

Латвийский Ордена Трудового Красного Знамени
государственный университет им.П.Стучки

На правах
рукописи

УДК 551.436.1:
551.435

ЭБЕРХАРДС ГУНТИС ЯНОВИЧ

МОРФОГЕНЕЗ ДОЛИН ОБЛАСТИ ПОСЛЕДНЕГО
МАТЕРИКОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И СОВРЕМЕННЫЕ
РЕЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ

(НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕЙ ПРИБАЛТИКИ)

II.00.04 - геоморфология и палеогеография

Диссертация на соискание ученой степени
доктора географических наук

Рига, 1985

С О Д Е Р Ж А Н И Е

	стр.
ВВЕДЕНИЕ	6
1. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ	13
2. ДОЛИННО-РЕЧНАЯ СЕТЬ И ЕЕ СВЯЗЬ С ПОВЕРХНОСТЬЮ КОРЕННЫХ ПОРОД И ТЕКТОНИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ ТЕРРИТОРИИ	26
2.1. Густота речной сети	26
2.2. Типы рисунка речной сети	31
2.3. О связи долин с тектонической структурой и разрывными нарушениями в кристаллическом фундаменте и в осадочном чехле	37
2.4. Сеть долин и тектоническая трещиноватость коренных пород	46
2.5. Поверхность коренных пород и ее влияние на формирование наблюдаемого рельефа и речной сети	57
2.5.1. Общие черты рельефа коренных пород и основ- ные его элементы	57
2.5.2. Особенности размещения, морфологии, строе- ния и генезиса древних палеоврезов	61
2.5.3. Влияние субчетвертичной поверхности на формирование рельефа, его морфологических особенностей и речной сети	90
2.6. Плановые очертания и поперечные профили до- лин, как проявления влияния особенностей рельефа и геологического строения на формиро- вание долинно-речной сети	107

3. MORFOГЕНЕТИЧЕСКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ ДОЛИН, ДОЛИНО- ОБРАЗНЫХ ФОРМ И ПРИУРОЧЕННЫХ К НИМ ТЕРРАСИРОВАН- НЫХ УРОВНЕЙ	I26
3.1. Некоторые вопросы терминологии долин и долинообразных форм	I26
3.2. Генетическая разнородность террас и террасо- видных образований	I32
3.3. Основные морфогенетические разновидности долин и долинообразных форм	I43
3.4. Зональность распределения генетических типов долин и долинообразных форм	I54
4. РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ	I61
4.1. Общие причины формирования террас	I61
4.2. Расщепление террас	I65
4.3. О ритмах террасообразования и степени сохран- ности террас в долинах	I78
4.4. Продольные спектры террас	I82
4.5. Системы многоярусных спектров	I95
4.6. Террасовые ряды	I99
5. ФАЦИАЛЬНЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ И ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, СОСТАВА И ФОРМИРОВАНИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	208
5.1. Региональные и местные изменения строения аллювиальных отложений пойменной фации	209
5.2. Литологические разновидности размывающихся пород и их распространение	224
5.3. Влияние деятельности эрозионных процессов вре- менных водотоков на формирование твердого стока рек и аллювиальных отложений террас и пойм	234

5.4. Отложения пойменной фации и основные закономерности их накопления	240
5.5. Отложения русловой фации и некоторые особенности формирования их состава	257
5.6. Распространение и основные разновидности старичных образований	314
6. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ	327
6.1. Важнейшие этапы и скорости дегляциации последнего ледникового покрова	327
6.2. Особенности дегляциации, ледникового литоморфогенеза и зарождения гидрографической сети	330
6.3. Палеогеографические условия поздне- и послеледниковья и влияние их на формирование и развитие долин	342
6.4. Стадии развития Балтики и новейшие движения земной коры	356
6.5. Природные условия развития долин в голоцене	368
7. ОСОБЕННОСТИ И ЭТАПЫ ДОЛИНООБРАЗОВАНИЯ	376
7.1. Основные черты истории формирования и развития долин	376
7.2. Возраст террас	384
7.3. Некоторые общие особенности специфики развития долин области последнего оледенения	395
7.4. Циклы террасообразования и районы их проявления	428
7.5. Основные этапы перестройки долинно-речной сети	432
8. ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ И НАПРАВЛЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ РЕЧНЫХ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ	437

8.1. Основные черты современного гидрологического режима рек	437
8.2. Критерии и методы оценки современных горизонтальных смещений рек	439
8.3. Изменения протяженности фронта размыва берегов ...	441
8.4. Скорости горизонтальных смещений русел рек	445
8.5. Механизм переработки берегов свободно меандрирующих рек и внутригодовые особенности развития процесса	462
8.6. Динамика количества островов во времени как показатель периодического изменения условий транспортировки и отложения русловых наносов	495
8.7. Скорости накопления на поймах	499
8.8. Направленность развития рельефообразующих процессов рек	508
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	531
ЛИТЕРАТУРА	536

В В Е Д Е Н И Е

В формировании рельефа поверхности суши ведущее место среди экзогенных факторов занимают текущие воды, в частности, реки, перемещающие огромное количество твердого материала и обуславливающие расчленение земной поверхности сетью долин. Перемещение речным потоком твердого материала и взаимодействие потока с породами его ложа, формирование речных террас и слагающих их аллювиальных отложений, происходящих в условиях взаимодействия эндогенных и других экзогенных факторов - сложный многосторонний процесс. Этот процесс в различных регионах проявляется далеко не одинаково. Специфичными являются и особенности зарождения и развития речной сети на территориях, освободившихся из-под исчезнувшего ледникового покрова что в определенной мере сказывается и на последующем развитии флювиальных процессов.

В настоящее время учение о динамике и морфологии речных русел и морфогенезе долин представляет один из наиболее обстоятельно разработанных разделов геоморфологии. Однако особенности долинообразования в специфических условиях области последнего материкового оледенения, как и некоторые другие аспекты развития флювиальных процессов на этой территории, раскрыты еще недостаточно полно. В обобщающих работах основные положения морфогенеза долин и флювиальных процессов обычно рассматриваются на материалах изучения речных систем крупных платформенных областей или орогенных зон, расположенных за пределами областей ледникового рельефа. Особенности флювиальной геоморфологии областей бывших материковых оледенений в них или вообще не рассматриваются, или же ограничиваются констатацией, что долинообразование здесь из-за особенностей свежего ледникового рельефа и флювиальных процессов существ-

венно отличается. Несмотря на широкое распространение флювиальных образований, их изучению в области материковых оледенений до последних десятилетий уделялось крайне мало внимания. В центре внимания была проблема связи современных рек с древними палеоврезами на поверхности дочетвертичных пород и вопросы морфологии, распространения и генезиса этих врезов. Этим вопросам посвящено ряд монографических исследований, в том числе автором данной диссертации. Тем не менее изучение закономерностей накопления аллювиальных отложений позднеплейстоценовых и голоценовых террас, пространственных изменений фациальной структуры разновозрастных террас и пойм, а также состава аллювия в зависимости от изменения физико-географических условий и литологических особенностей пород, в которых выработывались долины, оставались недостаточно проработанными. Это затрудняло определение роли и места флювиальных процессов в поздне- и послеледниковом рельефообразовании, а также разработку прогнозов изменения руслоформирующей деятельности рек. Исследования соответствующего направления имеют большое значение в решении многих вопросов, связанных с использованием рек и освоением речных долин.

Таким образом, до сих пор в геолого-геоморфологической литературе нет обобщающих работ по морфогенезу долин, строению и составу аллювиальных толщ и современным речным процессам области последнего оледенения, что затрудняет решение серьезных теоретических и прикладных проблем. Степень изученности долинно-речной сети территории Прибалтики и, в частности, Латвии позволяет постановку такой задачи, отражением которой является данная диссертация. В ее составлении использованы также результаты исследований, выполненных в Белоруссии и некоторых районах Северо-Запада РСФСР.

Как известно, хорошей изученностью отличается также ледниковый и водно-ледниковый рельеф рассматриваемой территории, благодаря чему довольно обстоятельно выявлены взаимосвязи между отступанием ледника, стоком талых вод, формированием приледниковых бассейнов и основных флювиальных эрозионных систем. Здесь представлен широкий набор долин, формировавшихся как в конце плейстоцена, так и в голоцене, в условиях неоднородных по знаку, интенсивности, площади и во времени молодых движений земной коры, значительных изменений уровней локальных и главных базисов эрозии, типа питания, гидрологического режима и других элементов природной среды. Территорию Прибалтики поэтому с полным основанием можно рассматривать в качестве эталонного района, в пределах которого хорошо проявляются все особенности формирования и развития долинно-речной сети области последнего оледенения. С изучением широкого круга вопросов морфологии и развития долин, аллювиальных отложений и современных флювиальных процессов территории Латвии и всей Прибалтики связана и более 20-летняя исследовательская деятельность диссертанта. Материалы этих собственно выполненных исследований и составляют основу настоящего обобщения.

Выполненная работа является итогом исследований, проведенных под руководством и при непосредственном участии автора по тематическим планам научно-исследовательской работы Латвийского государственного университета им. П. Стучки. С 1976 года эти исследования согласно постановлениям Совета Министров ЛатвССР № 294 1976 года и № 640 1981 года были включены в комплексные программы "Охрана природы и рациональное использование природных ресурсов ЛатвССР" на 1975-1980 и 1981-1985 гг. (тема № 258, номер гос. регистр. 78016213 и тема № 327, номер гос. регистр. 81045667). Кроме того, определенный объем специальных исследований проведен

согласно плану исследований советской национальной группы по проекту № 158 "Палеогидрологические изменения в умеренной зоне за последние 15 000 лет" Международной программы геологических корреляций, руководителем подпроекта № 158 А ("Флювиальные образования") является диссертант.

Цель и задачи настоящей работы заключается в выявлении особенностей строения и формирования речных долин, характерных для долино-речной сети, возникающей в ходе и после дегляциации территории, а также в оценке развития современных речных процессов и в прогнозировании их направленности. В связи с указанным, оказалось необходимой разработка классификации рассматриваемых форм рельефа, учитывающей как общие закономерности флювиальных рельефообразующих процессов, так и региональную специфику морфо- и литогенеза. В задачу диссертанта вошло также разработка рационального комплекса геолого-геоморфологических и других методов изучения флювиальных образований для практики геоморфологического картографирования и геолого-съёмочных и поисковых работ. Научная новизна работы заключается в новом методическом подходе, позволившем впервые в пространственно-временном разрезе рассмотреть морфогенез долин обширного района области последнего оледенения. Принципиально новыми являются выводы, вскрывающие основные особенности и закономерности флювиального лито- и морфогенеза, а также региональные различия, определенные изменением интенсивности взаимодействия экзо- и эндогенных рельефообразующих процессов и различных природных условий. Диссертантом предложен ряд новых приемов и методов исследования, которые могут быть с успехом использованы на практике геолого-геоморфологических и ландшафтных исследований.

Результаты выполненных автором исследований согласно догово-

рам о научно-техническом сотрудничестве внедрены в институте ВНИИМОРГЕО, секторе археологии и антропологии Института истории АН ЛатвССР, в Институте биологии АН ЛатвССР и Управлении геологии Латвийской ССР, национальном парке "Гауя", в Институте мелиорации ЛатвССР и в виде учебных пособий в учебном процессе на Географическом факультете Латвийского государственного университета им. П. Стучки. Ряд предложений автора является в стадии внедрения.

На защиту выносятся основные, разработанные диссертантом положения и выводы и установленные им закономерности:

1) закономерности переформирования и заполнения ледником древних врезов (долин) на поверхности коренных пород;

2) специфика формирования водотоков на территориях, освобождающихся из-под ледников покровного оледенения, составляющих особый тип образования долинно-речной сети;

3) основные зоны и циклы террасообразования в Прибалтике;

4) классификация долин и долинообразных форм. Зональность распределения типов долин и им подобных форм;

5) типы спектров и виды расщепления речных террас;

6) основные закономерности продольной дифференциации осадков пойменной и русловой фаций эллювиальных свит;

7) принципиальная схема продольного изменения относительной мощности пойменной фации и закономерности развития стариц;

8) основные схемы изменения интенсивности и характера наилконакопления на молодых сегментно-гивистых поймах в зависимости от их морфологии;

9) закономерности изменения компонентов вещественного состава руслового эллювия по течению меандрирующих рек в зависимости от литологических особенностей размывающихся пород и прочих геоло-

гических факторов. Схема районирования Прибалтики по вещественному составу руслового аллювия рек и ее связь с типом питающих провинции;

I0) современные речные процессы и направленность флювиальных рельефообразующих процессов;

II) основные положения изменения палеогидрологического режима рек;

I2) типы переработки вогнутых берегов свободно-меандрирующих рек с выявлением сезональной ритмики этого процесса, Принципиальные схемы взаимодействия и взаимосвязи основных факторов, влияющих на переработку берегов рек;

I3) метод изучения сезональной ритмики переформирования, скорости и характера отступления подмываемых берегов свободно меандрирующих рек;

I4) рациональный комплекс сопряженных геолого-геоморфологических методов исследования долин и современных флювиальных процессов.

Диссертация представляет собой итог многолетних (1962-1983 гг.) экспедиционных и стационарных исследований, результаты которых положены в основу выдвигаемых научных построений, обобщений и выводов.

Исследования в основном проводились на речных долинах Латвии. Однако, в работе в полной мере учтены также результаты исследований, выполненные в других районах, в том числе, материалы личных наблюдений автора по морфологии и строению долин Эстонии, Литвы, Карельской АССР, Ленинградской и Псковской областей, а также Северной Польши.

Диссертационная работа состоит из введения, 8 глав, заключения и списка литературы из 554 названий. Объем работы 278 страниц

текста, 216 рисунков (графиков, схем, планов, фотографий) и 29 таблиц.

Работа выполнена на кафедре физической географии Географического факультета Латвийского государственного университета им. П.Стучки. Основные выводы и положения опубликованы в 57 научных работах. Материалы исследования используются в лекционном курсе "Геоморфология" (и, частично, по спецкурсу "Проблемы физической географии"), читаемым автором на Географическом факультете Латвийского государственного университета с 1968 года и вошли в изданные Латвийским государственным университетом учебные пособия "Флювиальная геоморфология" и "Гляциальная геоморфология". По разработанной диссертантом методике исследований студентами выполнено более 80 курсовых и дипломных работ.

Автор выражает искреннюю и глубокую благодарность член.-корр. АН Эст.ССР докт. геол.-мин. наук А.В. Раукасу, заслуженному деятелю науки ЛатвССР докт. геол.-мин. наук И.Я. Данилансу, членам и сотрудникам кафедры геоморфологии Московского государственного университета, особенно сотрудникам Проблемной лаборатории эрозии почв и русловых процессов, а также сотрудникам Института геологии АН Эст.ССР, института ВНИИМОРГЕО, кафедры физической географии Латвийского государственного университета им. П.Стучки и сотрудникам Управления геологии ЛатвССР за консультации и содействие в проведении исследований и за содействие при внедрении их результатов в практику.

I. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

При изучении флювиальных систем и процессов в настоящее время применяется широкий набор разнообразных методов исследований, однако, большинство их направлено на решение отдельных задач. Выбор методики исследования речных долин области последнего оледенения и современных процессов во многом обусловлен сложностью строения и преимущественно индивидуальным своеобразием значительной части долин. Автором поэтому прежде всего были использованы методы, обеспечивающие выявление пространственно-временных связей современной долинно-речной сети с древним рельефом и геолого-тектонической структурой, новейшими движениями, ходом дегляциации территории и формированием всего разнообразного комплекса ледникового рельефа, а также выявление изменений палеогеоморфологических условий территории и развития экзогенных рельефообразующих процессов, в особенности характера и направленности современных речных процессов с учетом влияния на них антропогенного воздействия.

Учитывая существенную роль в формировании долинно-речной сети локальных бассейнов талых ледниковых вод, значительное внимание уделялось исследованиям морфологии и строения лимногляциальных равнин, а также особенностям хода развития этих водоемов. Велось пространственное прослеживание и картирование древнебереговых образований и сопоставление их с речными террасами, дельтами и конусами выноса. Изучались условия осадконакопления озерно-ледниковых отложений и озерных осадков остаточных водоемов. Все это позволило более точно выявить основные этапы образования долин и их террасовых уровней и место их в эпохе дегляциации последнего ледникового покрова.

В целях выяснения морфологии долин и особенностей их расположения в различных комплексах ледникового рельефа проводилось их картографирование с выделением отдельных террас и расположенных на их поверхностях микроформ, как и картирование ледникового рельефа придолинных участков. Многие необходимые морфометрические показатели были получены с топографических и геологических карт, а также аэрофотоснимков.

Новым подходом в познании процесса долинообразования является выполненный анализ факторов, определяющих формирование речных террас на примере Прибалтики, с непосредственным сопоставлением этих данных с результатами экспериментальных исследований Проблемной лаборатории эрозии почв и русловых процессов МГУ под руководством Н. И. Маккавеева. Для этого оказалось необходимым возможно точное отражение изменений климатических, гидрологических условий и рельефообразующих процессов в поздне- и послеледниковое время. Поэтому был выполнен всесторонний палеогеографический анализ отдельных этапов этого времени, базирующийся на комплексе современных знаний об условиях и особенностях дегляциации материковых оледенений и последующих изменениях природной среды, а также на знаниях характера и особенностей проявления экзогенных процессов в соответствующих условиях.

