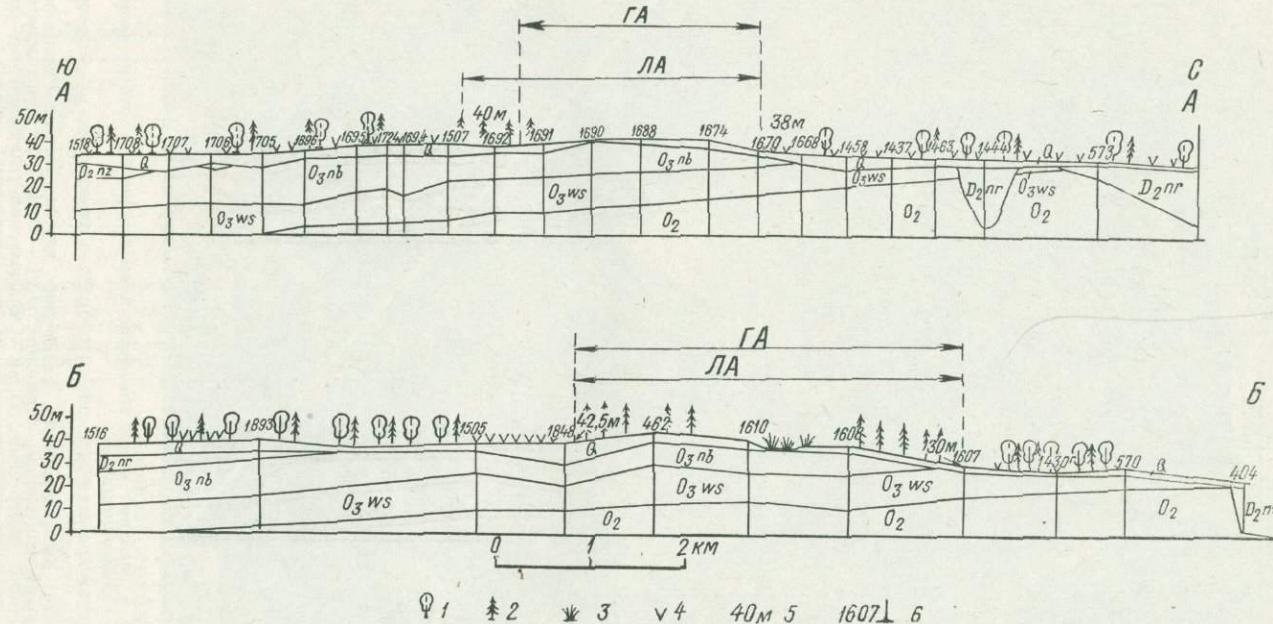
Плато в западной части Ижорской возвышенности в районе развития куполовидного поднятия.

Рис. IV.31. 1 — линия разреза (см. рис. IV.30); 2 — линеаменты; 3 — скважины ручного бурения.

Площади распространения отложений нижних отделов ордовикской и кембрийской систем, горизонты: O₁V1 — O₂KK — от волховского до кукерского (известняки), O₁MK — мяэкюльский (глауконитовые пески), O₁PK — пакерортский (сланцы), Cm,In — лонтоваский (глины). ■

И-740. Отмечаются и различия в характере фотоизображения залесенных участков — древостой на повышении передается более однородным, менее дифференцированным фотоснимком.

Вопрос о природе геоморфологической аномалии у дер. Загривье следует решать с учетом всех имеющихся данных. Так, под покровом четвертичных



Комплексные профили геоморфологической и ландшафтной аномалии у дер. Загривье (положение разрезов см. на рис. IV.2).

Рис. IV.32. Растительные ассоциации, пересекаемые профилями: 1 — лиственные леса, 2 — хвойные леса, 3 — кустарники, 4 — болотная растительность; 5 — абсолютные отметки концов профилей; 6 — скважины и их номера. Отложения: Q — четвертичной системы, D_{Dgr} — наровского горизонта живетского яруса среднего отдела девонской системы; отложения верхнего отдела ордовикской системы, горизонты: O_{npl} — набаласский, O_{ws} — везенбергский, O_z — средний отдел ордовикской системы.

ледниковых отложений небольшой мощности в наиболее повышенной части выходят набалаские известняки ордовика. Они окружены с севера везенбергскими слоями, с юга и востока — песчано-глинистыми наровскими отложениями девона (см. рис. IV.2). Но геоморфологическая и ландшафтная аномалии не могут быть объяснены только различиями в вещественном составе коренных пород, так как известняки набалаского горизонта ордовика развиты не только в пределах аномалии, но и к югу от нее. Предположение о возможной связи аномалии только с мощностью четвертичных отложений также отпадает. По одному из разбуренных профилей (см. рис. IV.2 и IV.32) мощность четвертичных отложений в пределах аномалии практически не превышает 3 м, по другому — 5 м. По-видимому, природа геоморфологической аномалии на р. Нарва — смешанная, в том числе и тектоническая.

Имеется ряд фактов, подтверждающих это предположение. В западной части аномального участка известняки, вскрываемые р. Нарва выше дер. Степановщина, образуют в русле микрокуэсты, уступы которых обращены на встречу течению реки, т. е. к югу, при общем снижении высоты дна реки вниз по течению (на север). При падении пород на юг это было бы невозможно. В восточной части аномального участка (в окрестностях дер. Кондуши) нами установлены три террасы приледниковых водоемов. По результатам нивелирования на расстоянии около 2 км все три террасы снижаются на север — к внешним границам аномального участка — на 3—4 м. Здесь же слои набаласких известняков падают на северо-восток ($CB - 38 \angle 2^\circ$, $CB - 60 \angle 3^\circ$). Данные аэромагнитной съемки свидетельствуют о существовании в верховьях р. Нарва значительного по амплитуде выступа поверхности кристаллического фундамента [79]. Правда, по материалам бурения (В. М. Бурова и др., СЗГУ) породы ордовика лежат в районе дер. Загривье моноклинально. Возможно, результаты бурения по ордовику и описанные наблюдения не исключают друг друга, а отражают истинное сложное строение участка. На Северо-Западе Русской плиты известны случаи, когда над отчетливо выраженным в рельфе поверхности кристаллического фундамента выступами и соответствующими им складками в валдайских и кембрийских отложениях амплитудой до 15—20 м, находящими отражение в современном рельфе, перекрывающие известняки ордовика залегают моноклинально (см. описание Гатчинского и Павловского поднятий в окрестностях Ленинграда).

Хаанья-Локновское поднятие 31 расположается на стыке границ Псковской области, Латвии и Эстонии. Амплитуда его по поверхности кристаллического фундамента (по сравнению с прогибом, лежащим с севера) 300—350 м. О режиме тектонических движений существуют разные точки зрения. Одни исследователи предполагают длительное унаследованное развитие структуры на протяжении всего венда и палеозоя [451, 333, 402], другие считают, что поднятие формировалось в отдельные фазы, разделенные периодами тектонического покоя [179]. По поверхности коренных пород свод поднятия выражен крупной возвышенностью с относительной высотой до 75—100 м, круто обрывающейся к северу. Слоны возвышенности, особенно северный, расчленены глубоко врезанными речными долинами. Форма дочетвертичного рельефа, выработанная в верхнедевонских породах, более контрастна, чем структурная форма в этих же горизонтах [451]. Плейстоценовые ледники создали на месте Хаанья-Локновского поднятия значительно более крупную по площади возвышенность Хаанья, относительные превышения возросли до 200—250 м. По данным повторного нивелирования рост Хаанья-Локновского поднятия происходит и в настоящее время [259].

На территории Центральной Прибалтики (Латвия и примыкающие районы Южной Эстонии и Северной Литвы) известно около 150 локальных структур III порядка [402]. Рассмотрим отражение в рельфе некоторых из них.

Плявиньское поднятие №22, сложенное доломитами саргаевского горизонта верхнего девона, находит отражение в современном рельефе. В русле р. Даугава, пересекающей складку, обоим крыльям соответствуют пороги. Поверхность озерно-ледниковой террасы на своде складки расположена на высоте 75 м, за пределами поднятия — на высоте 72—74 м. Юго-западное крыло складки осложнено Бебрулейской зоной разломов. В вертикальных смещениях по разломам участвует и морена, что говорит о молодости подвижек [400, 402].

Группа поднятий /р. Лауце №33 прослеживается вдоль верховьев р. Лауце (левого притока р. Даугава) в северо-восточном направлении,

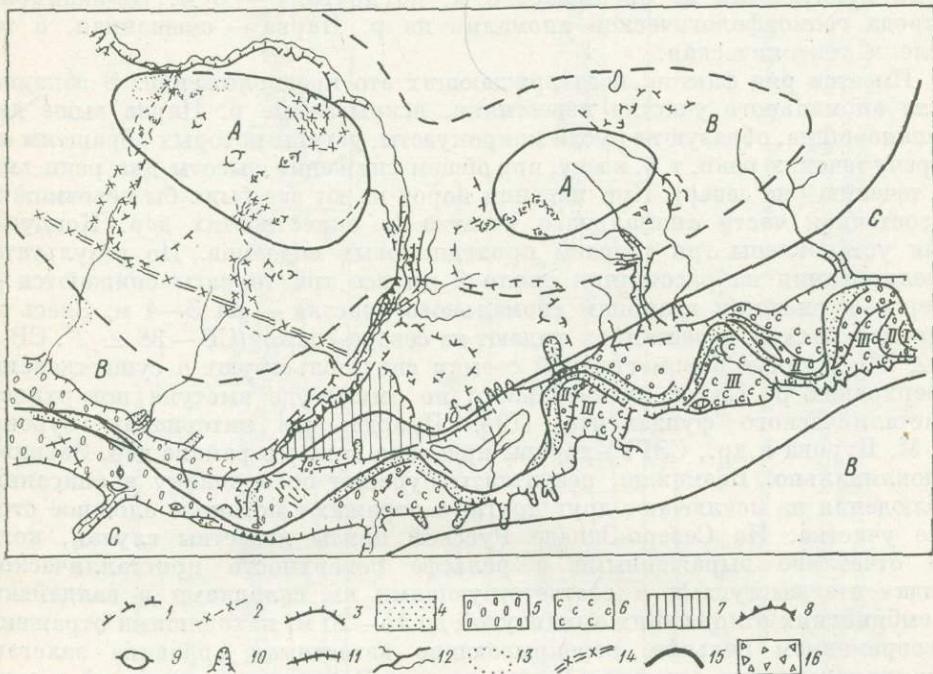


Рис. IV.33. Зоны морфологически выраженных структурных элементов: А — максимального расчленения на сводах структуры, В — развития радиального вреза на крыльях структуры, С — аккумуляции на участках преимущественного прогибания.

где вытянута линейная складка, отчетливо выраженная в верхнедевонских отложениях. Удлинения шарнира этой складки образуют два ряда локальных поднятий. Северо-восточное из них — Стабураское — пересекается р. Даугава. Западный ряд поднятий находит отчетливое отражение в рельефе. В наиболее приподнятой части вершины камов достигают абсолютной высоты 135 м, возвышаясь более чем на 15 м над общим уровнем камового рельефа водораздела рек Даугава и Лауце. В террасе, по местному счету (по-видимому, озерно-ледниковая), на сводах локальных структур имеет абсолютную высоту 76—82 м, в прогибах 70—73 м. Аналогичные, но несколько меньшие деформации отмечаются у IV террасы. Сток по канавам мелиоративной сети, проложенным по древним протокам, происходит на крыльях складок в разные стороны. В своде складок канавы превратились в сухие водотоки с выпуклым профилем. Нередко на дне их вскрываются коренные породы. Заболоченный участок Лауце-Иецавской долины приурочен к прогибу [400].

Инчукалинское поднятие 34 установлено геофизическими и буровыми работами в 40 км северо-восточнее Риги. Поднятие представляет собою брахиантиклиналь северо-восточного простирания. По поверхности кристаллического основания амплитуда поднятия более 300 м. Строение складки асимметричное: крутой северо-западный склон осложнен разломом амплитудой около 250 м (рис. IV.33). Основные тектонические структурообразующие движения, в том числе и разрывные, произошли в преддевонское время. Впоследствии тектоническая активность значительно снизилась [402]. Инчукалинская антиклиналь используется как естественное газохранилище.

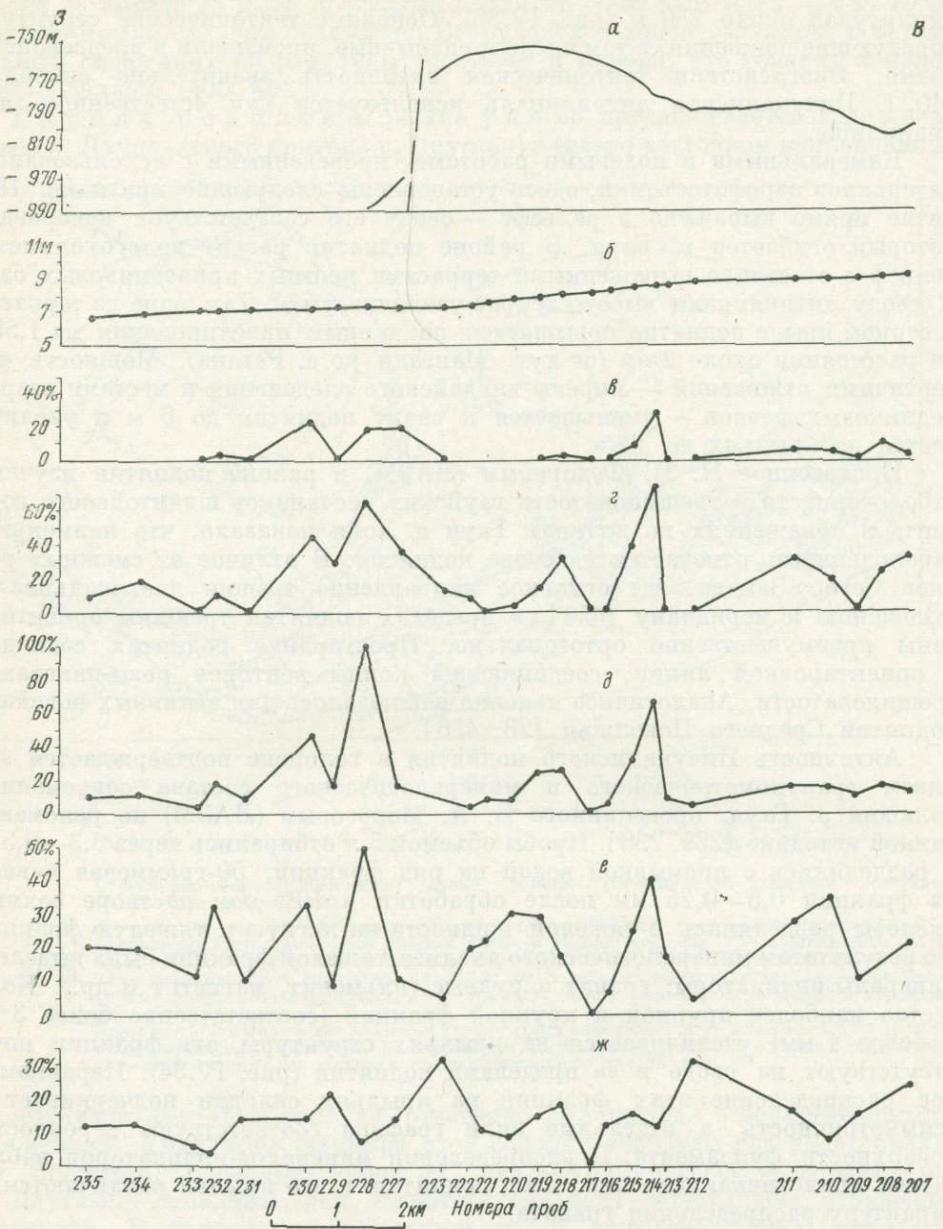
Камеральными и полевыми работами, проведенными с использованием материалов аэрофотосъемки, здесь установлены следующие признаки. Поднятие прямо выражено в рельефе — своду его соответствует водораздел, который огибается р. Гауя. В районе поднятия развит пологохолмистый рельеф с отчетливо выраженным террасами местных приледниковых озер. К своду антиклинали высоты террас увеличиваются. Так, одна из террас на северном крыле поднятия повышается по данным нивелирования на 1,55 м на расстоянии около 2 км (от хут. Мангали до с. Рагана). Мощность четвертичных отложений — морены валдайского оледенения и местами озерно-ледниковых песков — уменьшается к своду поднятия до 6 м и увеличивается на крыльях до 30 м.

Проведенное Н. П. Федоровым (ЛАЭМ) в районе поднятия изучение заболоченности и трещиноватости гауйских песчаников швянтойского горизонта в обнажениях по долинам Гауи и Лойи показало, что наименьшая заболоченность отмечается на своде поднятия. В отличие от смежных районов Северо-Запада, где основное направление трещин диагональное по отношению к меридиану [456], в пределах поднятия трещины ориентированы преимущественно ортогонально. Простирание поднятия совпадает с ориентировкой линии, соединяющей концы векторов розы-диаграммы трещиноватости. Аналогичное явление наблюдалось для активных новейших поднятий Среднего Поволжья [23, 456].

Активность Инчукалинского поднятия в голоцене подтверждается анализом гранулометрического и минералогического состава современного аллювия р. Гауя, проделанного В. А. Морозовым (ЛАЭМ) по рекомендованной методике [239, 238]. Пробы объемом 5 л отбирались через 0,3—0,5 км и разделялись с промывкой водой на ряд фракций. 50-граммовая навеска из фракции 0,5—0,25 мм после обработки в 10%-ном растворе соляной кислоты разделялась в тяжелой жидкости на легкую и тяжелую фракции. По результатам минералогического анализа тяжелой фракции были выделены минералы-индикаторы: гранат и рудные (ильменит, магнетит и др.). Количество наиболее крупной и крупной фракций (соответственно более 3 мм и более 1 мм) увеличивается на крыльях структуры, эти фракции почти отсутствуют на своде и за пределами поднятия (рис. IV.34). Неравномерное распределение этих фракций на крыльях складки подчеркивает ее асимметричность, а отдельные пики графика соответствуют неровностям поверхности фундамента. В распределении минералов-индикаторов наблюдается аналогичная картина. Свод поднятия и его крылья различаются по характеру распределения граната.

Таким образом, Инчукалинское поднятие выражено в рельефе площадной геоморфологической аномалией, по площади полностью совпадающей с палеозойской Инчукалинской антиклиналью.

Кулдигское поднятие 35 изучено геофизическими и буровыми работами трестом Спецгеофизика. Оно выражено как по поверхности фундамента, так и во всех вышележащих горизонтах. Амплитуда его по поверхности среднего кембрия более 50 м, по кровле верхнего ордовика более 10 м. Поверхность дочетвертичных пород на крыльях поднятия сложена карбонатными породами плявинской свиты, а в сводовой части — песчаниками, глинами, алевритами швянтойской свиты. Вследствие этого



Результаты гранулометрического опробования современного аллювия р. Гауя (составил В. А. Морозов, ЛАЭМ).

Рис. IV.34. а — развертка проекции русла р. Гауя на кровлю кристаллического фундамента; б — продольный профиль р. Гауя; содержание в образцах аллювия различных фракций (размер в миллиметрах): в — наиболее крупной (более 3), г — крупной (1—3), д — тяжелой (0,25—0,5), е — граната (0,25—0,5), ж — рудной (0,25—0,5).

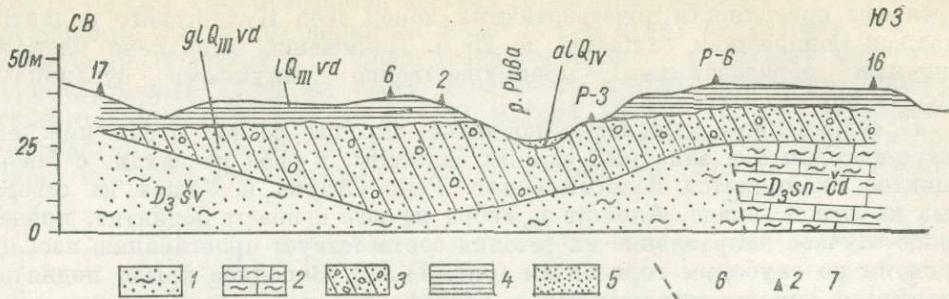
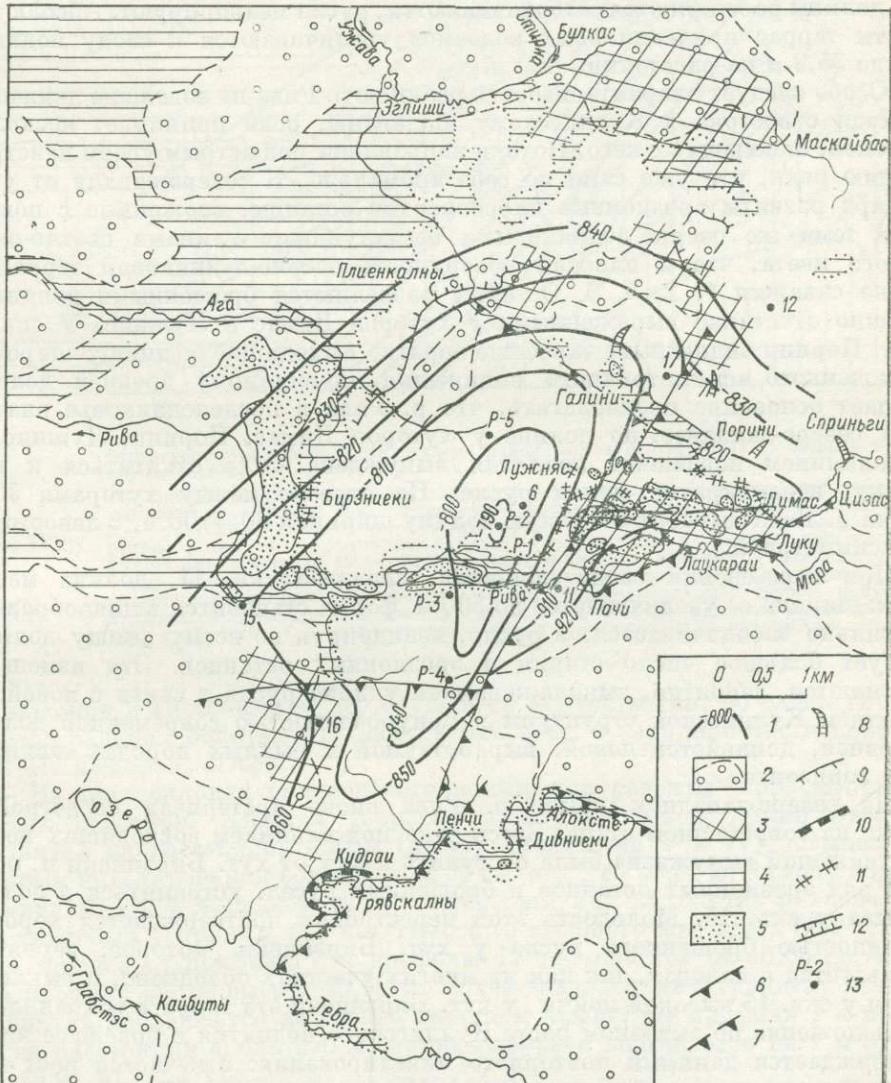


Рис. IV.35. Геологический разрез через Кулдигскую антиклиналь.
1 — пески, глины, алевролиты; 2 — доломиты с прослойями мергелей; 3 — валуночные суглинки; 4 — озерные безвалунные глины; 5 — пески; 6 — разрывное нарушение; 7 — скважины и их номера.
Отложения франского яруса верхнего отдела девонской системы, горизонты: $D_3 sn - cd$ — от снетогорского до чудовского, $D_3 sv$ — швентойский.



Структурно-геоморфологическая схема участка Кулдигской локальной структуры (составил В. А. Морозов, ЛАЭМ).

Рис. IV.36. 1 — изогипсы по кровле отложений ордовика (в метрах); 2 — лесные массивы; 3 — места скопления крупных холмов; 4 — болота и заболоченные понижения рельефа; 5 — эрозионные останцы; разрывные нарушения: 6 — по данным бурения, 7 — по геоморфологическим данным; 8 — овраги; 9 — крутые склоны; 10 — поклонные террасы; 11 — брошенные речные долины; 12 — долина прорыва; 13 — скважины и их номера.

в рельефе поверхности дочетвертичных пород свод Кулдигского поднятия выражен понижением глубиной до 25 м. Понижение выполнено плейстоценовыми образованиями, преимущественно валунными суглинками (рис. IV.35).

В современном ландшафте поднятие находит четкое отражение: его северо-восточный и западный склоны залесены, а свод распахан, с севера поднятие окаймляется полосой болот. Реки Стирна и Ужава на севере, Рива на юге и западе, Алоксте и Тебра на юге огибают поднятие, причем в ряде случаев направление их течения соответствует простиранию изогипс поднятия по глубоким горизонтам (рис. IV.36). Западное крыло поднятия отражается хорошо выраженным в рельефе склоном, расчлененным водотоками и оврагами. Основание склона четкое, он граничит с плоской поверхностью Приморской низменности. Притоки рек Алоксте и Тебра центробежно располагаются на южной периклинали Кулдигского поднятия. В долинах этих рек отмечается подпруживание русел восточнее оси поднятия; долины расширяются, заболачиваются, русла меандрируют. Абсолютные высоты террас приледниковых водоемов увеличиваются к своду поднятия с 35 до 35,9 м на расстоянии 800 м.

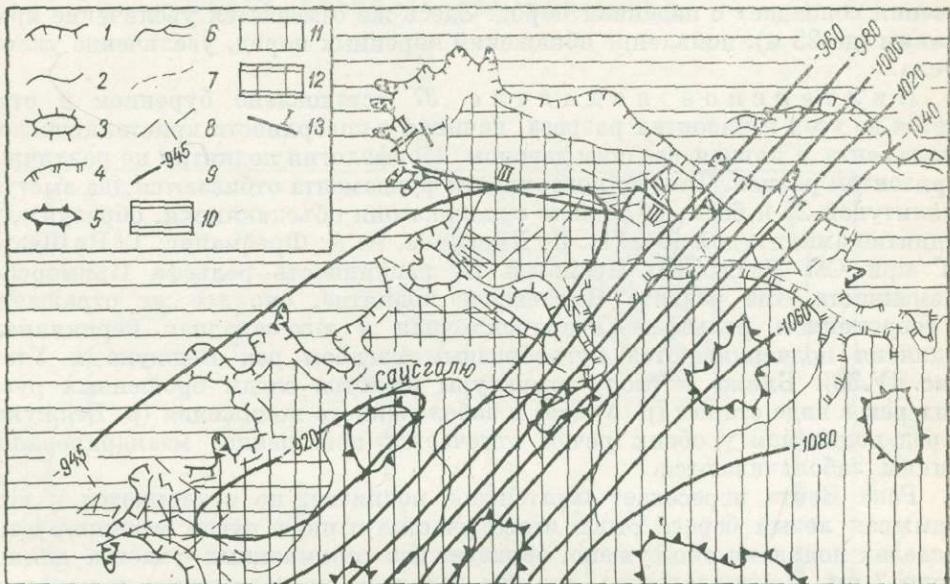
Особо следует охарактеризовать реакцию р. Рива на новейшие движения. Подходя с востока к Кулдигскому поднятию, река принимает несколько притоков, стекающих с него. Потоки направлены под острым углом навстречу течению реки, что уже само по себе аномально. К северо-западу от устья р. Мара развиты эрозионные плосковерхие останцы, сложенные с поверхности теми же озерно-ледниковыми безвалунными глинами светло-шоколадного цвета, что и плоская поверхность озерно-ледниковой террасы в районе скважин 1, 2, 5, 6. Останцы разделяются брошенными долинами, особенно отчетливо выраженным у хуторов Димас и Лужняс. У скв. 17 и хут. Порини видны ныне заросшие овраги, выходящие к днищу широкого заболоченного асимметричного понижения, по-видимому древней долины. Это дает основание предполагать, что р. Рива в послеледниковые вначале текла северо-западнее, по долине у хуторов Димас, Порини, Лужняс, но под влиянием новейшего поднятия вынуждена была откатиться к юго-востоку, неоднократно меняя русло. На отрезке между хуторами Луку и Пачи р. Рива выработала узкую долину шириной 80—100 м, с левосторонней асимметрией.

При пересечении свода поднятия, западнее скв. 11, долина меняет облик: ширина ее увеличивается до 500 м, форма становится ящикообразной, дно сильно заболачивается, а русло, меандрируя по всему днищу долины, образует большое число стариц и эрозионных останцов. Эти изменения объясняются, вероятно, выпложиванием уклона русла в связи с новейшим поднятием Кулдигской структуры и приуроченностью современной долины к древней, доплейстоценовой, выработанной в рыхлых породах щвентийского горизонта.

На северо-западном крыле р. Рива вновь претерпела перестройку, но уже на современном этапе. Здесь река под влиянием восходящих новейших движений вынуждена была отступить к югу от хут. Бирзниеки и, образовав ряд эрозионных останцов и брошенных русел, устремиться в долину прорыва у скв. 15. Молодость этой перестройки подтверждается хорошей сохранностью брошенного русла у хут. Бирзниеки, которое, вероятно, используется в паводок, так как на многих участках обводнено, и выклиниванием у скв. 15 высокой поймы, у хут. Бирзниеки эта терраса сохранилась. Предположение об активном росте Кулдигского поднятия в новейшее время подтверждается данными повторного нивелирования: отмечается рост поднятия со скоростью до 2 мм/год [259]. На выраженность Кулдигского поднятия в современном рельефе указал также Я. А. Страуме (Управление геологии при СМ ЛатвССР).

Э́дольское поднятие №6 установлено и оконтурено буровыми и геофизическими работами (Е. И. Дмитриев, А. А. Фрейманис, УГ при

СМ ЛатвССР). Оно отмечается по всем горизонтам разреза. По поверхности фундамента амплитуда поднятия более 100 м, вверх по разрезу оно постепенно выполяживается. В современном рельефе и в рельефе поверхности дочетвертичных пород на своде Эдолльского поднятия развито понижение относительной глубиной до 20—30 м (рис. IV.37). На дне современного понижения развито болото. Коэффициент заболоченности в пределах Эдолльского поднятия уменьшается от свода к крыльям. Болото в присводовом



Структурно-геоморфологическая схема района Эдолльской структуры

оставил Н. П. Федоров, ЛАЭМ.

1 — бровки озерно-ледниковых террас; 2 — тыловые швы озерно-ледникового происхождения; 3 — холмы водно-ледникового происхождения; 4 — бровки речных террас; 5 — эрозионные останцы; 6 — речные русла; 7 — искусственно углубленные отрезки речных русел; 8 — дренажные канавы; 9 — изогипсы по кровле кристаллического фундамента (в метрах); 10 — область развития наиболее высоких уровней озерно-ледниковых террас, приуроченная к пологому северо-западному крылу структуры; 11 — область развития наиболее низких уровней озерно-ледниковых террас, приуроченная к размытой присводовой части структуры; 12 — область развития эрозионных останцев, приуроченная к юго-восточному крылу структуры; 13 — нивелирные ходы.

понижении в настоящее время осушается искусственно, но следы естественной деградации болотных процессов отмечены в западной части понижения (Н. П. Федоров, ЛАЭМ).

На дне и склонах присводового понижения развиты террасы приледниковых водоемов. Нижняя терраса на юго-восточном крыле Эдолльского поднятия на расстоянии 400 м (между профилями V и IV) повышается по данным нивелирования более чем на 80 см (от 38 до 38,83 м) к своду поднятия. По-видимому, в западной части понижения она находится в аналогичных структурных условиях, так как высота ее тылового шва здесь 38,94 м. Средняя терраса от профиля V к профилю IV повышается от 40,64 до 41,00 м. На профиле III ее высота 40,98 м. Более значительный градиент новейшего поднятия наблюдается на северо-западном крыле. От профиля I к профилю II на расстоянии около 250 м верхняя терраса повышается на 1 м (от 42,90 до 43,91 м).

Состав и мощность четвертичных образований обусловлены особенностями рельефа поверхности дочетвертичных пород, в свою очередь предопределенных активным развитием Эдолльского поднятия. При захоронении ледниковым материалом понижения, выработанного в швянтойских и старо-

оскольских отложениях верхнего девона, вначале их перекрыли валунные суглинки, но засыпали понижение не полностью, затем в понижении отлагались озерно-ледниковые глины и пески. Минимальная мощность четвертичных образований (30—35 м) приурочена к выступам рельефа поверхности дочетвертичных пород, окаймляющим присводовое понижение. За пределами поднятия мощность четвертичных отложений возрастает до 50 м.