Палеогеографический анализ условий формирования и развития долинно-речной сети производился на основании материалов, полученных общепринятыми методами исследования с использованием большого количества литературных и фондовых источников. Особое внимание автором было уделено выявлению особенностей аккумуляции и экзарации ледника в древних врезях. В полевых условиях выполнялись замеры ориентировки и уклонов удлиненных галек в моренных суглинках и супесях, выполняющих древние врезы, сопровождавшиеся изучением типов текстур морены. Анализ элементов

ориентировки позволил выявить локальные направления перемещения обломочного материала ледником и уточнить характер переноса. Применение данных, полученных этими методами, было использовано для построения принципиальной схемы переформирования и заполнения активным ледником древних врезов субчетвертичной поверхности (408).

Данные об относительных и абсолютных высотах террас в поперечных и продольных разрезах, необходимые для составления продольных профилей отдельных террас и спектров в целом по каждой реке, были получены исключительно нивелированием поперечных профилей долин на ранее выбранных створах. На более сложных участках крупных долин с рядом террас и псевдотеррас выполнялась продольная нивелировка террас с привязкой нивелировочных ходов к реперам. В зависимости от степени сложности долин, количества и сохранности террас, поперечные профили долин располагались на расстоянии от 0,5 - 1,0 км до 5 - 6 км. В целом общая протяженность выполненных нивелировочных ходов составила свыше 1 000 км, а общее количество составленных поперечных профилей превышает 300. По линиям поперечных профилей с целью выявления строения и мощности аллювия террас и пойм были заложены скважины ручного бурения глубиной до 8 м, а также детально описаны естественные обнажения и расчистки. Общее количество скважин, пробуренных за время полевых исследований, превышает 1 500. Кроме того, были собраны и использованы для составления профилей и геолого-геоморфологических разрезов свыше 2 000 описаний скважин, пройденных различными проектными организациями (Гидропроект, Мосгидец, Энергосетьпроект, Ленморпроект, Латгипропром, Латгипрогорстрой и др., а также Управлением геологии ЛатвССР).

Изучение возможной связи современной долинно-речной сети с важнейшими элементами тектоники, геологического строения, суб-

четвертичного и наблюдаемого рельефа, а также неотектоническими движениями выполнялось, главным образом, путем анализа имеющегося для территории Прибалтики, а в некоторых случаях всего Северо-Запада Европейской части СССР, картографического материала.

Материалы о характере и скоростях новейших движений земной коры основываются на данных анализа деформаций береговых линий локальных бассейнов, а также высотного расположения древних береговых образований различных стадий развития Балтийского моря. За пределами побережья моря и береговых зон позднеледниковых локальных бассейнов использовался анализ спектров речных террас, построенных по данным поперечного и продольного нивелирования террас. К тому же этот анализ должен включать выяснение и оценку роли факторов, обусловивших каждую конкретную деформацию поверхности террас (405,409). Однако обязательным условием при этом является использование данных высотного положения речных террас и береговых образований древних водоемов, полученных не по топокартам, а в полевых условиях с привязкой их к абсолютной высотной системе нивелированием или теодолитными ходами.

Для установления влияния неотектонических движений на развитие долин в условиях ледникового рельефа оказалось неэффективным использование различных методов анализа продольных профилей рек (254, 255, 324), а также морфометрических методов (208,360,361). Это объясняется, главным образом, особенностями ледниковой аккумуляции, вследствие чего продольные профили рек здесь еще не выработаны, нередко ступенчаты и хорошо отражают как все основные перегибы рельефа (склоны, уступы), так и выходы на дневную поверхность более устойчивых к размыву пород.

В области последнего оледенения по указанным причинам, в частности из-за отсутствия сквозных террас на всем протяжении рек и частой смены коротких разновозрастных участков долин, не

представляется возможным использование также метода комплексного структурно-геоморфологического профиля речной долины и расчета морфографических индексов, разработанных Л.Л. Розановым (306,307) для определения амплитуд неотектонических движений в пределах одной или нескольких долин.

В качестве возможного показателя связи речной сети с тектоническим строением, разрывными нарушениями и планетарной трещиноватостью был использован анализ конфигурации речной сети, уже применявшийся многими исследователями в различных районах (207, 275, 310). Конфигурацией речной сети определяется и особенность типов рисунка этой сети, выявленных автором на территории Латвии и использованных для анализа возможной связи линеаментов речных долин с разрывными нарушениями.

Большое внимание автором уделялось изучению фациальных особенностей аллювиальных свит террас и пойм и их изменений по простираению. В основу фациального анализа аллювиальных отложений легли критерии, предложенные В.В. Ломакиным (206,207), Н.И. Николаевым (280), Костелло и Валкером (443), К. Ягером (489), Д. Кнохом и В. Джонсоном (495), Р. Гольдтвайтом (478), Х. Рейнеке и И. Сингхом (532), обстоятельно разработанные Е.В. Шанцером (380,381,382,383) и усовершенствованные и дополненные Ю.А. Лаврушиным (201,202,203,204) и И.П. Карташовым (150). Для этой цели, кроме описания разрезов террас и пойм по буровым скважинам на поперечных профилях, велось изучение всех имеющихся естественных обнажений с детальными зарисовками текстур и расчленения аллювия на фациальные разновидности. На подмываемых рекой участках вогнутых берегов составлялись разрезы пойм и на некоторых участках и террас протяженностью до 200 - 400 м. Выполненные на основании изучения серии (10 - 15) расчисток, такие разрезы дают бо-

лее полное представление об изменениях мощности и состава различных аллювиальных свит, как и более представительные данные о средней мощности пойменной фации и высотном положении контакта русловой и пойменной фаций над меженью. Материалы, полученные таким путем, не только точнее отражают особенности строения аллювия конкретных отрезков рек по сравнению со случайно избранными отдельными расчистками, но, главное, составленные по ним продольные, обобщенные разрезы позволяют полнее и лучше выявить закономерности продольного изменения мощности, состава и строения аллювия и его фациальные разновидности. Этот метод успешно был использован на различных по водности, гидрологическому режиму, типу руслового процесса и направленности эрозионно-аккумулятивных процессов реках. В целях выявления общих закономерностей изменения мощности и фациального состава аллювиальных свит по течению рек составлялись комплексные графики.

Наиболее обобщенным результатом исследования речных долин и их террас в настоящей работе являются спектры террас. В основу их составления и анализа положен метод, впервые разработанный Ю.А. Мещеряковым (253). Спектр террас составлен по данным продольного и поперечного нивелирования, дополненный данными о геологическом строении основных элементов долины (террас, поймы, русла и т.д.). Составленные спектры служат основанием для анализа взаимных превышений террас, их возрастных сопоставлений и увязки с соответствующими уровнями базиса эрозии, которыми, как уже отмечалось, во многих случаях служили локальные бассейны ледниковых вод. По материалам выполненных автором полевых исследований составлены спектры террас более чем 40 рек Латвии. По литературным данным проанализированы спектры террас других районов Прибалтики, а также ряда рек Польши и смежных районов

Белоруссии и Северо-Запада РСФСР (402).

В комплексе исследований для определения возраста аллювиальных образований были использованы спорово-пыльцевой метод, а также данные археологического и радиоуглеродного датирования, что позволило более точно определить временные интервалы геологических событий, рубежей изменений природных условий и отдельных этапов осадконакопления во время формирования террас и пойм. Спорово-пыльцевые анализы были выполнены ВНИИМОРГЕО. Кроме того, использовались опубликованные материалы спорово-пыльцевого анализа и данные радиоуглеродного датирования аллювиальных и некоторых других образований Прибалтики и смежных районов. Радиоуглеродное датирование выполнено ВНИИМОРГЕО и Институтом зоологии и ботаники АН ЭстССР (г. Тарту). Для выявления литологических особенностей аллювиальных отложений производилось изучение их гранулометрического состава, петрографического состава грубообломочного материала и минералогического состава фракции 0,25 - 0,1 мм. Гранулометрический анализ производился как с целью характеристики аллювиальных отложений и отдельных их фациальных разновидностей, так и для выделения определенных фракций для последующего их минералого-петрографического изучения. Использованы также результаты анализа нескольких сот образцов аллювия, полученных при поисковых, инженерно-геологических и других исследованиях. Систематическому гранулометрическому изучению подвергались современные русловые отложения рек Гауя, Педедзе, Огре, Маза Югла и Вента. Пробы для гранулометрического изучения отбирались через 1 - 2 км на перекатах с учащением отбора проб и в районах впадения крупных притоков. Полученные данные были использованы для выявления влияния на особенности состава аллювия литологических разновидностей четвертичных отложений и коренных пород. По рассчитанным показателям гранулометрического

состава (M_d , s_o , s_k) анализировались истирание и гидравлическая сортировка, происходящие в процессе формирования руслового аллювия. Однако специальные исследования алеврито-глинистых отложений пойменной фации не ставились, так как минералогический состав различных типов тонкозернистых четвертичных отложений изучен недостаточно. Поэтому выявление особенностей формирования вещественного состава отложений пойменной фации пока затруднительно.

Для изучения влияния литологии пород размываемых рекой на формирование петрографического состава аллювия террас и современного русла использовались данные петрографического анализа (фракции I50 по 2,5 мм) с выделением следующих основных пород (или групп пород): магматические и метаморфические, доломиты и доломитовые мергели, известняки, песчанники, глины, алевролиты. Использовались расчетные показатели отношения карбонатных (доломит, известняк) и песчано-глинистых пород, а также отношения доломитов и известняков. Использование этих показателей может оказаться полезным для генетического расчленения межморенных песчано-гравийных отложений, в частности, выполняющих палеоврезы в поверхности коренных пород, а также для оценки роли речной или флювиогляциальной (подледниковой) эрозии в формировании этих врезов. В работе также использованы и обобщены данные по петрографическому составу полученных при разведке аллювиальных песчано-гравийных месторождений Латвии.

Изучение современных речных эрозионных и аккумулятивных процессов производилось в основном на эталонных участках, различных по типу руслового процесса, строению и морфологии долин, характеру и интенсивности современной геологической деятельности рек. Было выбрано 12 участков (рис. 1.1), протяженностью

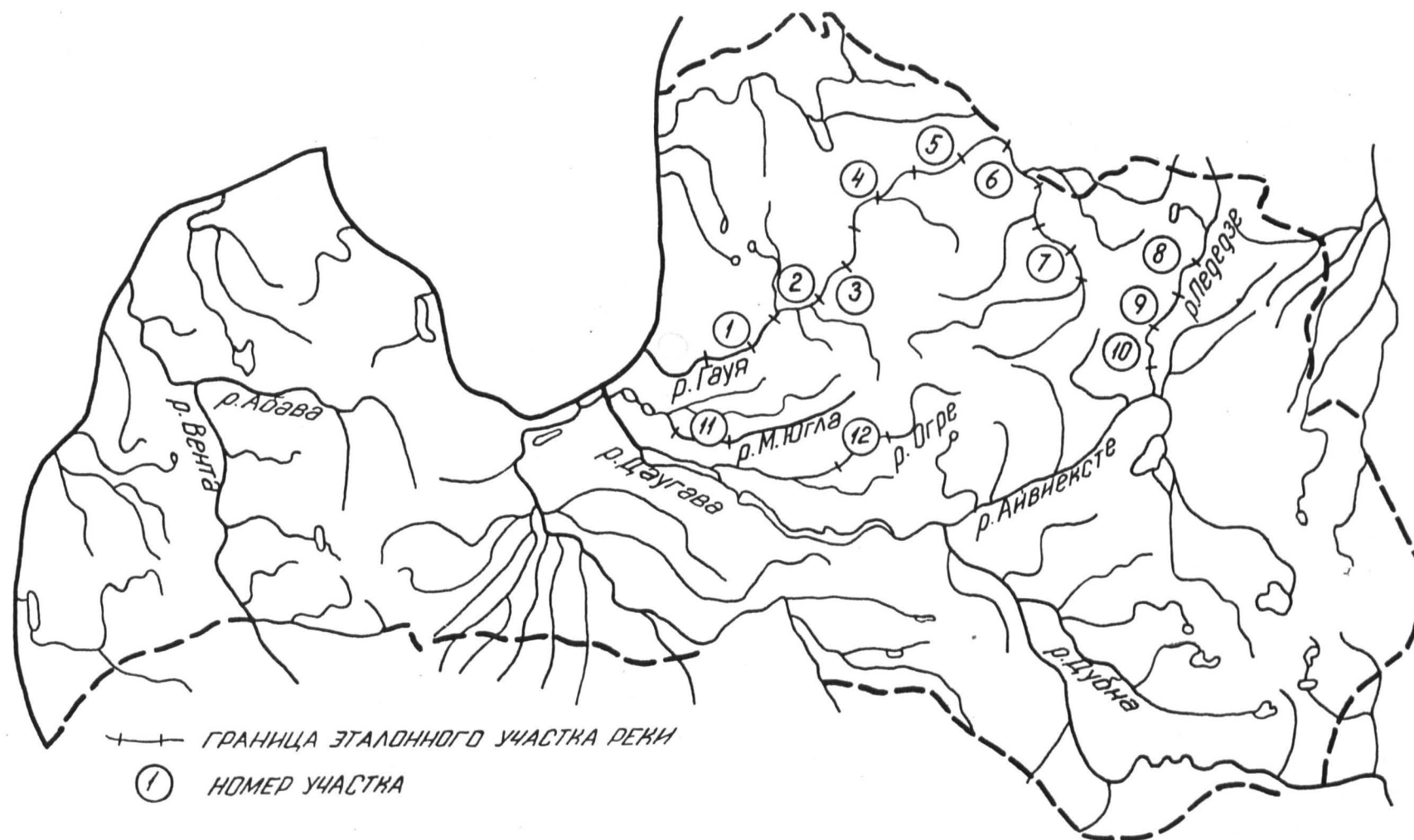


Рис. 1.1 .Схема расположения эталонных участков рек
 Река Гауя: 1-Сигулдский, 2-Лигатненский, 3-Цесиский, 4-Абулский, 5-Вияский, 6-Мустыйгский, 7-Ду-
 реский. Река Педедзе: 8-Игривский, 9-Ситаский, 10-Викшненский. Река Маза Югла: 11-Бунчский. Река
 Огре: 12-Веренский.

от 5 до 30 - 50 км, которые охватывали средние и нижние течения рр. Гауя, Маза Югла и Педедзе. Дополнительно по сокращенной программе исследования велись и на некоторых других участках. Полевые исследования современных флювиальных процессов были начаты в 1975 г. В часть изучения эрозионной деятельности рек входило детальное картографирование протяженности фронта размыва берегов, сопровождающееся выявлением особенностей размыва. На всех эталонных участках ежегодно выполнялась инструментальная съемка интенсивно деформирующихся, в основном свободно перемещающихся излучин (до 100 объектов). На отдельных крупных излучинах, берега которых поросли лесом или густым кустарником, а также в условиях отсутствия хорошо развитой прирусловой отмели, при высоком уровне воды в реке, производилась съемка только отдельных частей (крыльев) излучин. При инструментальной съемке основное внимание обращалось на точное фиксирование контура бровки подмываемого рекой берега поймы или террасы. При первой съемке контура фронта размыва велось детальное изучение строения и состава размывающихся отложений с составлением разрезов на всю длину подмываемого берега. Эти материалы далее также использовались при оценке роли различных факторов, определяющих характер и скорости плановых деформаций излучин рек.

Так как значительный размыв берегов и дна происходит не только во время весеннего половодья, но нередко и во время дождевых паводков или продолжительных оттепелей зимой, то на более чем двадцати излучинах рр. Гауя и Маза Югла в течение от двух до четырех лет съемка контура подмываемого берега реки выполнялась до 4 - 6 раз в году. На этих излучинах, где интенсивно подмываемый рекой берег покрыт лесной растительностью или на культивируемых пастбищах заливаемых пойм ограничен заборами, скоро-

сти отступления берега определялись измерением расстояния от недалеко (2 - 5 м) растущих деревьев или железобетонных кольев заборов с точностью до 5 - 10 см. По фронту размыва берега точки отсчета располагались обычно с интервалами от 2 до 5 м (рис. I.2). Сходная методика недавно успешно была применена и в Великобритании (485).

Для выявления характера и интенсивности наилконакопления, т. е. накопления отложений пойменной фации на поверхности формирующейся поймы, были нивелированы поперечные профили с отражением всех микроформ. По этим стационарным профилям на всех характерных гранях поверхности поймы, т. е. прирусловых валах, гривах, межгривных понижениях, старицах, были пробурены скважины глубиной до 4 - 7 м и составлены геолого-геоморфологические разрезы изучающихся профилей пойм. По линиям профилей в ранее закрепленных точках весной до начала ледохода ставились лотки (ловушки). В зависимости от ширины поймы и сложности микрорельефа на профилях ставилось от 5 - 6 до 15 - 20 ловушек наносов. Немедленно после спада уровня весеннего половодья по этим же профилям, а иногда еще и по дополнительным профилям производилось измерение мощности осевшего слоя свежего наила.

Кроме исследования наилконакопления на стационарных профилях в отдельные годы (1980, 1981) велись весенние маршрутные исследования и на ряде других рек - Даугава, Лиелупе, Миса, Отре, Иецэва.