Свод Эдольского поднятия пересекается р. Саусгалю. Можно отметить некоторое увеличение изгибов долины речки перед поднятием и относительную спрямленность на крутом северо-восточном крыле, где направление течения совпадает с падением пород. Здесь же отмечается увеличение вреза долины (до 25 м), появление обнажений коренных пород, увеличение уклона русла.

Пилтенское поднятие 37 установлено бурением и отмечается во всех горизонтах разреза, начиная с поверхности кристаллического фундамента и кончая средним девоном. Морфология поднятия по различным горизонтам разная. Так, по поверхности фундамента отбиваются два выступа амплитудой 25 и 65 м, по кровле ордовика они объединяются, образуя одно поднятие амплитудой 40 м (Е. И. Дмитриев, А. А. Фрейманис, Т. В. Шварц, УГ при СМ ЛатвССР). Несмотря на равнинность рельефа Приморской низменности, где развито Пилтенское поднятие, оно все же отражается в современном рельефе. Северо-восточная и юго-западная периклинали поднятия подчеркиваются дугообразным изгибом рек Веджука и Утава (рис. IV.38). Ближе к своду структуры имеются следы брошенных русел этих рек в виде стариц (р. Утава) и заболоченного понижения (р. Веджука). Перед поднятием у обеих речек отмечается повышенное меандрирование, долины заболачиваются.

Река Вента пересекает Пилтенское поднятие, но отклоняется к югу, подмывая левый берег. Выше этого участка и ниже русло меандрирует, в пределах поднятия оно сужено, образует два спрямленных участка длиной около 2 км. Предполагается, что оно заложено по разрывным нарушениям (А. Я. Страуме, УГ при СМ ЛатвССР). За пределами поднятия в русле много островов, отмелей, кос, нередко заросших. В присводовой части этого нет. В районе г. Пилтene в долине р. Вента развиты: низкая пойма высотой 1,5—2 м, высокая пойма 3,5—4 м и первая надпойменная терраса высотой 6—7 м. За пределами поднятия все они аккумулятивные, в сводовой части верхняя терраса — цокольная: в основании ее у уреза воды обнажаются серые, по-видимому озерно-ледниковые, глины.

Новейшие движения Пилтенского поднятия находят отражение и в строении четвертичных отложений: морена на своде поднятия залегает выше, а мощность перекрывающих ее озерно-ледниковых песков здесь меньше. В сводовой части отсутствуют морские межледниковые плейстоценовые отложения, развитые на других участках Приморской низменности Западной Литвы [208].

Юго-восточное крыло и свод Пилтенского поднятия четко отражаются распределением наиболее грубого (крупнее 1 мм) материала и выходом тяжелой фракции размером 0,25—0,5 мм (рис. IV.39). Северо-западное крыло структуры не находит четкого отражения, что может быть объяснено как асимметричным строением поднятия, так и нарушением гидродинамических условий в низовье р. Вента из-за подпора речных вод морем. По данным повторного нивелирования, скорость современного поднятия в районе г. Пилтene 1,5 мм/год (М. И. Ковалевский, ВНИИМОРГЕО).

Бернатские поднятия 38 располагаются в 8—10 км к юго-юго-востоку от г. Лиепая. По кровле ордовика выделяются Западно- и Восточно-Бернатские поднятия амплитудой 120—130 м, размерами 6×2 —3 км (рис. IV.40). Структуры ориентированы близширотно. Юго-западная часть Западно-Бернатского поднятия уходит в море. Северные крылья обоих поднятий осложнены разломами. Западная (прибрежная) часть площади относится к Приморской низменности, где развиты морские и эоловые (за-

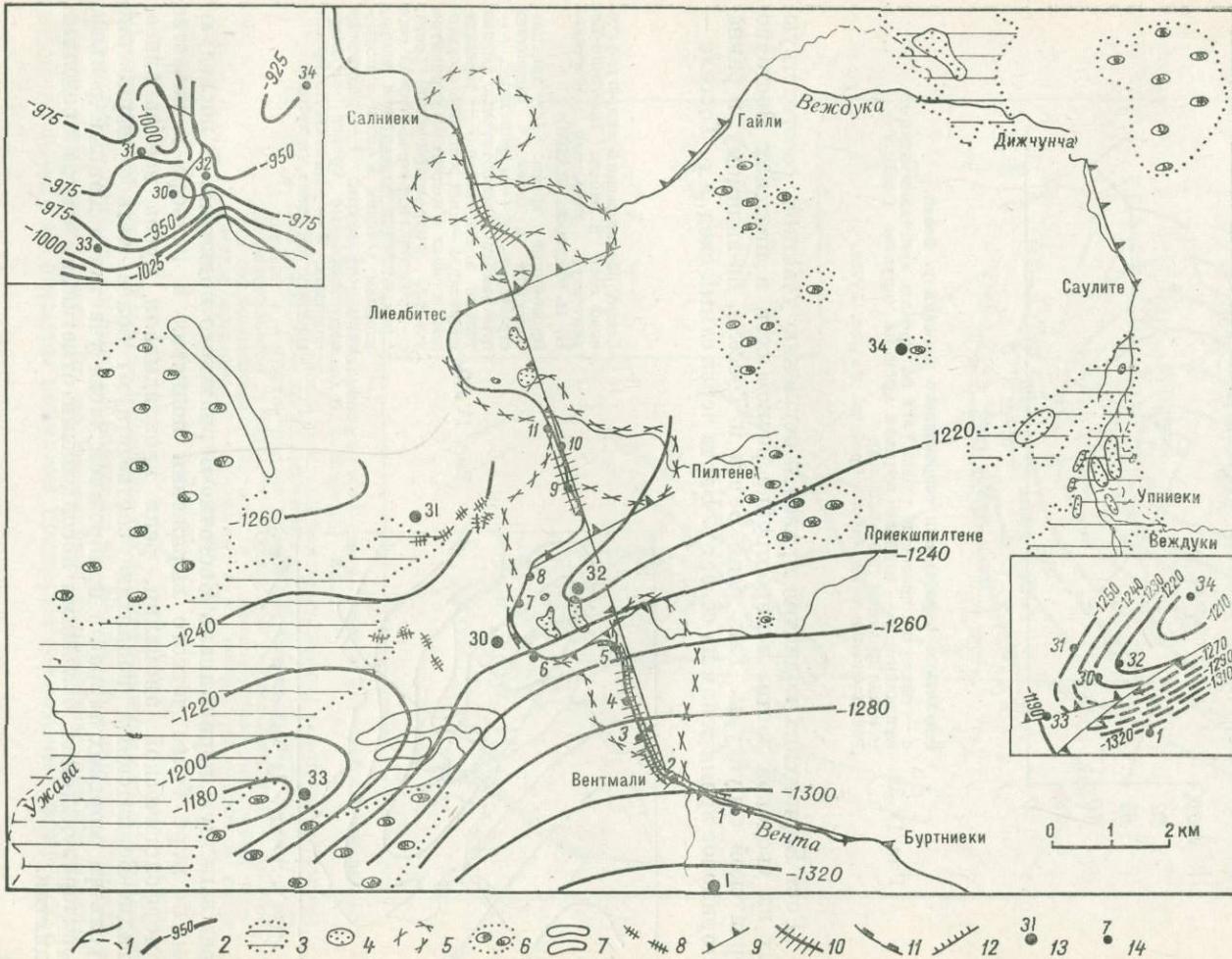


Рис. IV.38.

Структурно - геоморфологическая схема Пилтенского локального поднятия (составил В. А. Морозов, ЛАЭМ).

1 — гидросеть; 2 — изоглизы кровли кристаллического фундамента (в метрах); 3 — заболоченные понижения; 4 — эрозионные останцы; 5 — границы пояса меандрирования; 6 — участки выхода морены на поверхность; 7 — абрэдированные гряды флювиогляциального генезиса; 8 — брошенные долины рек; 9 — предполагаемые разрывные нарушения; 10 — участки аккумуляции речного аллювия; 11 — цокольная терраса; 12 — участки развития низкой пойменной террасы; 13 — скважины и их номера; 14 — точки отбора проб аллювия.

счет перевевания береговых валов) формы рельефа, особо широко распространена терраса Литоринового моря. На самом востоке участка (свод и восточная периклиналь Восточно-Бернатского поднятия) развита терраса Балтийского ледникового озера В gl_{II} [117].

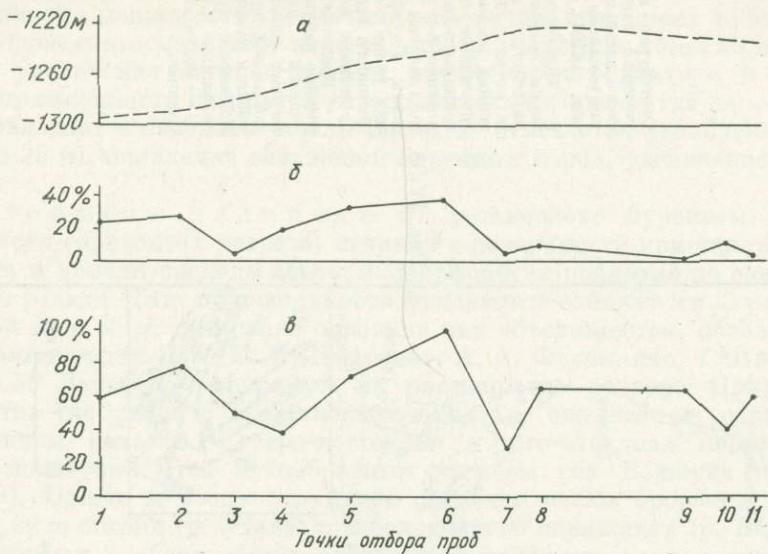


Рис. IV.39. Результаты опробования современного аллювия р. Вента.
а — развертка проекции русла реки на кровлю кристаллического фундамента; б — наиболее крупная фракция (крупнее 1 мм); в — тонкая фракция (<1 мм). Расположение точек отбора проб см. на рис. IV.38.

Рост Бернатских поднятий привел к осушению участков, соответствующих их сводовой части, и перестройке речной сети в пределах Восточно-Бернатской структуры. Так, реки Барта и Тосселе, по-видимому, в раннелиториновое время текли на север: р. Барта через самый свод, а р. Тосселе —

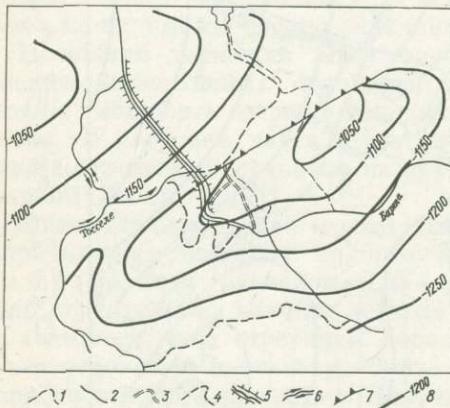
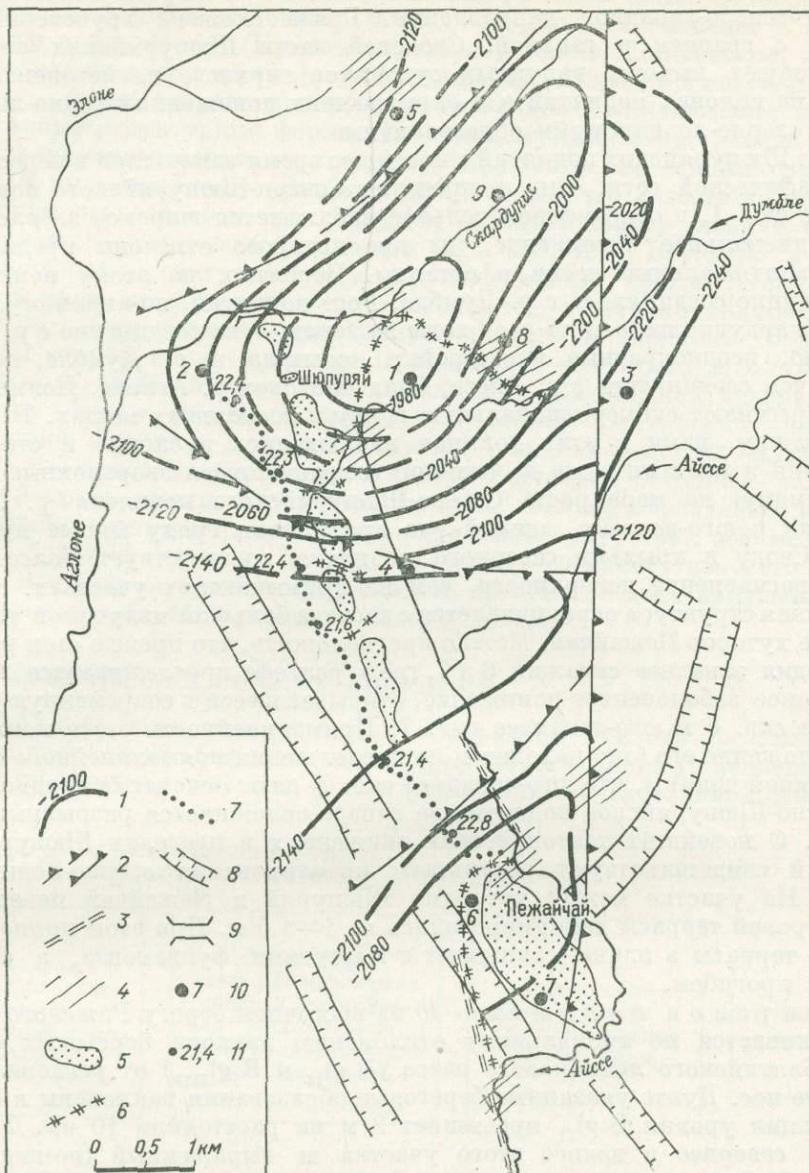


Схема расположения гидрографической сети в районе Восточно-Бернатского поднятия (составил Н. П. Федоров, ЛАЭМ).
Эрозионные врезы: 1 — древние, отмершие в связи с поднятием структуры, 2 — современные, 3 — отмирающие, используемые реками только в половодье, 4 — зарождающиеся; 5 — искусственно созданный в связи с поднятием структуры участок гидрографической сети; 6 — участок гидрографической сети с искусственно измененным направлением течения в связи с поднятием структуры; 7 — разрывные нарушения по кровле верхнего ордовика; 8 — изогипсы по кровле верхнего ордова (в метрах).

через западную периклиналь Восточно-Бернатского поднятия. В последнюю, по мере более четкого выражения поднятия в рельефе в качестве геоморфологической аномалии, реки прокладывали русла все западнее. Западно-Бернатскому поднятию соответствуют более четкое выражение в рельефе морских террас в прибрежной части участка и дюнный рельеф, характеризующийся большими абсолютными отметками, чем за пределами поднятия.

Шюпуряйские поднятия 39 располагаются в восточной части Приморской низменности Литовской ССР. По поверхности кристаллического фундамента здесь намечаются два поднятия: Северо- и Южно-



Структурно-геоморфологическая схема участка Шюпуряйских локальных структур (составил В. А. Морозов, ЛАЭМ).

Рис. IV.41. 1 — изогипсы кровли кристаллического фундамента (в метрах); разрывные нарушения; 2 — по геологическим данным, 3 — по геоморфологическим данным; 4 — участок выхода морен на поверхность; 5 — гряды флювиогляциального генезиса; 6 — брошенные речные долины; 7 — тыловой шов озерно-ледниковой террасы; 8 — долинообразные понижения; 9 — долины прорыва; 10 — скважины и их номера; 11 — отметки высот озерно-ледниковой террасы (в метрах).

Шюпуряйское (рис. IV.41). Амплитуда северного поднятия по кровле фундамента более 150 м, южного — более 60 м. Вверх по разрезу структурные формы выложиваются, и по отдельным горизонтам девона амплитуда их всего 10—15 м. Размеры поднятий примерно одинаковы: около 4 × 6 км.

Современный рельеф участка представляет собою полого снижающуюся к западу поверхность с четко выраженными террасами местных приледниковых водоемов и стадий развития Балтики. Она осложняется плоской грядой высотой около 5 м, шириной 250—500 м, вытянутой почти на 9 км в северо-северо-западном направлении. Гряда сложена грубозернистыми песками с гравием и галькой. Сводовой части Шюпуряйских поднятий соответствуют выходы валунных суглинков верхнего плейстоцена, закрытые на склонах поднятий и в окружающих понижениях водно-ледниково-озерно-ледниковыми образованиями.

Рост Шюпуряйских поднятий в новейшее время запечатлен в перестройке гидрографической сети. Так, в пределах Северо-Шюпуряйского поднятия, западнее скв. 1, в современном рельефе наблюдается широкое заболоченное субмеридиональное понижение, на дне которого отмечены предположительно аллювиальные пески и останцы. Вероятно, по этому понижению р. Скардупис соединялась с р. Думбле. Рост поднятия, по-видимому, заставил р. Скардупис направить свои воды на запад — на соединение с р. Элоне. Вероятно, неоднократные перестройки испытала и р. Думбле, которая, прежде чем соединиться с р. Айссе, была притоком р. Аглоне. Долины прорыва пересекают субмеридиональную гряду в нескольких местах. Несмотря на распашку, нами в этих долинах наблюдались русловые и старичные отложения и местами даже до сих пор сохранившиеся эворзионные котлы. По-видимому, по мере роста Северо-Шюпуряйского поднятия р. Думбле отступала к юго-востоку, всякий раз пропиливая гряду южнее прежнего русла. Своду и крыльям северного поднятия соответствует более интенсивное расчленение поверхности, чем на примыкающих участках.

Южная структура ограничивается с востока большой излучиной р. Айссе в районе хуторов Пежайчай. Можно предположить, что прежде сток р. Айссе происходил западнее скважин 6 и 7, где в рельефе прослеживается вытянутое широкое заболоченное понижение, открывающееся в современную долину севернее скв. 6 и юго-западнее скв. 7. Прямолинейность этого понижения и расположение его (оно находится на продолжении прямолинейного отрезка современной долины, что юго-западнее скв. 7) дают основание предполагать, что Южно-Шюпуряйское поднятие на западе осложнено разрывным нарушением. О новейших тектонических движениях в пределах Шюпуряйских поднятий свидетельствуют результаты нивелирования озерно-ледниковых террас. На участке между хуторами Шюпуряй и Пежайчай поверхность 22,5-метровой террасы деформировалась на 1—1,5 м. При этом приподнятые участки террасы в плане совпадают с выступами фундамента, а опущенные — с прогибом.

Дунтское поднятие 40 на восточном берегу Рижского залива устанавливается по аномальному отклонению наклона береговых образований Балтийского ледникового озера ($B_{gl_{II}}$ и $B_{gl_{IIIa}}$) от регионального. В районе пос. Дунте указанные береговые образования наклонены к северу. Деформация уровня $B_{gl_{II}}$ превышает 2 м на расстоянии 10 км. Уровень $B_{gl_{IIIa}}$, севернее и южнее этого участка не выраженный (по-видимому, срезанный более молодым уровнем $B_{gl_{IIIb}}$), здесь проявляется. Осадки Балтийского ледникового озера ложатся в этом районе непосредственно на песчаники среднего девона, что также аномально. Существование новейшего Дунтского поднятия подкрепляется данными геофизических и геологических работ (М. И. Ковалевский, ВНИИМОРГЕО).

К настоящему времени не известны (во всяком случае, по публикациям) новейшие локальные структурные формы III порядка в Эстонии, кроме Хаанья-Локновского поднятия. Однако нам кажется, что если береговые образования, развитые в Эстонии, проследить непосредственно в поле на значительных расстояниях и с помощью нивелирования или крупномасштабных топокарт определить высоту во многих точках, могут выявиться локальные повышения и понижения береговых образований, подобно тому как в других районах они устанавливаются по деформациям террас местных

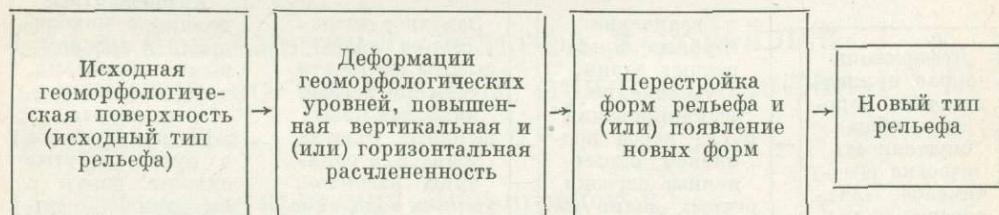
приледниковых водоемов [139, 305, 369 и др.]. Рассмотренные примеры новейших структурных форм III порядка свидетельствуют, с одной стороны, о многообразии их геоморфологического выражения, а с другой — о приуроченности геоморфологических аномалий к локальным положительным структурным формам осадочного чехла, которые, заложившись в палеозое или даже в протерозое (Приленинградские, Хаанья-Локновское, Лопатовское поднятие и ряд других), продолжали развиваться и в новейшее время.

Выше были охарактеризованы региональные и локальные новейшие пликативные структурные формы. По-видимому, на Северо-Западе Русской равнины широко развиты и разрывные нарушения. Во всяком случае, повторными нивелировками в Эстонии установлено, что известные разрывные нарушения осадочного чехла являются границей смены знака и скорости современных тектонических движений [416, 152, 429]. Вероятно, к разрывным нарушениям, активным и в новейшее время, прежде всего следует относить крупные линеаменты протяженностью в десятки километров (см. рис. IV.18). Они оказываются приуроченными к наиболее подвижным участкам земной коры: в южном Приильменье — к стыку южного склона Балтийского щита, Московской синеклизы и Латвийской седловины; на восточном берегу Рижского залива — к склону Балтийской синеклизы; в Западной Латвии — к границе активно поднимающегося Курземского выступа и Тельшайской ступени; в Северо-Восточной Эстонии — к границе Лужской моноклинали, Тартуского выступа. Рельефообразующее значение нарушений состоит в том, что прежде всего к ним приурочены речные долины, причем большей частью долины древнего — доплейстоценового — заложения. Это дает основание предполагать активность этих нарушений и на доплейстоценовом этапе развития Северо-Запада.

Ряды геоморфологических аномалий

Обобщение всех рассмотренных материалов приводит к выводу: по интенсивности переработки исходных природных условий (в каждом районе совершенно конкретных) и по форме выражения, обусловленной сочетанием

Таблица IV.4. СХЕМАТИЧЕСКИЙ РЯД ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

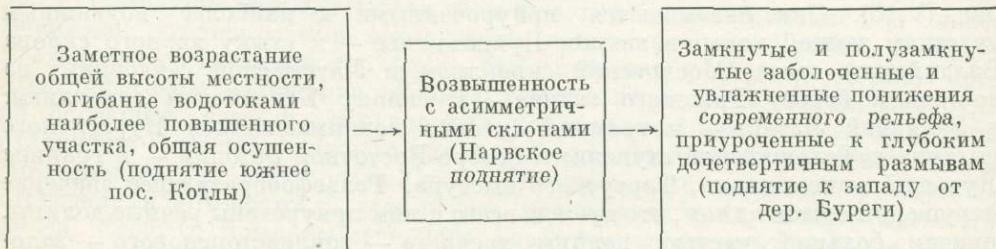


развития новейшего поднятия и характером проявления эзогенных процессов, может быть намечен эволюционный ряд геоморфологических аномалий. Место составляющих этого ряда строго определено. В начале его могут быть поставлены аномалии, выявляемые только по количественным показателям рельефа и еще не нашедшие качественного отражения. Среднюю часть ряда составляют аномалии, характеризующиеся уже заметными качественными изменениями исходного рельефа (повышение общей расчлененности территории в пределах аномалии по сравнению с фоном, появление новых форм рельефа и т. п.). Заключать ряд должны такие аномалии, переработка и изменения рельефа в пределах которых настолько существенны, что участок аномалии представлен даже иным типом или набором форм рельефа, чем окружающий фон (табл. IV.4) [299]. Намеченный ряд показывает лишь принципиальный общий путь перестройки рельефа под влия-

нием новейших тектонических движений. Формы проявления каждого звена ряда различны в зависимости от конкретных условий.

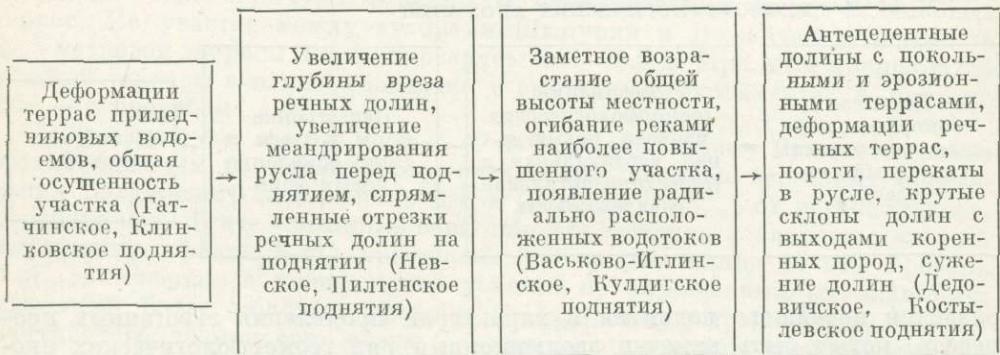
В области покровного материального оледенения Северо-Запада Русской равнины к настоящему времени лучше изучены диагностические признаки локальных поднятий в пределах плато и озерно-ледниковых низин. Плато Северо-Запада развиты преимущественно на ордовикских и силурийских, реже — на девонских известняках, обычно перекрытых маломощным (менее 5 м) чехлом плейстоценовых образований. Рельеф плоский и пологоволнистый, речная сеть не развита или слабо развита. По степени контрастности (по величине отклонений от средних значений) известные геоморфологические аномалии на плато могут быть расположены в определенной последовательности (табл. IV.5).

Таблица IV.5. РЯД ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В ПРЕДЕЛАХ ПЛАТО



Озерно-ледниковые низины представляют собою сочетание террас приледниковых водоемов, либо выработанных в морене валдайских ледников, либо сложенных песчано-глинистыми отложениями приледниковых озер. Площадки террас плоские, осложненные речными долинами и аккумулятивными ледниками формами (камы, озы, моренные холмы). Геоморфологические аномалии на озерно-ледниковых низинах, как и в пределах

Таблица IV.6. РЯД ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В ПРЕДЕЛАХ ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫХ НИЗИН



плато, проявляются по-разному (табл. IV.6). Составляющие ряда расположены таким образом, что, как правило, признаки, перечисленные слева от каждой из них, присущи и этой составляющей. Например, деформации озерно-ледниковых террас отмечаются не только для наименее отчетливо выраженных аномалий, но и в пределах всего ряда.

Различные формы проявления геоморфологических аномалий определяются совместным воздействием разнообразных эндогенных и экзогенных факторов. В общем случае основным фактором является градиент новейших тектонических движений, хотя это и не обязательно. Например, можно думать, что интенсивность новейших тектонических движений Невского

поднятия была выше, чем Колпинского: амплитуда Колпинского поднятия по поверхности кристаллического основания 18 м, Невского — около 40 м. Невское поднятие расположено рядом с Московской синеклизы — областью движений с большими градиентами и амплитудами, Колпинское поднятие приурочено к участку склона Балтийского щита, характеризующемуся незначительной активностью тектонических движений в течение всего платформенного этапа [79]. И все же по форме проявления в рельфе геоморфологическая аномалия на Колпинской площади более контрастна. Очевидно, разгадку следует искать в характере и условиях проявления экзогенных процессов.

Высшей формой проявления локальных поднятий в рельфе Северо-Запада является их прямое отражение в виде возвышенностей. При этом северные склоны возвышенностей характеризуются большей крутизной по сравнению с остальными, местами даже образуется уступ. Разгадку этой морфологической особенности, как нам кажется, следует искать в специфике геологического строения района. Как известно, породы здесь в общем полого падают на юг (в самой западной части) и на юго-восток. Всякая деформация слоев с образованием поднятия в таких условиях приводит к возникновению более крутых углов падения на крыльях складки, обращенных к северу или северо-западу. Это подтверждается изучением морфологии всех достаточно хорошо разбуренных поднятий: Гатчинского, Павловского, Хаанья-Локновского, Невского, Озерецкого и др. По-видимому, различия в условиях залегания на разных крыльях структур приводят к их различному геоморфологическому выражению.

Ряды геоморфологических аномалий на плато и в пределах озерно-ледниковых низин Северо-Запада лишь намечены. По-видимому, можно считать, что ряды иллюстрируют общий путь перестройки рельефа под влиянием новейших тектонических движений. Сопоставление подобных рядов при структурно-геоморфологических исследованиях, особенно с использованием материалов аэрофотосъемки, способствует изучению формы проявления новейшей тектоники в рельфе, позволяет хотя бы ориентировочно оценить интенсивность новейших движений на разных участках, облегчает выбор наиболее рациональной методики поисков локальных структур в зависимости от конкретных условий.

Связь современного рельефа и новейшей тектоники со структурой кристаллического фундамента

(на примере территории Ленинградской, Новгородской и Псковской областей)

Для выяснения природы и механизма новейших тектонических движений выше была сформулирована задача установить связь новейшей тектоники и современного рельефа не только со структурой осадочного чехла, но и со структурой кристаллического фундамента. Поскольку осадочный чехол Русской платформы и ее кристаллический фундамент принадлежат различным структурным этажам, формировавшимся при резко различных тектонических условиях — платформенных и доплатформенных, вопрос становится шире: о преемственности * между различными структурными этажами.

* При установлении сходства структурных планов, градиентов тектонических движений и т. д. между различными структурными этажами нами предложено употреблять термин «преемственность», оставив за термином «унаследованность» характеристику сходства структурных планов между различными структурными горизонтами внутри одного структурного этажа [302].

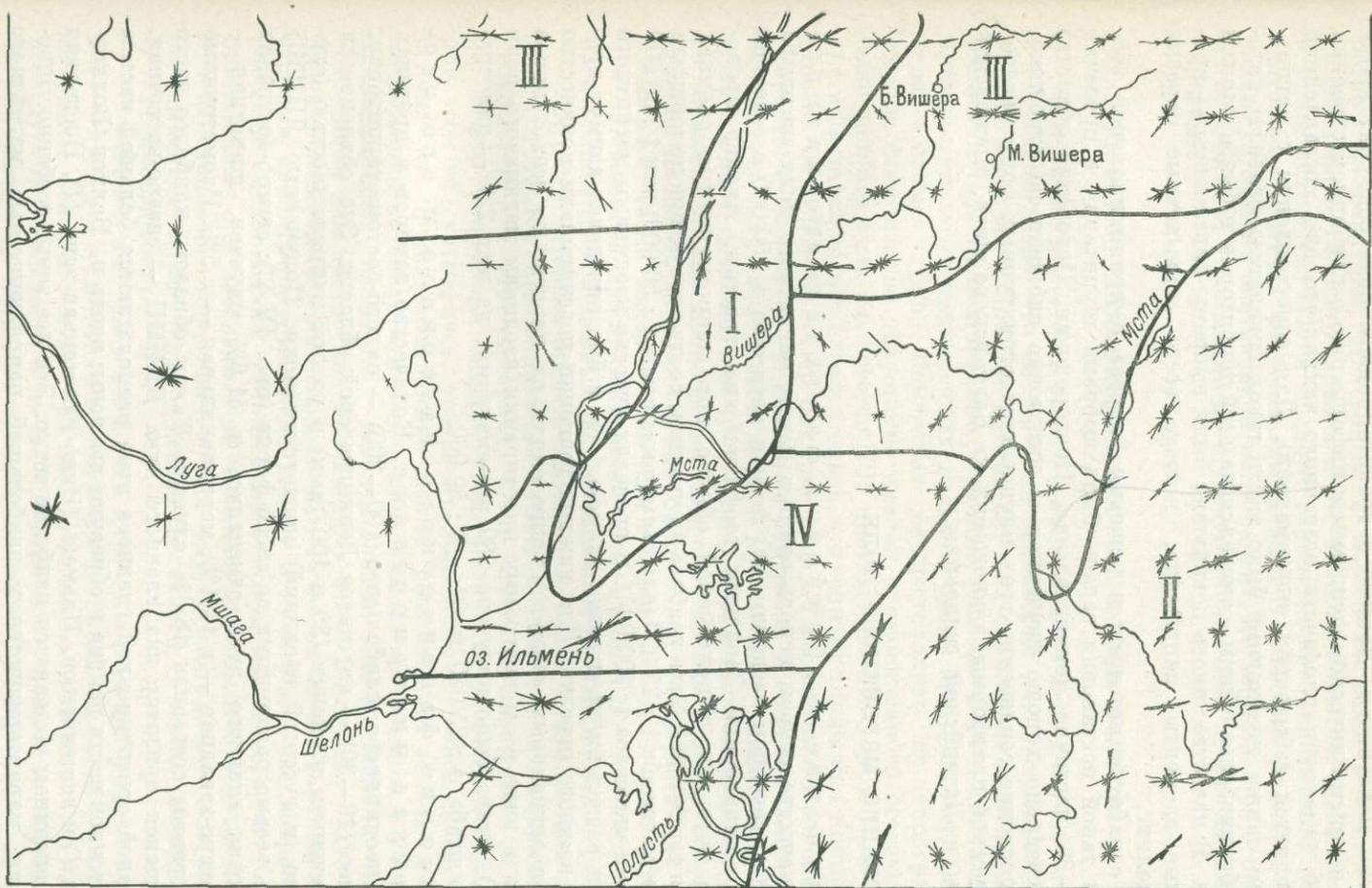
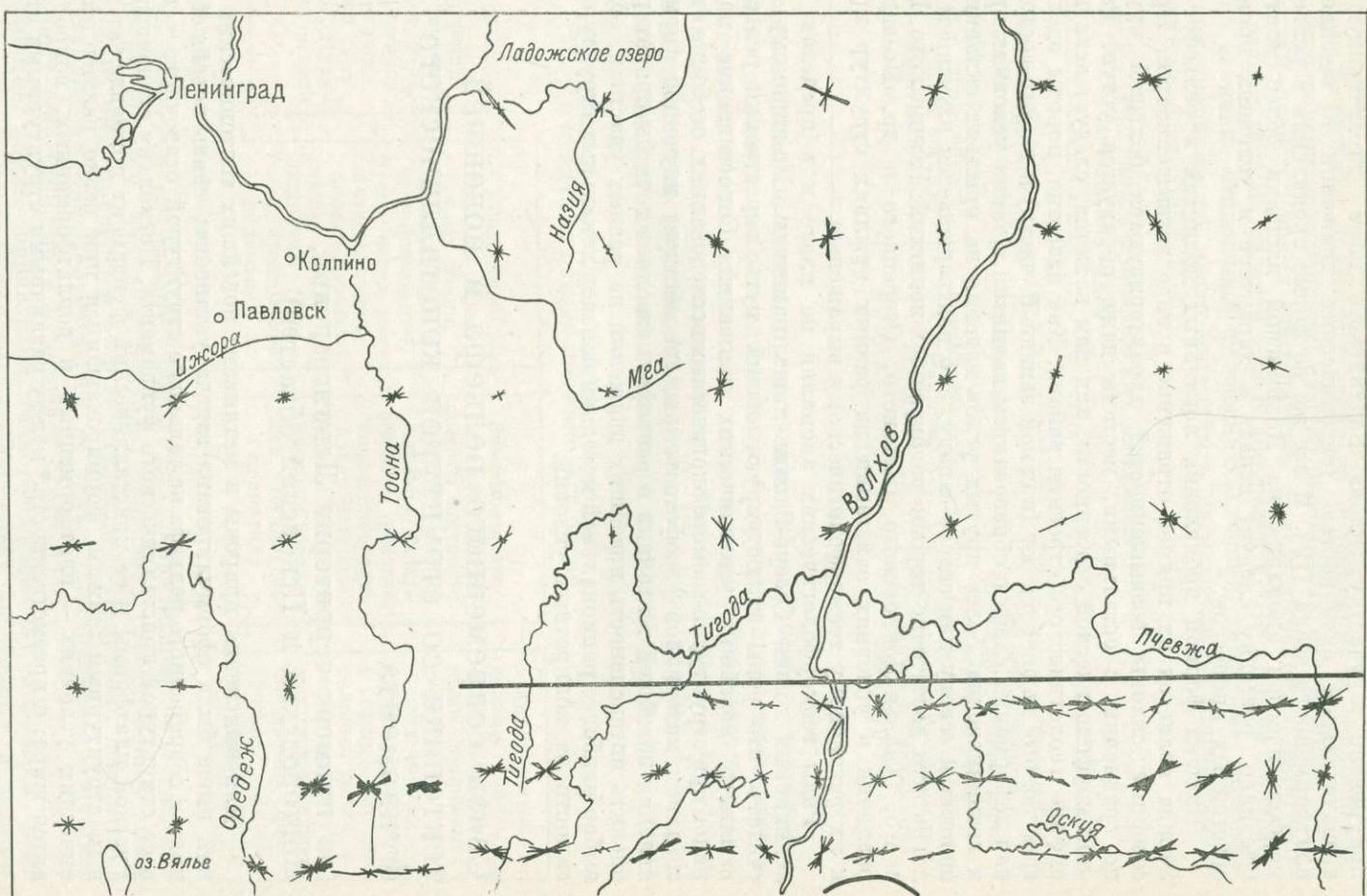


Рис. IV.42. Схема расположения диаграмм простираций изодинам магнитного поля (составила Л. Н. Иванова, ЛАЭМ).
Зоны: I — Волховская, II — Вино-Крестецкая, III — Вишерско-Будогощская, IV — Ильменская.

В качестве сведений, наиболее полно отражающих внутреннюю структуру кристаллического фундамента, были использованы данные о магнитном поле, так как на Северо-Западе Русской платформы поверхность кристаллического основания лежит относительно неглубоко, а осадочный чехол практически немагнитен. Данные о гравитационном поле содержат кроме сведений о кристаллическом фундаменте информацию о глубинном строении Земли, об изменении плотности осадочного чехла (что для поставленной задачи является избыточной информацией). Для сопоставления с магнитным полем также необходимо было найти такой показатель рельефа, который был бы наиболее общим, отмечался на всей территории и был несложен для учета. В качестве такого показателя были выбраны линеаменты — прямолинейные элементы ландшафта, прежде всего спрямленные отрезки речных долин.

Для отработки методики и решения вопроса о принципиальной возможности такой постановки задачи была выбрана территория в пределах листа О—36 (частично Ленинградская, Новгородская, Псковская области) как относительно хорошо изученная и достаточно сложная по строению. Здесь происходит сочленение трех крупнейших структурных форм Северо-Запада Русской платформы: южного склона Балтийского щита, Московской синеклизы и Латвийской седловины.

Исследование магнитного поля

Получение и обработка фактического материала. В качестве основы использовались карты магнитного поля масштаба 1 : 200 000 с сечением изодинам 100 гамм и масштаба 1 : 50 000 с сечением 30 гамм, составленные Западным геофизическим трестом. Анализ проводился по методике, используемой обычно при микромагнитных съемках [236]. Вся территория была разбита на участки, соответствующие по площади трапециям масштаба 1 : 25 000 (для съемки масштаба 1 : 50 000) или 1 : 50 000 (для съемки масштаба 1 : 200 000). В пределах участка изодинамы магнитного поля были разделены на отрезки длиною 1 см и был определен азимут простирания каждого отрезка. Для каждой трапеции подсчитывали количество отрезков с одинаковым азимутом, определяли их процент от всех замеров и строили в виде розы диаграмму простирания изодинам магнитного поля (ДПИМП). Всего было получено 289 роз-диаграмм, из них 227 — для трапеций масштаба 1 : 25 000 и 62 — 1 : 50 000.

Описание фактического материала и его геологическая интерпретация. Количество замеров в пределах трапеций неодинаково: наибольшее (100—200) — на юго-востоке территории, наименьшее (12—30) — на севере Ленинградской области. Это объясняется разным сечением изодинам (30 и 100 гамм) и разной напряженностью (следовательно, и густотой изолиний) магнитного поля. Полученные ДПИМП оказались весьма различными по своей форме (рис. IV.42): северо-восточная ориентировка главного луча отмечалась в 41,6% случаев, широтная — в 21%, северо-западная — в 14,1%, меридиональная — в 5%. Изометричные розы-диаграммы составили 18,3% случаев. Таким образом, наиболее часто встречающаяся ориентировка главного луча ДПИМП — северо-восточная. Розы с такой ориентировкой главного луча располагаются большей частью в юго-восточной части района и образуют две зоны: вдоль р. Волхов (Волховская зона I) и восточнее оз. Ильмень (Вино-Крестецкая зона II). Последняя на карте изодинам выделяется наиболее четко. Эти две зоны, особенно Вино-Крестецкая, характеризуются и наибольшей напряженностью магнитного поля (до 1400 гамм).

На схеме ДПИМП выделяются также две области широтной ориентировки главного луча: Вишерско-Будогощская III и Ильменская IV. Вишерско-Будогощская область разделяется на две подзоны. Будогощская

подзона представляет собою положительное магнитное поле широтной ориентировки. Вишерская подзона состоит из локальных вытянутых положительных аномалий на фоне отрицательного магнитного поля. В Ильменской зоне отмечается общее уменьшение напряженности магнитного поля в широтном направлении. Диаграммы с меридиональным и северо-западным направлением главного луча в зоны не объединяются. Расположены они в большинстве случаев в области отрицательного магнитного поля. Изометрические ДПИМП расположены между Волховской и Вино-Крестецкой зонами, а также в центральной части района, где наблюдается отрицательное магнитное поле с большими по площади аномалиями неопределенной ориентировки.

Исследование прямолинейных элементов рельефа

Получение и обработка фактического материала. Ввиду того, что исследуемая территория давно осваивается и края лесных массивов и болот во многих случаях спрятаны искусственно, изменились только прямолинейные элементы рельефа (ПЭР), главным образом прямолинейные отрезки речных долин и русел крупных рек, значительно реже — озовых гряд. Измерения осуществлялись по топографическим картам. Минимально допустимой длиной прямолинейного отрезка на карте было принято 2 см. Количество ПЭР протяженностью 3 см и более на многих листах карт настолько незначительно, что если бы отбирались прямолинейные отрезки не короче 3 см, то большие участки исследуемого района были бы охарактеризованы всего двумя-тремя замерами. Измерения были выполнены на 590 участках, замерялись азимут простирания, длина всех ПЭР и их число. Ввиду незначительного и очень постепенного изменения склонения по площади мы им пренебрегли. Была построена схема густоты ПЭР на единицу площади, за которую был принят лист карты масштаба 1 : 25 000. Суммарное число замеров относилось к центру листа (рис. IV.43).

Для анализа пространственного положения ПЭР строились диаграммы простирания прямолинейных элементов рельефа (ДППЭР) в виде роз. Каждый 10-градусный интервал представлен на розе одним лучом. Длина луча определяется числом прямолинейных отрезков, азимуты простирания которых укладываются в этот интервал, число отрезков выражается в процентах от общего количества замеров. Протяженность прямолинейных отрезков при этом не учитывалась, поскольку, как показано ранее [204], при измерениях на крупномасштабных картах расхождения между диаграммой, построенной по числу замеров, и диаграммой, построенной с учетом длины прямолинейных элементов, незначительны. Схема ДППЭР послужила основанием для построения производных схем. Во-первых, было проведено районирование по преобладающему лучу: участки схемы, характеризующиеся сходным простиранием наиболее длинного луча розы, рассматривались как площади с однородным тектоническим строением. Во-вторых, была предпринята попытка проследить на всей площади наличие в розах-диаграммах лучей одинакового простирания, для чего составлялись схемы, на которых показывались лучи только северо-восточного, только меридионального и т. д. простирания.

Описание фактического материала и его геологическая интерпретация. Схема густоты прямолинейных элементов рельефа (см. рис. IV.43). Количество ПЭР меняется в пределах исследуемой площади от 0 до 255. Диаграммы с количеством замеров более 50 располагаются не равномерно: на юго-востоке их много, на юго-западе они редки. Севернее широты Любани диаграммы с числом замеров более 50 встречаются лишь на отдельных небольших по площади участках в западной, центральной и восточной частях района. Диаграммы ПЭР, содержащие более 100 и даже 200 замеров в пределах трапеции масштаба 1 : 25 000,

приурочены к юго-восточной части территории; западнее р. Волхов и севернее широты Чудова 100 замеров и более получено только на отдельных листах. Количество ПЭР обычно связывается с интенсивностью и знаком

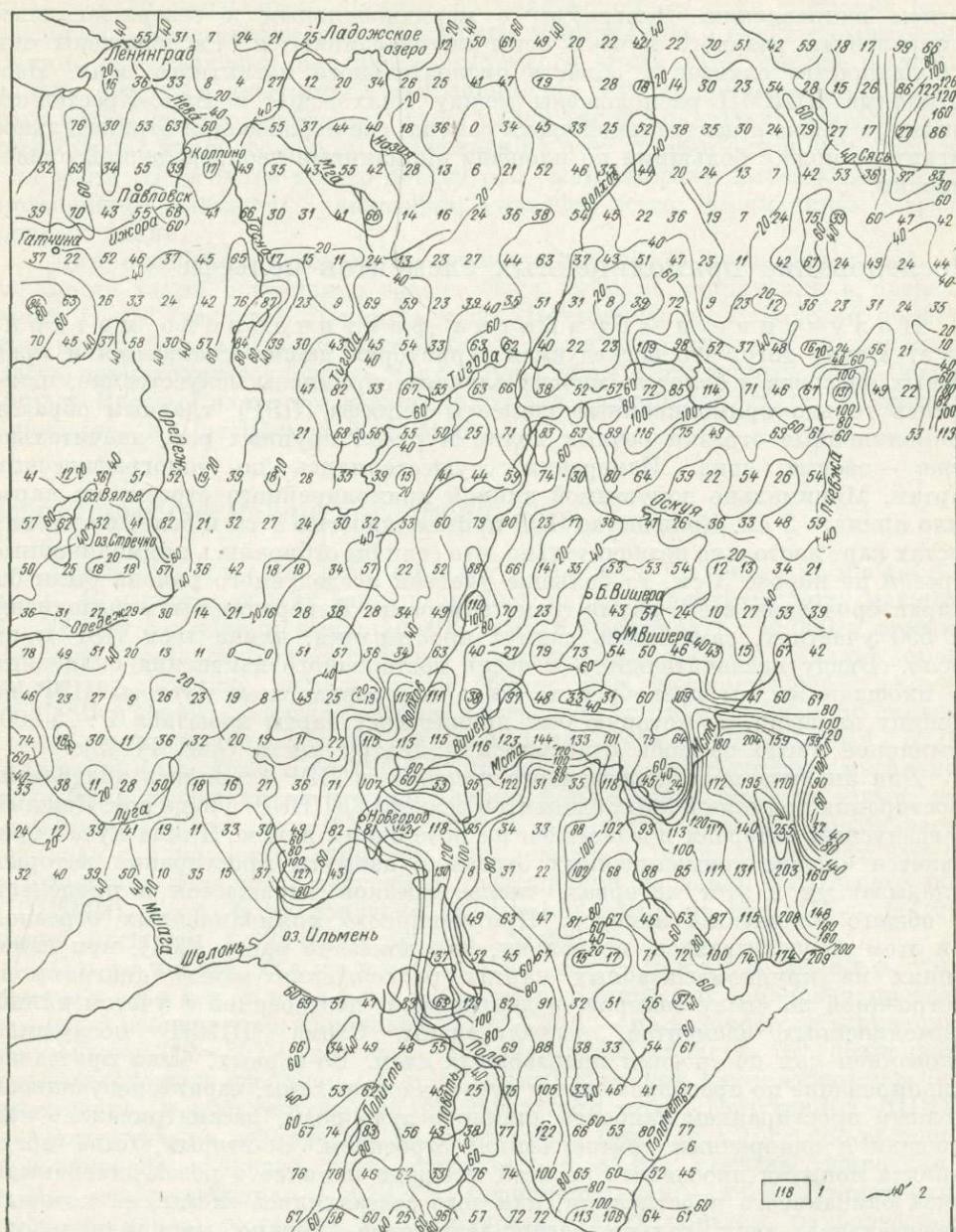


Рис. IV.43. Схема густоты прямолинейных элементов рельефа (составила А. А. Иванова, ВИРГ).
1 — количество ПЭР на площасти трапеции масштаба 1 : 25 000; 2 — изолинии равных количеств ПЭР.

тектонических движений [348]. Общее увеличение числа ПЭР в юго-восточном направлении, по-видимому, свидетельствует о наличии здесь большого количества положительных структур и, следовательно, о большей тектонической активности этой части района, что хорошо согласуется с другими материалами по тектонике осадочного чехла [79, 399].

Повышенное количество ПЭР отмечается почти повсюду вдоль р. Волхов, изменяясь от 18 до 142. Наибольшее число ПЭР наблюдается в истоках р. Волхов (до 115—117), в среднем течении ее — у дер. Шевелево и Костылево (до 110), у пос. Будогощь (до 100). Материалы сейсморазведки свидетельствуют о существовании в районе дер. Костылево поднятия с амплитудой до 40 м по поверхности фундамента (В. И. Хрисанфов и др., ВИРГ). В истоках р. Волхов, на левом берегу реки, в девонских отложениях по данным бурения намечаются локальные осложнения [211]. Сейсморазведочные, геоморфологические и геологические работы свидетельствуют о существовании поднятия в районе Будогощи. Относительно большое число ПЭР отмечается южнее и восточнее Ленинграда. Материалы бурения свидетельствуют о существовании здесь целого ряда структур [338]. Правда, связь между количеством ПЭР и распределением уже известных структур не всегда прямая. Например, выявленные в окрестностях Ленинграда Гатчинское и Павловское поднятия только частично попадают на листы с большим числом ПЭР, а Озерецкое и Колпинское поднятие оказываются в пределах листов с минимальным количеством ПЭР.

Малое развитие ПЭР на всем левобережье р. Волхов, вплоть до западной границы района, свидетельствует, видимо, о незначительной тектонической активности этой территории. По данным геофизических исследований, в кристаллическом фундаменте этой территории располагается Лужский гранитный массив, представляющий собою малоподвижную область типа срединного массива [108]. Исключение составляют лишь небольшие по площади участки в западной части этой тектонически спокойной территории. Один из них (междуречье Оредежа и Луги) можно связывать с известными дислокациями осадочного чехла к югу от Луги, а два других, расположенные ближе к р. Волхов, совпадают с предполагаемым Тесово-Нетыльским валом [79].

Специфические условия исследуемого района требуют дополнительных данных при анализе схемы густоты ПЭР, в частности сведений о мощности четвертичных отложений и об особенностях строения рельефа. Так, увеличение ПЭР у самой восточной рамки района работ до 100—200 и более в пределах трапеции масштаба 1 : 25 000, на наш взгляд, объясняется существованием множества спрямленных водотоков на сравнительно крутом склоне Валдайской возвышенности.

Схема расположения диаграмм простирации прямолинейных элементов рельефа (рис. IV.44). При рассмотрении схемы ДППЭР бросается в глаза большое разнообразие роз-диаграмм по форме. Отдельные участки все же характеризуются близкими простирациями наиболее длинного луча. Это прежде всего Ловатьско-Волховская группа диаграмм в центральной части района с главным северо-восточным лучом. В пределах этой группы намечаются три кулисообразно расположенные полосы: Ловатьская I_a, Ильменско-Волховская I_b и Кересьская I_c.

Четко выделяется по преобладанию меридионального луча группа диаграмм в западной части района, на широте Луги (II). Несколько участков с широтным расположением главных лучей ДППЭР (I_a, III, IV) отмечаются в южной половине района. Северо-западная часть района характеризуется диаграммами с северо-восточным направлением главного луча. Правда, ориентировка этого луча колеблется в пределах нескольких десятков градусов. В северо-восточной части района преобладают розы-диаграммы с главным лучом преимущественно северо-западной ориентировки. В бассейне рек Холова и Мста отмечается вытянутая с севера на юг полоса диаграмм (V) с господствующим северо-восточным лучом. Изометричные ДППЭР встречаются на небольших участках преимущественно в южной части района, в их распределении не намечается какой-либо определенной закономерности.

В пределах исследуемой площади северо-восточное направление главного луча ДППЭР отмечается в 46% случаев (272 трапеции масштаба 1 : 25 000); северо-западное — в 22% (131 трапеция), меридиональное — в 9%

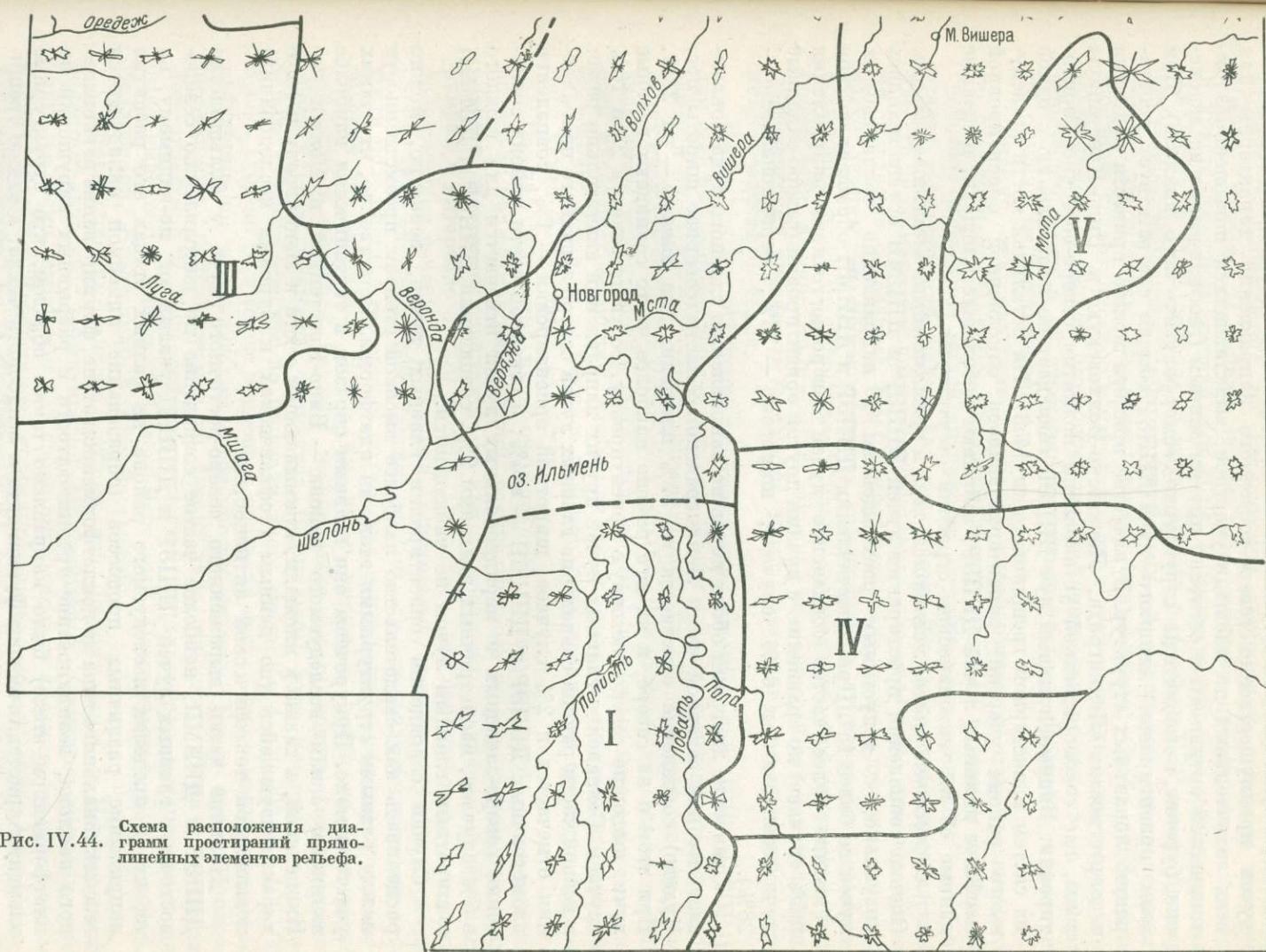
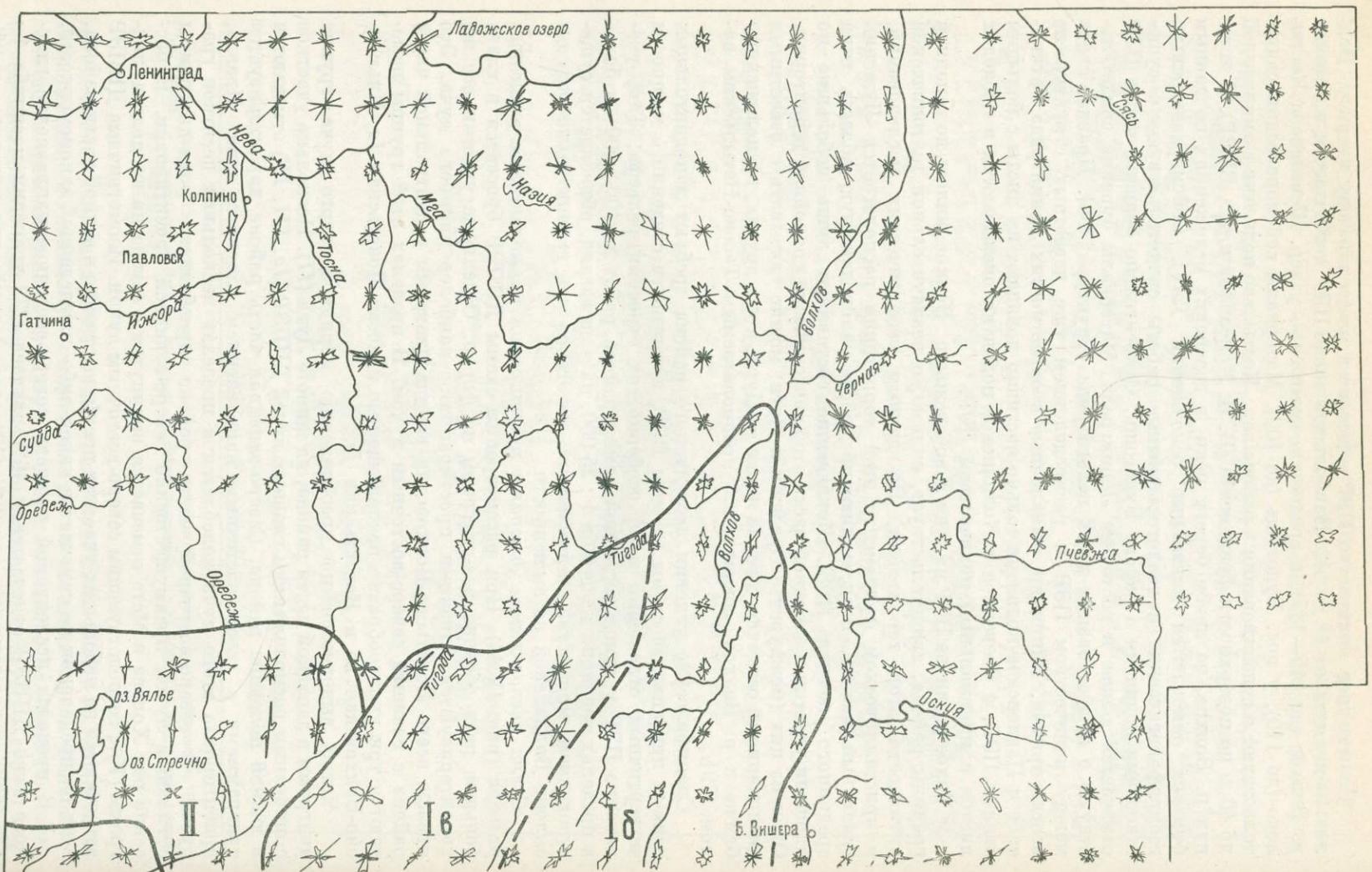


Рис. IV.44. Схема расположения диаграмм простираний прямолинейных элементов рельефа.

(56 трапеций), широтное — в 5% (33 трапеции). В 18% случаев (99 трапеций) розы изометричны, т. е. по изображению близки к кругу.

Сопоставление схемы ДППЭР с имеющимися материалами по тектоническому строению района показывает следующее. Диаграммы с главным лучом преимущественно северо-восточного направления характерны для всех значительных по площади участков, выделяющихся повышенной тектонической активностью согласно другим данным (геофизические исследования, бурение, иные методы структурно-геоморфологического анализа). При этом ориентировка длинного луча ДППЭР обычно соответствует простиранию локальных структур. В качестве примера можно привести поднятия в окрестностях Ленинграда, Ловатьско-Волховскую и Вино-Крестецкую зоны, где сейсморазведкой установлены поднятия северо-восточной ориентировки. Видимо, главный луч ДППЭР совпадает по направлению с одной из систем планетарной трещиноватости [453]. На остальной части исследуемого района участки, характеризующиеся однозначной ориентировкой наиболее длинных лучей ДППЭР, занимают небольшие площади, надежные данные об их тектоническом строении отсутствуют.

Совместный анализ магнитного поля и прямолинейных элементов рельефа. Оценка совпадения простирания лучей ДППЭР и ДПИМП осуществлялась визуально, с допустимым расхождением в направлении сравниваемых лучей не более 15°. При сопоставлении ДППЭР и ДПИМП обращает на себя внимание более частое совпадение лучей северо-восточного направления (86% случаев) по сравнению с лучами другой ориентировки (северо-западные лучи совпадают в 60% случаев, широтные — 33%, меридиональные — 28%).

Сравнение диаграмм обоих видов по направлению главного луча показывает, что для северной части Ленинградской области (севернее широты пос. Чудово) совпадение отмечается на 39% площади, для южной — на 23%. При этом и на севере, и на юге района наиболее часто совпадают главные лучи, имеющие северо-восточную ориентировку, соответственно в 23 и 16% случаев. Совпадение главных лучей других направлений значительно реже: в южной части района совпадение главных лучей северо-западного направления отмечается в 2% случаев, широтной ориентировки — 1%, совпадение изометрических ДППЭР и ДПИМП — в 4%; в северной части района совпадение северо-западных и меридиональных лучей отмечается для каждого в 5% случаев, изометрических диаграмм 9%, совпадения ДППЭР и ДПИМП с широтным главным лучом не наблюдается.

Случай совпадения ориентировки главных лучей, вероятно, можно расценивать как свидетельство наиболее высокой степени преемственности между разными структурными этажами платформы. Естественно, что таких участков мало. Приурочены они главным образом к тектонически наиболее активным зонам исследуемого района — Вино-Крестецкой и Волховско-Ильменской, а также к площади, примыкающей с юга к Ленинграду и тоже характеризующейся (по данным геофизических и буровых исследований) повышенной тектонической активностью.

Наличие четко выраженного северо-восточного луча у большинства ДППЭР и ДПИМП, наиболее частое совпадение по направлению северо-восточных главных лучей ДППЭР и ДПИМП указывают, по-видимому, на то, что в пределах исследуемого района на разных этапах его развития напряжение различных процессов (образование линейной складчатости геосинклинального типа на доплатформенном этапе, формирование регионального наклона, возникновение трещиноватости и разрывных нарушений на платформенном этапе) было направлено таким образом, что структурные элементы кристаллического фундамента и осадочного чехла, а также трещиноватость последнего большей частью имели северо-восточное простирание. В одни моменты геологического развития территории на отдельных участках это направление было основным (например, на доплатформенном этапе в Вино-Крестецкой зоне), в другие — только одним из нескольких (в той

же зоне на платформенном этапе, когда развивалась трещиноватость, по которой ныне заложена речная сеть.

Результаты сопоставления ДППЭР и ДПИМП по наличию лучей одинаковых направлений, по-видимому, указывают на то, что явление преемственности наблюдается на исследуемой территории довольно широко. Правда, имеются и случаи явного несоответствия простирации структур в кристаллическом основании и ПЭР. В качестве примера можно указать на западную часть района: на правобережье р. Оредеж ПЭР имеют преимущественно меридиональную ориентировку, в магнитном же поле этого участка отсутствуют изодинамы такого направления. Слабо дифференцированные гравитационное и магнитное поля этой площади свидетельствуют, по-видимому, о малой интенсивности тектонических процессов на доплатформенном этапе и об относительно незначительном различии территории по степени их проявления.

Видимо, тектонические движения платформенного этапа развивались по другим направлениям. Механизм преемственности в данном случае «не сработал» либо из-за малой активности тектонических процессов на обоих этапах развития, либо вследствие «жесткости» Лужского гранитного массива или его экранирующей роли (если допускать, что он моложе, чем перекрытое им складчатое основание). Тем не менее установить даже и для ограниченной части территории преемственность ориентировки структурных элементов осадочного чехла от структурного плана кристаллического основания платформы очень важно. Это открывает широкие возможности для использования геофизических методов (в частности, магниторазведки) при изучении тектоники осадочного чехла.

Выше было проведено сопоставление ориентировки ПЭР и ПИМП для всей выбранной площади в целом. Чтобы изучить изменение исследуемой связи в пространстве, территорию разделили на 590 участков, соответствующих площади трапеции масштаба 1 : 25 000. Для каждого участка построили диаграммы ориентировки (частотные кривые) изодинам магнитного поля, осей магнитных аномалий, изоаномал силы тяжести, линеаментов, трещин осадочного чехла (если имелись данные), осей локальных структур осадочного чехла и новейших структур.