Камеральные исследования современных флювиальных процессов заключались в установлении изменений расположения русел рек путем наложения планов выполненных съемок, а также планов предшествующих съемок рек, полученных различными организациями и аэроснимок. По этим материалам производились расчеты средних и максимальных скоростей продольного и поперечного смещения из-

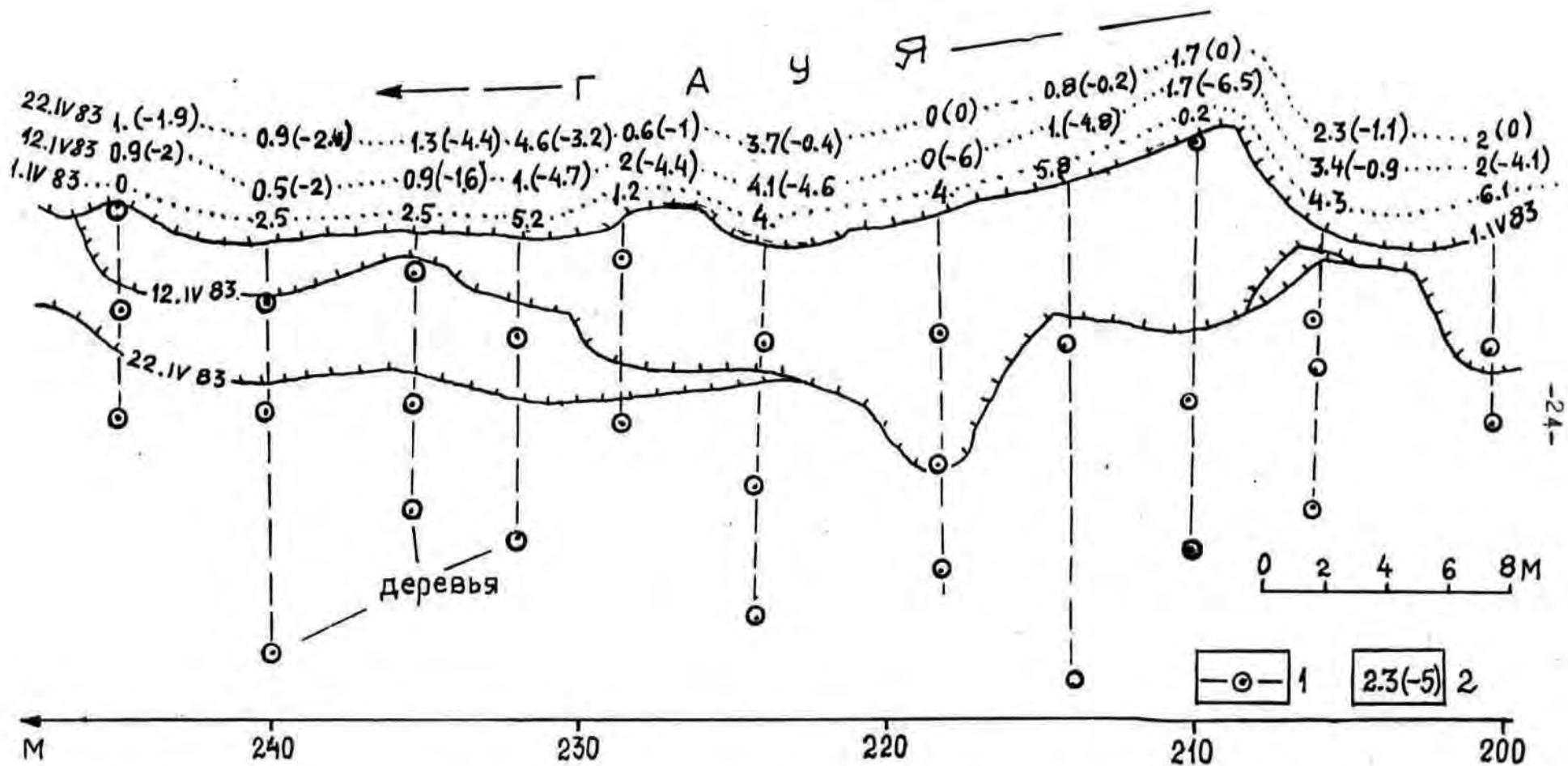


Рис. 1.2 .Схема многоразовой съемки подмываемого берега реки Гауя /фрагмент/ по методике автора

Г-линии профилей по которым от деревьев ведется отсчет отступления берега, 2-расстояние кромки берега от ближе стоящего дерева и величина отступления берега/в метрах/ за интервал времени между двумя съемками

лучин за последние 30 - 50 лет, как и выявлены основные тенденции развития. По рр. Гауя и Даугава выполнялся также детальный анализ изменения островов за последние 50 лет. Производились сопоставления полученных данных с колебаниями водности рек.

Средние скорости пойменного осадконакопления для отдельных крупных отрезков голоцена были получены с использованием палеонтологических материалов и данных радиоуглеродного датирования.

Выполнялся морфометрический анализ основных параметров русел рек (длина, радиус, ширина и шаг излучин, показатель развития излучины и др.) на стационарных участках, а также ряда других наиболее крупных рек Латвии в целом. Используемая методика исследований и расчетов хорошо согласуются с предлагаемой для проекта "Палеогеографические изменения в умеренной зоне за 15 000 лет" МПК № 158 А (525).

Велось также полевое и камеральное картографирование характера и интенсивности современных флювиальных процессов, проявляющихся на реках Латвии, в результате которого по разработанной автором методике составлена первая сводная карта современных флювиальных процессов этой территории, охватывающая все реки протяженностью более 10 км. Это позволило выявить определенные региональные особенности проявления современных флювиальных процессов и связь их с рельефом и геологическим строением.

2. ДОЛИННО-РЕЧНАЯ СЕТЬ И ЕЕ СВЯЗЬ С ПОВЕРХНОСТЬЮ
КОРЕННЫХ ПОРОД И ТЕКТОНИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ
ТЕРРИТОРИИ

2.1. Густота долинно-речной сети

Поверхность территории Прибалтики отличается сравнительно густой гидрографической сетью. В среднем на 1 км^2 поверхности Латвии приходится до $0,58 \text{ км}$ речных систем (477), что выше средней густоты речной сети территории Литвы - $0,4 \text{ км/км}^2$ (433), Эстонии и Прибалтики в целом - $0,3 - 0,35 \text{ км/км}^2$. Протяженность рек Латвии составляет $37\,500 \text{ км}$, Литвы - около $26\,000 \text{ км}$, Эстонии - 31153 км . Распределение речной сети по площади, не смотря на значительную ее густоту, неравномерное, что определяется многими факторами. Согласно Н.П. Матвееву (239,240) фактическая длина рек I-го порядка центральных районов Восточно-Европейской равнины зависит от осадков, стока, геологического строения, облесенности. Климат и растительность при прочих равных условиях определяют длину начального звена речных систем, т.е. густоту или плотность систем, а тектоника и литология определяют общие размеры речных систем.

На территории Латвии, как следует из картосхемы, составленной с использованием данных о густоте гидрографической сети по бассейнам рек (рис. 2.1), наиболее высокая густота речной сети в целом свойственна возвышенностям и низменностям Западной Латвии. У малых и средних рек она не ниже $0,6 \text{ км/км}^2$ и достигает $1,1 - 1,3 \text{ км/км}^2$ (бассейны рек Абава, Цицере, Ужава, Вартая, Имула). На остальной территории высокой плотностью (более $1,1 \text{ км/км}^2$) выделяются лишь бассейны ряда рек центральной и восточ-

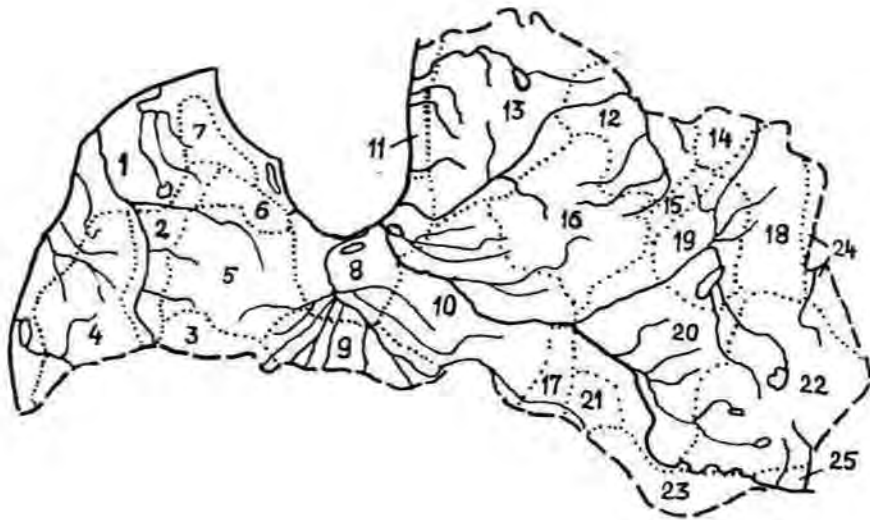


Рис.2.2 .Геоморфологические районы Латвийской ССР

(А.И.Яунпутний, 1960)

1 - Приморская низменность, 2 - Вентско - Усмаская впадина, 3 - Южно - Курземская низменность, 4 - Западно - Курземская возвышенность, 5 - Восточно - Курземская возвышенность, 6 - Талсинско - Тукумское всхолмление, 7 - Дундагское поднятие, 8 - Рижская песчаная равнина, 9 - Земгальская равнина, 10 - Средне - Латвийская покатость, 11 - Видземское побережье, 12 - Средне - Гауйская впадина, 13 - Северо - Западно - Видземское поднятие, 14 - Алуксненская возвышенность, 15 - Гулбенский вал, 16 - Центрально - Видземская возвышенность, 17 - Селийский вал, 18 - Северо - Латгальское поднятие, 19 - Лубанская низина, 20 - Средне - Даугавская равнина, 21 - Акнистское поднятие, 22 - Латгальская возвышенность, 23 - Аугшземская возвышенность, 24 - Великоорецкая низменность, 25 - Полоцкая равнина.

ной части Земгальской равнины (Муса, Платоне, Миса), а также рек, дренирующих Центрально-Видземскую возвышенность и ее склоны (Маза Югла, Куя и др.). Явно пониженной густотой гидрографической сети отличаются бассейны рек левых притоков Лиелупе, дренирующие восточную часть Восточно-Курземской возвышенности и часть Земгальской равнины (Джуксте, Берзе, Тервете, Свете), а также восточную часть Центрально-Видземской возвышенности и Средне-Гауйской низменности (верхнее течение р. Гауя, Палса, Тирза). Сопоставляя карту густоты речной сети с картой распределения осадков, их прямую связь видим лишь для Западной Латвии. Снижение густоты речной сети здесь определяется убыванием суммы годовых осадков в результате орографического эффекта ("орографическая тень"). На остальной части территории изменения плотности гидрографической сети определены рядом других факторов - типом рельефа и особенностями четвертичных отложений в бассейнах рек. На Земгальской равнине, южной части Восточно-Латвийской низменности (правобережье р. Даугава), несмотря на в целом небольшие суммы среднегодовых осадков (500 - 650 мм), высокая плотность рек 3 - 4 порядков определена сплошным распространением здесь лимногляциальных глин и равномерным уклоном поверхности. Слабая инфильтрация осадков способствовала образованию субпараллельной, постепенно сходящейся к северу, системы узких бассейнов, где стволы основных рек располагаются на расстоянии лишь 3 - 7 км (рис. 2.3). В то же время на волнистых равнинах и покатостях, где развиты моренные суглинки или озерно-ледниковые песчаные отложения, водотоки 3 - 4 порядков располагаются друг от друга на расстоянии 10-15 км, реже 20 км. Более высокая густота водотоков I - 2 порядков по сравнению с плоскими или волнистыми равнинами наблюдается в районах пологонаклонных равнин или на площадях без определенного уклона поверхности, но с четко выра-

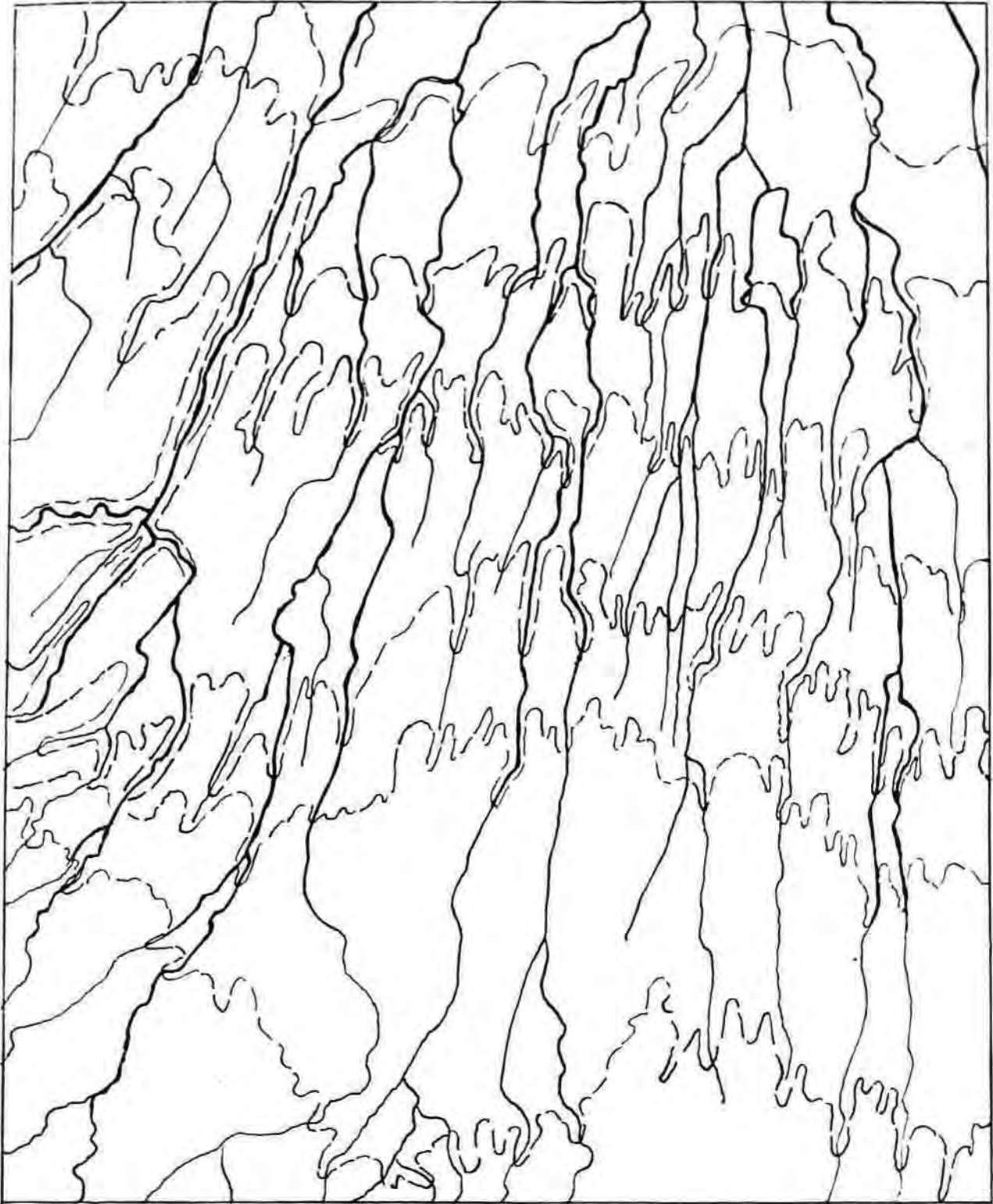


Рис. 2.3. Фрагмент рисунка субпараллельной речной сети
наклонной лимногляциальной Земгальской равнины

женными ориентированными формами рельефа (поля друмлинов и моренных увалов). Аналогичными в целом являются особенности распределения густоты водотоков и в других районах Прибалтики. Общий рисунок долинно-речной сети на рассматриваемой территории таким образом отличается значительным разнообразием.

Некоторые исследователи (61, 229) считают, что в пределах однообразного наклона поверхности к морю происходит развитие прямолинейных речных долин одинаковой водности, расположенных на равных расстояниях друг от друга. Согласно Р. Хортону (365), И.С. Шукину (393) и др. направление речных долин определяется местными топографическими уклонами разного порядка. Другие же исследователи (86, 93, 106, 129, 239, 284, 361) считают, что густота гидрографической сети прежде всего обусловлена характером морфоструктур в пределах которых она развивается, а рисунок гидросети соответственно объясняется тектонической структурой и разрывными нарушениями в фундаменте и осадочном чехле.

2.2. Типы рисунка речной сети

По И.С. Шукину (393), А.И. Спиридонову (335), С.В. Лютцау (227) и др., выделяются параллельный, перистый, древовидный (инсеквентный), прямоугольный (ортогональный, решетчатый), диагональный, дуговой и центростремительный типы рисунка речной сети. Имеются многочисленные опыты (24, 40, 284, 354, 359) выявления связи типов рисунка речной сети с тектоническим и геологическим строением территории.

Рисунок речной сети области последнего материкового оледенения образовался в позднем плейстоцене, когда направление стока далеко не всегда было идентично с голоценовым. Поэтому сложно

построенные флювиальные системы predeterminedены взаимодействием ряда факторов, определяющих ход заложения и формирования долино-речной сети определенных территорий, а именно: 1) особенностями дегляциации и стока талых вод, 2) ледниковыми и водно-ледниковыми формами и комплексами рельефа, 3) степенью унаследованности древних (дочетвертичных, межледниковых) систем стока, 4) гляциоизостатическим и собственно тектоническим поднятием территории. В голоцене происходит формирование некоторых новых элементов речной сети, вызванное повышением в атлантическое время уровня бессточных озер, в ряде случаев превысившие существовавшие пороги стока, как и дальнейшее развитие долин, обусловленное литологией пород, распределением осадков, характером растительности и степени заболоченности территории.