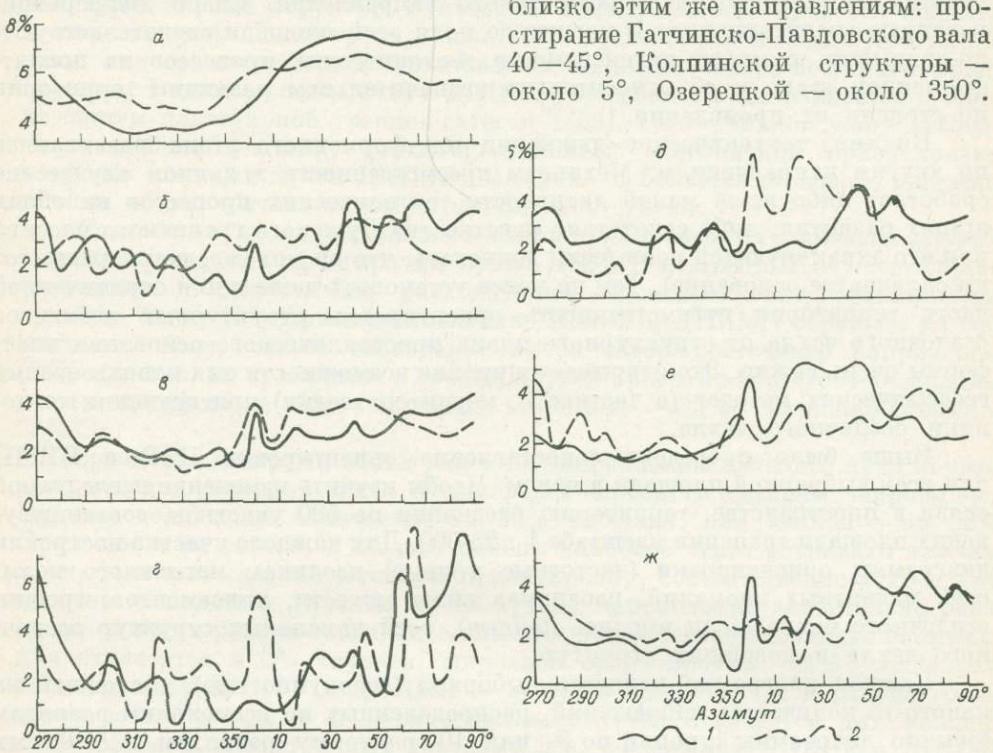
Каждая диаграмма является выборкой (совокупностью), состоящей из какого-то количества наблюдений, распределенных по нескольким разрядам (обычно диаграммы строили по 5- или 10-градусным разрядам в северных румбах в интервале от 270 до 90°). Оказалось, что сопоставление диаграмм ориентировки изодинам, изоаномал, линеаментов, трещин и других характеристик для каждого из 590 участков невозможно как ввиду непредставительности большинства выборок в целом, так и неудовлетворительного распределения по разрядам. Вследствие этого пришлось пойти на увеличение площади, в пределах которой можно было бы проводить сопоставление ориентировки различных элементов. Формальный путь приводит к увеличению каждого участка до площади листа масштаба 1 : 50 000, 1 : 100 000 и т. д. Однако при таком подходе в пределах одного листа могли оказаться различные по тектоническим особенностям участки. Более целесообразно, по-видимому, районирование по какому-либо признаку. Нами в пределах Ленинградской и Новгородской областей по характеру магнитного поля было выделено 6 участков: Северо-Западный, Центральный, Будогощский, Волховский, Крестецкий и Юго-Восточный.

Корреляционный анализ сводных для Ленинградской и Новгородской областей диаграмм ориентировки разнообразных элементов показал, что наиболее тесно связаны между собой ориентировки линеаментов и изодинам магнитного поля. Коэффициент корреляции между простиранием этих объектов, вычисленный по М. Фуллеру [425], очень высок — 0,81. Эмпирическая мера тесноты связи, определенная по методике Фехнера [70], также высокая — 0,7. Вследствие этого для выделенных участков было проведено сопоставление сводных диаграмм ориентировки магнитного поля и линеаментов.

При этом для устранения случайных отклонений диаграммы были предварительно сглажены методом осреднения четвертой степени по пяти точкам [491] на ЭВМ «Минск-2» по специально составленной программе.

Общий вид кривых простириания линеаментов и изодинам существенно различается (рис. IV.45). Однако при анализе кривых выясняется, что максимумы у них во многих случаях общие. На Северо-Западном участке максимумы приурочены к азимутам (с точностью до 5°) 360, 20, 40, 55, 65 и 90° . Линеаменты чаще ориентированы в направлениях 5, 20, 40, 55, 345°. Знаменательно, что простириание известных на этом участке новейших структур

близко этим же направлениям: простириание Гатчинско-Павловского вала $40-45^\circ$, Колпинской структуры — около 5° , Озерецкой — около 350° .



Диаграммы (частотные кривые распределения) ориентировки изодинам магнитного поля (1) и линеаментов (2).

Рис. IV.45. а — Ленинградская и Новгородская области в целом; участки: б — Северо-Западный, в — Центральный, г — Будогощский, д — Волховский, е — Крестецкий, ж — Юго-Восточный.

Диаграммы ориентировки изодинам и линеаментов Центрального участка не имеют резких максимумов, но зато характеризуются, пожалуй, наибольшим сходством. Следует отметить, что на этом участке существовал наиболее спокойный тектонический режим как на доплатформенном, так и платформенном этапах развития. В его пределах локальные структуры не известны.

Для Будогощского участка характерна очень высокая степень сходства в расположении относительных максимумов на кривых распределения. Участок находится на стыке двух зон доплатформенной тектонической активности: Волховской северо-восточного направления и Муху — Муставээ — Луга широтного. Судя по ориентировке изодинам магнитного поля, на доплатформенном этапе наиболее активными были движения широтного и близкого к нему направления. Новейшая локальная структура в районе Будогощи также ориентирована субширотно.

Для Волховского участка также характерна высокая степень сходства в расположении относительных максимумов на кривых распределения. Особенно хорошее совпадение (даже по величине максимумов) отмечается

в интервале $345 - 45^\circ$. Установленные сейсморазведкой (В. И. Хрисанфов и др., ВИРГ) и находящие отражение в рельефе Костылевское и Витковское поднятия осадочного чехла ориентированы в направлении северо-восток 45° , Долговское поднятие — в направлении запад-северо-запад, т. е. близко 345° .

Крестецкий участок относится к наиболее активной зоне доплатформенного этапа развития исследуемой территории. По-видимому, основная разрядка напряжений происходила в направлениях $360, 20 - 45^\circ$. Линеаменты повторяют эту ориентировку, максимумы в других интервалах тоже совпадают. Намечаемые по результатам структурно-геоморфологического анализа и подтверждаемые данными сейсморазведки (О. И. Калинин, Ю. Н. Миронович, В. Э. Гутман, ВИРГ) и бурением Невское, Винское, Плашкинское, Мерлюгинское и другие поднятия вытянуты в направлении северо-восток 40° . В этом же направлении протягивается Крестецкий разлом.

Для Юго-Восточного участка степень сходимости относительных максимумов на кривых распределения также очень высока. Участок этот относится к территории Крестецкого авлакогена, где кристаллический фундамент опущен глубже 2 км.

Таким образом, для рассмотренной территории Ленинградской и Новгородской областей отмечается сходство в ориентировке линеаментов, изодинам магнитного поля, локальных структур осадочного чехла и новейших структурных форм. Из приведенных данных можно сделать вывод, что при резком различии тектонических процессов на отдельных этапах развития земной коры участки ее, тектонически наиболее активные на доплатформенном этапе, сохранили на платформенном этапе, и в том числе в новейшее время, относительно высокую (хотя в абсолютном выражении и меньшую) подвижность и направление простирания структурных форм. Как показывают имеющиеся материалы, степень преемственности ориентировки структурных форм при этом тем больше, чем выше тектоническая активность на доплатформенном и платформенном этапах. Изменились только форма проявления движения и создаваемые ими структуры — от геосинклинальных к платформенным. Этот вывод, хотя и предварительный, хорошо согласуется с результатами общего сопоставления магнитного поля Северо-Запада Русской плиты с тектоническим планом осадочного чехла, которое показало, что наиболее подвижным зонам доплатформенного этапа развития соответствуют сложно построенные участки осадочного чехла, характеризующиеся концентрацией локальных структурных форм, приуроченностью к границам крупнейших и крупных структур и т. д. [79].

В механизме отмеченной между кристаллическим фундаментом и новейшей тектоникой преемственности пока еще много неясного. Неясна, в частности, причина неравномерного по площади проявления ПЭР и преобладания на каком-то участке той или иной их ориентировки. Может быть предложена следующая рабочая гипотеза. В любой точке породы разбиты трещинами ортогональной и диагональной систем — планетарная трещиноватость, по С. С. Шульцу [453, 454]. Как показано работами многих исследователей (П. С. Воронов, М. И. Плотникова, А. Д. Наумов, В. В. Забалуев и др.), с ориентировкой этих трещин совпадают простирания линеаментов. Неравномерность, различная густота проявления трещин в современном рельефе свидетельствуют о том, что линеаменты появляются в большом числе, по-видимому, только при благоприятных обстоятельствах. Принято считать, что такие обстоятельства легче всего создаются на склонах новейших поднятий и на флексурах вследствие «возникновения» трещин растяжения (скорее всего, трещины существовали и раньше, но проявлялись в рельефе только при тектонических деформациях).

Если бы все системы планетарной трещиноватости одинаково выражались в виде линеаментов, ДППЭР представляли бы собою либо круги, либо розы, близкие по форме к идеальной розе ротационных напряжений [83]. Анализ имеющегося материала показывает, что в осадочном чехле на разных участках проявляются трещины разной ориентировки. По-видимому, вслед-

ствие специфики развития локальных и региональных новейших структурных форм в рельефе проявляются не все системы планетарной трещиноватости. Например, в современном рельефе изученной территории большей частью находят отражение трещины северо-восточной ориентировки. Они совпадают с простиранием структур складчатого основания, простираением поверхности фундамента и структурных форм осадочного чехла, что свидетельствует, вероятно, о сохранении северо-восточной составляющей в разнообразных процессах (складкообразование в геосинклиналях и на платформах, образование трещиноватости в породах осадочного чехла и т. д.).

Следовательно, можно констатировать: хотя сама трещиноватость и обусловлена, скорее всего, планетарными причинами [453], на исследованной территории густота проявляющихся в рельефе трещин и наиболее вероятная ориентировка ПЭР в той или иной точке определяются, по-видимому, конкретной тектонической обстановкой. При этом максимумы густоты ПЭР приурочены к участкам с наиболее сложной структурой осадочного чехла, а главные лучи ДППЭР в большинстве случаев параллельны простиранию известных локальных поднятий.

Особенности и стадии новейшей тектоники

Под новейшей тектоникой, в соответствии с определением, данным С. С. Шульцем [448], понимаются тектонические процессы, обусловившие формирование современного рельефа. Это движения различного порядка, создающие пликтавные формы и разрывные нарушения. Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины и условия ее проявления характеризуются рядом специфических особенностей: малая интенсивность и незначительные градиенты тектонических движений, обусловленные платформенным тектоническим режимом территории; унаследованное развитие структурных форм, заложившихся в большинстве случаев еще в начале платформенного периода; активная аккумулятивная деятельность ледниковых покровов; молодость рельефа; отсутствие коррелятных отложений. Вследствие этого ход движений земной коры на новейшем тектоническом этапе может быть восстановлен только «путем изучения экзогенных процессов и существующего геоморфологического строения» (В. Пенк, 1961), т. е. на основе структурно-геоморфологического анализа.

В зависимости от площади, вовлекаемой в новейшие тектонические движения, могут быть выделены региональные и локальные движения и, соответственно, создаваемые ими региональные и локальные структурные формы. Природа их преимущественно эпейрогеническая *, для региональных движений — отчасти и гляциоизостатическая. В виде линеаментов проявляются в современном рельефе и новейшие разрывные нарушения, однако они пока еще мало изучены. Их рельефообразующая роль только начинает вырисовываться в свете представлений о планетарной трещиноватости, развиваемых С. С. Шульцем [453, 454, 456].

Для изучения региональных и локальных новейших движений применяются различные методы. Так, региональные движения изучаются на основе анализа деформаций береговых образований крупных бассейнов, существовавших в поздне- и послеледниковое время на Северо-Западе, и погребенных поверхностей выравнивания, по результатам повторного

* «В настоящее время термин «эпейрогенез» применяется обычно не для материков и океанов в целом, а для характеристики развития разнообразных по величине структурных форм, начиная от щитов и сводов и кончая локальными поднятиями и прогибами небольших участков Земли» [455, с. 20—21].

нивелирования и уровнямерных наблюдений, при исследовании перекоса озер и других изменений географической обстановки.

При изучении локальных новейших движений основными являются геолого-геоморфологические методы, основанные на изучении обусловленных тектоникой конкретных изменений геолого-геоморфологических условий. С целью объективизации исследования таких изменений и более широкого привлечения количественных методов для их выявления нами предложено ввести понятия «фон» и «геоморфологическая аномалия» [293, 295]. В качестве фона предлагается принимать геоморфологические условия, типичные для изучаемой территории, или ряд наиболее вероятных значений любого изучаемого показателя рельефа. Морфологические, генетические или возрастные особенности рельефа и рельефообразующих процессов локального участка, отличающие этого участок от окружающего фона, следует считать геоморфологической аномалией. Геоморфологические аномалии являются геоморфологическим выражением локально проявляющихся эпигенетических процессов.

Геоморфологическое отражение новейшей тектоники весьма разнообразно в зависимости от конкретных физико-географических, геологических, геоморфологических условий и их сочетаний (ландшафтов). Для типичных ландшафтов Северо-Запада, таких как хозяйственно освоенные плато, развитые на карбонатных породах, озерно-ледниковые террасированные низины, отчасти заболоченные и залесенные, намечены ряды геоморфологических аномалий по степени контрастности выражения их на общем фоне ландшафта (т. е. по величине отклонения аномальных значений рельефа от средних).

Вследствие того, что новейшие тектонические движения отражаются, как правило, одновременно в различных компонентах и элементах ландшафта, наилучшие результаты для их выявления дает комплексное применение различных методов. В частности, как показано выше, обоснованным и наиболее рациональным является комплексирование аэромагнитной съемки и структурно-геоморфологического анализа, проводимого на основе использования материалов аэрофотосъемки. С привлечением данных аэромагнитной съемки возможности структурно-геоморфологического анализа расширяются: он может использоваться при изучении строения не только осадочного чехла, но и кристаллического фундамента и, следовательно, доплатформенного этапа развития земной коры.

В пределах Северо-Запада Русской равнины развиты два основных комплекса типов рельефа: ледниковые аккумулятивные возвышенности, сложенные плейстоценовыми образованиями большой мощности, и озерно-ледниковые низины, представляющие лестницу террас приледниковых водоемов, развитых на плейстоценовых отложениях незначительной мощности (см. гл. III). На возвышенностях формы рельефа созданы преимущественно аккумулятивной деятельностью ледника, поздне- и послеледниковые рельефообразующие процессы направлены на нивелирование этих форм. Следовательно, активность этих процессов во многом определяется расположением и морфологией ледникового рельефа. Конечно, положительные и отрицательные новейшие тектонические движения происходят и в пределах возвышенностей, также управляя ходом аккумуляции и денудации. Но превышения и наклоны местности, вызываемые этими движениями, в силу их незначительной скорости (как правило, десятые доли миллиметра, реже 1—2 см в год) очень малы по сравнению с превышениями, созданными ледниковой аккумуляцией. Вследствие этого изучение новейшей тектоники на возвышенностях очень затруднено и существующими методами в большинстве случаев практически невозможно. Иное положение в пределах озерно-ледниковых низин: из-за общей уплощенности территории, малых превышений новейшие движения отражаются здесь по-разному: в морфологии и строении речных долин, вертикальной и горизонтальной расчлененности, конфигурации гидрографической сети в плане, заболоченности

и т. п. Геоморфологическому выражению новейших движений способствует общая уплощенность и выровненность низин в результате аккумулятивно-абразионной деятельности приледниковых водоемов. Деформации террас бассейнов являются здесь одним из надежных признаков новейшей тектоники.

Среди методов выявления геоморфологических аномалий в пределах озерно-ледниковых низин на первом месте стоит использование материалов аэрофотосъемки. Качественные и количественные методы структурно-геоморфологического анализа по этим материалам позволяют во многих случаях выявить участки новейших поднятий и опусканий, а через них и структурные формы осадочного чехла. Разработка количественных методов дешифрирования, основанная на использовании современных достижений научной фотографии в области преобразования и генерализации исходного изображения, открывает еще более широкие возможности применения аэрометодов для изучения новейшей тектоники.

Изучение региональных новейших движений показало, что в течение новейшего тектонического этапа исследуемая территория в целом испытывала неравномерное поднятие. Наиболее значительные скорости поднятия отмечались в Эстонии. Кристаллический фундамент залегает здесь на глубине меньше 200 м. Региональные новейшие движения Балтийского щита особенно заметны по деформациям береговых образований поздне- и послеледниковых бассейнов: Балтийского ледникового озера, Иольдиевого моря, Анцилового озера, морей Литоринового и Лимниевого. Региональные деформации береговых образований местных приледниковых озер, несмотря на их очень широкое распространение на Северо-Западе, пока не установлены. Нам кажется, что причина этого заключается прежде всего в трудности выявления и прослеживания таких террас, особенно если учесть небольшие относительные превышения смежных террас.

Береговые образования Балтийского ледникового озера в пределах Эстонии от северо-западных склонов возвышенности Пандивере снижаются к югу, к границе с Латвией, от 65 до 32 м. Осадки двух стадий озера вскрыты в Лахтинской котловине (к северу от Ленинграда) ниже уровня моря: на глубине от —15 до —21,3 м (I Балтийского ледникового озера), от —8,3 до —15 м (II Балтийского ледникового озера). В Латвии деформации береговых образований озера отчетливо заметны как на Балтийском побережье, так и на берегах Рижского залива. Береговые образования первой стадии ($B gl_1$) от северной части Курземского полуострова (уступ Зилиекалны) снижаются к оз. Усмас на 20 м. Деформации образований второй ($B gl_{II}$) и третьей ($B gl_{IIIa}$, $B gl_{IIIb}$, $B gl_{IIIc}$) стадий по Балтийскому берегу составляют соответственно 22 и 12—17 м, а при сравнении Курземского полуострова и района Риги — 40 и 34—35 м. В Литве отмечаются два уровня Балтийского ледникового озера. Верхний из них (BGI) снижается от 12—15 м у северной границы республики до 5—6 м у Паланги, где он подрезается нижерасположенной террасой Литоринового моря. Аналогично ведет себя и нижний уровень $BGII$.

Достоверно датируемые отложения Иольдиевого моря на северо-западе Эстонии известны на высоте 40 м и ниже. У пос. Синди абсолютная отметка их залегания равна 8 м. В восточной части Финского залива иольдиевые осадки вскрыты скважинами в Ленинграде на отметках $-(10 \div 12)$ м, в Лахте — на отметке —6 м, в районе Выборга — от 0,3 до 8,7 м. Эти осадки изучены также в обнажениях на Карельском перешейке: у Ино на отметке 9 м, на Черной речке 4,2 м (О. М. Знаменская). В Латвии основание иольдиевых осадков вскрыто в районе Вентспилса на отметке —19 м, в районе Риги — на отметке —28 м. В Литве иольдиевые отложения не известны.

Максимально высокое залегание фаунистически охарактеризованных отложений Анцилового озера в Северной Эстонии достигает 38 м (коса Мурасте), самое низкое, — 2 м, отмечено у южной границы Эстонии (Леммеоя). В Ленинграде анциловые осадки встречены на отметках от —10 до 0,6 м,

в Лахте на отметке — 6 м, на Черной речке 6,55 м, у Ино 16 м, в районе Выборга 15—16 м. В Северо-Западной Латвии (у Вентспилса) террасы Анцилового озера отмечаются на высоте 15 м.

Береговые образования Литоринового моря развиты на всех берегах Балтики. Высшая граница береговых образований этого моря метахронна: на северо-западе Эстонии она принадлежит ранним трангрессивным стадиям развития моря ($L_1 + L_{1a}$), а юго-восточнее Кейла — следующей трангрессивной стадии (L_{1b}). Надежно датируемые литориновые осадки лежат на максимальной абсолютной отметке в косе Кейла-Йоа (23,7 м). На юге Эстонии (Леммеоя, Икла) береговые образования Литоринового моря находятся всего на 3 м выше уровня моря. В Латвии абразионные и аккумулятивные береговые образования литоринового возраста наблюдаются в северной части Курземского полуострова на высоте 12—13 м, в вершине Рижского залива — на высоте 4—5 м, на Балтийском берегу у южной границы республики — на высоте 6,5 м. Дальнейшее снижение литориновых береговых образований к югу отмечается в Литве: от 6 м у Лиепаи до —13,2 м на косе Куршюнерия. В восточной части Финского залива развита отчетливо выраженная терраса Литоринового моря: в Ленинграде на высоте до 5 м, на широте оз. Красногвардейское (Карельский перешеек) и на п-ове Курголовском — до 15 м, в районе р. Вуокса — до 18—20 м.

Береговые образования Лимниевого моря известны только в Эстонии. Деформации их незначительны: 6,3 м для ранней стадии и 1,2 м для самой поздней.

Увеличение высоты береговых образований к северо-западу — в сторону Балтийского щита — указывает на интенсивное поднятие щита в поздне- и послеледниковое время. При этом интенсивность деформации береговых образований больше для тех уровней, которые сформировались раньше (см. рис. IV.11, IV.14, IV.15).

Локальные формы проявления эпайрогенических движений новейшего тектонического этапа на Северо-Западе Русской равнины изучены значительно меньше. До настоящей работы отсутствовало сколько-нибудь систематизированное описание известных в пределах Северо-Запада новейших структурных форм и их геоморфологического выражения. Исключение составляют Ленинградская, Новгородская, Псковская области, для которых нами составлено описание новейших локальных структурных форм [297].

С некоторой условностью, в соответствии с рекомендациями по классификации структурных форм осадочного чехла [368], локальные новейшие формы были разделены нами на порядки в зависимости от площади проявления новейших движений одного знака. Из-за недостатка данных в настоящее время невозможно разделить Северо-Запад на смежные, полностью покрывающие всю площадь поднятия и опускания I и II порядков. Могут быть выделены лишь некоторые, наиболее активно проявляющиеся структурные формы. В пределах и вне новейших структурных форм I и II порядков известны многочисленные локальные новейшие структурные формы III порядка. Активность их на новейшем тектоническом этапе устанавливается по отражению в рельфе и особенностями геологического строения.

Данные по новейшей тектонике сведены нами в схему (см. рис. IV.18). При ее построении, особенно при проведении изобаз, учитывалось положение об унаследованном развитии основных структурных форм на протяжении новейшего этапа. Изобазы оконтуривают известные крупнейшие структуры Северо-Запада и наиболее активные локальные структурные формы II порядка. Аналогично решали эту задачу и другие исследователи для отдельных участков Северо-Запада [129].

При оцифровке изобаз новейших тектонических движений за основу принятые данные о деформациях доплейстоценовых поверхностей выравнивания. Как показано выше, по этим данным размах новейших тектонических движений на участке от южного побережья Финского залива до западного

склона Валдайской возвышенности и бассейна р. Великая равен 75—100 м. При этом с учетом общих восходящих движений Русской платформы принимаем, что Московская синеклиза относительно опускалась, поднимаясь абсолютно вместе со всей платформой. Со значительной долей условности оцениваем величину этого поднятия за новейший этап в 100 м. Тогда согласно деформациям средней поверхности выравнивания амплитуда новейших движений в Северной Эстонии и районе Ижорской возвышенности составит около 200 м. Поскольку нижняя поверхность выравнивания в Калининградской области, на юго-западе Литвы и к югу от Рижского залива находится ниже современного уровня моря на 25—50 м, по-видимому не претерпев существенных вертикальных перемещений, то можно предположить, что эти участки располагаются вблизи нулевой изобазы. Это согласуется с данными М. И. Ковалевского [206] и В. К. Гуделиса [129].

Обращает на себя внимание близость размаха тектонических движений на Северо-Западе за весь новейший этап (100—150 м) и за время, минувшее после существования Балтийского ледникового озера (70—80 м). С нашей точки зрения, это следует объяснить исключительной интенсивностью гляциоизостатических движений Балтийского щита в плейстоцене.

Опыт выделения и оконтуривания различных по величине новейших структурных форм на основе анализа современного рельефа свидетельствует о том, что более или менее надежно выделяются лишь структурные формы III порядка. Со значительными затруднениями могли быть предположительно намечены структурные формы II порядка, но выделение более крупных новейших структурных форм в большинстве случаев оказалось невозможным.

Причины этого, на наш взгляд, кроются в молодости современного рельефа исследуемой территории (а ведь через него мы получаем сведения о новейшей тектонике), незначительных амплитудах новейших движений и их малых градиентах. В таких условиях гораздо отчетливее отражаются черты рельефа, связанные с неодинаковой формой проявления экзогенных процессов по площади. На Северо-Западе Русской равнины большое разнообразие современного рельефа обусловлено прежде всего неоднократным покровным оледенением. Лишь на сравнительно ограниченных участках создавались более или менее сходные формы и типы рельефа, что и дает возможность по их местным изменениям, по отклонениям от «стандарта» судить о новейшей тектонике. Таким образом и выделялись новейшие формы II и III порядков. На больших же территориях изменения типов и форм рельефа чаще всего обусловлены не различиями в новейшей структуре (различия такие есть, но времени еще прошло слишком мало, чтобы они себя четко проявили в рельефе), а различиями в ходе экзогенных рельефообразующих процессов, основными среди которых являлись аккумулятивная деятельность ледников (особенно последнего — валдайского) и формирование доплейстоценовых поверхностей выравнивания.

Анализ описанных локальных структурных форм показывает, что для большинства из них устанавливается прямое отражение в современном рельефе.

Учитывая длительность развития рельефа северо-западной части Русской равнины в континентальных условиях, можно допустить, что многие положительные структурные формы (или даже их большинство) к началу плейстоцена могли быть выражены понижениями в рельефе поверхности дочетвертичных пород, т. е. существовал обращенный рельеф. Такой характер связи рельефа со структурой еще может сохраняться на участках отсутствия или малой мощности четвертичных отложений. Но такие участки на Северо-Западе занимают сравнительно небольшую площадь.

На большей же части территории дочетвертичные отложения перекрыты ледниками образованиями. В силу молодости современного рельефа и малой интенсивности тектонических движений денудационные процессы здесь не смогли еще проделать такую большую работу, чтобы разру-

шить свод поднятий и создать тем самым обращенный рельеф. Исключение составляют те случаи, когда эрозия в своде поднятия вскрывает более рыхлые породы. В основном же на Северо-Западе Русской равнины на участках с покровом ледниковых образований выраженность новейших структурных форм в современном рельефе должна быть только прямая, так как их развитие вызывало повышение или понижение современной дневной поверхности независимо от того, каким является рельеф дочетвертичный. Например, будучи в дочетвертичном рельефе обращенной, антиклинальная складка в современном рельефе выражается прямо, поскольку ледниковые образования перекрыли дочетвертичный рельеф, создав новую поверхность, которая в силу своей молодости только изгибается, но еще не успела разрушиться денудацией.

Из сказанного, однако, не следует, что все без исключения новейшие структурные формы северо-западной части Русской равнины обязательно находят отражение в современном рельефе. Скорости новейших движений на платформах невелики, с момента формирования современного рельефа прошло еще очень мало времени, и многие развивающиеся поднятия и опускания, как уже отмечалось [407], не успели накопить того количества движения, которое бы перешло в качество и обусловило отражение структуры в современном рельефе. Такие структурные формы могут быть обнаружены только геодезическими методами или при изучении других компонентов ландшафта, более чутко и более быстро реагирующих на новейшие тектонические движения (увлажненность территории, растительность).

Анализ пликативных локальных новейших структурных форм убеждает в том, что они развивались унаследованно по отношению к структурным формам осадочного чехла.

С учетом результатов анализа развития древних структурных форм следует также иметь в виду, что некоторые особенности развития платформенных структур, установленные на примере Приленинградских поднятий, а именно: неодновременность формирования различных элементов одной и той же структуры, непостоянное положение участков наиболее интенсивной тектонической активности на площади [289] — могут относиться в какой-то мере и к развитию новейших структур, по крайней мере к длительно развивающимся складкам основания. В таком случае надо признать, что участки наиболее интенсивных тектонических движений на новейшем и, особенно (ввиду его краткости) на современном, этапе, будучи приурочены в целом к структурным формам осадочного чехла, могут не совпадать с их сводами.

Большинство известных локальных новейших структурных форм II и III порядков приурочено к границам крупнейших структурных форм осадочного чехла, очевидно, наиболее подвижным участкам земной коры на платформенном этапе развития (см. рис. I.5 и IV.18). Например, по границе южного склона Балтийского щита с Латвийской седловиной и Московской синеклизой располагаются Валмиерско-Локновское поднятие II порядка и поднятие III порядка: на р. Великая, Лопатовское, Страшницкое, Порховское, группа пликативных структурных форм и новейших разрывных нарушений, предполагаемых по спрямленным отрезкам речных долин в Восточном Приильменье.

Участки земной коры, подвижные в течение платформенного этапа развития Северо-Запада Русской равнины, оказываются, в свою очередь, приуроченными к тектонически активным зонам доплатформенного этапа, устанавливаемым на основе анализа магнитного поля и подтверждающимся по данным бурения. На основании этого можно предполагать, что тектоническая активность различных районов Северо-Запада была разной на протяжении всего доступного изучению отрезка времени. Одни участки (преимущественно вытянутые в виде полос шириной несколько десятков километров) характеризовались и на доплатформенном, и на платформенном этапах (в том числе и в новейшее время) интенсивными тектоническими проявле-

ниями. Для доплатформенного этапа это установлено по характеру магнитного поля, для платформенного этапа — по структурным формам осадочного чехла, изменениям мощностей и фаций, для новейшего этапа — по геоморфологическому отражению тектоники. Другие участки (преимущественно неправильных в плане очертаний) отличались на основании тех же данных меньшей напряженностью тектонических процессов. В новейшее время эти участки более стабильны.

Большинство известных новейших поднятий и прогибов приурочено к тектонически активным зонам земной коры. При этом они, как можно судить по результатам исследований, проведенных на территории Ленинградской и Новгородской областей, в большинстве случаев сохраняют ориентировку структурных форм кристаллического фундамента. Следовательно, по крайней мере, на отдельных площадях Северо-Запада Русской равнины между доплатформенным и новейшим этапами развития существует преемственность в расположении тектонически активных участков и ориентировка локальных структурных форм. Локальные структуры осадочного чехла, в свою очередь, развиваются унаследованно, что подтверждается результатами повторного нивелирования и уровнемерных наблюдений. Так, Курземское поднятие испытывает восходящие движения со скоростью до 0,7—0,8 или даже до 0,9—1,0, Клайпедское поднятие — до 0,1, Даугавско-Видземское поднятие — до 2,5 мм/год [360, 466].

Некоторые особенности механизма современных движений земной коры вырисовываются по данным трехкратного нивелирования в Эстонии (по трассам Лелле — Пярну, Пыльтсамаа — Лелле, Раквере — Йыхви) и в Латвии (по трассе Рига — Иерики — Гулбене) [151]. Для большинства участков этих трасс отмечается смена знака движения в периоды между первым и вторым, вторым и третьим нивелированием, происходящая через самые различные сроки. Минимальные из них (3—5 лет) фиксируются на трассе Пыльтсамаа — Лелле *. На всех четырех трассах смена знака современных движений отмечается через 14 ± 4 и 24 года. Среднегодовые скорости движений определяются от десятых долей до нескольких миллиметров в год, причем не зависят от интервала между нивелировками. Так, на трассе Раквере — Йыхви интервалы между тремя нивелированиями равны (14—15 лет), однако скорость поднятия земной коры за период между вторым и третьим нивелированием (0,65 мм/год) почти в 2,5 раза меньше скорости опускания, установленного вторым нивелированием (1,5 мм/год).

Приведенные данные указывают на сложный характер современных движений земной коры. Едва ли они свидетельствуют о «колебательном» характере этих движений, как иногда пишут [151, 152 и др.]. По-видимому, при общем направленном развитии структурных форм отдельные их части (блоки) могут двигаться с различной скоростью, то обгоняя соседние блоки, то отставая от них. Это вообще присуще механизму развития платформенных поднятий, что было, в частности, показано нами для группы Приленинградских структур [289, 292].

Таким образом, установлены следующие признаки новейшей и современной тектоники локальных структурных форм Северо-Запада: унаследованность по отношению к одноименным структурным формам осадочного чехла, дифференцированный и отчетливо выраженный преимущественно пликативный характер движений, приуроченность в большинстве случаев к тектонически подвижным зонам земной коры. Эти признаки, с нашей точки зрения, свидетельствуют об эпигенетическом характере тектонических движений, унаследованном росте длительно развивающихся складок основания, заложившихся еще в верхнем протерозое и палеозое.

Этот вывод без оговорок относится к основной части Северо-Запада Русской плиты: к южному склону Балтийского щита, северному склону

* На этой трассе в 1969 г. было проведено четвертое нивелирование, констатировавшее смену знака движения (поднятие) относительно данных третьего нивелирования 1964 г. (опускание) (материалы Г. А. Желнина).

Белорусско-Литовского массива, Латвийской седловине и склонам Московской и Балтийской синеклиз с залеганием фундамента до 1—1,5 км. О наиболее глубоких частях Балтийской синеклизы, где мощность осадочной толщи превышает 2 км, имеющиеся данные противоречивы. Одни исследователи применительно именно к этой области считают, что «новейшие движения как положительного, так и отрицательного знака... являлись результатом развития отдельных структур осадочного покрова (стратисфера) с определенным смещением их в плане по отношению к возбудившим эти движения структурам (блокам) кристаллического фундамента» [129, 159]. Другие доказывают унаследованное развитие структурных форм, соответствие в целом новейшего, мезозойского и палеозойского структурных планов [165]. По-видимому, вопрос решится окончательно только с появлением достаточного фактического материала, когда выводы будут делаться не по одиночным примерам, а на основе массовых наблюдений.

Относительно природы регионально проявляющихся новейших тектонических движений, как отмечалось, существует в основном три точки зрения: новейшие движения областей покровного материкового оледенения являются по своей природе гляциоизостатическими, новейшие движения являются эпейрогеническими движениями длительно и унаследованно развивающихся структурных форм платформы; новейшие движения длительно и унаследованно развивающихся структурных форм платформы в плейстоцене были осложнены гляциоизостатическими движениями, кратковременно действующими, но значительно превосходящими эпейрогенические по амплитуде и градиентам. Дискуссия о существовании гляциоизостатических движений и их роли давно ведется в литературе. Основные спорные положения многократно приводились сторонниками всех точек зрения и едва ли нуждаются еще в одном повторении. Сожалея хотя бы на последние работы [418, 41]. Точка зрения автора также известна [289, 296]. Укажем лишь на обстоятельства, которые, по нашему мнению, не могут быть объяснены иначе, как с позиций существования гляциоизостатических движений в плейстоцене.

Во-первых, для Северо-Запада Русской равнины и Северной Америки — областей покровного материкового оледенения — характерно уменьшение скорости тектонических движений земной коры от позднеледникового к нашим дням. При этом, что особенно важно, порядок величины скоростей тектонических движений в обеих областях одинаков [312, 113, 114 и др.]. Во-вторых, две области современного покровного оледенения — Антарктида и Гренландия — изостатически уравновешены в настоящее время за счет прогибания земной коры под тяжестью ледовой нагрузки [418, 419]. Это не дает основания для категорического отрицания аналогичного явления для Фенноскандии и Северной Америки в плейстоцене.

Большой теоретический и практический интерес представляет вопрос о кольце поднятий, якобы развивающихся по периферии области материкового оледенения. Существуют различные точки зрения на природу этого явления. В. К. Гуделисом было высказано предположение, что «отступание ледника вызывало, вслед за ним, перемещение зоны поднятия земной коры» [121, с. 21]. При наступлении ледника аналогичная волна поднятий двигалась перед его фронтом. Движения эти были упругой реакцией земной коры на появление и исчезновение ледниковой нагрузки. Ем приписывалось довольно большое рельефообразующее значение (образование уклонов земной поверхности, перестройка гидрографической сети, деформации береговых образований позднеледниковых водоемов) [121, 123, 61].

Е. В. Артюшков, исходя из существования астеносферы и соответствующих расчетов, пришел к выводу, что «при наступлении ледника выдавливаемое из-под него вещество астеносферы приводит к образованию за его пределами пологого поднятия высотой 100—200 м при средней мощности ледника 2—3 км. Это поднятие на равнинной территории фактически образует новый водораздел и вызывает затопление больших территорий...» [12,

с. 32]. С. А. Ушаковым также было высказано и обосновано расчетами предположение об оттоке подкорового вещества из центральной области оледенения к периферии с возможным образованием временного кольцевого поднятия [417, 418]. При этом, как показывают последние расчеты, «средняя амплитуда этого кольцевого поднятия не должна превышать единиц, в крайнем случае первых десятков, метров» [418, с. 193].

Как нам кажется, имеющиеся данные о новейших тектонических движениях Северо-Запада Русской равнины подтверждаются расчетами С. А. Ушакова и М. С. Красса [418] и не дают основания предполагать по периферии области оледенения значительных по амплитуде и длительно существующих поднятий. По-видимому, если они и существовали, то амплитуда их была так незначительна, а время существования настолько непролongительно, что при структурно-геоморфологическом анализе этими поднятиями можно пренебречь. Такие события поздне- и послеледникового, как образование местных приледниковых озер, изменения направления стока рек, вполне объясняются таянием и отступанием ледникового покрова, освобождением от льда все более низких порогов стока без допущения хоть и кратковременных, но интенсивных поднятий по периферии области оледенения [189, 190].

Установление волновых новейших тектонических движений по глубине врезов речных долин и разнице в превышениях разновозрастных террас [62, 63] кажется нам недостаточно убедительным вследствие того, что в этом случае кроме речных террас к анализу привлекались террасы приледниковых водоемов и ложбин стока. Морфологически их, действительно, можно отнести к речным, так как вложены они в долины рек, образуют плоские площадки. Однако следует иметь в виду, что долины в ряде случаев используют древние, дочетвертичные врезы. Террасы приледниковых водоемов, более древние, чем речные, хотя и вложены в эти долины, но сложены не речными, а водно-ледниковыми отложениями, например III (по местному счету) надпойменная терраса р. Мста на участке от пос. Мстинский Мост до устья р. Холова.

С учетом охарактеризованных выше особенностей новейшей тектоники история развития северо-западной части Русской равнины рисуется следующим образом. В геологической истории Северо-Запада выделяется два крупных периода: доплатформенный и платформенный.

В доплатформенный период образовалось кристаллическое основание Русской платформы. Тектонические процессы этого времени реконструируются по магнитному и гравитационному полям и материалам бурения. Тектонический режим был на изучаемой территории неодинаков. Существовали довольно крупные (сотни и тысячи квадратных километров) области слабодифференцированных тектонических движений. Их развитие завершилось образованием гранито-гнейсовых массивов (блоков): Лужско-Новгородского, Латгальского (Вараклянского), Курземского, Каунасского, Неманского. Возраст пород в пределах этих массивов 1100—1700 млн. лет. Геофизические поля массивов имеют относительно простое строение.

Массивы разделяются полосами со сложным характером геофизических полей, характеризующимися резко дифференцированными интенсивными тектоническими движениями. Ширина полос преимущественно 40—50 км, но протяженность значительная. Они в различных направлениях пересекают всю территорию. Сложенны полосы гранито-гнейсами и сланцами с включением интрузивных тел среднего и основного состава. Возраст пород в основном 1100—1600 млн. лет. Судя по детальному анализу магнитного поля, основное простижение структур восточной части территории (Ленинградская и Новгородская области) в доплатформенный период было северо-восточным. Этот период завершился в среднем протерозое образованием поверхности выравнивания с корой выветривания.

Платформенный период установился в верхнем протерозое и продолжается до наших дней. Тектонические процессы этого периода могут быть

изучены по данным бурения, сейсморазведки, наблюдениям в естественных обнажениях и карьерах, материалам структурно-геоморфологического анализа. Тектонический режим на всем Северо-Западе установился в это время единый: образовывались пликативные положительные и отрицательные структурные формы платформенного типа различных порядков, возникали разрывные нарушения. Вертикальные перемещения блоков фундамента, происходившие длительно, унаследованно и одновременно с осадконакоплением, привели к образованию конседиментационных складок основания, отражающихся в вышележащих слоях осадочного чехла с уменьшением амплитуды вверх по разрезу. Постседиментационные движения в верхних горизонтах осадочного чехла вызвали образование складок покрова (бескорневых), которым не соответствуют выступы кристаллического фундамента. Несмотря на единообразие тектонического режима, в платформенный период активность тектонических процессов была неодинаковой: наибольшей подвижностью отличались те же участки земной коры, которые были активными в доплатформенный период.

Новейший этап тектонического развития Северо-Запада является составной частью платформенного периода и не отличается от него по тектоническому режиму. Специфика этого этапа заключается в том, что происходящие в это время тектонические процессы определяют формирование современного рельефа. Для многих районов СССР начало новейшего тектонического развития приурочено к концу палеогена — началу неогена [320]. С этим моментом связано либо явное усиление активности тектонических процессов, выражющееся в образовании пликативных и дизъюнктивных нарушений (Центральный Казахстан), либо даже смена тектонического режима (Тянь-Шань, Кавказ).

На Северо-Западе Русской равнины нет относящихся к этому периоду следов существенных изменений тектонического режима, контрастных складчатых и четких разрывных нарушений, которые можно было бы рассматривать в качестве явных свидетельств усиления тектонической активности. Продолжалось развитие структурных форм, заложившихся еще в верхнем протерозое и палеозое.

Как показано в работах многих исследователей [268, 270, 111, 171 и др.], в ходе континентального развития на Русской равнине к концу палеогена сформировалась единая полигенетическая поверхность выравнивания. Ее образование было связано, по-видимому, с длительным (возможно, установленвшимся с верхнего мезозоя) периодом относительного ослабления тектонической активности, во время которого деятельность эндогенных процессов была уравновешена. Последующий отрезок геологической истории Северо-Запада — неоген — ознаменовался образованием двух незавершенных поверхностей выравнивания, недалеко находящихся в глубь страны. Формированию ранней из них (миоценовой) предшествовало общее поднятие суши в результате совместного действия эпайрогенического и эвстатического факторов и довольно значительное расчленение, если учесть, что миоценовая поверхность выравнивания лежит на 100 м ниже исходной палеогеновой (см. гл. II). Вероятно, оживление тектонической активности в конце палеогена — начале неогена и следует считать за начало новейшего этапа тектонического развития Северо-Запада Русской равнины. Новейшие движения привели к деформациям этих поверхностей.

По особенностям тектонических движений и их геоморфологическому выражению могут быть выделены три стадии новейшего этапа: доплейстоценовая, плейстоценовая и голоценовая. Восстановление тектонических процессов доплейстоценовой стадии возможно только на основе анализа дочетвертичных поверхностей выравнивания. Как отмечалось выше, большая часть исследуемой территории относится к миоценовой (средней по общему счету) поверхности выравнивания. В основном она располагается на 50—100 м выше современного уровня моря, за исключением Литвы, где фрагменты этой поверхности известны на высоте от 0 до 25 м. Нижняя —

раннеплиоценовая — поверхность выравнивания развита на Северо-Западе ограниченно, преимущественно по берегам Балтийского моря, она располагается на 25—50 м ниже уровня моря. В целом равнинный характер рельефа поверхности дочетвертичных пород свидетельствует о платформенном тектоническом режиме на доплейстоценовой стадии.

Образование в неогене на Северо-Западе Русской равнины снижающихся к северу поверхностей выравнивания, по-видимому, отражает, с одной стороны, понижение общего базиса эрозии всего рассматриваемого района (учитывая обширность территории, можно считать базисом эрозии Мировой океан), с другой — общее поднятие суши. О значительном снижении уровня Мирового океана в неогене свидетельствует повсеместное развитие ныне переуглубленных долин [372, 373, 221, 441, 47 и др.], они есть даже в бассейне изолированного Каспийского моря.

Вследствие интерференции эвстатического понижения уровня Мирового океана и тектонического поднятия платформы к концу неогена (во время образования продуктивной толщи Апшеронского полуострова по каспийской стратиграфии) уровень моря занимал наиболее низкое положение по сравнению с современным. Есть основания предполагать, что он стоял на 400—500 м ниже, чем сейчас [221]. Какова доля эпейрогенического и эвстатического факторов в поднятии суши в конце неогена — определено пока сказать нельзя. Большинство авторов отдают предпочтение эвстатическому фактору, предполагая, что эффект его в несколько раз превышает эффект тектонических движений. Однако эпейрогенические движения, безусловно, происходили, высказываются даже соображения о том, что поздненеогеновое увеличение суши на Северо-Западе Русской равнины является исключительно следствием тектонического поднятия этого района, сменившегося в плейстоцене опусканием на 150—120 м [169, 127].

На основании приведенных данных и изложенных соображений определенно можно сказать, что на Северо-Западе Русской равнины вследствие совместного влияния эпейрогенического и эвстатического факторов за сравнительно короткое геологическое время (в течение неогена) сформировались две незавершенные, недалеко заходящие в глубь страны поверхности выравнивания. Их создание было наиболее крупным событием рельефообразования в неогене. Несмотря на чехол перекрывающих их ледниковых отложений, они и сейчас во многом определяют современный рельеф.

Судя по региональному перекосу поверхностей выравнивания, можно предполагать, что развитие наиболее крупных структурных форм — поднятие Балтийского щита и опускание Балтийской синеклизы — продолжалось в доплейстоценовую стадию. Одновременно, по-видимому, развивались и локальные структурные формы. Они находили прямое (Хаанья-Локновское, Васьково-Иглинское, Невское, Лопатовское, Нарвское, Инчукальское, Клинковское) и обращенное (Кулдигское, Эдольское, Порховское, Страшницкое) отражение в рельфе. И в том и в другом случае происходило интенсивное расчленение склонов поднятий, на их месте образовывались отчетливые геоморфологические аномалии.

Существенно иной характер движений земной коры и рельефообразующих процессов отмечался на Северо-Западе Русской равнины в плейстоцене. Как считают большинство исследователей, возникновение мощных ледниковых покровов в плейстоцене, по-видимому, вызвало прогибание земной коры в области оледенения. Максимальное опускание отмечалось там, где мощность ледникового покрова была наибольшей, видимо где-то в районе Ботнического залива. Таяние покровов сопровождалось поднятием — «всплытием» — земной коры. Механизм этих движений объясняется стремлением земной коры к изостатическому выравниванию. Гляциоизостатические движения, видимо, происходили на фоне унаследованных незначительных по интенсивности, но продолжительных эпейрогенических движений. Участие гляциоизостатических движений в качестве составной части новейшей тектоники является специфической, отличительной чертой плей-

стоценовой стадии. Имея в виду эту особенность, В. К. Гуделис [127] предложил выделять «четвертичный тип» и «четвертичную стадию» неотектонических движений.

Рельефообразующая деятельность ледника в это время была значительной: в современном рельфе прежде всего видны черты ледникового генезиса — от конечно-моренных аккумулятивных краевых образований до аккумулятивно-абразионных террас приледниковых бассейнов.

Деятельность плейстоценовых ледников проявилась прежде всего в аккумуляции материала. Он распределен весьма неравномерно: мощность плейстоценовых образований колеблется от 0 до 200—250 м. Мощные накопления ледниковых отложений либо создают пояса краевых образований и возвышенности, либо приурочены к понижениям дочетвертичного рельефа. Именно в краевых образованиях и на возвышенностях ледниковый генезис современного рельефа Северо-Запада выражен наиболее четко. Несмотря на разновозрастность отдельных островных возвышенностей, в генезисе и морфологии их много общих черт (см. гл. III).

Распределение материала в целом при таянии ледников, по нашему мнению, не контролировалось тектоникой. Беличина аккумуляции была очень велика (образования одной стадии имеют мощность до 100 м и более), а время аккумуляции слишком мало (разрушение ледника одной стадии охватывало всего несколько тысячелетий). В таких условиях тектонические движения с типичными для платформы малыми скоростями не могли оказать непосредственного влияния на состав и мощность ледниковых образований в момент их накопления.

Однако направленное развитие отдельных структур на протяжении неоген-четвертичного времени может в конце концов вызвать уменьшение или увеличение мощностей четвертичных отложений. Это относится, например, к центральной части Балтийской синеклизы, с интенсивным прогибанием которой следует связывать накопление 100—150-метровой толщи четвертичных отложений в устье рек Неман и Преголя; к Западно-Ладожскому прогибу, выполненному 175-метровой толщей средне- и верхнеплейстоценовых образований. Повышенная расчлененность рельефа поверхности дочетвертичных пород на сводах новейших поднятий иногда в силу условий, способствовавших возникновению глыб мертвого льда и ускорению процесса дегляциации, определяла накопление ледниковых образований повышенной мощности (Хаанья-Логновское, Лопатовское и другие поднятия).

Разрушение ледниковых покровов закончилось образованием местных приледниковых озер, уровень которых понижался по мере отступания льда. Около 11 тыс. лет назад образовалось единое Балтийское ледниковое озеро (см. табл. IV.3). Оно просуществовало недолго — около 800 лет, а затем, благодаря прорыву вод Мирового океана в котловину Балтики, возникло Иольдиевое море. Спустя 1000 лет вследствие поднятий Балтийского щита пролив, соединяющий котловину Балтики с океаном, осушился, и солоноводное Иольдиевое море превратилось в пресноводное Анциловое озеро. Спустя 1300 лет морские воды вновь хлынули в котловину Балтики, и образовалось Литориновое море. С тех пор (около 7900 лет) морские воды омыают берега Прибалтики.

Все названные бассейны оставили многочисленные следы в виде абразионно-аккумулятивных террас, береговых валов, клифов, а также осадков. По их деформациям отчетливо устанавливается ход односторонних эвстатических и гляциоизостатических движений на южном склоне Балтийского щита. Поскольку скорость поднятия земной коры снижалась в течение поздне- и послеледникового и значительно уменьшилась в литориновое время, приблизившись к значениям скорости современных движений, можно думать, что спустя 5—6 тыс. лет после дегляциации действие гляциоизостатического фактора прекратилось. Впоследствии продолжались лишь эпейрогенные движения новейших структурных форм [121, 123, 129, 312, 317, 270, 294, 297]. Это дает основание считать, что вторая стадия

новейшего этапа тектонического развития закончилась в нижнем голоцене или на рубеже нижнего и среднего голоцена.

Третья стадия новейшего тектонического развития Северо-Запада Русской равнины охватывает средний и верхний голоцен. Характер изобаз современных движений земной коры, проведенных по материалам повторного нивелирования [360], свидетельствует, по-видимому, о полном прекращении или об очень незначительном поднятии области оледенения, вызванном гляциоизостатическими процессами в это время: изобазы концентрически располагаются не только на южном склоне Балтийского щита, но и вырисовываются другие крупнейшие структурные формы осадочного чехла — Московскую и Балтийскую синеклизы как области опускания, Белорусско-Литовский массив как область поднятия. Следовательно, гляциоизостатический фактор не является определяющим в современных движениях земной коры и современные тектонические движения обусловлены подвижками новейших структурных форм, развивающихся унаследованно по отношению к структурам осадочного чехла.

Локальные новейшие тектонические движения голоценовой стадии, несмотря на малую величину и незначительные градиенты, начинают заметно проявляться в рельефе, вызывая к жизни и активизируя те или иные экзогенные процессы и образуя геоморфологические аномалии. При этом новейшая тектоника в большинстве случаев наследует ориентировку локальных структурных форм и приуроченность их к подвижным зонам земной коры, определившимся еще в доплатформенный период развития.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основная задача исследования состояла в изучении новейшей тектоники Северо-Запада Русской равнины и выяснении ее роли в формировании современного рельефа. Это потребовало анализа внутренней структуры и рельефа поверхности кристаллического фундамента, структуры осадочного чехла, рельефа поверхности дочетвертичных пород и современного рельефа, разработки теории и методики структурно-геоморфологического анализа. Получены следующие основные выводы.

1. В кристаллическом фундаменте Северо-Запада Русской равнины выделяются относительно просто построенные блоки неправильных очертаний и разделяющие их линейные зоны более сложного строения. По-видимому, линейным зонам на доплатформенном этапе развития была присуща повышенная тектоническая активность.

Структурные формы осадочного чехла на большей части изучаемой территории развивались длительно и унаследованно, в результате чего образовались складки основания (в понимании С. С. Шульца). Развитие складок покрова ограничено. Локальные структурные формы II и III порядков приурочены преимущественно к границам крупнейших и крупных структурных форм. Эти границы, в свою очередь, связаны с тектонически активными зонами доплатформенного этапа развития [79, 302, 303]. На основании этого нами высказывается предположение о том, что, несмотря на смену тектонического режима при переходе от доплатформенного этапа к платформенному, на Северо-Западе Русской равнины отмечается преемственность в расположении участков с различной активностью тектонических движений. В таком случае существенно расширяются возможности структурно-геоморфологических исследований. На основе структурно-геоморфологического анализа возможно не только получать сведения о тектонике осадочного чехла и поверхности кристаллического фундамента, но и устанавливать некоторые

особенности внутренней структуры фундамента (например, по ориентировке линеаментов судить о преобладающих простирациях структурных форм до платформенного этапа развития). Этот вывод имеет большое практическое значение как для обнаружения локальных платформенных структур, перспективных для поисков нефти и газа или создания искусственных газохранилищ, так и для изучения кристаллического фундамента в связи с поисками месторождений рудных полезных ископаемых.

2. Новейший этап тектонического развития Северо-Запада Русской равнины является составной частью платформенного периода, установившегося здесь в верхнем протерозое. Начало новейшего этапа, в ходе которого в основном сформировался современный рельеф, относится на Северо-Западе к концу палеогена — началу неогена. По особенностям тектонических процессов и их геоморфологическому выражению нами выделяются три стадии новейшего этапа: доплейстоценовая, плейстоценовая и голоценовая.

3. В доплейстоценовую стадию на Северо-Западе Русской равнины продолжалось унаследованное развитие платформенных локальных и региональных структурных форм. Локальные структуры находили прямое или обратное отражение в доплейстоценовом рельефе. Геоморфологическим выражением взаимодействия региональных новейших тектонических движений с экзогенными процессами являются поверхности выравнивания, фиксирующиеся в рельефе поверхности дочетвертичных пород. В настоящее время они погребены под покровом четвертичных отложений, однако несмотря на это, отражаются в современном рельефе, образуя его основу. Нами в пределах Северо-Запада выделяются три поверхности выравнивания: палеогеновая на абсолютной высоте 150—200 м, миоценовая на высоте от 0 до 125 м и плиоценовая, располагающаяся ниже уровня моря. Время формирования этих поверхностей указывает периоды уравновешивания эндогенных и экзогенных процессов.

4. В плейстоценовую стадию на фоне незначительных эпейрогенических движений, по-видимому, отмечались более заметные кратковременные прогибания и поднятие земной коры гляциоизостатического характера. К этому времени приурочена исключительная по интенсивности преимущественно аккумулятивная (в пределах рассматриваемой территории) деятельность покровных ледников. Следствием этого явилось образование линейных и островных возвышенностей.

На основе анализа геологического строения и рельефа 15 возвышенностей Северо-Запада нами установлены общие особенности их морфологии, строения и развития. Линейно вытянутые (маргинальные) возвышенностей (Валдайская возвышенность и Балтийская гряда) созданы примыкающими друг к другу краевыми образованиями нескольких стадий. Они образовались в результате продолжительного стабильного положения края верхнеплейстоценового валдайского ледника. Островные возвышенностии возникли преимущественно на стыках двух ледниковых потоков в условиях расчлененной поверхности дочетвертичных пород. Приуроченность таких участков к положительным локальным структурам необязательна. Возвышенностии развивались длительно — в течение нескольких оледенений или, по крайней мере, стадий валдайского оледенения, что находит отражение в увеличенной мощности плейстоценовых образований в их пределах (до 315 м). Цоколь-

ные возвышенности являются выступами поверхности дочетвертичных пород, перекрытыми маломощным плащом ледниковых отложений. Современный облик возвышенностей Северо-Запада связан с верхнеплейстоценовым (валдайским) ледником.

Возвышенности разделяются низинами, которым присущи, как правило, малая мощность ледниковых отложений и уплощенный рельеф. Нами показано, что низины представляют собой сочетание озерно-ледниковых террас, возникших при последовательном снижении уровня приледниковых водотечений. Площадки террас и разделяющие их склоны могут быть объектами крупно- и среднемасштабного геоморфологического картирования.

5. В голоценовую стадию действие гляциоизостатического фактора в основном прекратилось. Вновь начали проявляться собственно эпигеологические движения различного плана. Вследствие этого начинается перестройка ледникового рельефа. В рельфе и других компонентах ландшафта получают выражение локальные новейшие структуры. При этом вследствие непродолжительности голоцена и малой интенсивности денудационных процессов, обусловленной платформенным тектоническим режимом территории, локальные новейшие структуры находят геоморфологическое выражение лишь в равнинном рельфе озерно-ледниковых низин. Перестройка под влиянием новейших тектонических движений морфологически очень сложного и генетически разнообразного рельефа возвышенностей еще очень незначительна, и новейшая тектоника не устанавливается здесь существующими методами структурно-геоморфологического анализа.

6. Помимо описанной многими исследователями ярко проявляющейся горизонтальной зональности ледникового рельефа, нами установлена вертикальная ступенчатость, отражающаяся в существовании трех уровней ледниковой аккумуляции [304]. Эта ступенчатость — проявление определенной закономерности разрушения ледникового покрова разных стадий валдайского оледенения: на начальных этапах дегляциации формируется рельеф плоских высоких водоразделов, разделенных глубокими котловинами (верхний уровень ледниковой аккумуляции), затем — пологоволнистый, холмисто-котловинный и холмисто-грядовый рельеф (средний уровень ледниковой аккумуляции). Нижним является уровень озерно-ледниковых низин. Каждый из уровней отличается специфическими морфологией и генезисом рельефа, характером отложений, абсолютными отметками. Установленные закономерности могут быть положены в основу картирования рельефа и четвертичных отложений.

7. На Северо-Западе Русской равнины отчетливо выражены две формы новейших тектонических движений: региональные перекосы и движения локального характера. Региональные перекосы земной коры фиксируются по деформациям разновозрастных береговых образований, изменениям физико-географической обстановки. Локальные формы новейшей тектоники устанавливаются путем выделения геоморфологических аномалий. Понятие о геоморфологических аномалиях вводится нами для качественной и количественной дифференциации территории по интенсивности, форме и другим особенностям проявления тех или иных показателей рельефа или современных рельефообразующих процессов [303, 305]. При выявлении локальных структур, так же как при изучении современного рельефа и рельефа поверхности дочетвертичных пород, большую помощь оказывают материалы аэро-

фотосъемки. С их использованием разрабатываются методы, позволяющие не только определять местоположение локальных структур, но и прогнозировать их размеры.

8. Амплитуда новейших движений на Северо-Западе Русской равнины (см. рис. IV.18) устанавливается предположительно с учетом деформации погребенных поверхностей выравнивания, поздне- и послеледниковых береговых образований, общего развития структурных форм осадочного чехла.

9. Незначительные суммарные амплитуды, малые градиенты новейших движений земной коры, унаследованное развитие новейших структурных форм по отношению к платформенным структурам осадочного чехла, преемственность ориентировки и относительной тектонической активности от доплатформенного периода развития, участие гляциоизостатического фактора — вот особенности тектонических процессов, которые обусловили формирование основных черт современного рельефа территории. В этом заключается своеобразие новейшего этапа тектонического развития Северо-Запада Русской равнины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А болтынъ О. П. Особенности морфологии и формирования долины верхнего и среднего течения реки Гауя. — Учен. зап. аспирантов Латв. ун-та, т. 3, 1965, вып. 2.
2. А болтынъ О. П. Типы аллювия голоценовых террас долины р. Гауя. — Вопр. четвертичн. геологии, 1969, № 4.
3. А болтынъш О. П. Развитие долины реки Гауя. Рига, «Зинатне», 1971.
4. А лейников А. А. Отступание ледника в северо-западной части Русской равнины (стадии и осцилляции). — Науч. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, 1957, т. 4.
5. А лейников А. А. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропогенных) отложений Северо-Запада СССР. Л., Изд-во ЛГУ, 1960.
6. А лексеев Ф. А. К схеме тектоники северо-западной части СССР. — Докл. АН СССР, т. 56, 1947, № 7.
7. А нальев Г. С. Геоморфологические аномалии и их изучение. — Вестн. МГУ. География, 1970, № 2.
8. А ндреев Б. А. О геологическом значении гравитационной карты Карелии, Финляндии и Ленинградской области. — «Геофизика», 1938, сб. 7.
9. А нсберг Н. А., Ринкс Э. Б., Селицкая Я. Я. Важнейшие четвертичные глины Латвийской ССР. Рига, Изд. АН ЛатвССР, 1955.
10. Аntonova З. Е. Основные этапы формирования Приильменской низменности. — В кн.: XXIII Герцен. чтений Межвуз. конф. География и геология. Л., 1970.
11. Арманд А. Д., Граве Л. М., Кудлаева А. Л. Поверхности выравнивания и коры выветривания Мурманской области. — В кн.: Основн. пробл. геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольск. п-ова. Л., «Наука», 1969.
12. А ртюшков Е. В. Об осуществлении изостатического равновесия земной коры. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 4.
12. А саткин Б. П. Вопросы тектоники и проблема интрузий в западной части Ленинградской области. — «Пробл. сов. геологии», 1937, № 5—6.
14. А саткин Б. П. Гдовские дислокации (Ленинградская обл.). — Тр. Ленингр. геол. треста, 1938, вып. 14.
15. А сеев А. А. Геоморфологическая зональность ледниковой области Русской равнины. — Тр. комис. по изучен. четвертичн. периода АН СССР, 1962, т. 19.
16. А сеев А. А. О синхронизации фаз развития последнего оледенения и колебаний климата верхнего плейстоцена. — В кн.: Верхн. плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., «Наука», 1966.
17. А сеев А. А. Формы деградации материковых оледенений и типы краевых образований. — В кн.: Тезисы докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изучен. краев. образований материковых оледенений. Смоленск, «Моск. рабочий», 1968.
18. А сеев А. А. Рельефообразующая роль мертвого льда при деградации древних европейских материковых оледенений. — «Землеведение», 1969, № 8 (48).
19. А тлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. М 1 : 5 000 000. В 2 ч. Гл. ред. А. П. Виноградов. Ч. 1.

Поздний докембрий и палеозой. М. — Л., 1960. (МГ и ОН СССР, АН СССР, ВНИГРИ, ГЕОХИ, ВНИГНИ, ВСЕГЕИ).