П а р а л л е л ь н ы й т и п р и с у н к а гидрографической сети согласно С.В. Лютцау (227), З.Н. Олюнину (284) и др. характерен для систем, заложившихся на ровных, пологих склонах (покатостях), однородных по своему геологическому строению. В таких условиях подавляющая часть эрозионных форм ориентирована параллельно друг другу и под прямым углом к горизонталям топографической поверхности. Наблюдается обычно при слабом врезаии водотоков в поверхность, на которой они заложились (227). Указанные особенности речной сети хорошо проявляются в пределах равнин Восточной и Западной Латвии. Наиболее четко в общих чертах параллельная ориентировка с северо-востока на юго-запад долино-речной сети наблюдается в пределах Восточно-Латвийской низменности (кроме южной, юго-восточной частей и низины оз. Лубанас), которая обусловлена развитыми здесь ориентированными вдоль длинной оси низменности положительными гляцигенными и лимногляциальными формами рельефа. Аналогичная, в целом субпа-

раллельная гидрографическая сеть, но только преобладающего северо-западного простирания со слабо выраженными долинами, свойственна центральной и восточной частям Северо-Видземской (рис. 2.4), а также Южно-Курземской низменности - районам распространения друмлинов, как и Западной части Земгальской равнины (рис. 2.3). В некоторой степени аналогичные системы свойственны Средне-Литовской моренной равнине (44).

В случаях заложения водотоков на плоских, слабо наклонных поверхностях, сложенных однородными рыхлыми горными породами, а также на покатостях с ориентированными перпендикулярно общему уклону увалистым рельефом и на холмистых возвышенностях и их склонах, образуется беспорядочно ветвящаяся (инсеквентная) система эрозионных форм (древовидная система). В конфигурации таких систем трудно заметить какие-либо закономерности. Этот тип свойствен большинству крупных и средних рек Латвии и Литвы.

Прямоугольный (ортогональный) рисунок эрозионных систем обусловлен геологическим строением местности и, согласно З.Н. Олунину (284), характерен для районов с моноклиналильным залеганием пластов осадочных горных пород или для территорий, в пределах которых наблюдаются две системы разломов или трещин, пересекающихся под прямым углом. И в том, и в другом случае сочленение долин прямоугольное, эрозионная сеть напоминает в плане решетку.

В условиях наличия покрова четвертичных отложений значительной мощности, характерного для преобладающей части территории Прибалтики, особенно в пределах зон неравномерной и преобладающей ледниковой аккумуляции, прямоугольный тип рисунка речных систем практически отсутствует, а локально, в частности на ак-

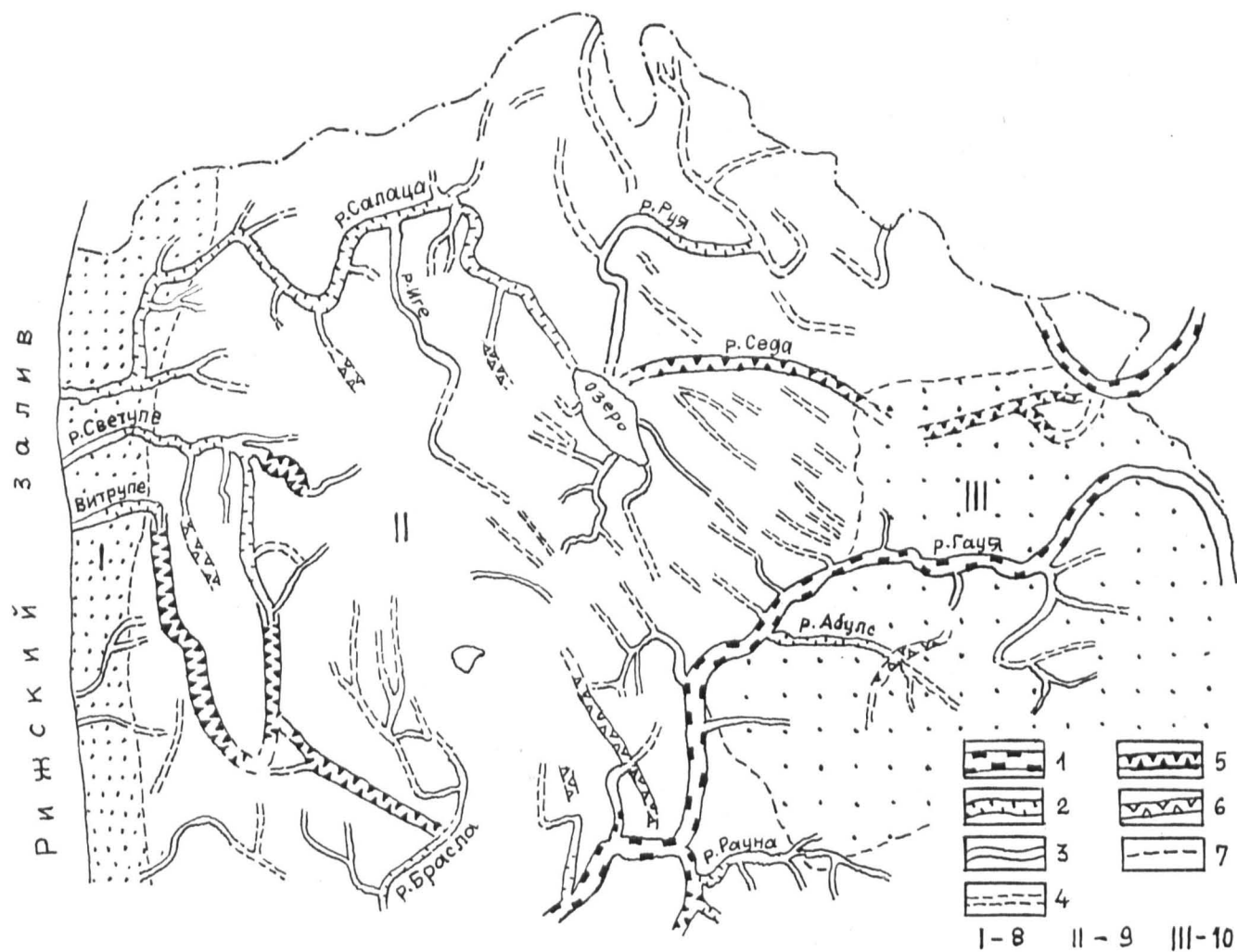


Рис. 2.4. Общая схема долин и долинообразных форм Северной Латвии
 I—древние унаследованные террасированные долины, 2—молодые террасированные долины, 3—пойменные долины четко выраженные, 4—пойменные долины слабо выраженные, 5—долинообразные понижения/сенлеи/, 6—рытвины, 7—границы геоморфологических районов, 8—Видземское побережье, 9—Северо-Западно-Видземское поднятие, 10—Средне-Гауйская впадина.

кумулятивных равнинах побережья, встречающиеся участки речных систем со сходным типом рисунка обычно оказываются обусловленным расположением там аккумулятивных форм рельефа (бары, береговые валы).

Для районов ледникового аккумулятивного рельефа не характерны также диагональный, дуговой и перистый типы рисунка речной сети.

В тех случаях, когда эрозионная сеть закладывается в пределах отрицательной, открытой формы рельефа, имеющей в плане округлые или овальные очертания, формируется центростремительный рисунок флювиальных систем. Этот тип рисунка рек в Прибалтике встречается лишь изредка и в слабо выраженной форме. Отчетливее он проявляется только в пределах плоской замкнутой Лубанской низины, располагающейся в средней части Восточно-Латвийской низменности.

Более четко выраженным, особенно на острововидной Центрально-Видземской возвышенности, является радиально расходящийся рисунок флювиальной сети (рис. 2.5). Такая конфигурация речной сети обычно считается характерной для локального тектонического поднятия (86, 353). Согласно С.С. Шульцу (390,391), детальные исследования Судомской возвышенности однако никак не подтвердили тектоническую природу радиального рисунка гидрографической сети этой возвышенности. По-видимому, не является тектонически обусловленной и радиальная система рек Центрально-Видземской возвышенности, хотя в отличие от Судомской имеет цоколь коренных пород.

На территории Средне-Латвийской покатости, Земгальской и Рижской посканой равнин в целом выражен как бы радиально-сходя-



Рис.2.5 .Речная сеть Центрально-Видземской возвышенности
-участки с абсолютными отметками более 220 м, 2-склоны возвы-
шенности.

щийся к вершине Рижского залива рисунок водотоков. Это обуславливается уклоном современной топографической поверхности, аналогичный уклон здесь имеет и поверхность коренных пород.

2.3. О связи долин с тектонической структурой и разрывными нарушениями в кристаллическом фундаменте и в осадочном чехле

В настоящее время имеется целый ряд публикаций исследователей Прибалтики и других районов (27,46,72,118,174,212,235,275,385,386,387), в которых отмечена приуроченность древних врезов и современных рек к разломам и зонам нарушений в фундаменте и осадочном чехле, как и влияние на их расположение блоковой структуры фундамента. Согласно А.А. Рукояткину (310), в ряде районов Северо-Запада связь долинно-речной сети с разрывными нарушениями достигает 70 - 80 %.

В целях выявления связи современной долинно-речной сети с тектонической структурой и разрывными нарушениями, проникающими в осадочный чехол, было выполнено сопоставление ее с тектонической картой Прибалтийских республик (1978 г.). Для анализа возможной связи речной сети отдельных бассейнов, а также отдельно взятых крупных рек с тектонической структурой и разрывными нарушениями, а в дальнейшем также с наблюдаемым рельефом и поверхностью коренных пород, были рассчитаны и составлены розы-диаграммы ориентировки линеаментов гидрографической сети Латвии. В отличие от обычно применяемых методов составления диаграмм линеаментов, был применен метод составления диаграмм с выявлением азимутов ориентировки не линеаментов рек, а их долин, с одновременным показом преобладающих направлений течения современных водотоков. Для ряда районов с маломощным покровом чет-

вертикальных отложений был выполнен детальный анализ связи линеаментов с разрывными нарушениями в кристаллическом фундаменте и осадочном чехле. Выполненные сопоставления и анализ наглядно свидетельствуют о явном отсутствии закономерной связи даже между основными магистралями долинно-речной сети и крупнейшими структурами и разломами (рис. 2.6, 2.7). Локальные случаи наблюдаемой в ряде мест прямой связи между ними имеют скорее частный, чем закономерный характер. Как показал анализ линеаментов долинно-речной сети Латвии, приуроченность или совпадение их с разломами наблюдается лишь на коротких отрезках, протяженность которых лишь изредка достигает 5 – 10 км. Это отмечается также для территории Западной Литвы (123). Указанное хорошо проявляется и по материалам отдельных в этом отношении особенно детально изучавшихся районов. Таким, например, является участок долины р. Гауя между р. Юмара и пос. Инчукалнс. Помимо хорошей геоморфологической изученности, по данному району имеются материалы по трещиноватости (17, 333, 358) коренных пород, вскрывающихся в бортах и на днище глубокой долины р. Гауи, в долинах ее притоков, а также обстоятельно выявлены особенности строения осадочного чехла. На расстоянии более чем 100 км современная долина р. Гауя, унаследовавшая древний палеоврез, приурочена здесь к региональной зоне разрывных нарушений – Инчукалнскому (Слокско-Цесисскому) разлому северо-восточного простирания и к подножью Рижско-Псковского уступа верхнедевонских пород карбонатного комплекса. Однако долина не совпадает ни с основной северо-восточной, ни с локальными северо-западными системами разломов (рис. 2.8). С разломами северо-западного простирания (312 – 320°) приблизительно совпадают лишь приустьевые участки двух левобережных притоков, пересекающих Рижско-Псковский

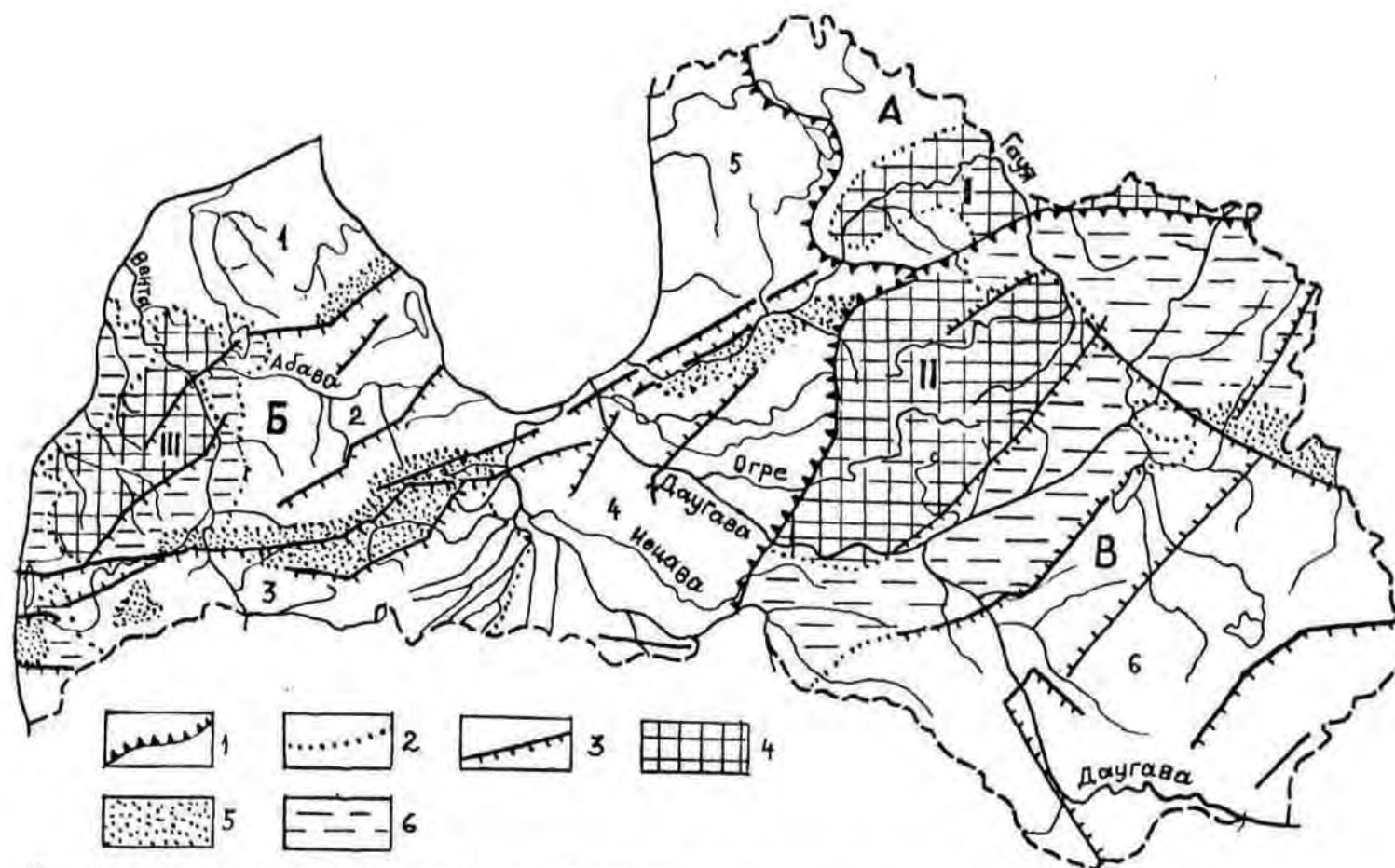


Рис. 2.6 .Схема тектонического районирования кристаллического фундамента Латвийской ССр /по Х.С.Брио, А.П.Брангулис, 1976, упрощено/

I-границы структурных элементов первого порядка: А-южный склон Балтийского щита, Б-Балтийская синеклиза, В-Латвийская седловина, 2-границы структурных элементов второго порядка, 3-основные платформенные разломы, 4-выступы: I-Валмиерско-Локновский, II-Эрглинский, III-Западно-Курземский, Структуры второго порядка: I-Дундагская моноκлиналь, 2-Восточно-Курземская ступень, 3-Южно-латвийская ступень, 4-Средне-Латвийская моноκлиналь, 5-Лимбажская ступень, 6-Даугавпилская моноκлиналь, 5-зоны приразломных поднятий и предположительные структуры третьего порядка, 6-отрицательные структуры третьего порядка.