20. Афанасьев А. П. Итоги и перспективы изучения доледниковой коры выветривания на Кольском полуострове. — В кн.: Геол. строение, развитие и рудоносность Кольск. п-ова. Апатиты, 1968. (Кольск. фил. АН СССР).
21. Аэрометоды геологических исследований. Отв. ред. А. И. Виноградова, гл. ред. В. К. Еремин. Л., «Недра», 1971.
22. Аэрометоды при геологической съемке и поисках полезных ископаемых. Т. 1. М., «Недра», 1964.
23. Баева Р. И. К вопросу о планетарной трещиноватости пород Самарской луки. — Вестн. ЛГУ, 1967, № 24.
24. Баканова И. П., Малаховский Д. Б. Эволюция озерных бассейнов Северо-Запада РСФСР в поздне- и послеледниковое время. — В кн.: Матер. II симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР (23—28 мая 1967 г.). Минск, 1967. (Белорус. ун-т, Белорус. фил. Геогр. о-ва СССР).
25. Баканова И. П., Малаховский Д. Б. Происхождение рельефа Лужской возвышенности и некоторые вопросы деградации последнего оледенения на междуречье рр. Великой, Ловать и Луги. — В кн.: Тезисы докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изучен. краев. образований материк. оледенения. Смоленск, «Моск. рабочий», 1968.
26. Баканова И. П., Спирidonова Е. А. О позднеледниковых озерных бассейнах Приневской впадины. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967.
27. Балтакис В. И. Осадочные формации и литологические комплексы палеогена и неогена Южной Прибалтики. — В кн.: Литология и геология полезн. ископаемых Юж. Прибалтики. Вильнюс, 1968. (Тр. ЛитНИГРИ, вып. 3).
28. Басаликас А. Б. Основные черты строения долины р. Немана. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1955, № 3.
29. Басаликас А. Б. Основные черты рельефа Литовской ССР. — Науч. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, 1957, т. 4.
30. Басаликас А. Б. Некоторые вопросы развития Литвы в позднеледниковое время. — В кн.: Вопр. голоцен (сб. ст. к VI междунар. конгр. ИНКВА в Варшаве, 1961). Вильнюс, 1961.
31. Басаликас А. Б. О развитии долинно-речной сети Южной Прибалтики в поздне- и послеледниковое время. — В кн.: Матер. всесоюз. совещ. по изучен. четвертич. периода, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961.
32. Басаликас А. Б. Краевые ледниковые образования и некоторые заметки по вопросу дегляциации территории Литовской ССР. — Науч. тр. вузов ЛитССР. География и геология, 1962, т. 2.
33. Басаликас А. Б. Некоторые вопросы гляциоморфологии (в свете новых данных геоморфологического изучения территории Литвы). — В кн.: Краевые образования материк. оледенения. Вильнюс, «Минтис», 1965.
34. Басаликас А. Б. О приледниковых водоемах Южной Прибалтики. — В кн.: История озер Северо-Запада. Матер. I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР (Ленинград, 17—20 ноября 1965 г.). К Междунар. симпозиуму по истории озер (Венгрия, 1967 г.). Л., 1967. (Геогр. о-ва СССР).
35. Басаликас А. Б. Разнообразие рельефа ледниково-аккумулятивной области. — В кн.: Материк. оледенение и ледник. морфогенез. (К VIII конгр. ИНКВА, Франция, 1969 г.). Вильнюс, 1969.
36. Берзинь Л. Э. О тектонической природе рельефа поверхности девонских отложений Среднелатвийской депрессии. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, 1966.
37. Берзинь Л. Э. Возраст трансгрессий и колебаний уровня ранне- и среднеголоценовых бассейнов Балтики в вершине Рижского залива. — «Baltica», 1967, v. 3.
38. Берзинь Л. Э. О тектонической природе рельефа дочетвертичной поверхности Среднелатвийской депрессии. — В кн.: Вопр. регион. геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зиннатне», 1969.
39. Берзинь Л. Э., Озолинь Н. К. Строение фундамента территории Центральной и Западной Латвии по геофизическим данным. — В кн.: Нефтепоисковые критерии Прибалтики и методы их изучен. Вильнюс, 1970. (Тр. Ин-та геологии, вып. 8).
40. Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, Госиздат Карел. АССР, 1959.
41. Бискэ Г. С. О природе послеледникового поднятия Балтийского щита. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, т. 102, 1970, № 1.
42. Бискэ Г. С., Лак Г. Ц. О причинах послеледниковых колебаний береговых уровней на юго-восточной окраине Балтийского щита. — «Baltica», 1967, v. 3.
43. Бискэ Г. С., Лак Г. Ц., Лукашов А. Д. Береговые образования Онежского озера и их связь с неотектоникой. — В кн.: Развитие морск. берегов в условиях колебательн. движений земн. коры. Таллин, «Валгус», 1966.
44. Богданов В. И. Новейшие движения и региональное гравитационное поле Фенноскандии. — В кн.: Современ. движения земн. коры, № 2. Тарту, 1965.
45. Бончковский В. Ф. Сопоставление вековых ходов наклонов земной поверхности по данным геологии, геофизики и геодезии. Там же.

46. Боровко Н. И. Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. Л., «Недра», 1971.
47. Бреслав С. Л. Погребенный рельеф ложа четвертичных отложений Северного Подмосковья. — Бюл. МОИП, отд. геол., т. 42, 1967, № 6.
48. Брунс Е. П. Куполовидные структуры в девоне западной части Ленинградской области. — В кн.: Матер. по геологии и полезн.ископаемым Карело-Финской ССР, Ленингр. и Мурм. обл. М., Гостоптехиздат, 1940.
49. Вяцонис М. И., Шляупа А. И. Аллювий современных рек как индикатор новейших тектонических движений. — В кн.: Матер. науч. конф. молодых ученых геологов Литвы. Вильнюс, 1968.
50. Вайтекунас П. П. Основные черты строения четвертичных (антропогенных) отложений Литвы. (Сб. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, 1962).
51. Вайтекунас П. П. Деградация последнего скандинавского ледникового покрова на территории Прибалтики. — Науч. тр. вузов ЛитССР. География, геология, 1968, т. 5.
52. Вайтекунас П. П. О стратиграфическом подразделении неоплейстоцена гляциальной области (на примере Прибалтики). — В кн.: Материк. оледенение и ледник. морфогенез. (К VIII конгр. ИНКВА, Франция, 1969 г.). Вильнюс, 1969.
- 52а. Вайтекунас П. П. Новый проект региональной рабочей стратиграфической схемы четвертичных (антропогенных) отложений Прибалтики. — Тр. АН ЛитССР. География, геология, 1971, т. 8.
53. Вайтонис В. Этапы динамики ледников Балтийского оледенения в районе бассейна реки Вента. — В кн.: Матер. 5-й конф. геологов Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, «Периодика», 1968.
54. Вайтикунас С. К. Погребенные речные долины Литвы. — Тр. АН ЛитССР, 1969, № 1 (56).
55. Ванага А. Я. О морфологии и некоторых особенностях развития рельефа Альуксненской возвышенности. — Вопр. четвертичн. геологии, 1970, № 5.
56. Варданянц Л. А. Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы м-ба 1 : 5 000 000 (с объяснительной запиской). М., Госгеолтехиздат, 1960.
57. Варданянц Л. А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. — Междунар. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 9. М., 1967.
58. Варфоломеева Э. Н. Сравнительный анализ современного рельефа с геолого-структурной обстановкой территории Ленинградского месторождения горючих сланцев. — Бестн. ЛГУ, 1971, № 12.
59. Васильев В. А. Основные черты геологического строения кристаллического фундамента Южной Прибалтики. — В кн.: Вопр. регион. геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969.
60. Васильев В. Г. Морфометрическая характеристика Смоленской области. — Учен. зап. Смоленск. пед. ин-та, 1963, вып. 12.
61. Васильев В. Г. Ледниковая изостазия в поясе Лужской стадии оледенения. — В кн.: XX Герцен. чтения. Межвуз. конф. География и геология. Л., 1967.
62. Васильев В. Г., Вигдорчик М. Е. Проявление волновых движений земной коры на склоне Балтийского щита в поздне- и послеледниковое время. — «Baltica», 1970, v. 4.
63. Васильев В. Г., Вигдорчик М. Е. Явление смещения максимумов срезов в спектрах террас некоторых рек Северо-Запада Русской равнины. — В кн.: XXIII Герцен. чтения. Межвуз. конф., География и геология. Л., 1970.
64. Вахер Р. М., Мардла А. К. Опыт изучения тектонического строения участка Синимяэ (Северо-Восточная Эстония) методом электроразведки. — В кн.: Вопр. регион. геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969.
65. Вахер Р. М., Пуура В. А., Эрисалу Э. К. Тектоническое строение Северо-Восточной Эстонии. — Тр. Ин-та геологии АН СССР, 1962, т. 10.
66. Вейнбергс И. Г. Морфология и динамика берегов Балтийского ледникового озера на побережье Латвийской ССР. — Вопр. четвертичн. геологии, 1964, № 3.
67. Вейнбергс И., Коншин Г., Саввайтова А. О динамике отступления ледника в заключительные этапы последнего оледенения на территории Латвийской ССР. — Изв. АН ЛатвССР, 1965, № 8 (217).
68. Вейнбергс И., Крукле М. О генезисе холмистых и грядовых форм ледникового рельефа северной части Латгальской возвышенности. — В кн.: Краев. образования материк. оледенения. Вильнюс, «Милтис», 1965.
69. Вейнбергс И. Г., Стелле В. Я. Приледниковые бассейны Курземе. — В кн.: История озер Северо-Запада. Матер. I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР (Ленинград, 17–20 ноября 1965 г.). К междунар. симпозиуму по истории озер (Венгрия, 1967 г.). Л., 1967. (Геогр. о-во СССР).
70. Венецкий И. Г., Кильдишев Г. С. Основы математической статистики. М., Госстатиздат, 1963.
71. Верещагин Г. Ю. Положительные и отрицательные движения береговой линии на озере Сегозеро. — В кн.: Тр. Олонецк. науч. эксп., ч. 3, Геология, вып. 1. Л., Изд-во Гос. гидрол. ин-та, 1926.

72. В е р е щ а г и н Г. Ю. К вопросу о неравномерности поднятия берегов Онежского озера. — В кн.: Тр. Олонецк. науч. эксп., ч. 2, вып. 2. Л., Изд-во Гос. гидрол. ин-та, 1931.
73. В е р т е А. О тектонической природе одной малой куполовидной структуры в районе г. Таллина. — Вестн. ЛГУ, № 6, сер. геол. и геогр., 1959, вып. 1.
74. В и г д о р ч и к М. Е. О связи рельефа с геологическим строением Русской платформы в бассейне р. Ловать. — В кн.: Палеогеография четвертичн. периода СССР (к VI конгр. ИНКВА в Польше). М., 1961.
75. В и г д о р ч и к М. Е. Поздне- и послеледниковые водоемы и развитие речных долин в бассейне оз. Ильмень. — В кн.: Матер. к симпозиуму по истории озер Севера-Запада, 1965. Л., 1965.
76. В и г д о р ч и к М. Е. О связи «дочетвертичного» и современного рельефа Приильменья с его геологическим строением. — В кн.: Матер. по геологии и полезн. искошаемым Севера-Запада РСФСР, вып. 5. Л., «Недра», 1966.
77. В и г д о р ч и к М. Е. Новейшие волновые движения в бассейне оз. Ильмень. — В кн.: Природа и хоз. использование оз. Ильмень и Ильмень-Волховского бассейна. Л., 1970.
78. В и ш н е в с к а я Е. М., К л е й м е н о в а Г. И. Палеоботаническая характеристика поздне- и послеледниковых отложений района Выборга. — «Baltica», 1970, v. 4.
79. В о й т ы л о в а Т. Н., И в а н о в а Л. Н., М о ж а е в Б. Н. Структурно-тектоническая схема осадочного чехла Севера-Запада Русской платформы. — В кн.: Поиски малоамплитудных структур на Севере-Западе Русской платформы. Л., «Недра», 1966. (Вопр. разведочн. геофизики, вып. 5).
80. В о н с а в и ч ю с В. Дочетвертичная поверхность Юго-Западной Прибалтики. — Тр. Ин-та геологии Гос. геол. ком. СССР, 1965, вып. 2.
81. В о н с а в и ч ю с В. П. Строение четвертичных отложений Юго-Западной Прибалтики. — Тр. Ин-та геологии (Вильнюс), 1967, вып. 5.
82. В о р о б ё в В. Я., Н а у м о в А. Д., А р и с т о т е л е в а Г. Ф. Статистический метод выделения геоморфологических аномалий. — В кн.: Мат. методы в географии. Казань, 1971. (Казанс. ун-т).
83. В о р о н о в П. С. Общие закономерности ротационных региональных диаклаз Арктики и Антарктики. — Учен. зап. НИИГА. Регион. геология, 1964, вып. 4.
84. Г а з и з о в М. С. Карстовые явления на эстонском месторождении сланцев и методика их изучения. — В кн.: Спец. вопр. карстоведения. М., Изд-во АН СССР, 1962.
85. Г а л д о б и н а Л. П. Предпалеозойская поверхность выравнивания территории Балтийского щита. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, 1966.
86. Г а р у н к и т и с А. В. О влиянии предшествующей орографии на процессы в краевой зоне ледника. — В кн.: Краев. образования материк. оледенения. Вильнюс, «Минтис», 1965.
87. Г а ф а р о в Р. А. Строение докембрийского фундамента Севера Русской платформы (по данным региональных геофизических исследований). — Тр. Ин-та геологии АН СССР, 1963, вып. 85.
88. Г в и н В. Я. Применение карт длины долин одного порядка для прогнозирования тектонических структур в северных районах Волго-Уральской нефтеноносной области. — Докл. АН СССР, т. 160, 1965, № 3.
89. Г е л ь м е р с е н Г. П. О геогностическом составе части Европейской России, ограниченной с востока озерами Ильменем и Селигером, а с запада Чудским озером. — Горн. журн., 1941, ч. 2, кн. 5.
90. Г е о л о г и ч е с к и й словарь. Т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1955.
91. Г е о л о г и ч е с к о е строение и нефтеноносность Прибалтики. М., «Недра», 1970. Авт.: А. А. Григорьев, П. П. Лапинскас, К. А. Сакалаускас и др.
92. Г е о л о г и ч е с к о е строение фундамента Русской плиты. Л., «Недра», 1967. Авт.: В. Н. Зандер, Ю. И. Томашюнас, А. Н. Берковский и др.
93. Г е о л о г и я СССР. Т. 1. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Геологическое описание. М., «Недра», 1971.
94. Г е о л о г и я четвертичных отложений Севера-Запада европейской части СССР. Под ред. Н. И. Апухтина, И. И. Краснова. Л., «Недра», 1967.
95. Г е о м о р ф о л о г и ч е с к а я карта СССР м-ба 1 : 4 000 000. Под ред. Б. А. Федоровича, И. П. Заруцкой, 1960 (ГУГК).
96. Г е о м о р ф о л о г и я и четвертичные отложения Севера-Запада европейской части СССР (Ленинградская, Псковская и Новгородская области). (К VIII конгр. ИНКВА, Франция, 1969 г.). Отв. ред. Д. Б. Малаховский, К. К. Марков. Л., «Наука», 1969.
97. Г е о х р о н о л о г и ч е с к о е и ритмостратиграфическое расчленение плейстоцена Севера-Запада Русской равнины. — В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Матер. к симпозиуму (Ленинград, ноябрь 16—20, 1970). Л., 1970. Авт.: М. Е. Вигдорчик, В. Г. Аусландер, П. М. Долуханов и др. (Геогр. о-во СССР).
98. Г е р а с и м о в И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. — Пробл. физ. географии, 1946, т. 12.
99. Г е р а с и м о в И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959.

100. Герасимов И. П. Геоморфологическое выражение неотектоники. — В кн.: Новейш. движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. (К VIII конгрессу ИНКВА, Париж, 1969 г.). М., «Наука», 1969.
101. Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1939.
102. Герасимов И. П., Марков К. К. Совещание по геологии и инженерной геологии Прибалтики и Белоруссии (Минск — Таллин, 1953). — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1953, № 5.
103. Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Геоморфологический этап в развитии Земли. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1964, № 6.
104. Геренчук К. И. Солифлюкция как фактор образования покровных суглинков на морене. — Учен. зап. МГУ, География, 1939, вып. 25.
105. Геренчук К. И. Опыт тектонической интерпретации общего орографического плана Русской равнины. — Учен. зап. Черновицк. ун-та, т. 8, сер. геол.-геогр. наук, 1950, вып. 2.
106. Геренчук К. И. О тектонической обусловленности орогидрографии Русской равнины. — В кн.: Памяти акад. Л. С. Берга. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1955.
107. Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. — Зап. Геогр. о-ва СССР, т. 20, и. сер. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1960.
108. Головин И. В. Использование геофизических данных для изучения геологического строения кристаллического фундамента Северо-Запада Русской платформы. — В кн.: Поиски малоамплитудных структур на Северо-Западе Русской платформы. Л., «Недра», 1966. (Вопр. разведочн. геофизики, вып. 5).
109. Гольдфельд И. А. Некоторые количественные методы выявления аномалий при структурно-геоморфологическом анализе (на примере северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины). — В кн.: Физична география та геоморфология, вып. 7. Киев, Изд-во Киевск. ун-та, 1972.
110. Грабаций Г. В. Геоморфологическая характеристика областей конечноледниковых отложений бассейна рек Шелони и Великой. — Учен. зап. Ленингр. пед. ин-та, 1948, т. 73.
111. Горелов С. К. Поверхности выравнивания Волго-Уральской области и Северного Предкавказья как показатели новейшего тектонического формирования платформенных структур. — В кн.: Пробл. поверхностей выравнивания. М., «Наука», 1964.
112. Горяннова И. Н., Медведева Н. К., Мяло Е. Г. Результаты работ по изучению отражения новейших тектонических движений в растительном покрове Прикаспийской низменности. — В кн.: Геоморфологические методы при нефтегазописковых работах. М., «Недра», 1966.
113. Грачев А. Ф. Последниковые движения земной коры и проблема изостазии. — В кн.: VI совещ. по пробл. планетологии. Тезисы докл., вып. 1. Л., 1968.
114. Грачев А. Ф., Долуханов П. М. Последниковое поднятие земной коры в Канаде и в Фенноскандии по данным радиоуглеродных датировок. — «Baltica», 1970, v. 4.
115. Гридин В. И., Гирилович Л. С., Логойко А. Т. Особенности картирования четвертичных отложений в условиях БССР на базе всестороннего применения материалов аэросъемки. — В кн.: Вопр. геологии антропогена. Минск, «Наука и техника», 1968.
116. Гридин В. И., Кобец Н. В. Краевые ледниковые образования запада Русской равнины (материалы дешифрирования аэроснимков). — В кн.: Краев. образования материик. оледенения. Вильнюс, «Минтис», 1965.
117. Гринберг Э. Ф. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Рига, Изд-во АН СССР, 1957.
118. Гринберг Э. Ф., Ульст В. Г. Основные этапы развития устьевой области р. Даугава в поздне- и послеледниковое время. — Тр. Ин-та геологии и полезн. ископаемых АН ЛатвССР, 1953, вып. 3.
119. Гуделис В. К. К вопросу о неотектонической активности Литовского побережья Балтийского моря. — Тр. АН ЛитССР, 1955, вып. 3.
120. Гуделис В. К. Определение характера движений земной коры по эпейреническим спектрам древнебереговых линий (клинометрический анализ). — Тр. АН ЛитССР, сер. Б, 1957, т. 1.
121. Гуделис В. К. О реакции земной коры на процессы гляциации и дегляциации. — В кн.: Неотектонические движения в Прибалтике. Тарту, Изд-во АН ЭССР, 1960.
122. Гуделис В. К. Неотектонические движения на территории Восточной Прибалтики в четвертичном периоде. — В кн.: Сб. ст. для Междунар. геол. конгресса. Вильнюс, 1960.
123. Гуделис В. К. Неотектонические движения на территории Прибалтики в четвертичном (антропогеновом) периоде. — В кн.: Матер. Всесоюз. совещ. по изучен. четвертичн. периода. Т. 2. Четвертичн. отложения европ. части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.

124. Гуделис В. К. Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы. — В кн.: Четвертичн. период Средн. и Вост. Европы. Варшава, 1961.
125. Гуделис В. К. Общие черты развития берегов восточной Прибалтики в поздне- и послеледниковое время. — Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, 1961, т. 8.
126. Гуделис В. К. К вопросу о терминологии и классификации краевых ледниковых образований материкового оледенения. — Тр. Комис. по изучен. четвертичн. периода, 1963, т. 21.
127. Гуделис В. К. О возможностях определения основных показателей новейших тектонических движений в условиях Прибалтики. — В кн.: Современ. и новейш. движения земн. коры в Прибалтике (матер. III межресп. совещ. по вопр. неотектоническ. движений Прибалтики). К II междунар. симпозиуму по изучен. современ. движений земн. коры, Хельсинки, 1965. Вильнюс, 1964.
128. Гуделис В. К. Валдайские древнеледниковые образования Балтийского моря на территории Советской Прибалтики и Ленинградской области. — В кн.: Последн. ледник. покровов на Северо-Западе европ. части СССР. М., «Наука», 1969.
129. Гуделис В. К. Итоги изучения неотектонических движений на территории южной части Советской Прибалтики. — В кн.: Новейш. движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969.
130. Даниланис И. Я. Некоторые особенности дегляциации и ледникового морфогенеза на территории Латвии. — В кн.: Краев. образования материков. оледенения. Вильнюс, «Минтис», 1965.
131. Даниланис И. Я. О влиянии субчетвертичной поверхности на процессы дегляциации и ледникового морфогенеза. — В кн.: Тезисы докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изучен. краев. образований материк. оледенения. Смоленск, «Моск. рабочий», 1968.
132. Даниловский И. В. Геологическое строение бассейна реки Ловати в пределах 27-го листа 10-верстной геологической карты. — Тр. гл. геол. упр. ВСНХ СССР, 1934, вып. 125.
133. Даниловский И. В. Геологическое строение западной части бассейна озера Ильменя и правобережья реки Шелони. — Тр. Всесоюз. геол. развед. объединения НКПГ СССР, 1932, вып. 264.
134. Даниловский И. В. Основные черты морфологии, происхождения и возраста речных террас Северо-Западной области. — Тр. Конф. МАИЧПЕ, 1932, вып. 1.
135. Дварецкас В. В. Аллювио-фацальный и спорово-пыльцевой анализ стариц первых надпойменных террас рек Литвы. — В кн.: Палинологич. исслед. в Прибалтике. Рига, «Зиннатне», 1971.
136. Дешифрование четвертичных отложений Русской равнины. М. — Л., «Наука», 1966.
137. Джиноридзе О. Н., Клейменова Г. И., Серганов В. И. Новые данные по истории древней Вентспилсской лагуны. — В кн.: История озер Северо-Запада. Матер. I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР (Ленинград, 17—20 ноября 1965 г.). К Междунар. симпозиуму по истории озер (Венгрия, 1967 г.). Л., 1967. (Геогр. о-во СССР).
138. Дикенштейн Г. Х. Тектоника и нефтегазоносность западной части Русской платформы. — В кн.: Вопр. поисков, разведки и добычи нефти и газа на территории УССР. М., Гостоптехиздат, 1959.
139. Дмитриев В. Д., Можаев Б. Н., Рукояткин А. А. Выявление голоценовых тектонических движений в Приневско-Приильменской низине по деформациям озерно-ледниковых террас. — В кн.: Современ. движения земн. коры, № 2. Тарту, Изд-во АН ЭССР, 1965.
140. Дмитриев В. Д., Можаев Б. Н., Рукояткин А. А. Террасы приледниковых водоемов в Ленинградской и Новгородской областях. — В кн.: Матер. к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л., 1965. (Геогр. о-во СССР).
141. Додонов А. Е. Дислокации кайнозойских отложений и их связь с неотектоникой на территории Калининградского полуострова. — Вестн. МГУ, сер. геол., 1971, № 6.
142. Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-урититах горы Юкспор Хибинского массива. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1962.
143. Евтеев С. А., Лазуков Г. И. Роль гляциоизостазии в движениях земной коры областей современного и древнего оледенений. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1964, № 2.
144. Евтеев С. А., Лазуков Г. И. Гляциоизостазия и движения земной коры. — В кн.: Тектоническ. движения и новейш. структуры земн. коры. М., «Недра», 1967.
145. Егоров С. Ф. О происхождении и рельфе Валдайской возвышенности. — Тр. Геогр. отд-ния Комис. естеств. природн. сил АН СССР, 1930, вып. 2.
146. Ермилов Я. Рельеф Валдайской возвышенности в доледниковое время. — «Пробл. физ. географии», 1938, вып. 5.
147. Желни Г. А. Изучение вертикальных движений земной коры в Эстонской ССР методом повторных нивелировок. — В кн.: Матер. совещ. по вопр. неотектонических движений в Прибалтике. Тарту, 1960.

148. Желлин Г. А. Применение метода повторных нивелировок для изучения вертикальных движений земной коры на территории Эстонской ССР. — «Современ. движения земн. коры», 1963, № 1.
149. Желлин Г. А. Результаты трехкратного нивелирования трассы Лелле — Пярну в Эстонской ССР. Там же.
150. Желлин Г. А. Точность и возможности метода повторного нивелирования. — В кн.: Современ. и новейш. движения земн. коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964.
151. Желлин Г. А. О колебательном характере современных движений земной коры в Эстонской ССР. — «Современ. движения земн. коры», 1965, № 2.
152. Желлин Г. А., Валлер Л. А. Результаты трехкратного нивелирования некоторых трасс высотной сети ЭССР. — «Современ. движения земн. коры», 1968, № 3.
153. Желлин Г. А., Ковалевский М. И., Лесис И. П. Развитие работ по изучению современных движений Прибалтики. — В кн.: Пробл. современ. движений земн. коры. Третий Междунар. симпозиум. Ленинград, 1968 г. М., 1969.
154. Желубовская К. В., Ладышкина Т. Е. К познанию позднеледниковой истории Балтики на основе диатомовых и палинологических исследований разреза Лахтинской котловины. — Докл. АН СССР, т. 146, 1962, № 6.
155. Желубовская К. В., Ладышкина Т. Е. К вопросу о последледниковой истории Балтики на основе диатомовых и палинологических исследований Лахтинской котловины. — Докл. АН СССР, т. 151, 1963, № 3.
156. Закашанский М. С. О нефтепоисковых работах в Калининградской области. — «Геология нефти и газа», 1963, № 2.
157. Заандер В. Н., Саломон А. П. Тектоника. — В кн.: Геология СССР. Т. 1. Ленингр., Псковск. и Новгородск. обл. Геол. описание. М., «Недра», 1971.
158. Заррина Е. П. Карта поясов краевых ледниковых образований и приледниковых бассейнов Северо-Запада европейской части СССР. — В кн.: Верхн. плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., «Наука», 1966.
159. Заррина Е. П. Геохронология и палеогеография позднего плейстоцена на Северо-Западе Русской равнины. — В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Материалы к симпозиуму. (Ленинград, ноябрь 16—20, 1970). Л., 1970.
160. Заррина Е. П., Краснов И. И. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на Северо-Западе европейской части СССР и прилегающих зарубежных территорий. — В кн.: Краев. образования материк. оледенения. Вильнюс, «Минтис», 1965.
161. Знаменская О. М. Геоморфологические районы и типы рельефа окрестностей г. Ленинграда (со схемой м-ба 1 : 600 000). — Вестн. ЛГУ, 1956, № 24.
162. Знаменская О. М., Анинова Е. Н. Новые данные по истории западного побережья Ладожского озера. — В кн.: История озер Северо-Запада. Матер. I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР (Ленинград, 17—20 ноября 1965 г.). К междунар. симпозиуму по истории озер (Венгрия, 1937 г.). Л., 1967. (Геогр. о-во СССР).
163. Знаменская О. М., Соколова В. Б., Хомутова В. И. Сравнительный анализ палеогеографических условий развития южных и западных берегов Ладожского озера. — В кн.: История озер. Тр. Всесоюз. симпозиума по основн. пробл. пресноводных озер (25—29 мая 1970 г.), т. 2. Вильнюс, 1970.
164. Игнатович В. И. К вопросу о древних погребенных долинах в окрестностях г. Каунаса. — В кн.: Матер. 4-й конф. геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск, «Наука и техника», 1966.
165. Ильин Е. А. Осадконакопление периода деградации оледенения в Белоруссии. — В кн.: Генезис и классификация осадочн. пород, М., «Наука», 1968.
166. Индаис А. П. Морфология и возраст мелких структур района курорта Кемер. — Изв. АН ЛатвССР, 1959, № 8.
167. Индаис А. П. О некоторых вопросах развития древних местных структур Латвии в новейшее время. — В кн.: Неотектоника СССР. К VI конгр. Междунар. ассоц. по изучен. четвертичн. периода (INQUA). Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1961.
168. Индаис А. П. Тектоническая структура Латвии и ее развитие в палеозое. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1962.
169. Индаис А. П., Ковалевский М. И., Спрингис Е. Н. Неотектонические движения на примере Латвийской ССР. — В кн.: Матер. совещ. по вопр. неотектоническ. движений в Прибалтике. Тарту, Изд-во АН ЭССР, 1960.
170. Индриксон З. К., Ковалевский М. И. О результатах изучения современных движений земной коры на территории Латвийской ССР. — «Современ. движения земн. коры», 1968, № 4.
171. Исаченков В. А. О дочетвертичных поверхностях выравнивания в бассейне Верхнего Днепра. — В кн.: Пробл. поверхностей выравнивания. М., «Наука», 1964.
172. Исаченков В. А. О некоторых особенностях новейших и молодых тектонических движений Северо-Запада Русской равнины. — «Современ. движения земн. коры», 1965, № 2.
173. Исаченков В. А. Некоторые особенности развития котловины Псково-Чудского водоема. — В кн.: Матер. II симпозиума по истории озер Северо-За-

- пада СССР (23—28 мая 1967 г.). Минск, 1967. (Белорус. ун-т, Белорус. фил. Геогр. о-ва СССР).
174. Исаченков В. А. О девонской куэсте на территории Псковской области. — Учен. зап. Псковск. пед. ин-та, 1969, вып. 22.
 175. Исаченков В. А. Новые данные о куэстовом рельефе Северо-Запада Русской равнины. — Вестн. МГУ. География, 1970, № 1.
 176. Исаченков В. А. О приледниковых водоемах Псковской низины. — В кн.: История озер. Тр. Всесоюзн. симпозиума по основн. пробл. пресноводных озер (25—29 мая 1970 г.), т. 2. Вильнюс, «Пяргале», 1970.
 177. Кабайлене М. В. Развитие косы Куршю-Нярия и залива Куршю-Марес. — Тр. Ин-та геологии (Вильнюс), 1967, вып. 5.
 178. Каденский А. А. Геологические экскурсии в окрестностях Ленинграда. Учеб. пособие по полевой геол. практике. Л., 1963. (Ленингр. пед. ин-т им. Герцена).
 179. Каплан А. А., Хазанович К. К. К вопросу об истории тектонического развития Локновского поднятия. — В кн.: Вопр. регион. геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969.
 180. Карайдеева М. В. К вопросу о закономерности рельефа на примере Русской равнины. — Уч. зап. МГУ, 1956, вып. 182.
 181. Карайдеева М. В. Геоморфология европейской части СССР. М., изд-во МГУ, 1957.
 182. Карайдеева М. В. О закономерности геоморфологических ландшафтов Русской равнины. — В кн.: Матер. 2-го геоморфолог. совещ. М., 1959.
 183. Карпецкий В. Я. Новые данные о нефтесносности кембрия и ордовика Кулдигской площади Латвийской ССР. — «Геология нефти и газа», 1966, № 12.
 184. Кarta новейшей тектоники СССР. М-б 1 : 5 000 000. Госгеолтехиздат, 1959. (АН СССР, М-во геологии и охраны недр СССР, М-во высшего образования СССР).
 185. Кarta поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. М-б 1 : 5 000 000. Л., 1971.
 186. Каляк К. Ф. О краевых ледниковых образованиях Юго-Восточной Эстонии. — Тр. комисс. по изучен. четвертичн. периода, 1963, вып. 21.
 187. Каляк К. Ф. Особенности геологического строения краевых ледниковых образований в Эстонии. — В кн.: Краев. образования материк. оледенения. Вильнюс, «Минтис», 1965.
 188. Каляк К. Ф. Дегляциация и приледниковые озерные бассейны Эстонии. — В кн.: История озер Северо-Запада. Матер. I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР (Ленинград, 17—20 ноября 1965 г.). К Междунар. симпозиуму по истории озер (Венгрия, 1967 г.). Л., 1967. (Геогр. о-во СССР).
 189. Квасов Д. Д. Влияние оледенения на развитие гидрографической сети Русской равнины. — Тр. Лаб. озероведения АН СССР, 1963, т. 15.
 190. Квасов Д. Д., Баканова И. П., Давыдова Н. Н. Основные вопросы позднеледниковой истории восточной Балтики. Вильнюс, «Минтис», 1970.
 191. Квасов Д. Д., Краснов И. И. Основные вопросы истории приледниковых озер Северо-Запада. — В кн.: История озер Северо-Запада. Матер. I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. (Ленинград, 17—20 ноября 1965 г.). К Междунар. симпозиуму по истории озер (Венгрия, 1967 г.). Л., 1967. (Геогр. о-во СССР).
 192. Квасов Д. Д., Назаренко В. А. О датировке максимума Ладожской трансгрессии. — В кн.: История озер. Тр. Всесоюз. симпозиума по основн. пробл. пресноводных озер (25—29 мая 1970 г.), т. 2. Вильнюс, 1970.
 193. Квасов Д. Д., Раукас А. В. О позднеледниковой истории Финского залива. — Изв. ВГО, т. 102, 1970, вып. 5.
 194. К вопросу о происхождении Вайвараских синих гор (Северо-Восточная Эстония). — Изв. АН ЭССР, т. 18. Химия, геология, 1969, № 4. Авт.: А. Майдел, Ю. Паап, А. Раукас, Э. Ряхни.
 195. Кессел Х. Я. О геологии голоценовых береговых образований Балтийского моря на территории Эстонской ССР. — Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, 1960, т. 5.
 196. Кессел Х. Я. Древние береговые образования бассейна Балтийского моря в Эстонской ССР. — Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, 1961, т. 8.
 197. Кессел Х. Я. Возраст трансгрессий голоценовых бассейнов Балтики в Эстонии по палинологическим данным. — «Baltica», 1963, v. 1.
 198. Кессел Х. Я. Стратиграфическая схема Балтийского бассейна на территории Эстонии. — В кн.: Развитие морск. берегов в условиях колебательн. движений земн. коры. Таллин, «Валгус», 1966.
 199. Кессел Х. Я., Порк М. И. К биостратиграфии донных отложений Балтики в пределах Эстонии. — В кн.: Палинологическ. исследов. в Прибалтике. Рига, «Зинатне», 1971.
 200. Кессел Х. Я., Пуннинг Я. М. Об абсолютном возрасте голоценовых трансгрессий Балтики на территории Эстонии. — Изв. АН ЭССР, т. 18. Химия, геология, 1969, № 2.
 201. Кессел Х. Я., Пуннинг Я. М. О распространении и стратиграфии отложений Иольдиеового моря на территории Эстонии. Там же.
 202. Кессел Х. Я., Раукас А. В. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринового моря в Эстонии. Таллин, «Валгус», 1967.