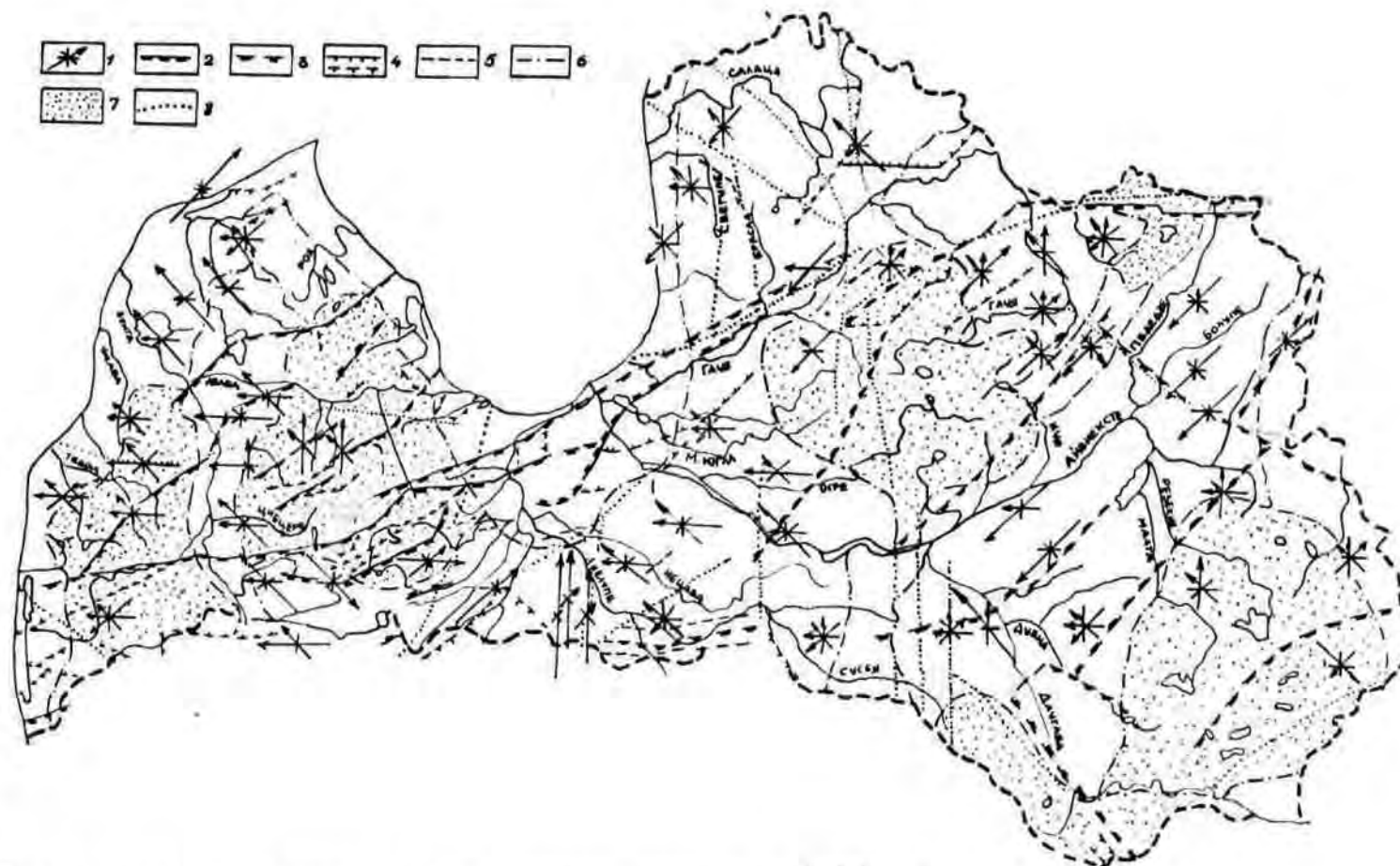


Рис. 2.7 .Картосхема сопоставления ориентировки речных долин с расположением разрывных нарушений, проникающих в осадочный чехол

1—ориентировка речных долин с преобладающим направлением течения рек. Разрывные нарушения: 2—суперрегиональные, 3—краевые региональные, 4—субрегиональные, разграничивающие структуры III порядка, 5—локальные /мелкие/, 6—суперрегиональные и региональные разрывные нарушения не проникающие в осадочный чехол, 7—границы геоморфологических районов /по А.И.Яунпутнину, 1961/.

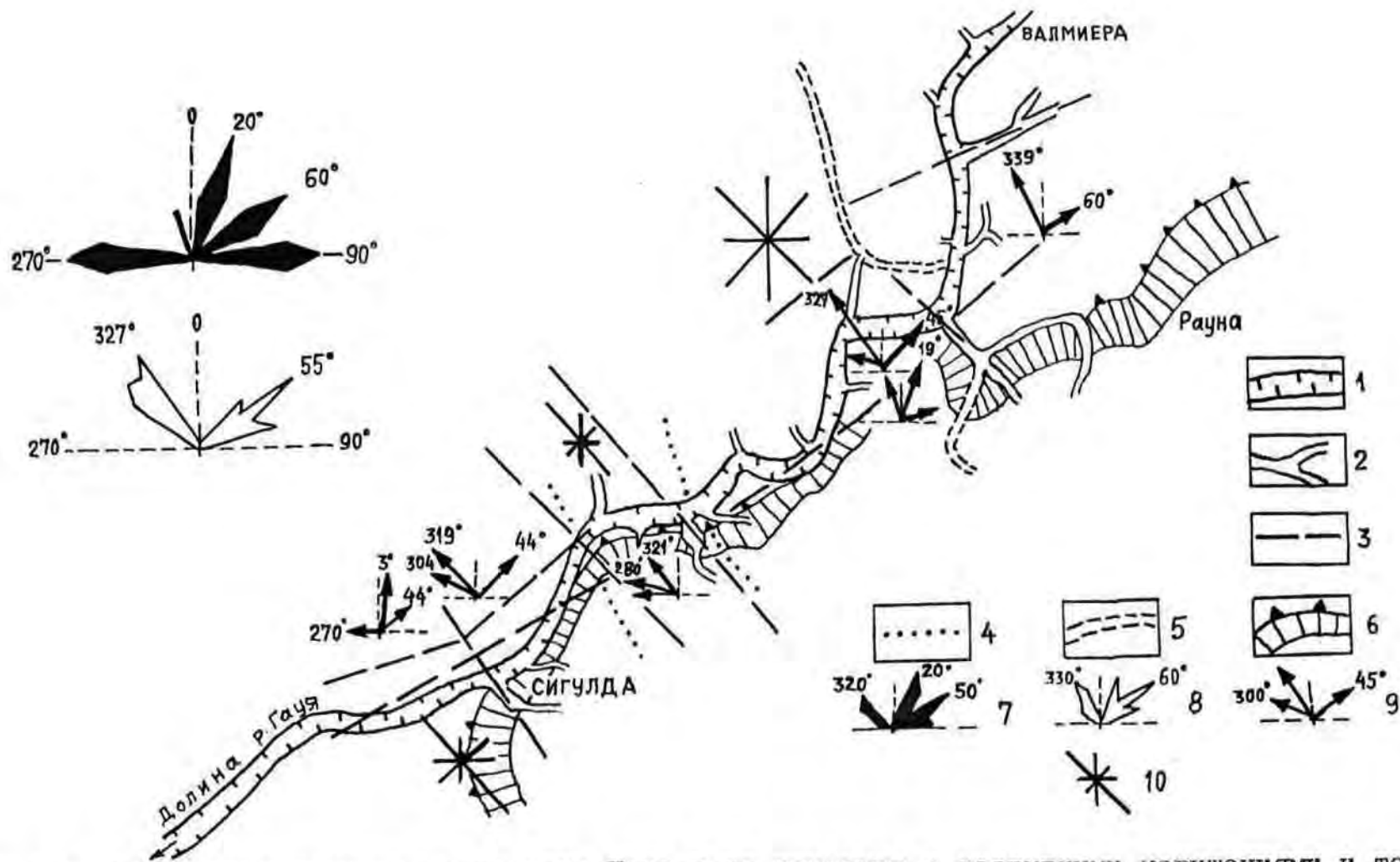


Рис. 2.8 .Связь ориентировки долин реки Гауя и ее притоков с разрывными нарушениями и тектонической трещиноватостью коренных пород
 1-долина реки Гауя, 2-участки долин нижних течений основных притоков, 3-разрывные нарушения, 4-границы отдельных участков долины р.Гауя, 5-долинообразные понижения и рывтины, 6-Рижско-Псковский уступ, 7-диаграмма ориентировки долины р.Гауя, 8-диаграмма ориентировки разрывных нарушений, 9-диаграмма ориентировки основных лучей тектонической трещиноватости, 10-ориентировка долин притоков р.Гауя и крупных оврагов.

уступ (рр. Рауна, Амата). На ряде очень коротких отрезков такое совпадение наблюдается и для долин рр. Лигатне, Скалупе, Вилдога. На правобережье с системой отмеченных разломов совпадает Сарумский и, по-видимому, Вайдавский палеоврез, прослеживающиеся в виде долинообразного понижения и рытвины в наблюдаемом рельефе.

Таким образом, непосредственная связь долины р. Гауя с субширотными разломами прослеживается лишь на отдельных коротких (от 3 - 5 до 10 - 12 км) отрезках, причем эта связь отчетливее проявляется не с региональными северо-восточными, а локальными - северо-западными разломами. Анализ тектонической карты этого района, составленной по материалам крупномасштабной геологической съемки территории Гауйского национального парка, показывает, что долина р. Гауя и глубокий палеоврез, к которому она приурочена, здесь проложены по седловинам между локальными структурами (Цесисская, Инчукалнская и др.), осложняющими осадочный чехол.

На территории Западной Латвии, где геологическими и геофизическими исследованиями и поисковыми работами на нефть обстоятельно изучена тектоническая структура территории и установлена сравнительно густая сеть разломов, преимущественно северо-восточного простирания (рис. 2.6, 2.7), было выявлено почти полное отсутствие структур и разломов северо-западной ориентации (174). Поэтому Западная Латвия также характеризуется отсутствием связи ориентировки линеаментов речных долин и азимутов разрывных нарушений (рис. 2.9), что уже указывалось М.И. Ковалевским и Г.Т. Лукшевиц (174).

Некоторые случаи возможного совпадения участков долинно-речной сети с зонами разрывных нарушений, четко проявляющихся в

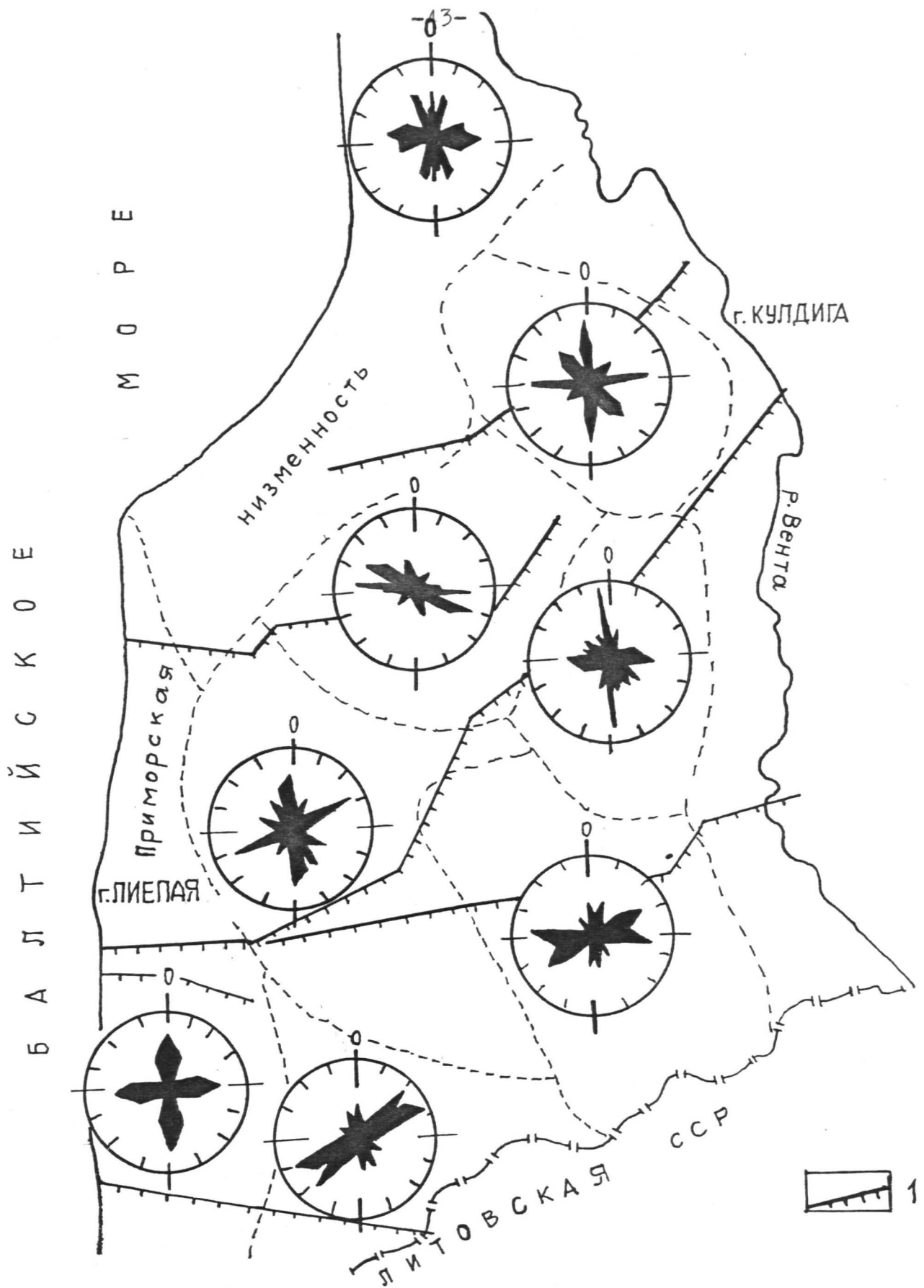


Рис. 2.9 .Розы-диаграммы ориентировки линейных элементов рельефа на территории Западной Латвии /по Г.Гулбе/ I-основные платформенные разломы.

осадочном чехле, могут быть отмечены для территории Восточной и Центральной Латвии. Так, согласно материалам геолого-съёмочных работ, к линиям разломов различных порядков приурочены, по-видимому, отрезки долины р. Даугава в районе г. Даугавпилс, часть долины р. Дубна, Двиетское и Лауцеское долинообразные понижения, Виеситская и Бригенская рывины. Не исключена также вероятность приуроченности к зонам разрывных нарушений Витрупско-Светупской системы долин и долинообразных понижений в Северо-Западной Видземе, как и возможно рр. Болупе и Айвиексте, располагающихся в пределах Восточно-Латвийской низменности (26).

Случаи совпадения участков долинно-речной сети с зонами разрывных нарушений, проявляющихся в осадочном чехле, выявлены также на территории Литвы (72,385,386,387) и, частично, Эстонии. Так, долина р. Швянтойи, вдоль которой обнаруживается в кристаллическом фундаменте нарушение, определяющее восточную границу зоны смятия. Западным рубежом этой зоны является граница Балтийской синеклизы. Она проходит вдоль р. Нявежис в некотором удалении на восток. Хорошую связь с разрывной тектоникой показывают отдельные участки рек Миния и Десна (72), рис. 2.10 .

Таким образом, в Прибалтике, за исключением возможно некоторых южных районов Литвы, к зонам совпадающим с опущенными блоками фундамента и разломам различных рангов основные флювиальные системы еще не приспособились. Более того, они обычно в плане проложены без определенной связи с блоковой системой кристаллического фундамента (рис. 2.6). Единственное исключение на территории Латвии составляет р. Айвиексте, которая приурочена к продольной оси опущенного блока кристаллического фун-



Рис. 2.10 .Схема связи между современной и доледниковой эрозией сетями Литвы, а также с крупными тектоническими нарушениями /по В.П.Вонсавичюс, 1982/

1-погребенные долины доледниковых рек, 2-линии крупных тектонических нарушений и контуров структур кристаллического фундамента.

дамента. На юге Литвы такую связь имеет нижнее течение р. Неман. Как свидетельствует сопоставление долинно-речной сети Прибалтики и даже ее основных стволов отдельно взятых с расположением разрывных нарушений, связь между ними невысока. Следовательно, расположение основных звеньев речных систем, их очертания в условиях аккумулятивного ледникового рельефа области последнего оледенения Прибалтики является нетектоническим.

2.4. Сеть долин и тектоническая трещиноватость коренных пород

По И.Г. Гольбрайху и др. (88), Г.В. Чарушину (371), В.П. Философову (361), М.В. Пиотровскому (291) и др. долинная сеть контролируется доминирующей трещиноватостью и закладывается в основном согласно расположению последней. Однако, как это уже отмечалось Г.В. Чарушиным (371), в случаях, когда водотоки выработывают эрозионные углубления в мощной толще рыхлых отложений, указанная закономерность совпадения эрозионных форм с системами тектонических трещин может и не проявляться.

Характерной областью сплошного развития мощного покрова рыхлых четвертичных отложений являются районы ледниковой аккумуляции, к которым относится и основная часть Прибалтики. Связь тектонической трещиноватости, зон дробления и разрывных нарушений кристаллического фундамента и осадочного чехла с гидрографической сетью Прибалтики изучена еще недостаточно, тем не менее рядом исследователей (17, 234, 261, 275, 281, 310) такая связь в отдельных районах этой территории, как и в пределах некоторых смежных районов Северо-Запада, отмечается.

В последнее время одним из наиболее надежных методов выявле-

ния связи долинной сети с трещиноватостью служит составление и анализ диаграмм ориентировки линеаментов с использованием аэрофотоснимков, хотя и согласно Б.Н. Можаяеву (274) "в виде линеаментов лишь частично проявляются отдельные системы трещинно-разрывных нарушений, а количество видимых на аэроснимках линеаментов во много раз меньше количества трещин, секущих породы". По материалам выполненного им исследования территории Ленинградской, Псковской и Новгородской областей установлено, что на участках моноклиального залегания пород отчетливо выражены 2-3 системы линеаментов, а в участках сложного строения, с развитием локальных структурных форм осадочного чехла, ориентировка линеаментов очень разбросана и выделить четкие системы не представляется возможным. На территории Латвии подобное явление хорошо прослеживается в долине р. Даугава между гг. Плявиняс и Стучка. Здесь долина глубоко прорезает толщу верхнедевонских доломитов и доломитовых мергелей, осложненных многочисленными локальными тектоническими структурами (рис. 2.11). Ориентировка линеаментов, снятых в пределах каньонообразной долины нижнего яруса, здесь существенно отличается от ориентировки основных лучей систем трещиноватости (рис. 2.12).

С целью снижения вероятности принятия за линеаменты случайных элементов рельефа они измерялись только на тех участках, где долины и основные их элементы (уступы террас, склоны), а также овраги, полностью выработаны в коренных породах. Был использован также материал, собранный рядом других исследователей (17,92,289,333,358,446,504). Такой анализ возможной связи ориентировки долин с трещиноватостью был выполнен и на целом ряде участков других рек.

Река Айвиексте в районе нас. п. Сайкава отличается широкой (до I - I,5 км), но неглубокой долиной с останцами обтекания.

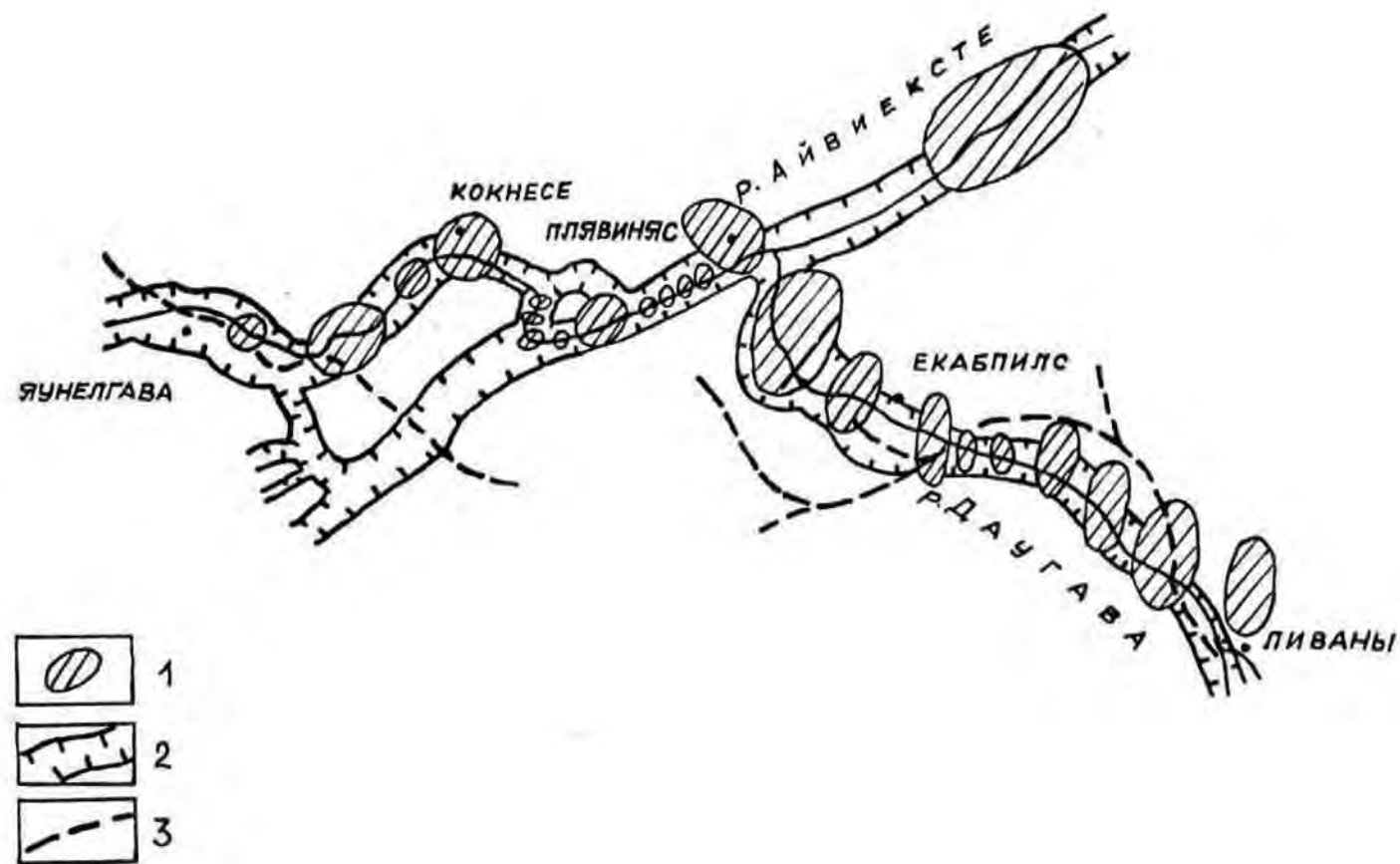


Рис. 2.11 .Схема расположения локальных структур, палеоврезов и долины р.Даугава на участке г.г.Ливаны- Яунелгава.
 1- локальные структуры /по А.Индансу,1962/, 2- долина, 3- расположение полностью или частично погребенных палеоврезов.

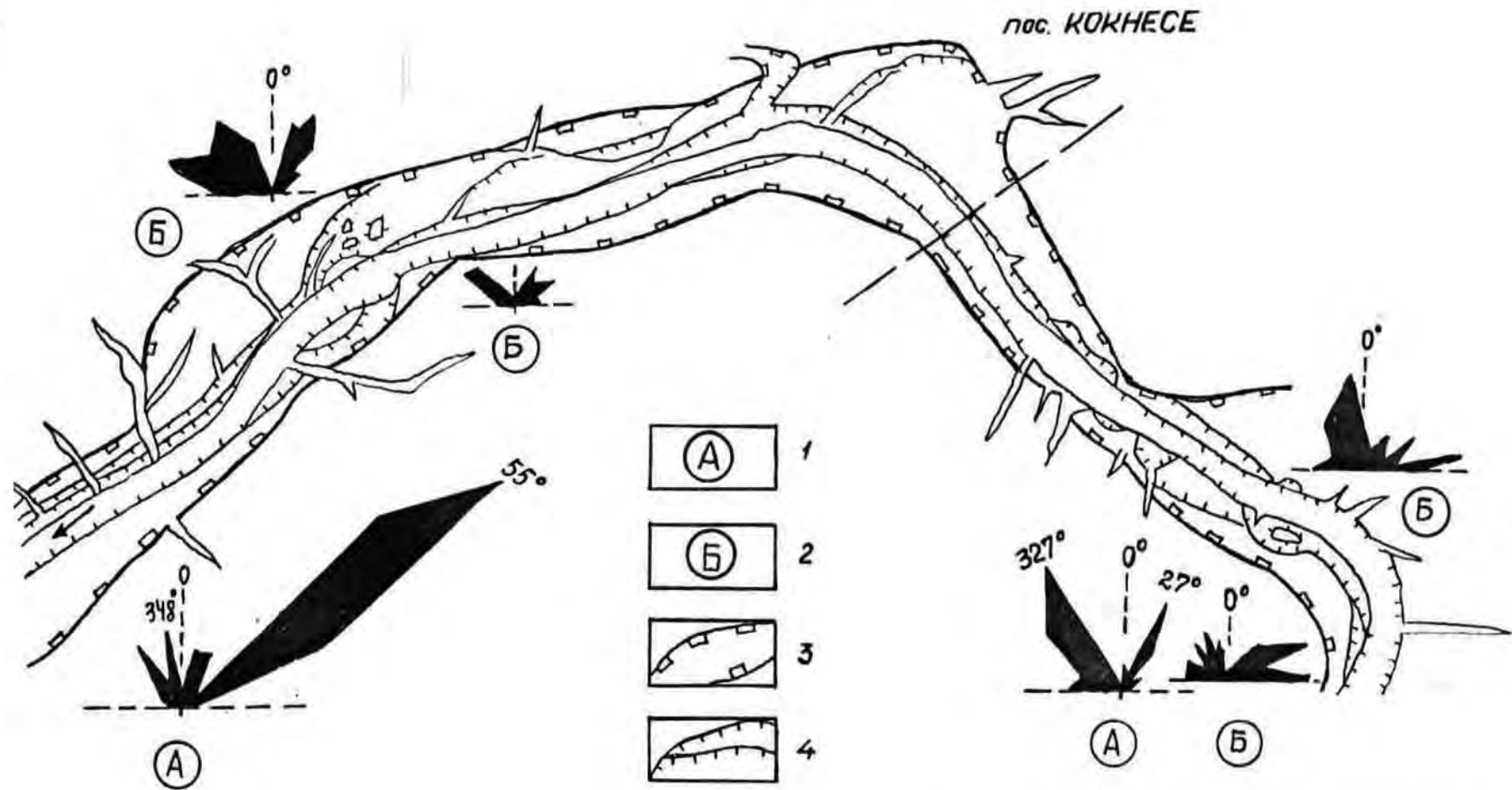


Рис. 2.12. Ориентировка линеаментов долины р. Даугава и азимуты трещиноватости в доломитах в районе пос. Кокнесе

Диаграммы: 1—ориентировки линеаментов долины, 2—ориентировки азимутов трещиноватости в доломитах, 3—коренный склон долины, 4—уступы террас, обрывы коренных пород.

Склоны долины и I-ая терраса выработаны в моренных суглинках, а русло реки и частью пойма — в девонских доломитах. Связь ориентировки линеаментов с ориентировкой основных лучей систем трещиноватости оказалась слабой. Наиболее представительный луч линеаментов (55°), фиксирующий общее простирание долины и реки, вовсе не отражается на диаграмме трещиноватости (рис. 2.13).

На участке р. Лиелупе в районе нас. п. Калнциемс на протяжении более чем 10 км русло врезано в верхнедевонских доломитах. Наиболее представительный луч линеаментов (348°), фиксирующий простирание реки, здесь также никак не отражает трещиноватость, однако, примерно совпадает с азимутом Калнциемского разлома, проявляющегося и в осадочном чехле (рис. 2.14).

В районах, не нарушенных локальными структурами, согласованность линеаментов флювиальной сети и тектонических трещин на ряде участков повышается, а местами проявляется даже вполне отчетливо. Так, в районе поселка Ицава, где русло и частично борта долины одноименной реки на протяжении более 10 км выработаны в доломитах бауской свиты, с лучами систем тектонической трещиноватости приближенно совпадают три из пяти систем линеаментов (рис. 2.15). Следует отметить, что северо-восточный луч (56°) трещиноватости здесь совпадает с ориентировкой регионального тектонического разлома. Долина р. Огре в районе нас. п. Рембате, располагающаяся в пределах Средне-Латвийской покатости, на протяжении свыше 15 км представляет собой чередование ряда сравнительно коротких отрезков, часть которых отличается узкой, врезанной в верхнедевонские доломитизированные песчаники долиной, а другая, в местах пересечения рекой участков, где долина выработана в моренных суглинках, характеризуется значительным расширением последней (401°). Здесь наблюдается частая смена азимутов

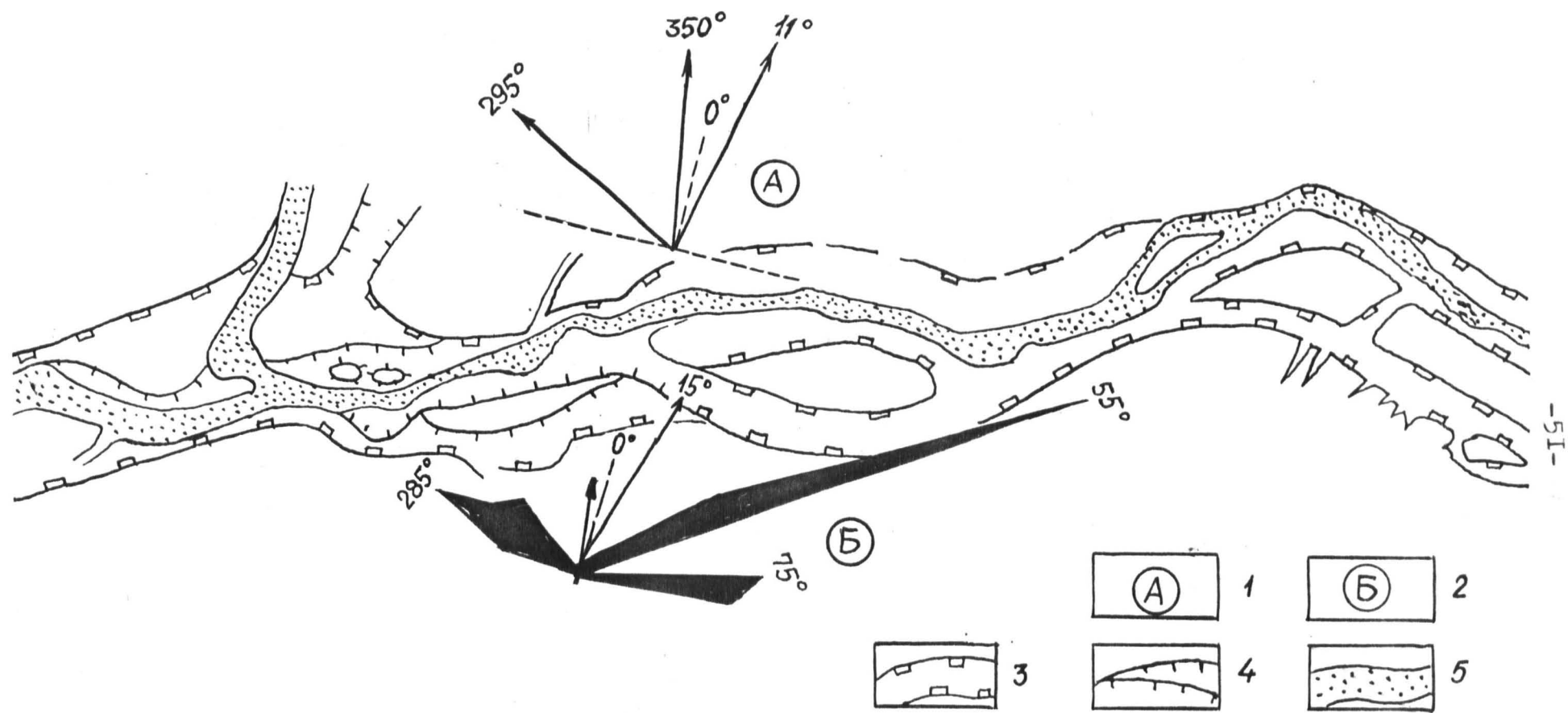
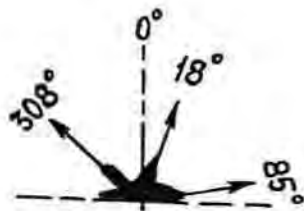
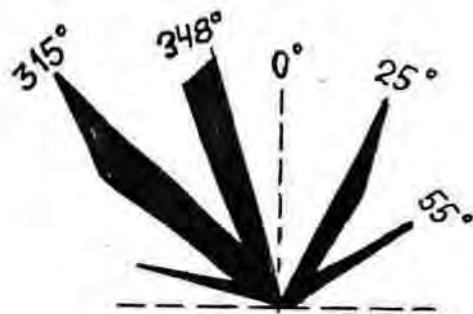


Рис. 2.13 .Связь азимутов линеаментов долины реки Айвиесте с азимутами основных систем трещиноватости в доломитах в районе нас.п.Сайкава

1-азимуты систем трещин в доломитах /по В.М.Смирнову,1972/, 2-азимуты линеаментов долины реки Айвиесте, 3-коренный склон долины, 4-уступы террас, 5-пойма.