203. Киречев В. Д. Строение поверхности кристаллического фундамента северо-западной части Русской платформы в свете новых геофизических данных. — «Сов. геология», 1963, № 12.
204. К методике тектонических исследований закрытых территорий. — «Геология нефти и газа», 1963, № 2. Авт.: И. Г. Гольбрайх, В. В. Забалев, Г. Р. Миркин, В. М. Шапошников.
205. Kovalevskiy M. I. O rельефе поверхности коренных пород Латвийской ССР. — Izv. AN LatvSSR, 1959, № 11.
206. Kovalevskiy M. I. Соотношение рельефа и тектонической структуры территории Латвийской ССР. — В кн.: Неотектоника СССР. К VI конгр. Междунар. ассоц. по изучен. четвертичн. периода (INQUA). Рига, Изд-во АН LatvSSR, 1961.
207. Kovalevskiy M. I., Ozolin N. K. Тектоническая структура западного блока Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Вопр. геологии средн. и верхн. палеозоя Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1967.
208. Коншин Г. И., Савватов А. С., Слободин В. Я. Межморенные морские отложения Западной Латвии и некоторые особенности их формирования. — Вопр. четвертичн. геологии, 1970, 5.
209. Котлуков В. А., Митгарц Б. Б. Структурно-тектонические особенности северной части Прибалтики в пределах листа О—35. (Опыт составления комплексных структурных карт м-ба 1 : 1 000 000) М., Гостехиздат, 1955.
210. Котлукова И. В., Буслович А. Л. Развитие озерных бассейнов в Мстинской впадине. — В кн.: История озер Северо-Запада, Л., 1967. (Геогр. о-во СССР).
211. Кофман В. С. Новые данные о тектонике Ильменской впадины. — В кн.: Матер. по геологии и полезн. ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 5. Л., «Недра», 1966.
212. Кошечкин Б. И. Некоторые черты проявления новейших тектонических движений в условиях Кольского полуострова. — В кн.: Геол. строение, развитие и рудоносность Кольск. п-ова. Апатиты, 1968.
- 212а. Краснов И. И. Региональная унифицированная корреляционная стратиграфическая схема четвертичных отложений европейской части СССР. — В кн.: Матер. по четвертичн. геологии и геоморфологии, вып. 6. М., «Недра», 1967.
213. Кудаба Ч. П. Гляциоморфологическое строение Даукской возвышенности. — В кн.: Краев. образования материк., оледенения. Вильнюс, «Минтис», 1965.
214. Кудаба Ч. П. Краевые ледниковые образования Балтийской гряды и диагностика динамики края ледника. — В кн.: Материк. оледенение и ледник. морфогенез. (К VIII конгр. ИНКВА, Франция, 1969 г.). Вильнюс, 1969.
215. Кудрявцев Н. А. О тектонике и возможной нефтеносности северо-западной части Русской платформы (Прибалтийской впадины). — В кн.: Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы. М.—Л., Гостехиздат, 1946.
216. Кузик Э. П. Современный рельеф докембрийского кристаллического фундамента Прибалтийской впадины. — Тр. Ин-та геологии (Вильнюс), 1970, вып. 8.
217. Кузнецов С. С., Селиванов Г. Д. Складчатость в нижнеордовикских слоях окрестностей Ленинграда и ее происхождение. — Вестн. ЛГУ, № 6. Геология, география, 1968, вып. 1.
218. К характеристике некоторых ледниковых форм рельефа валдайского оледенения на территории Северо-Запада Русской равнины. — В кн.: Матер. по геологии и полезн. ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 5. Л., «Недра», 1966. Авт.: М. Е. Вигдорчик, И. В. Котлукова, Д. Б. Малаховский, Э. Ю. Саммет.
219. Кярийяней Э. Поднятие суши в Фенноскандии и связанные с ним проблемы. — В кн.: Новейш. движения, вулканализм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969.
220. Лаздане А. Я. Геоморфологический обзор Центрально-Видземской возвышенности. — Уч. зап. Латв. ун-та, 1959, т. 27.
221. Лазуков Г. И. Колебания уровня Полярного Бассейна в четвертичном периоде. — «Океанология», т. 4, 1964, № 1.
222. Ламакин В. В. О динамической классификации речных отложений. — «Землеведение», 1950, т. 3 (43). (МОИП).
223. Ламакин В. В. Исследования в области Балтийско-Ладожского глинта летом 1900 г. — Izv. Геол. ком., 1901, т. 20, № 5.
224. Ландшафтный метод дешифрирования проявлений новейшей и современной тектоники для поисков погребенных нефтегазоносных структур. Л., «Недра», 1971. Авт.: В. П. Мирошниченко, Л. И. Березкина, Е. В. Леонтьева, Ю. С. Толчельников.
225. Лапин С. С. Четвертичные отложения района нижнего течения р. Тосны. — Уч. зап. ЛГУ, 1939, вып. 25.
226. Ласточкин А. Н. Распространение озер на территории севера Западной Сибири в связи с унаследованным развитием структур в новейший тектонический этап. — Izv. ВГО, т. 101, 1969, вып. 6.
227. Лесис И. П. Современные движения земной коры на территории Юго-Западной Прибалтики по данным точных и высокоточных нивелировок. — В кн.: Матер. совещ. по вопр. неотектоническ. движений в Прибалтике. Тарту, 1960.

228. Лесис И. П. Современные вертикальные движения земной коры на территории Юго-Восточной Прибалтики по данным высокоточных нивелировок. — «Соврем. движения земн. коры», 1963, № 4.
229. Лесис И. П. Развитие новых повторных нивелировок на территории Литовской ССР. — В кн.: Современ. и новейш. движения земн. коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964.
230. Лесис И. П. Обзор нивелировок I класса на территории Литвы. — «Современ. движения земн. коры», 1965, № 2.
231. Лесис И. П., Гуделис В. К. Вертикальные движения земной коры на территории Юго-Восточной Прибалтики по данным точных нивелировок. — В кн.: Неотектоника СССР. К VI конгр. Междунар. ассоц. по изучен. четвертичн. периода (INQUA). Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1961.
232. Либлик Т. О древних береговых образованиях на западном побережье Чудского озера. — Учен. зап. Тартуск. ун-та, 1969, вып. 237.
233. Лиепиньш П. П. К вопросу о палеогеографии и тектонике западной части Главного девонского поля. — Изв. АН ЛатвССР, 1950, 5 (34).
234. Лийвранд Э. Д. Палинологическая характеристика послемикулинских интерстадиальных отложений разреза Отсия (Юго-Восточная Эстония). — В кн.: Палинологич. исследов. в Прибалтике. Рига, «Зиннатне», 1971.
235. Личков Б. Л. Об эпигенетических движениях на Русской равнине. — Тр. Геоморфологическ. ин-та АН СССР, 1934, т. 10.
236. Логачев А. А. Курс магниторазведки. Л., Гостоптехиздат, 1964.
237. Лунгерсгаузен Г. Ф. Некоторые итоги аэрогеологических исследований в Западной Сибири (очерк новейших тектонических движений). — «Сов. геология», 1955, сб. 45.
238. Лунев Б. С. Метод оценки современных движений земной коры по гравиметрии и тяжелым минералам. — Учен. зап. геол. ф-та Пермск. ун-та, т. 18. Геология, 1961, вып. 2.
239. Лунев Б. С. Методика выявления неотектонических движений по литологии аллювия. — Учен. зап. Пермск. ун-та, вып. 11, 1966, № 140.
240. Лунц А. Я. О строении и особенностях процесса формирования курземского комплекса анерозитов и гранитов рапакиви Западной Латвии. — В кн.: Воопр. регион. геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зиннатне», 1969.
241. Лыокене Э. Геоморфология северной части Сакалской возвышенности. — Учен. зап. Тартуск. ун-та, 1959, вып. 75.
242. Люкевич Е. М. Тектоника и перспективы нефтеносности палеозойских отложений Севера и Северо-Запада Русской платформы. — Автореф. науч. тр. ВНИГРИ, 1952, вып. 8.
243. Люкевич Е. М., Пейсик М. И. О последевонских тектонических движениях в области Латвийского прогиба. — Докл. АН СССР, т. 88, 1953, № 5.
244. Люкевич Е. М., Пейсик М. И. Северо-Запад Русской платформы. — В кн.: Очерки по геологии СССР, т. 2 (Тр. ВНИГРИ, 1957, вып. 101).
245. Маазик В. Я. О возможности применения гравиметрического метода для выяснения вертикальных движений земной коры и их обуславливающих причин. — В кн.: Матер. совещ. по вопр. неотектоническ. движений в Прибалтике. Таллин, 24—26 марта 1960 г. Тарту, 1960.
246. Маазик В. Я. О связи современных вертикальных движений земной поверхности территории Эстонской ССР с геофизическими полями и фигурами геоида. — В кн.: Современ. и новейш. движения земн. коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964.
247. Маазик В. Я. Зависимость между современными движениями и геофизическими полями на территории Эстонской ССР. — «Современ. движения земн. коры», 1965, № 2.
248. Малаховский Д. Б. Развитие рельефа северной части Валдайской возвышенности. — В кн.: Палеогеография четвертичн. периода СССР (К VI конгр. ИНКВА в Польше). М., Изд-во МГУ, 1961.
249. Малаховский Д. Б. К вопросу об истории развития рельефа райдца оз. Ильмень. — В кн.: Матер. по геологии и полезн. ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 5. Л., «Недра», 1966.
250. Малаховский Д. Б. История развития озерных бассейнов в районе верхнего течения рек Ловати и Кунви. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967. (Геогр. о-во СССР).
251. Малаховский Д. Б., Буслович А. Л. Новые данные о происхождении гдовских дислокаций. — В кн.: Матер. по геологии и полезн. ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 5. Л., «Недра», 1966.
252. Малаховский Д. Б., Вигдорчик М. Е. О некоторых формах ледникового аккумулятивного рельефа Валдайской возвышенности. — В кн.: Решение раб. совещ. по изучен. краев. образований покровн. оледенения. Таллин, Изд-во АН ЭССР, 1961.
253. Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. — Тр. Гл. геол. развед. упр. ВСНХ СССР, 1931, вып. 117.

254. Марков К. К. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне- и послеледниковой истории Балтики. — Тр. комиссии по изучению четвертичного периода, 1934, т. 4.
255. Марков К. К. Последниковая история юго-восточного побережья Ладожского озера. — Вопр. географии, 1949, вып. 12.
256. Марков К. К. Гляциоизостатические движения земной коры. — В кн.: Неотектонические движения в Прибалтике. Тарту, Изд-во АН ЭССР, 1960.
257. Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период (ледниковый период — антропогеновый период). Т. 2. М., Изд-во МГУ, 1965.
258. Марков К. К., Порецкий В. С., Шлямина Е. В. О колебаниях уровней Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время. — Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода, т. 4, 1934, вып. 1.
259. Матцкова В. А. Уточненная карта скорости современных вертикальных движений земной коры на западе европейской части СССР и некоторые соображения о периоде этих движений. — «Современные движения земн. коры», 1963, № 1.
260. Мелихов В. А. Дешифрирование плоскостного эрозионного смыва в целях выявления новейших движений и локальных структур, перспективных на нефть и газ. — Реч. сб. Сер. Общая и регион. геология, геол. картирование, 1971, № 5. (ВИЭМС).
261. Менакер Б. З. О генезисе Прибалтийского глинта. — Изв. ВГО, т. 72, 1940, вып. 2.
262. Мещеряков Ю. А. Современные тектонические движения Балтийского и Канадского щитов. — «Природа», 1950, № 2.
263. Мещеряков Ю. А. О морфологической структуре Северо-Запада Русской равнины. — Изв. АН СССР, сер. геогр., т. 14, 1950, № 5.
264. Мещеряков Ю. А. Об основных закономерностях строения и развития крупных форм рельефа Русской равнины. — Докл. АН СССР, т. 79, 1951, № 1.
265. Мещеряков Ю. А. Об отражении в рельефе Русской равнины антиклинальных структур типа валов и куполов. — Докл. АН СССР, т. 79, 1951, № 2.
266. Мещеряков Ю. А. О полигенетических поверхностях выравнивания (на примере Юго-Востока Русской равнины). — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1959, № 1.
267. Мещеряков Ю. А. Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.
268. Мещеряков Ю. А. Полигенетические поверхности выравнивания. — В кн.: Пробл. поверхностей выравнивания. М., «Наука», 1964.
269. Мещеряков Ю. А. Современные тектонические движения и задачи их изучения в Прибалтике. — В кн.: Современ. и новейш. движения земн. коры в Прибалтике. Матер. III межреспубл. совещ. по вопр. неотектонических движений Прибалтики. К II междунар. симпозиуму по изучению современных движений земн. коры, Хельсинки, 1965 г. Вильнюс, 1964.
270. Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.
271. Мещеряков Ю. А., Нейштадт М. И. Новые данные о неоледниковом поднятии Балтийского щита. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1957, № 2.
272. Мещеряков Ю. А., Федорова Р. В. О возрасте и происхождении террас Западной Двины. — В кн.: Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961.
273. Мещеряков Ю. Е., Филькин В. А. Оценка геоморфологических признаков в баллах как метод количественной характеристики современных тектонических движений. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1965, № 1.
274. Мещеряков Ю. А., Шукевич М. М. История формирования долины р. Мсты и некоторые особенности неотектоники Северо-Запада Русской равнины. — Тр. Ин-та геогр., т. 65. Матер. по геомагнетизму и палеогеогр. СССР, 1955, вып. 14.
275. Майдел А. М. О закономерностях развития голоценовых долин Северной Эстонии. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1961, т. 7.
276. Майдел А. М. О связи между современными движениями земной коры и эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек Эстонии. — Изв. АН ЭССР, сер. физ.-мат. и техн. наук, т. 15, 1966, № 1.
277. Майдел А. М. Новые данные о связи между направлениями долин и тектонической трещиноватостью в Северной Эстонии. — Изв. АН ЭССР, т. 20. Химия. Геология, 1971, № 2.
278. Микалаускас А., Микутене Л. К вопросу существования лимногляциальных бассейнов на Средне-Литовской моренной равнине. — В кн.: История озер. Тр. Всесоюз. симпозиума по основным пробл. пресноводных озер (25—29 мая 1970 г.), т. 2. Вильнюс, «Пяргале», 1970.
279. Мирошинченко В. П. Аэрогеосъемка. М. — Л., Госгеолиздат, 1946.
280. Мирошинченко В. П. Опыт применения и разработки аэрометодов для изучения новейших и современных тектонических движений в пределах предгорных равнин аккумулятивно-эолового типа. — Тр. Лаб. аэрометодов, 1954, т. 3.

281. Мирошинченко В. П., Можаев Б. Н. Анализ ландшафтов по аэрофотоснимкам. — В кн.: Матер. V съезда Геогр. о-ва СССР. Фиксирован. выступления. Доп. вып. Л., 1970. (Геогр. о-во СССР).
282. Мирошинченко В. П., Шульц С. С. Аэрометоды изучения новейшей тектоники. — В кн.: Неотектоника СССР. Рига, 1961.
283. Мирчиник Г. Ф. Эпигенетические колебания европейской части СССР в течение четвертичного периода. — В кн.: Тр. II Междунар. конф. АИЧПЕ, вып. 12. М. — Л., 1933.
284. Мицас Л. Структура долины р. Нямунас на отрезке Меркине — Преной. — Науч. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН СССР, т. 10, Геология, география, вып. 2. Вильнюс, 1959.
285. Мицас Л. Основные фазы развития долин рек Юго-Восточной Литвы в позднеледниковое время. — Тр. Ин-та геол. СССР (Вильнюс), 1965, вып. 2.
286. Можаев Б. Н. К истории геологического развития западной части полуострова Тюб-Караган в кайнозойское время. — В кн.: Геология Закаспия, вып. 1. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1958.
287. Можаев Б. Н. О связи флювиогляциальных форм рельефа области Валдайского оледенения с рельефом ледникового ложа. — В кн.: Тезисы докл. и кратк. сообщ. 2-го междунар. совещ. по изучен. краев. образований материк. оледенения. Минск, 1964.
288. Можаев Б. Н. Анализ развития локальных поднятий в окрестностях Ленинграда. — В кн.: Поиски малоамплитудных структур на Северо-Западе Русской платформы. Л., «Недра», 1966. (Вопр. развед. геофизики, вып. 5).
289. Можаев Б. Н. Методы изучения новейшей тектоники и общий характер связи современного рельефа с погребенными структурами на Северо-Западе Русской платформы. Там же.
290. Можаев Б. Н. Особенности методики структурно-геоморфологических исследований в области валдайского оледенения. — В кн.: Геоморфологическ. методы при нефтегазопоиск. работах. Л., «Недра», 1966. (Тр. ВНИГНИ, вып. 54).
291. Можаев Б. Н. Погребенные поверхности выравнивания в области материкового оледенения на Северо-Западе европейской части СССР. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии (Тезисы регион. докл. палеогеоморфологич. совещ.). VI пленума геоморфологическ. комиссии ОНЗ АН СССР. Уфа, 1966.
292. Можаев Б. Н. Анализ развития отдельных структурных форм Северо-Запада Русской платформы в целях изучения новейшей тектоники. — В кн.: Тектоническ. движения и новейши. структуры земн. коры. Матер. совещ. по пробл. неотектоники. М., «Недра», 1967.
293. Можаев Б. Н. Геоморфологические аномалии и методы их выявления. — В кн.: Структурно-геоморфологическ. исследов. при нефтегазопоиск. работах. Л., 1969.
294. Можаев Б. Н. История новейшего тектонического развития Северо-Запада Русской равнины. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1969, № 2.
295. Можаев Б. Н. Геоморфологические аномалии, их выявление и интерпретация. — «Геоморфология», 1970, № 2.
296. Можаев Б. Н. Погребенные поверхности выравнивания и области материкового оледенения на Северо-Западе Русской равнины. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970.
297. Можаев Б. Н. Новейшая тектоника. — В кн.: Геология СССР. Т. 1. Ленингр., Псковск. и Новгородск. обл. Геол. описание. М., «Недра», 1971.
298. Можаев Б. Н. Применение аэрометодов при поисках структур, перспективных на нефть и газ, в закрытых районах. — В кн.: Применение аэрометодов при поисках структур, перспективн. на нефть и газ, сер. Регион. геология и методика геол. картирования, М., 1971. (ОНТИ ВИЭМС).
299. Можаев Б. Н. Выявление геоморфологических аномалий по материалам аэрофотосъемки как метод поиска локальных структур в закрытых районах (на примере Северо-Запада Русской платформы). — В кн.: Аэрофотосъемка — метод изучен. природн. среды. Л., «Наука», 1972.
300. Можаев Б. Н. К вопросу о природе линеаментов. — В кн.: Планетарн. трещиноватость. Л., Изд-во ЛГУ, 1972.
301. Можаев Б. Н. Особенности и этапы новейшей тектоники Восточной Прибалтики. — В кн.: Современ. движения земн. коры. Тезисы докл. VI Всесоюз. совещ. по современ. движениям земн. коры (16—19 мая 1972 г., Таллин). Таллин, 1972.
302. Можаев Б. Н., Иванова Л. Н. К методике совместного анализа современного рельефа и магнитного поля для изучения тектоники. — В кн.: Основн. пробл. геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского п-ова. К VIII конгр. ИНКВА (Франция, 1969 г.). Л., «Наука», 1969.
303. Можаев Б. Н., Иванова Л. Н. Анализ магнитного поля и рельефа при поисках локальных структур осадочного чехла на Северо-Западе Русской плиты. — В кн.: Геоморфология и геофизика. Л., «Наука», 1972.
304. Можаев Б. Н., Можаева В. Г. Ступенчатость рельефа в области валдайского оледенения. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1964, № 3.
305. Можаев Б. Н., Рукоятин А. А. Террасы приледниковых водотечений в Ленинградской и Новгородской областях. — В кн.: История озер Северо-Запада.

Матер. I симпозиума по истории озэр Северо-Запада СССР (Ленинград, 17—20 ноября 1965 г.). К междунар. симпозиуму по истории озэр (Венгрия, 1967 г.). Л., 1967. (Геогр. о-во СССР).

306. Можаева В. Г. Количественные показатели при геоморфологическом дешифрировании аэроснимков аридной зоны. — «Пробл. освоения пустынь», 1970, № 5.

307. Можаева В. Г. Геоморфологическое картирование методом составления профилей с подбором аэрофотографических эталонов. — В кн.: Аэрофотосъемка — метод изучения природной среды. Л., «Наука», 1972.

308. Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей. Л., «Недра», 1968. Авт.: И. Г. Гольбрайх, В. В. Забалуев, А. Н. Ласточкин и др.

309. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений европейской части СССР. — «Геоморфология», 1972, № 1. Авт.: Д. А. Лиценберг, Л. Е. Сетунская, Н. С. Благоволин и др.

310. Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. — Тр. по изучен. четвертичн. периода, 1949, т. 8.

311. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельфе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.

312. Николаев Н. И. Проблема природы тектонических движений. — Вестн. МГУ, сер. IV, геология, 1965, № 6.

313. Николаев Н. И. Поздний этап неотектонических движений Скандинавии, Карелии и Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, т. 167, 1966, № 6.

314. Николаев Н. И. Новейшие вертикальные движения Фенноскандии и динамика морских берегов. — В кн.: Развитие морск. берегов в условиях колебательн. движений земн. коры. Таллин, «Валгус», 1966.

315. Николаев Н. И. Неотектоника и сейсмичность Восточно-Европейской платформы. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1967, № 2.

316. Николаев Н. И. О новейшем этапе развития Фенноскандии, Кольского полуострова и Карелии. — Бюл. МОИП, отд. геол., т. 42, 1967, № 1.

317. Николаев Н. И. Карта новейшей тектоники Фенноскандии и некоторые проблемы изучения ее новейшей геологической истории. — В кн.: Новейш. движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969.

318. Николаев Н. И., Бабак В. И., Медяницев А. И. Вопросы неотектоники Балтийского щита и норвежских каледонид. — «Сов. геология», 1967, № 3.

319. Николаев Н. И., Медяницев А. И. Интенсивность ледниковой денудации и материковые оледенения. — Вестн. МГУ, сер. IV, Геология, 1966, № 2.

320. Николаев Н. И., Шульц С. С. Обзорная карта новейшей тектоники СССР и принципы ее составления. — В кн.: Неотектоника СССР. К IV конгр. междунар. ассоц. по изучен. четвертичн. периода (INQUA). Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1961.

321. О возрасте кристаллического основания Русской платформы. — Тр. ХХI сес. МГК. Докл. сов. геологов, пробл. З. М., Изд-во АН СССР, 1960. Авт.: А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов, К. Г. Кнопре и др.

322. О выявлении локальных поднятий по геоморфологическим показателям с помощью электронных цифровых машин. — Докл. АН СССР, сер. геол., т. 167, 1966, № 3. Авт.: В. П. Подканов, В. В. Полканова, Ю. М. Гусев и др.

323. Озол Л. П. Возможности использования латвийских нивелировок для определения вертикальных движений земной коры. — В кн.: Матер. совещ. по вопр. неотектоническ. движений в Прибалтике. Тарту, 1960.

324. Озол Л. П., Крупен Р. В. Изучение вертикальных движений земной коры в 1963—1964 гг. в районе Плявинской ГЭС. — «Современ. движения земн. коры», 1965, № 2.

325. Опыт применения комплексных геолого-геофизических исследований при поисках подземных газохранилищ в Ленинградской и Новгородской областях. — Информ. сообщ., сер. регион., развед. и промыслов. геофизика, 1968, № 24. Авт.: Т. Н. Войтылова, Л. Н. Иванова, Б. Н. Можаев, Ю. Ф. Соломкин. (ОНТИ ВИЭМС).

326. Орвiku К. К. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогеновом периоде. — Изв. АН ЭССР, т. 4, 1955, № 2.

327. Орвiku К. К. Неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. В кн.: Матер. совещ. по вопр. неотектоническ. движений в Прибалтике. Тарту, Изд-во АН ЭССР, 1960.

328. Орвiku К. К. Влияние поднятия земной коры на геолого-геоморфологическое развитие территории Эстонии в позднеледниковое время и в голоцене. — В кн.: Новейш. движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969.

329. Орвiku К. К., Орвiku К. О закономерностях строения и развития современного морского берега Эстонии. — Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, 1961, т. 8.

330. Орвiku К. К. (мл.) Этапы развития небольших прибрежных островов в условиях поднятия земной коры на Северо-Западе Эстонии. — В кн.: Развитие морск. берегов в условиях колебательн. движений земн. коры. Таллин, «Валгус», 1966.

331. Орвiku Л. Ф. Новые данные о геологии озера Выртсъярв. — Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, 1958, т. 3.

332. О роли тектоники в формировании котловин великих озер Северо-Запада Русской равнины. — В кн.: Матер. II симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР (23—28 мая 1967 г.). Минск, 1967. Авт.: М. Е. Выгорчик, Д. И. Гарбар, Л. Г. Кабаков и др. (Белорус. ун-т, Белорус. фил. Геогр. о-ва СССР).
333. Паасикиви Л. Б. Геологическое строение и история развития Ханьяд-Локновского и Мынинского поднятий. — В кн.: Поиски малоамплитудных структур на Северо-Западе Русской платформы. Л., 1966. (Вопр. развед. геофизики, вып. 6).
334. Паасикиви Л. Б., Закашанский М. С. Перспективы нефтегазоносности Прибалтики. — В кн.: Методы геол. съемки, поисков, разведки и оценки месторождений. М., 1965. (ОНТИ ВИЭМС, «Охрана недр», № 1).
335. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст лужской стадии валдайского оледенения на Русской равнине. — Докл. АН СССР, т. 178, 1968, № 4. Авт.: Я. М. Пуннинг, А. В. Раукас, Л. Р. Серебряный, В. Я. Стelle.
336. Панасенко Г. Д. Наклономерные наблюдения на Кольском полуострове. М. — Л., «Наука», 1965.
337. Пейсик М. И. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Польско-Литовской синеклизы и соседних с ней площадей. — Тр. СГПК, 1960, вып. 1.
338. Пейсик М. И., Станкевич Л. И., Ярошевко В. Н. Состояние проблемы подземного хранения газа в Ленинградском промышленном районе. — В кн.: Разведка подземн. хранилищ газа в СССР. М., Геотехиздат, 1962. (Тр. СГПК, вып. 3).
339. Пенк В. Морфологический анализ. М., Географгиз, 1961.
- 339а. Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. — Бюл. МОИП, п. сер., 1949, вып. 12 (16).
340. Перспективы поисков рудных ископаемых в Белоруссии и Прибалтике. — «Сов. геология», 1970, № 6. Авт.: Л. В. Былино, В. Г. Макаров, И. П. Бородон и др.
341. Пиррус Р. О., Раукас А. В. О характере и времени освобождения территории Эстонии от ледников последнего оледенения. — Вопр. четвертичн. геологии, 1969, № 4.
342. Плиуна С. Ж., Яунпутинь А. И. К морфологии Мадонско-Трепского вала. — В кн.: Краев. образования материик. оледенения. Вильнюс, «Минтис», 1965.
343. Победоносцев С. В. Применение расчетного среднего годового уровня моря для определения современных вертикальных движений земной коры. — «Геодезия и картография», 1971, № 3.
344. Побул Э. А. О строении кристаллического фундамента Эстонии по данным геофизики. — Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, 1962, т. 10.
345. Побул Э. А., Полякова Н. В. О строении кристаллического фундамента южного склона Балтийского щита. — Тр. ВСЕГЕИ. Информ. сб. № 34, Геофизика, 1960, вып. 2.
346. Поливко И. А. Некоторые закономерности осадконакопления тартусского времени на территории Латвии. — В кн.: Вопр. геологии верхн. и средн. палеозоя Прибалтики. Рига, «Зиннатне», 1967.
347. Поливко И. А. Фации, мощности и условия залегания пород наровского горизонта в Латвии. Там же.
348. Полканова В. Б. О возможности проявления в современном рельефе центральной части Западно-Сибирской низменности молодых разрывных нарушений. — Тр. СНИИГТИМС, 1962, вып. 26.
349. Полонская Ю. Б., Файтельсон А. Ш. Основные черты тектоники области Рижского залива по геофизическим данным. — В кн.: Вопр. регион. геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зиннатне», 1969.
350. Последний европейский ледниковый покров (к VII конгр. ИНКВА, США, 1965 г.). М., «Наука», 1965.
351. Последний ледниковый покров на Северо-Западе европейской части СССР. М., «Наука», 1969.
352. Прибалтика — новая нефтеносная область СССР. — «Геология нефти и газа», 1970, № 1. Авт.: И. А. Голубков, Е. В. Ильина, Л. Б. Паасикиви, Н. М. Руковец.
353. Применение универсального стереофотограмметрического прибора 3-го класса точности (стереомикрометра Сантони) при изучении трещинной тектоники интрузивного массива. — В кн.: Фотограмметрическ. обработка и дешифрирование аэроснимков. Л., «Наука», 1967. Авт.: М. М. Набоков, В. И. Наркевич, Е. Е. Рожко, И. А. Черкасов.
354. Проблемы поверхностей выравнивания. М., «Наука», 1964.
355. Пуура В., Мардла А. Структурное расчленение осадочного чехла в Эстонии. — Изв. АН ЭССР, т. 21. Химия. Геология, 1972, № 1.
356. Пярна К. К. Геология Балтийского приледникового озера и больших местных приледниковых озер на территории Эстонии. — Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, 1960, т. 5.