Азимуты основных систем трещиноватости в доломитах



Азимуты линеаментов долин

Рис. 2.14 .Связь азимутов линеаментов реки Лиелупе с основными системами трещиноватости в доломитах у нас.п.Калнциемс

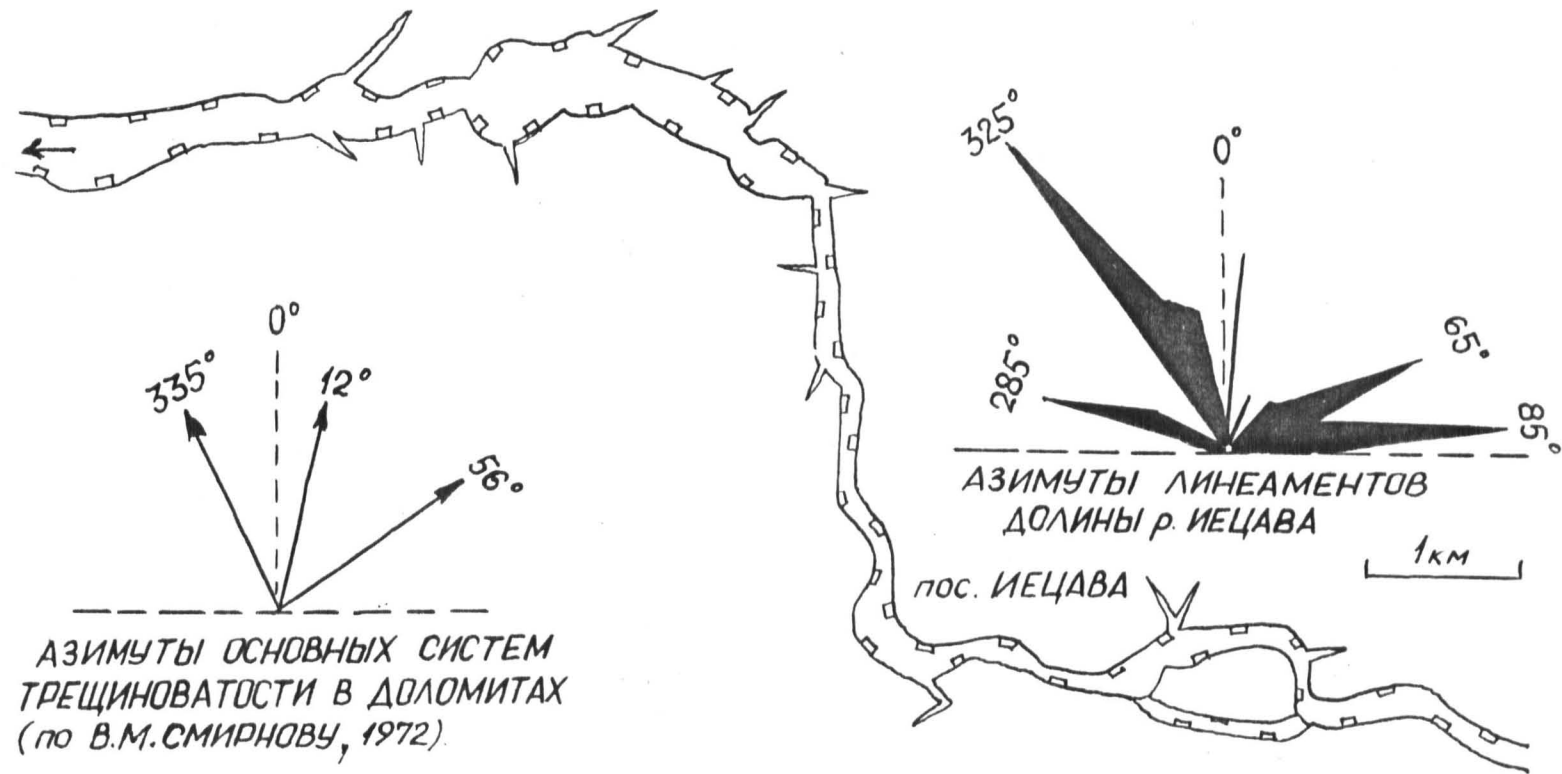


Рис. 2.15 .Связь азимутов линеаментов долины реки Мецава с основными системами трещиноватости в доломитах у пос.Мецава.

ориентировки долины при длине спрямленных отрезков порядка 0,5 - 1,5 км. Два из пяти лучей линеаментов этого участка долины хорошо совпадают с азимутами тектонической трещиноватости двух главных направлений (рис. 2.16). Хорошим совпадением азимутов линеаментов со всеми представительными системами трещиноватости отличается участок долины р. Гауя и ее притоков в районе пос. Гауиена и северо-восточнее него (рис. 2.17). Представительный луч линеаментов широтного простирания ($275 - 278^{\circ}$) здесь фиксирует Смилтенско-Апский разлом. Меридиональное простирание долины р. Гауя определяется приуроченностью ее к палеоврезу, который, по-видимому, заложен по простиранию системы трещиноватости в коренных породах. Несколько выше по течению спрямленные участки р. Гауя и ее притоков (рр. Палса, Визла) указывают на определенную их связь с северо-западным и северо-восточными системами трещиноватости (рис. 2.17).

Предпочтительно по тектоническим трещинам развита современная гидрографическая сеть Эстонии, что особенно наглядно в Северной Эстонии (262, 265, 348). Это выражается в более или менее параллельной ориентировке долин в северо-западном (в Северной Эстонии) или северо-восточном (в бассейне рр. Казари и Пярну) направлениях и наличием множества развитых по трещинам прямолинейных участков. С тектонической трещиноватостью северо-западного или северного простирания явно связаны также древние врезы Северной Эстонии, например, р. Вальгейгы (265).

Изложенное выше, таким образом, свидетельствует, что на тех участках, где реки врезаны в коренные породы, которые неосложнены системами локальных тектонических структур, в большинстве случаев отмечается определенная связь между основными лучами

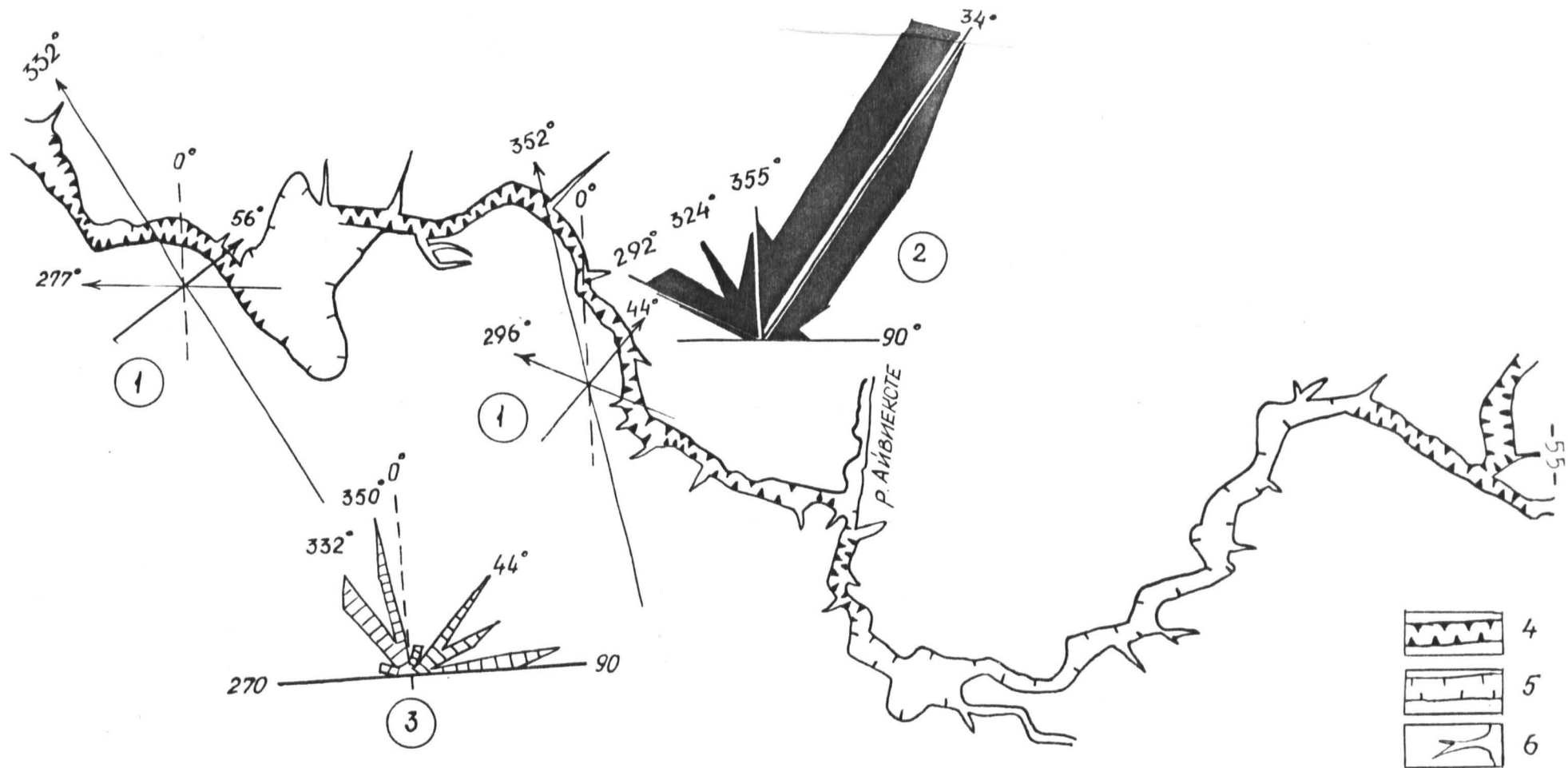


Рис. 2.16 .Связь азимутов линеаментов долины р.Отгре с азимутами основных систем трещиноватости в доломитовых песчаниках и глинах в районе нас.п.Рембате
 1-азимуты основных систем трещиноватости/по В.М.Смирнову,1972/,2-то же по измерениям автора,3-азимуты ориентировки долин.Отрезки долин выработанные в:4-коренных породах,5-четвертичных отложениях, 6-овраги.

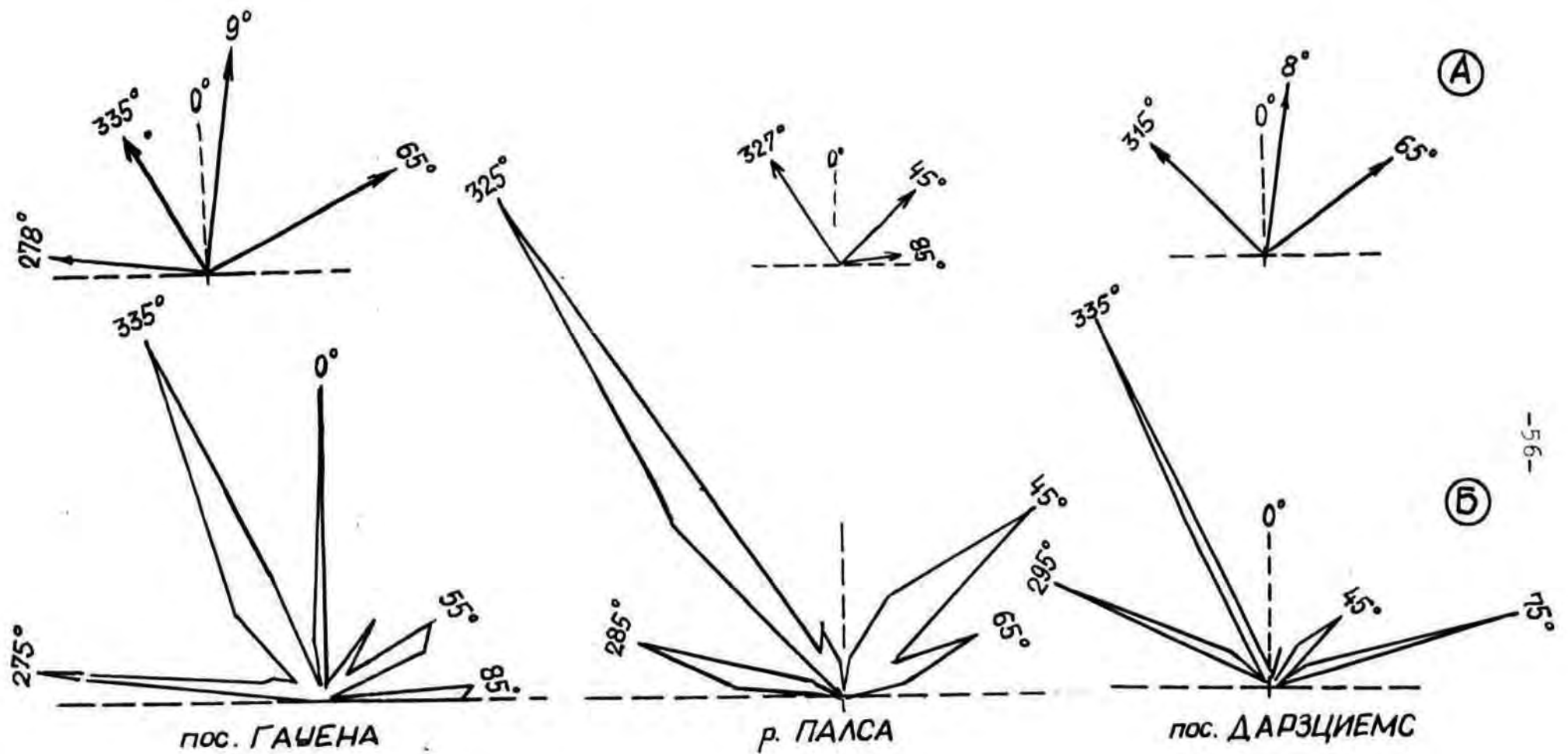


Рис. 2.17. Связь азимутов линейных элементов долин рек Гауя, Палса и оврагов вблизи Рижско-Псковского уступа с азимутами основных систем трещиноватости в доломитах
 А-ориентировка основных систем трещиноватости в доломитах/по В.М.Смирнову, 1972; В.А.Гравитис, 1961/.

ориентировки тектонической трещиноватости и короткими (0,5 – 1,5 км) прямолинейными отрезками долин или русел рек. Однако, так как почти все реки рассматриваемой территории в пределах преобладающей части своих течений врезаны исключительно в четвертичные отложения, обусловленность заложения водотоков трещиноватостью здесь в целом является скорее исключением, чем правилом. Следовательно, связь долинно-речной сети с зонами тектонической трещиноватости можно определить как сугубо фрагментарную, прослеживающуюся лишь на отдельных небольших участках и не имеющую характера общей закономерности.

2.5. Поверхность коренных пород и ее влияние на формирование наблюдаемого рельефа и речной сети

2.5.1. Общие черты рельефа коренных пород и основные его элементы

Основные черты рельефа коренных пород Прибалтики определяются как наличием изолированных поднятий, расположенных на фоне низин, так и некоторым общим понижением поверхности в сторону Балтийского моря. В рельефе дочетвертичных пород наблюдается большое разнообразие отрицательных и положительных форм, как крупных, так и мелких. Достаточно обширные участки рельефа поверхности коренных пород с одинаковым геологическим строением и близкими высотами относятся к крупным формам (348) или макроформам (251). Они имеют более или менее четкие границы.

На территории Эстонии среди основных форм рельефа коренных пород выделяются плато, низины и впадины, а также Северо-Эстонский глинт (рис. 2.18). Крупные формы коренного рельефа осложня-

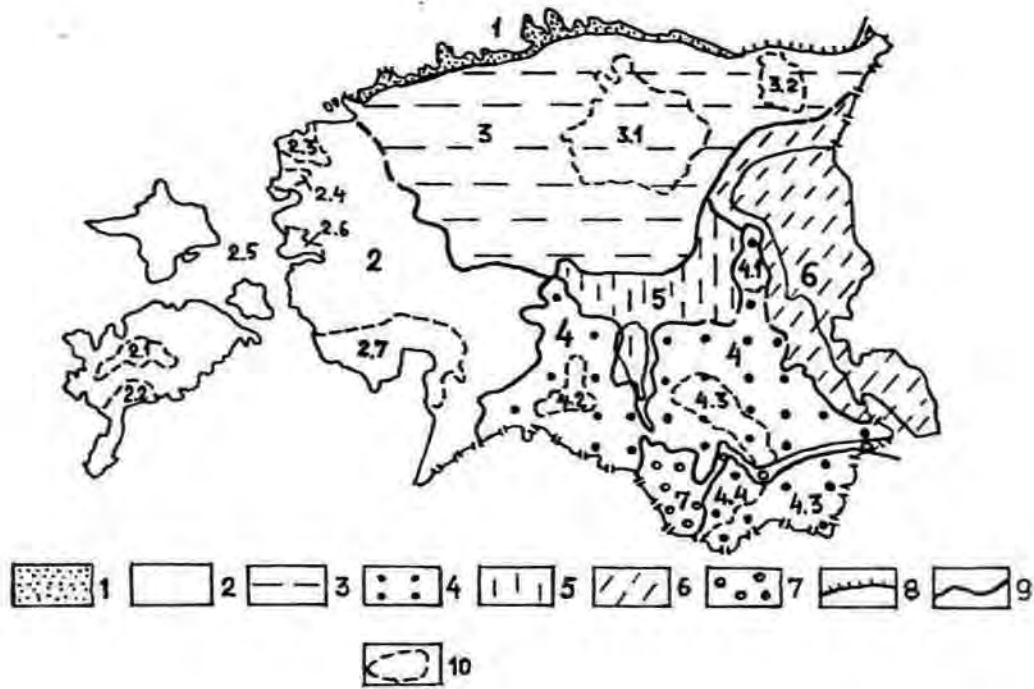


Рис. 2.18 .Формы рельефа коренных пород Эстонии
/Э.Таваст, А.Раукас, 1982/

1—впадина Финского залива, 2—Западно-Эстонская низина: 2.1—Средне-Сааремааское возвышение, 2.2—Сырвеская, 2.3—Нываская, 2.4—Ноаротсиская, 2.5—Вяйнамереская, 2.6—Матсалуская и 2.7—Пярнуская низины, 3—Виру-Харьюское плато: 3.1—Пандиверская возвышенность, 3.2—Ахтмеское возвышение, 4—Девонское плато: 4.1—Кокораское островное возвышение, 4.2—Южно-Сакалаская возвышенность, 4.3—Отепяская возвышенность, 4.4—Карулаское возвышение, 4.5—Хааньяская возвышенность, 5—Средне-Эстонская и Вьртсъярвская низины, 6—Псковско-Чудская впадина, 7—Валгаская низина с низиной Юго-Восточной Эстонии, 8—Северо-Эстонский глинт, 9—границы крупных форм рельефа коренных пород, 10—границы средних форм рельефа коренных пород.