357. Ражинская А. К. К вопросу о возможной связи между поверхностью квазигеоида и тектоническими движениями земной коры. — «Современ. движения земн. коры». М., Изд-во АН СССР, 1963, № 1.
358. Развитие структурного плана юго-западного обрамления впадины Онежского озера. — В кн.: История озер Северо-Запада. Матер. I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР (Ленинград, 17—20 ноября 1965 г.). К междунар. симпозиуму по истории озер (Венгрия, 1967 г.). Л., 1967. Авт.: М. Е. Вигдорчик, Д. Н. Гарбер, Л. Г. Кабаков и др. (Геогр. о-во СССР).
359. Рандярв Ю. Ю. Современные движения земной коры в Прибалтике. — Докл. АН СССР, т. 168, 1966, № 2.
360. Рандярв Ю. Ю. Характер и скорости современных движений земной коры в Прибалтике. — Современ. движения земн. коры, 1968, № 3.
361. Раукас А. В., Ряхни Э. Э. К вопросу об убывании материального льда на территории Эстонской ССР. — В кн.: Ежегодник о-ва естествоиспытателей. Таллин, 1966.
362. Раукас А. В., Ряхни Э. Э. Об озерно-ледниковых бассейнах на территории северной Прибалтики. — В кн.: История озер. Тр. Всесоюз. симпозиума по основн. пробл. пресноводн. озер (25—29 мая 1970 г.), т. 2, Вильнюс, «Пяргале», 1970.
363. Раукас А., Ряхни Э., Мийдел А. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. Таллин, «Валгус», 1971.
364. Рельеф дочетвертичных пород и мощность четвертичной толщи в Литовской ССР. — Тр. АН ЛитССР, сер. Б, 1967, т. 3 (50). Авт.: А. И. Гайгалас, С. К. Вайтекунас, А. Ю. Климанчукас, Г. Н. Пракапайте.
365. Рельеф Земли. (Морфоструктура и морфоскульптура). М., «Наука», 1967.
366. Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины. Под ред. К. К. Маркова. М., Изд-во АН СССР, 1961.
367. Решения междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембра и палеозоя Русской платформы, 1962 г. (с унифицированными стратиграфическими и корреляционными таблицами). Л., 1965. (ВСЕГЕИ).
368. Решение совещания по классификации платформенных структур (март, 1963). Л., 1963. (ВНИГРИ).
369. Рукожаткин А. А. Результаты исследования новейшей тектоники Восточного Приильменья. — В кн.: Поиски малоамплитудных структур на Северо-Западе Русской платформы. Л., «Недра», 1966. (Вопр. развед. геофизики, вып. 5).
370. Рукожаткин А. А. К вопросу о выявлении локальных структур по конфигурации речной сети с использованием материалов аэрофотосъемки (на примере Северо-Запада Русской платформы). — В кн.: Структурно-геоморфологич. исследов. при нефтегазопоисковых работах. Л., 1962. (ВНИГРИ).
371. Рукожаткин А. А. Коэффициент разветвленности речной сети — поисковый признак локальных структур. — В кн.: Применение аэрометодов при поисках структур, перспективн. на нефть и газ. М., 1971. (Сер. Региональн. геология и методика геол. картирования, ОНТИ ВИЭМС).
372. Рухина Е. В. О характере дочетвертичного рельефа Ленинградской области в Прибалтике. — Науч. бюл. ЛГУ, 1966, № 9.
373. Рухина Е. В. О предчетвертичных долинах северо-западной части Русской платформы и их геологическое значение. — Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей. Отд. геол. и минер., т. 19, 1957, вып. 2.
374. Рухина Е. В. Литология моренных отложений. Л., 1960. (ЛГУ).
375. Руховец Н. М. Особенности тектонического строения Польско-Литовской синеклизы и развитых в ней локальных структур по данным геофизических исследований и бурения (в связи с нефтеносностью). — Тр. Ин-та геологии (Вильнюс), 1970, вып. 8.
376. Ряста Х. Древнебереговые образования Балтийского моря в Эстонской ССР. — Науч. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, 1957, т. 4.
377. Ряхни Э. О краевых образованиях последнего оледенения на Пандинцевской возвышенности. — Тр. Ин-та геологии АН СССР, 1961, т. 7.
378. Савватов А. С., Стелле В. Я. Лихвинские межледниковые отложения на Центрально-Видземской возвышенности (разрез Клекери). — В кн.: Палинологич. исследов. в Прибалтике. Рига, «Зиннатне», 1971.
379. Сакалаускас К. А. Кристаллическое основание Юго-Западной Прибалтики. — Тр. АН ЛитССР, сер. Б, т. 2, 1963, № 3.
380. Соловьев И. Н. Некоторые особенности краевых образований валдайского ледника на территории Смоленской области и восточной Белоруссии. — В кн.: Краев. образования материк. оледенения. Вильнюс, «Минтис», 1965.
381. Саммет Э. Ю. Некоторые вопросы четвертичной геологии и геоморфологии западной части Ленинградской области. — В кн.: Палеогеография четвертичн. периода СССР (к IV конгр. ИНКВА в Польше). М., Изд-во МГУ, 1961.
382. Саммет Э. Ю. О связи стадиальных краевых образований валдайского оледенения с гидрографической сетью северо-запада Русской равнины. — Тр. комисс. по изучен. четвертичн. периода, 1963, вып. 21.

383. С аммет Э. Ю. Влияние литологии, структуры и рельефа дочетвертичных пород на формирование четвертичных отложений. — В кн.: Геология четвертичн. отложений Северо-Запада европ. части СССР. Под ред. Н. И. Апухтина, И. И. Краснова. Л., «Недра», 1967.
384. С аркисов Ю. М. Строение осадочного чехла Балтийской синеклизы и прилегающих структур Северо-Запада Русской плиты. — «Сов. геология», 1970, № 7.
385. Сваричевская З. А., Селиверстов Ю. И. Цикличность рельефообразования как один из критериев палеогеоморфологического анализа. — В кн.: Пробл. палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970.
386. С витальский Н. И. Залегание горных пород в районе гор. Павловска и нарушения в нем. — «Экскурсионное дело», 1921, № 1.
387. Серебряный Л. Р., Раукас А. В. Трансбалтийские корреляции краевых ледниковых образований позднего плейстоцена. — В кн.: Верхн. плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., «Наука», 1966.
388. Серебряный Л. Р., Раукас А. В., Пуниннг Я.-М. К. Фрагменты естественной истории Русской равнины в верхнем плейстоцене в свете радиоуглеродных датировок ископаемых органогенных материалов из Прибалтики. — «Baltica», 1970, v. 4.
389. Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1958.
390. Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины европейской части СССР. — Тр. ЦНИИГАиК, 1958, вып. 123.
391. Соколов В. Н. Геологический очерк архипелага Шпицберген. — В кн.: Матер. по геологии Шпицбергена. Л., Изд-во НИИГА, 1965.
392. Соколов Н. Н. Геоморфологический очерк района р. Волхова и оз. Ильменя (рельеф, наносы, история развития). — В кн.: Матер. по исслед. р. Волхова и его бассейна, вып. 7. Л., Изд-во АН СССР, 1926.
393. Соколов Н. Н. Некоторые данные о рельефе Валдайской возвышенности. — Тр. Почвен. ин-та им. Докучаева, т. 10, 1934, вып. 1.
394. Соколов Н. Н. Основные черты рельефа Валдайской возвышенности. — Тр. I Всесоюз. геогр. съезда, 1934, вып. 3.
395. Соколов Н. Н. Геологическое строение и история развития рельефа. — В кн.: Северо-Запад РСФСР. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1949.
396. Соколов Н. Н. Особенности рельефа Северо-Запада Русской равнины и их влияние на ландшафты. — В кн.: Памяти акад. Л. С. Берга. Л., Изд-во АН СССР, 1955.
397. Соколов Н. Н. О стадиальных краевых образованиях. — В кн.: Тезисы докл. на раб. совещ. по изучен. краев. образований покровн. оледенения. Таллин, Изд-во АН ЭССР, 1961.
398. Соколов Н. Н. Принципы геоморфологического разделения Русской равнины. — В кн.: Матер. Всесоюз. совещ. по изучен. четвертичн. периода. Т. 2. Четвертичн. отложения европ. части СССР. М., 1961.
399. Соломкин Н. Ф. Особенности строения кристаллического фундамента Восточного Приильменья по сейсмическим данным. — В кн.: Поиски малоамплитудных структур на Северо-Западе Русской платформы. Л., «Недра», 1966. (Вопр. развед. геофизики, вып. 5).
400. Спрингис Е. Н. О позднеплейстоценовых тектонических движениях на юго-восточном крыле Латвийского прогиба. — В кн.: Матер. совещ. по вопр. неотектонических движений в Прибалтике. Тарту, Изд-во АН ЭССР, 1960.
401. Спрингис Е. Н. О новейших движениях в Латвийском синклинальном прогибе. — В кн.: Неотектоника СССР. К VI конгр. Междунар. ассоц. по изучен. четвертичн. периода (INQUA). Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1961.
402. Спрингис Е. Н. Локальные структуры Центральной Прибалтики. — В кн.: Вопр. геологии средн. и верхн. палеозоя Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1967.
403. Стратиграфия докембрия Белоруссии и смежных районов по материалам абсолютного летосчисления. — «Сов. геология», 1964, № 3. Авт.: Э. К. Герлинг, А. М. Пац, И. М. Морозова и др.
404. Строение и морфогенез Средне-Литовской моренной равнины. Под ред. В. Гуделиса. А. Гайгаласа. Вильнюс, 1971.
405. Структурно-геоморфологические исследования при изучении нефтегазоносных бассейнов. Методика и опыт применения. Л., «Недра», 1967. (Тр. НИЛЗарубежгеологии, вып. 15).
406. Сувейзис П. И. Тектонические черты Польско-Литовской синеклизы и ее южного и восточного обрамления. — В кн.: Вопр. сравнительн. тектоники древн. платформ. М., «Наука», 1964.
407. Судомская возвышенность. Геолого-геоморфологический очерк. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1963. Авт.: С. С. Шульц, Б. Н. Можаев, В. Г. Можаева и др.
408. Тектоника докембрийского фундамента на Восточно-Европейской платформе по данным общей магнитной съемки. — Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 1937, № 2. Авт.: А. Д. Архангельский, Т. Н. Розе, В. В. Колюбакин и др.
409. Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы м-ба 1 : 2 500 000. М., «Наука», «Недра», 1964.

410. Типы предъяулийского (среднепротерозойского) погребенного рельефа Центральной Карелии и методы его выявления. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. (Тезисы региональных докл. палеогеоморфологической совещ. — VI пленума геоморфологической комиссии АН СССР). Уфа, 1966. Авт.: В. А. Соколов, Л. П. Галдбина, А. В. Рылеев, К. И. Хейсканен.
411. Тройец В. Я. Методика структурно-геоморфологических исследований аккумулятивных равнин при нефтегазоискательных работах. М., «Наука», 1967.
412. Углев Ю. В., Номоконова В. Ф. Применение методов фотографической фильтрации и их сочетаний при геологическом дешифрировании. — В кн.: Новые методы получения информации различного дистанционного приемниками и ее обработка для решения геол. задач. М., 1972. (Сер. Общ. и регион. геология, геол. картирование, № 6. ВИЭМС).
413. Ульст В. Г., Березина Л. Е., Абрамов Е. П. Геологическое строение дна в южной части Рижского залива по данным геоакустического зондирования. — «Baltica», 1963, v. 1.
414. Ульст В. Г., Майоре Я. Я. Стратиграфическое расчленение ледниковых отложений западной европейской части СССР по окатанности зерен роговой обманки. — Вопр. четвертичн. геологии, 1964, № 3.
- 414а. Усикова Т. В., Клейменова Г. И., Длиниоридзе Р. Н. Поздне- и послеледниковая история района Ленинграда. — «Baltica», 1963, v. 1.
415. Усикова Т. В., Малаховский Д. Б., Гарбард Д. И. Домикулинские озерные отложения северо-западного Приладожья. — В кн.: История озер. Тр. Всесоюз. симпозиума, вып. 2, Вильнюс, 1970.
416. Уттер Л. Р. Попытка геологической интерпретации схемы изобаз территории Эстонской ССР. — В кн.: Современ. и новейш. движения земн. коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964.
417. Ушаков С. А. Реакция земной коры на нагрузку материковых оледенений. — Докл. АН СССР, т. 133, 1960, № 1.
418. Ушаков С. А. Динамика коры и верхней мантии в областях материковых оледенений. — В кн.: Новейш. движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969.
419. Ушаков С. А., Лазарев Г. Е. Об изостатическом прогибании земной коры в Антарктиде под тяжестью ледовой нагрузки. — Докл. АН СССР, т. 129, 1959, № 4.
420. Файтельсон А. Ш. Использование результатов гравиразведки для выделения основных палеоструктурных элементов западных районов Советской Прибалтики. — «Развед. и промысл. геофизика», 1960, вып. 38.
421. Файтельсон А. Ш. Строение осадочного чехла Прибалтики и структурно-тектоническое значение гравитационных и магнитных аномалий. — Прикл. геофизика, 1962, вып. 35.
422. Файтельсон А. Ш., Мишина А. Д. Результаты и направление геофизических исследований в Прибалтике. — Тр. Ин-та геологии (Вильнюс), 1970, вып. 8.
423. Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов, Изд-во Саратовс. ун-та, 1960.
424. Фотиади З. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. — Тр. ВНИИГеофизики, 1958, вып. 4.
425. Фуллер М. Д. Отражение разломов широтного профиля в магнитных съемках некоторых районов США. — В кн.: Аэромагнитн. методы в геофизике. М., 1966.
426. Фурсов Н. Н. Строение кристаллического фундамента северной части Советской Прибалтики по данным аэромагнитной съемки. — «Сов. геология», 1962, № 4.
427. Хайн В. Е. Некоторые вопросы происхождения и классификации складок земной коры. — Бюл. МОИП, отд. геологии, т. 32, 1957, № 5.
428. Ханг Е., Лепасепп В. О геоморфологии Хааньской и Отепяской возвышенностей. — Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, 1961, т. 7.
429. Хейнсалу Ю., Сильдваэ Х. О связях между неотектоническими и современными дифференцированными движениями и зонами разломов в Северо-Восточной Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Химия, геология, 20, 1971, № 3.
430. Хортон Р. Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. Гидрофизический подход к количественной геоморфологии. М., ИЛ, 1948.
431. Чеботарева Н. С. Граница максимального распространения последнего ледникового покрова и некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена Северо-Запада европейской части СССР. — Тр. комиссии по изучению четвертичного периода, 1962, вып. 19.
432. Чеботарева Н. С. Некоторые вопросы палеогеографии валдайского оледенения на Северо-Западе Русской равнины. — В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоценов по данным радиоуглеродного метода. М., «Наука», 1965.
433. Чепулите В. А. Некоторые данные о дочетвертичном рельефе Литовской ССР. — Тр. АН ЛитССР, сер. Б, 1956, т. 2.

434. Чепулите В. А. Геоморфологическая карта Литовской ССР. — Научн. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, 1957, т. 4.
435. Чепулите В. А. Стадиальные полосы рельефа новочетвертичного одедения на территории Юго-Восточной Прибалтики. — Тр. комисс. по изучен. четвертичн. периода, 1963, вып. 21.
436. Чепулите В. А. Дочетвертичная поверхность и закономерности распределения стратиграфических горизонтов моренных суглинков Юго-Восточной Литвы. — В кн.: Тр. Ин-та геологии (Вильнюс), 1965, вып. 2.
437. Чепулите В. А. Распространение древнеозерных отложений плейстоцена на территории Юго-Восточной Литвы. — В кн.: История озер. Тр. Всесоюз. симпозиума по основн. пробл. пресноводн. озер (25—29 мая 1970 г.). Т. 2. Вильнюс, «Пяргале», 1970.
438. Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. — Матер. к познанию геол. строения СССР. (Бюл. МОИП, 1945, т. 2, № 6).
439. Шварц Т. В. Некоторые особенности развития локальных поднятий Западной Латвии. — В кн.: Вопр. регион. геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зипатне», 1969.
440. Шварц Т. В. Тектоническое строение платформенного чехла Западной Латвии. Там же.
441. Шик С. М. Доледниковая гидрографическая сеть юго-западного Подмосковья и ее развитие в плейстоцене. — В кн.: Тезисы докладов Всесоюз. межвед. совещ. по изучен. четвертичн. периода, 16—27 мая 1957 г. Рус. равнина. М., 1957.
442. Шляупа А. И. К вопросу о поверхностях выравнивания на территории Западной Литвы. — В кн.: Матер. 5-й конф. геологов Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, «Периодика», 1968.
443. Шляупа А. И. Поиски тектонических структур морфометрическим методом. — В кн.: Матер. науч. конф. молодых ученых геологов Литвы. Вильнюс, 1968.
444. Шляупа А. И. Структура доледниковой поверхности Западной Литвы. Там же.
445. Шляупа А. И. Неотектоника и перспективы нефтепоисковых работ в Западной Литве. — В кн.: Матер. II науч. конф. молодых ученых геологов Литвы. Вильнюс, 1969.
446. Шляупа А. И. Соотношение структуры кристаллического фундамента, подчетвертичного и современного рельефа приосевой части Балтийской синеклизы. — В кн.: Нефтепоисков. критерии Прибалтики и методы их изучения, Вильнюс, «Минтис», 1970.
447. Шульц С. С. К вопросу о генезисе и морфологии речных террас. — Тр. комисс. по изучен. четвертичн. периода, 1933, вып. 3.
448. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники Тянь-Шаня. — В кн.: Тезисы XVII сес. Междунар. геол. конгр., Л., 1937.
449. Шульц С. С. Опыт генетической классификации речных террас. — Изв. ВГО, т. 72, 1940, вып. 6.
450. Шульц С. С. Новейшая тектоника. Русская платформа. — В кн.: Геол. строение СССР: Т. 3, Тектоника, М., «Недра», 1958.
451. Шульц С. С. О связи рельефа и новейшей тектоники со структурой северо-западной и западной частей Русской платформы. — Тр. Лаб. аэрометодов АН СССР, 1958, т. 6.
452. Шульц С. С. Аэрогеологические методы изучения тектонической структуры. — В кн.: Методы изучен. тектоническ. структур, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961.
453. Шульц С. С. Об изучении планетарной трещиноватости. — В кн.: Междунар. геол. конгр., XXII сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. Деформации пород и тектоника. М., «Наука», 1964.
454. Шульц С. С. О разных масштабах планетарной трещиноватости. — «Геотектоника», 1966, № 2.
455. Шульц С. С. О современном, новейшем и древнем эпейрогенезе. — В кн.: Тектоническ. движения и новейш. структуры земн. коры. М., «Недра», 1967.
456. Шульц С. С. Некоторые вопросы планетарной трещиноватости и связанных с нею явлений. — Вестн. ЛГУ, 1969, № 6.
457. Шульц С. С. Об эпейрогенической складчатости и ее значении в развитии структуры и рельефа Земли. — «Геотектоника», 1970, № 4.
458. Эберхард Г. Я. О террасах долины реки Даугава на участке Кокнесес-Огре. — Уч. зап. аспирантов, т. 3. Сб. работ геогр. ф-та, вып. 2. Рига, «Звайгзне», 1965.
459. Эберхард Г. Я. Об озерно-ледниковом бассейне Восточно-Латвийской низменности. — В кн.: История озер Северо-Запада. Матер. I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. (Ленинград, 17—20 ноября 1965 г.). К Междунар. симпозиуму по истории озер (Венгрия, 1967), Л., 1967. (Геогр. о-во СССР).
460. Эберхард Г. Я. Морфология и генезис некоторых типов долин и долинообразных форм в бассейне р. Даугава. — Вопр. четвертичн. геологии, 1969, № 4.

461. Эберхард Г. Я. О некоторых особенностях морфологии, строения и развития рельефа Лубанской равнины в позднеледниковое время. Там же.
- 461а. Яковлев С. А. Наносы и рельеф гор. Ленинграда и его окрестностей. — Изв. Науч.-мелиорац. ин-та, 1926, вып. 8—13.
462. Яковлева С. В. Ловатьский ледниковый язык. — Тр. сов. секции Междунар. ассоц. по изучен. четвертичн. периода (INQUA), вып. 1. Л., 1937 (ОНТИ НКТП).
463. Яковлева С. В. Условия распространения молодых оледенений на примере ледниковых потоков Чудского и Ладожского озер. — В кн.: Верхн. плейстоцен. М., «Наука», 1966.
464. Яковлева С. В. К проблеме строения межлопастных возвышенностей в пределах распространения позднечетвертичных оледенений. — В кн.: Тезисы докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изучен. краев. образований материк. оледенения. Смоленск, «Моск. рабочий», 1968.
465. Якубовский О. В. Водное нивелирование и определение вертикальных движений земной коры. — В кн.: Современ. и новейш. движения земн. коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964.
466. Якубовский О. В. Характер и скорости современных вертикальных движений земной коры в районе Балтийского моря. — Докл. АН СССР, т. 163, 1965, № 3.
467. Янешевский М. Э. Река Поповка как ключ к изучению геологического строения окрестностей Петрограда. — «Экскурсионное дело», 1921, № 1.
468. Яннупутинь А. И. К вопросу об условиях отступания последнего ледникового покрова на северо-западной окраине Русской равнины. — Изв. ГГО, т. 66, 1934, вып. 3.
469. Яннупутинь А. И. К вопросу о происхождении холмистого рельефа Латвийской ССР. — Уч. зап. Латв. ун-та, т. 7. Геогр. науки, 1956, вып. 1.
470. Яннупутинь А. И. О геоморфологической карте Латвийской ССР. — Науч. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, 1957, т. 4.
471. Яннупутинь А. И. Опыт геоморфологического районирования Латвийской ССР и его значение для ландшафтного районирования. — Уч. зап. Латв. ун-та, т. 37, Геогр. науки, 1960, вып. 4, № 25.
472. A illio I. Die geographische Entwicklung des Ladoga-sees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedlung. — «Fennia», v. 38, 1915, № 3.
473. A rold I. Haanja — mägede maa. — «Eesti loodus», 1968, № 4.
474. B ikis I. Zemes garozas Kustibu ietekme precizas limetnosānas darbos Baltijas jūras piekraste. — Latv. univ. raksti, t. 2, 1940, № 6.
475. B jrykke H. De alluviale gullforekomster i indre Finnmark. — «Norges geol. undersk.», 1966, № 236.
476. B lom q uist E., R enquist H. Wasserstands beobachtungen an den Küsten Finnlands. — «Fennia», v. 37, 1914, № 1.
477. B uchart s (B uchart) S. Kvartärlie veidojumi Talsu novada. — Talsu novads. Riga, 1935.
478. D alinkevicius J. Zeituvos ir jos pakrasciu pagrindinis (podiluvinius) relijas (su Zemelapiu) Kosmos, t. 10, 1930, № 2, 6.
479. E ichwald E. Geognostische Uebersicht von Ehstland und Nachbar-Gegenden. — Neues Jb. Min., Geol., w. Petrefaktenkunde, Spb., 1840.
480. D e - G eer G. Ofversigt ofver sina Kvartär-geologiska iakttakelser under en nyligen afslutat resa till Finland och Russland. — Geol. Foren. Stockholm Forh., Bd. 15, 1893, № 7.
481. D e - G eer G. Ofversigt ofver sina Kvartär-geologiska iakttakelser under en nyligen afslutat resa till Finland och Russland. — Geol. Foren. Stockholm Forh., Bd. 15, 1893, № 7.
482. G innis L. D. Glacial crustal bending. — Bull. Geol. Soc. Amer., v. 79, 1968, № 6.
483. G iere W. Morphologie der estländischen Nordküste. — Reihe Geogr., 1932, № 6. Veröff. Geogr. Inst. Albertus-Univ. Königsberg. N. F.
484. G iere W. Die Entstehung der Ostsee. — Schrift. Albertus-Univ. Naturwissenschaftliche Reihe, 1938. Bd 1.
485. G ranö J. G. Eesti maastikulised üksused (Die landschaftlichen Einheiten Estlands). — «Loodus». Tartu, 1922.
486. H ause n H. Materialien zur Kenntniss der Pleistozänen Bildungen in den Baltischen Ostseeländern. — «Fennia», v. 34, 1913, № 2.
487. H ause n H. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den Russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernementen in der Quartärzeit. — «Fennia», v. 34, 1913, № 3.
488. H eck H. L. Zur Unterfläche des Quartärs in Mecklenburg. — Ber. geol. Ges. DDR Gesamtgebiet geol. Wiss., Bd. 8, 1963, № 5/6.
489. H elmersen G. Die regelmässige Zerklüftung der unteren silurischen Formation an der Küste Ehstlands und seine Zerstörung durch die Brandung. — Bull. phys.-math. Spb., t. 14, 1856, № 13, 14.
490. H elmersen G. Über das langsame Emporsteigen der Ufer des baltischen Meeres und über die Wirkung der Wellen und des Eises auf dieselben. — Bull. phys.-math. Spb., t. 14, 1856, № 13, 14.
491. H oldenbrand F. B. Introduction to numerical analysis. N. Y., Mc Graw Hill, 1956.

492. H u r t i g' T h. Die gotländische Klint. — Geogr. Rdsch., 1962, № 12.
493. H y y p p å E. Post-glacial changes of chor-line in south Finlande. — Bull. Comm. géol. Finlande, 1937, № 120.
494. H y y p p å E. The late-quaternary land uplift in the Baltic sphere and the relation diagram of the raised and tilted shore levels. — Ann. Acad. Sci. Fennical. Ser. A. III. Geologica-Geographica, 1966, № 90.
495. I g n a t a v i c i u s A. Lietuvos TSR pleistoceniniu dariniu sarangos klau simu. — Geogr. metraštis, t. 2 1959.
496. I ä r n e f o r s B. Larvarvs kronologien och isrecessionen i östra Mellansverige. — Sveriges geol. undersökning. Ser. C, 1963, № 594.
497. K ä ä r i ä i n e n E. Beiträge zur Landhebung in Finnland. — Veröff. finn. geod. Inst., 1949, № 36.
498. K ä ä r i ä i n e n E. On the recent uplift of the earth's crust in Finland. — «Fennia», v. 77, 1953, № 2.
499. K ä ä r i ä i n e n E. Land uplift in Finland computed with the aid of precise levellings. — Ann. Acad. Sci. Fennical. Ser. A. III. Geologica-Geographica, 1966, № 90.
500. K a j a k K. Kõrgustiku ja tema tuumiku vanus. — «Eesti loodus», 1968, № 4.
501. K i n g L. Scarps and tablelands. — Zs. Geomorphol., v. 12, 1968, № 1.
502. K r a u s E. Tertiär und Quartär des Ostbaltikum. — Ostbaltikum, T. 2. Berlin, 1928.
503. K r a u s E. Die Quartär-Unterfläche in Lettland. — Zs. Dtsch. geol. Ges. 1937, Bd. 89.
504. K v a l e A. Recent crustal movements in Norway. — Ann. Acad. Sci. Fennical. Ser. A. III. Geologica-Geographica, 1966, № 90.
505. L e i v i s k ä I. Drei eiszeitliche Randmorenen. — «Fennia», Bd. 74, 1951, № 1.
506. L e p a s e p p V. Maastikulise printsibii rakendamisest maafondi uurimisel EGS-i aastaraamat 1962. Tallinn, 1963.
507. L e w i n s k i I., S a m s o n o w i c z I. Uktaltowanie powerzchni. Sklad i struktura podlosa dyluvium wschodniej czeszi Nizu Polnocno-Europejskiego, № 31. Warszawa, 1918.
508. L o o k e n e E. Sakala kõrgustiku tekkeloost. — «Eesti loodus», 1967, № 4.
509. M a r t i n s s o n A. The Submarina morphologie of the Baltic Cambro-Silurian area. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1960, v. 38.
510. N i l s s o n E. Södra Sveriges senkvartära historia geokronologi, issjöar och landhöjning. — «Kgl. svenska vetenskapsakad. handl.», v. 12, 1968, № 1.
511. N i l s s o n E. On the late-quaternary history of soutern Sweden and the Baltic basin. — «Baltica», 1970, v. 4.
512. O k k e M. The relation between raised shores and present a land uplift in Finland during the past 8000 years. Ann. Acad. Sci. Fennical. Ser. A. III. Geologica-Geographica, 1967, № 93.
513. O r v i k u K. K. Viljandimaa aluspõhi ja pinnakate. Geologische Übersicht des Bezirks Viljandimaa. — Tartu ülikool Geol. Inst. Toimetused, 1935, № 47.
514. P a r t s A. Sakala Kõrgustiku vana rannamoodustised ja nende maastikuline tähenudus. — Loodusnurijate Seltsi Aruanded, 1932, № 39 (1, 2).
515. R a n z E., L e v e r k u s e n, S c h n e i d e r S. Der Äquidensitenfilm als Hilfsmittel bei der Photointerpretation. — Bildmessung und Luftbildwesen, 1970, № 2.
516. R a m s a y W. Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. — «Fennia», v. 16, 1898, № 1.
517. R a m s a y W. Carte bathymétrique du Golfe de Finlande et du lac Ladoga. — «Atlas de Finlande». Helsingf., 1911.
- 518 R a m s a y W. Über die Uferlinien im südlichen Finland. — «Fennia», v. 42, 1921, № 5.
519. R a m s a y W. Eigestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Newatal. — «Fennia», v. 50, 1928, № 5.
520. R a m s a y W. Changes of sea-level resulting from the increase and decrease of glaciation. — «Fennia», v. 52, 1930, № 5.
21. R e n q v i s t H. Landhöjningen och nivellment. — Tekniska Föreningens i Finland förhandlingar. Helsingf., 1914.
522. S a u r a m o M. Über die spätglazialen Niveauperverschiebungen in Nordkarelien, Finnland. — Bull. Comm. geol. Finlande, 1928, № 80.
523. S a u r a m o M. The mode of the land upheaval in Fennoscandia in late-quaternary time. — «Fennia», v. 66, 1939, № 2.
524. S a u r a m o M. Das dritte Scharnier der fennoscandischen Landhebung. — Soc. Sci. Fennie Årsbok-vuosikirja, 1949, № 28.
525. S a u r a m o M. Land-uplift with hingelines in Fennoscandia. Ann. Acad. Sci. Fennical. Ser. A. III. Geologica-Geographica, 1955, № 44.
526. S a u r a m o M. Die Geschichte der Ostsee. — Ann. Acad. Sci. Fennical. Ser. A. III. Geologica-geographica, 1958, № 51.
527. S c h m i d t F. Untersuchungen über die Silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Ösel.—Arc. f. d. Naturkunde Liv-, Ehsti- und Kurlands, Ser. I, 1858, Bd. 2.

528. Schmid t F. Untersuchungen über die Erscheinung der Glacialformation in Estland und auf Ösel. — Bull. Acad. Imp. Sci. Spb, 1865, t. 8.
529. Schmid t F. Einige Mitteilungen über die gegenwärtige Kenntnis der glacialen und postglazialen Bildungen im silurischen Gebiet von Estland, Ösel und Ingermanland. — Dtsch. geol. Ges., Bd. 36, 1884, № 2.
530. Schmid t F. Excursion durch Estland. — Guide excurs. VII Congr. Geol. Int. Spb., 1897.
531. Sederholm I. I. Weiter Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. — «Fennia», v. 34, 1913, № 4.
532. Siren A. On computing the Land Uplift from the lake water level records in Finland. — «Fennia», v. 73, 1951, № 5.
533. Tammekann A. Die Oberflächengestaltung der nordostländischen küstentafellandes. — Publ. Inst. Univ. Dorpatens. Geogr., 1926, № 12—14.
534. Tammekann A. The Baltic Glint. A geomorphological Study. — Publ. Inst. Univ. Tartuens. Geogr., 1940, № 24.
535. Teichert C. Die klufttektonik der cambro-silurischen Schichtentafel Estlands. — Geol. Rdsch., Bd. 18, 1927, № 2.
536. White W. A. Profound erosion by continental glaciers. — Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1965, № 82.
537. Wittig R. Hafsytan, geoidytan och landhöjningen utmed Baltiska havet och vid Nordsjön. — «Fennia», v. 39, 1918, № 5.
538. Wittig R. Le soulèvement récent de la Fennoscandie. — Geogr. Ann. 1922.
539. Wittig R. Landhöjningen utmed Baltiska havet under åren 1898—1927. — «Fennia», v. 68, 1943.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Г л а в а I. Геологическое строение	6
Орография	—
Геологическое строение кристаллического фундамента	7
Стратиграфия пород осадочного чехла	11
Структура поверхности кристаллического фундамента и осадочного чехла	14
Южный склон Балтийского щита	—
Балтийская синеклиза	21
Латвийская седловина	24
Белорусско-Литовский массив	25
Московская синеклиза	—
Особенности развития локальных структур	26
Г л а в а II. Рельеф поверхности дочетвертичных пород	28
Постановка вопроса	—
Морфология поверхности дочетвертичных пород	29
Генезис ступеней рельефа	34
Возраст основных элементов рельефа	40
Г л а в а III. Современный рельеф	43
Постановка вопроса	—
Уровни ледниковой аккумуляции	46
Возвышенности	56
Сходство и различия возвышенностей	78
Механизм образования возвышенностей	81
Озерно-ледниковые низины	83
Речные долины	95
Влияние рельефа поверхности дочетвертичных пород на образование современного рельефа	97

Г л а в а IV. Новейшая тектоника	102
Постановка вопроса	—
Методы исследования	107
Методы изучения региональных движений земной коры	—
Методы изучения локальных движений земной коры	109
Методы выявления геоморфологических аномалий по материалам аэрофотосъемки	113
Геолого-геоморфологические методы выявления геоморфологических аномалий	122
Интерпретация геоморфологических аномалий	127
Региональные новейшие движения земной коры	128
Деформации береговых образований	—
Перекос озер	136
Другие изменения географической обстановки	137
Анализ поверхностей выравнивания	138
Результаты повторного нивелирования и уровнемерных наблюдений	143
Локальные новейшие движения земной коры	144
Новейшие структурные формы I и II порядков	—
Новейшие структурные формы III порядка	152
Ряды геоморфологических аномалий	177
Связь современного рельефа и новейшей тектоники со структурой кристаллического фундамента	179
Исследование магнитного поля	182
Исследование прямолинейных элементов рельефа	183
Особенности и стадии новейшей тектоники	192
З а к л ю ч е н и е	205
Список литературы	209

Министерство геологии СССР
Всесоюзное аэрогеологическое
научно-производственное
объединение «Аэрогеология»
Лаборатория аэротометров

Борис Николаевич Можаев

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА
СЕВЕРО-ЗАПАДА
РУССКОЙ РАВНИНЫ

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева. Переплет художника Б. Н. Осенчакова.
Техн. редактор А. Б. Ящуржинская. Корректоры В. Н. Михалевич, Н. А. Соколова.

Сдано в набор 9/1 1973 г. Подписано к печати 31/V 1973 г. М-07359.
Формат бумаги 70 × 108 1/16. Бумага № 1.
Печ. л. 14 1/2. Усл. л. 20,3. Уч.-изд. л. 21,82. Тираж 1400 экз. Заказ № 8/829.
Цена 2 р. 53 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171,
ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

25.52

725

непра