ются средними формами рельефа — возвышенностями и возвышениями, а также крупными палеоврезами. На территории Латвии, где амплитуда рельефа коренных пород больше, чем в Эстонии и составляет приблизительно 450 м (342), к основным, крупным формам коренного рельефа относятся поднятия, низины и Балтийская депрессия (рис. 2.19). В группе средних и мелких форм выделяются склоны и уступы (высота до 60 м), ограничивающие поднятия, разновысотные низины и Балтийскую депрессию. Обычно они отчетливо выражены в наблюдаемом рельефе. К характерным формам рельефа поверхности коренных пород относятся также палеоврезы (погребенные долины), выявленные в пределах всех типов крупных, а также средних форм, хотя их распределение неравномерное. Сравнительно мелкими образованиями, осложняющими поверхность поднятий и низин, являются локальные повышения, ложбины и эрозионно-денудационные останцы (342). Локальные повышения (относительная высота до 10 м) отражают локальные структуры или возникли в результате избирательной экзарации ледника. К экзарационным образованиям в Эстонии и Латвии (342,348) относятся основная часть мелких ложбин (глубина до 10 м).

В рельефе коренных пород Латвии выделяются четыре сравнительно четко прослеживаемых уровня. Наиболее низкое положение занимает Балтийская депрессия (абсолютные отметки ниже — 30 м в краевой его части). Гипсометрически выше уровень низин с отметками от — 10 м на западе до 80—90 м на востоке Латвии. Поверхность поднятий характеризуется абсолютными отметками от 60 — 80 м на западе до 100 — 120 м в центральной и восточной частях республики (342). Наиболее высокий уровень (130 — 150 м) соответствует некоторым повышенным участкам поднятий. Поверхность коренных пород Литвы, отличающаяся также сравнительно значитель-

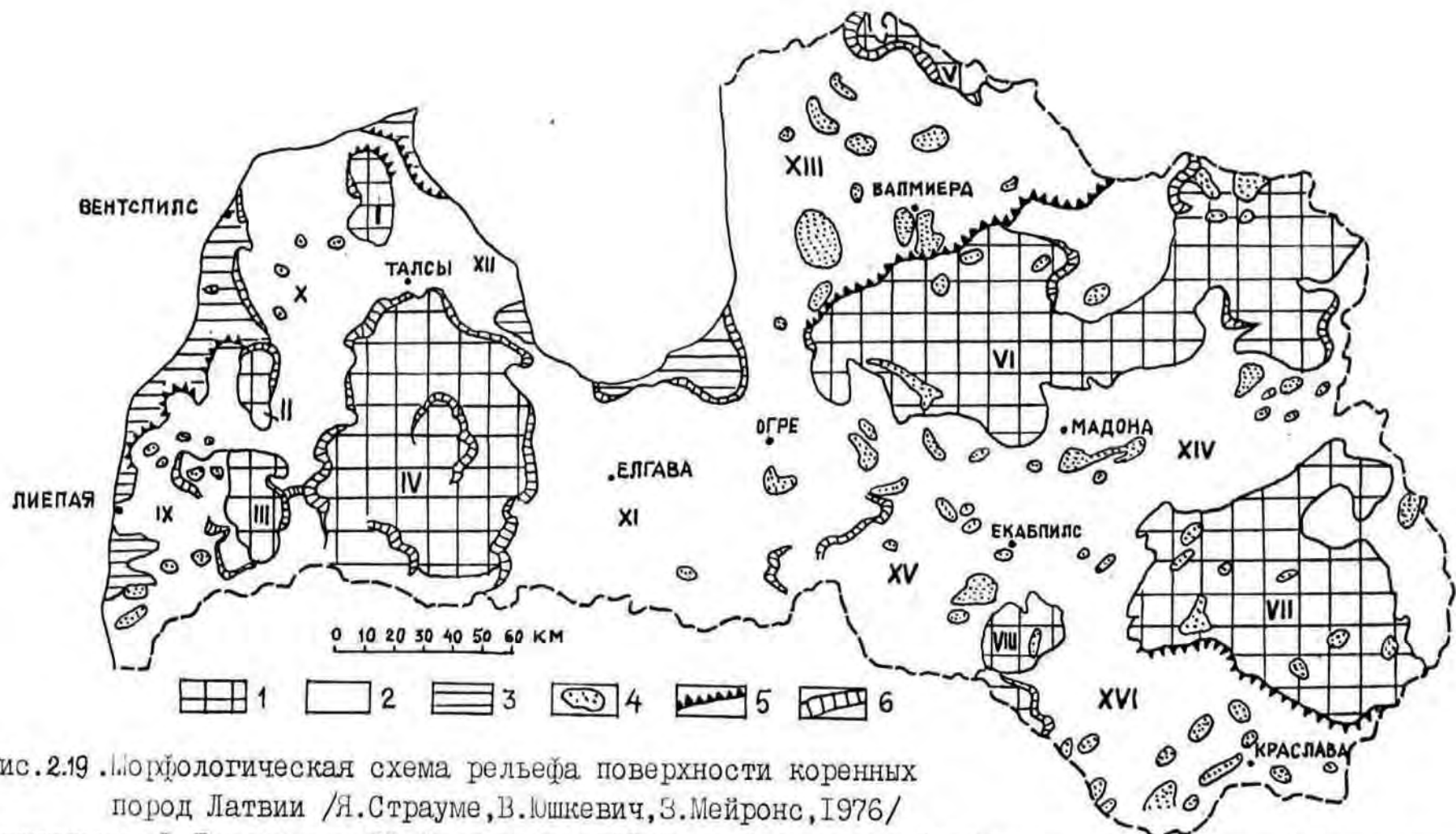


Рис. 2.19 .Морфологическая схема рельефа поверхности коренных пород Латвии /Я.Страуме, В.Юшкевич, З.Мейронс, 1976/
 I – поднятия : I – Дундагское, II – Кулдигское, III – Южно-Курземское, IV – Восточно-Курземское, V – Руенское, VI – Видземско-Алунсненское, VII – Латгальское, VIII – Акнистское, 2 – низины: IX – Западно-Курземская, X – Привентская, XI – Земгальская, XII – Энгурская, XIII – Северо-Видземская, XIV – Восточно-Латвийская, XV – Селлийская, XVI – Даугавпилская, 3 – Балтийская депрессия, 4 – локальные повышения и эрозионно-денудационные останцы, 5 – уступы, 6 – склоны.

ной расчлененностью, достигающей около 300 м (78), покрыта толщей четвертичных отложений разной мощности, достигающей до 300 м в южной части территории. Среди крупных форм рельефа выделены равнины (Приморская, располагающаяся ниже уровня моря; Средне-Литовская от 50 до 90 м) и возвышенности (Восточно-Жямайтская, Восточно-Литовская выше 50 м над уровнем моря) (73). В каждом из перечисленных типов рельефа фиксируются более мелкие формы — повышения, понижения, склоны куэстовых уступов, глубокие палеоврезы.

По ведущему фактору образования среди форм погребенного коренного рельефа выделяются эрозионно-денудационные, экзарационные, тектонические, карстовые и космогенные образования (348). Только мелкие и небольшие средние формы могли образоваться под воздействием одного рельефообразующего фактора. Большинство форм имеют сложное, полигенетическое происхождение.

2.5.2. Особенности размещения, морфологии, строения и генезиса древних палеоврезов

Первые сведения о наличии на субчетвертичной поверхности древних глубоких врезов (долин) относятся к 30-м и 40-м годам (327,444,467,488,528,548,549,550). Вскоре, с накоплением фактического материала, древние врезы стали отражаться и на картах рельефа коренных пород (153, 172, 173,251,346). Публиковались и некоторые обобщенные схемы расположения древних врезов отдельных частей или всего Северо-Запада Восточно-Европейской равнины с попытками интерпретации их основных систем и возможных путей стока древних (дочетвертичных, межледниковых) рек (155,156,157,275,320). В них еще много предположений, обусловленных недостаточной изученностью отдель-

ных районов, а также участков сочленения территорий отдельных республик и областей. Поэтому увязка выявленных фрагментов древних врезов в этих обобщениях во многом еще условна (246).

Анализ карт рельефа коренных пород убеждает в том, что хотя и достоверно установленные древние врезы распространены повсеместно, особенно широкое развитие и значительные глубины их наблюдаются только в пределах отдельных районов (112,143,251,275,406). Так, в пределах Латвии наиболее густая сеть палеоврезов имеет место в Западной Курземе, Северо-Западной Видземе и юго-восточной части территории республики (112,406). В Эстонии такими районами являются Южная и Юго-Восточная Эстония, узкая полоса Предглинтовой равнины и северная часть Северо-Эстонского плато, в несколько меньшей степени также Западно-Эстонские равнины (348). В пределах Литвы палеоврезы располагаются более равномерно, однако наиболее крупные и глубокие формы тяготеют к центральной и юго-западной частям республики (72,73). За пределами Прибалтики высокой плотностью палеоврезов выделяется Карбоновый уступ и прилегающая к его основанию полоса низин (180,181,182), а также северо-западная часть Белоруссии (236).

В распространении древних врезов усматривается несомненная пространственная связь с литологией пород, залегающих на субчетвертичной поверхности (рис. 2.20). Палеоврезы прежде всего тяготеют к районам распространения отложений терригенного комплекса (песчаники, алевролиты, глины и др.), которым в поверхности коренных пород соответствуют низины, платообразные ступени, склоны и уступы (406,419). В районах, где субчетвертичная поверхность сложена породами карбонатного комплекса (известняки, доломиты), глубокие врезы, как это уже неоднократно отмечалось в литературе (275,406,457), встречаются гораздо реже или вообще не отмечаются. Исключением является территория Западно-Курземской

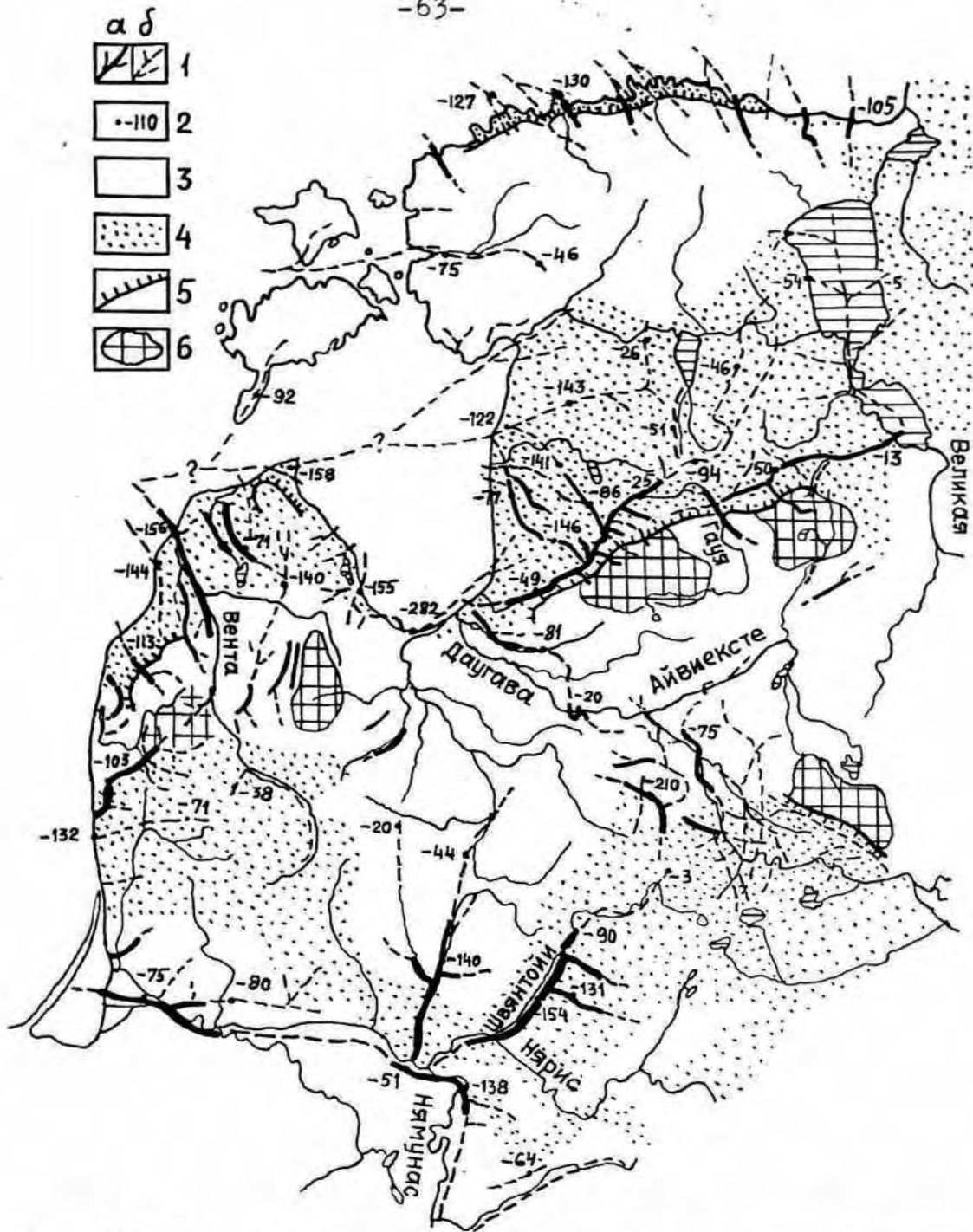


Рис. 2.20 .Схема распространения основных систем палеоврезов на территории Прибалтики /составлена с использованием опубликованных данных В.Вонсавичюса, Э.Мейронса, А.Мийдела, Я.Страуме, Э.Таваст, А.Раукаса, В.Юшкевича и др., Палеоврезы на поверхности коренных пород: 1а-достоверно установленные и хорошо прослеживаемые, 1б-предполагаемые и фрагментарно прослеживаемые, 2-абсолютные отметки дна палеоврезов, 3-площади распространения твердых коренных пород карбонатного комплекса, 4-площади распространения коренных пород песчано-глинистого комплекса, 5-уступы рельефа коренных пород, 6-наиболее высокие участки поверхности коренных пород.

возвышенности, юга и юго-запада Восточно-Латвийской низменности и ряда участков Средней Латвии, где глубокие каньонообразные врезы расчленяют поверхность, сложенную доломитами (рис. 2.20) или известняками (Северная Эстония). Относительно редкая встречаемость древних врезов в районах распространения карбонатных пород, которым в рельефе коренных пород соответствуют, главным образом, плато или куэстоподобные ступени, возможно обусловлена вероятным расположением здесь древних (дочетвертичных) водоразделов, разграничивающих отдельные бассейны палеорек (406). Речная сеть в таком случае формировалась преимущественно на окраинах обособленных денудацией плато и возвышенностей, ограничивающих их уступах и в пределах низин, сложенных в основном песчано-глинистыми отложениями. В пользу заложения палеоврезов, по аналогии с формированием долинно-речной сети куэстового рельефа, свидетельствуют установленные в настоящее время системы врезов вдоль Рижско-Псковского уступа на территории Латвии и Юго-Восточной Эстонии. Так, к низинам, располагающимся у подножья уступа, оказываются приуроченными магистральные врезы Пра-Гауи, Валкский и Пиуза-Вирусский, к которым примыкают более короткие, мелкие врезы, расчленяющие уступ (рр. Рауна, Вайве, Амата, Сапа). В отдельных районах кроме глубоких (более 100 м) палеоврезов выявлена чрезвычайно сложная сеть перекрещивающихся мелких (до 20 - 50 м) и узких (0,2 - 0,5 км) палеоврезов. Особенно характерным в этом отношении является район между Рижско-Псковским уступом и долиной р. Гауя, представляющий собой полосу шириной в 10 - 30 км. Наиболее плотная сеть врезов установлена на территории, располагающейся между гг. Валмиера, Смилтене и пос. Рауна (рис. 2.21). Прямолинейность некоторых узких палеоврезов здесь, по-видимому, определена приуроченностью их к раз-

ломам северо-восточного и северо-западного простираний.

Врезы с каньоно- или корытообразным поперечным профилем в последнее время в целом ряде случаев установлены и на дне Балтийского моря (217, 320, 321). Они обычно рассматриваются как погребенные речные долины, так как часто расчленяют не только склоны и днища отдельных котловин, но прослеживаются также в прибрежной полосе и на побережье.

Системы древних врезов, таким образом, имеют известную особенность и приуроченность к определенным ступеням рельефа коренных пород. Наиболее густая сеть врезов (долин), в пределах каждой из систем, наблюдается у подножий склонов, представляющих границы разновысотных ступеней (238, 342). Не менее сильно расчленены и склоны. Детальные исследования древних врезов, проведенные на ряде участков, позволяют предполагать, что вдоль подножий склонов или уступов прослеживаются одна или несколько "магистральных" долин, в которые впадают боковые притоки (рис. 2.22). Последние вместе со своими притоками расчленяют склоны на многочисленные выступы и останцы. Такая закономерность, впервые отмеченная И.В. Котлуковой (180, 181) для системы врезов, приуроченных к склону Карбонового плато, заставляет полагать, что ступени в рельефе коренных пород и древние врезы являются генетически взаимосвязанными элементами эрозионно-денудационного рельефа (342). Если даже допустить, что первоначально некоторые границы ступеней были представлены склонами тектонического происхождения, то за время длительного континентального развития территории они значительно изменили как местоположение, так и конфигурацию, отступая под влиянием разрушающегося действия развития долинной сети и ледниковой экзарации.

Одной из существенных черт размещения палеоврезов является

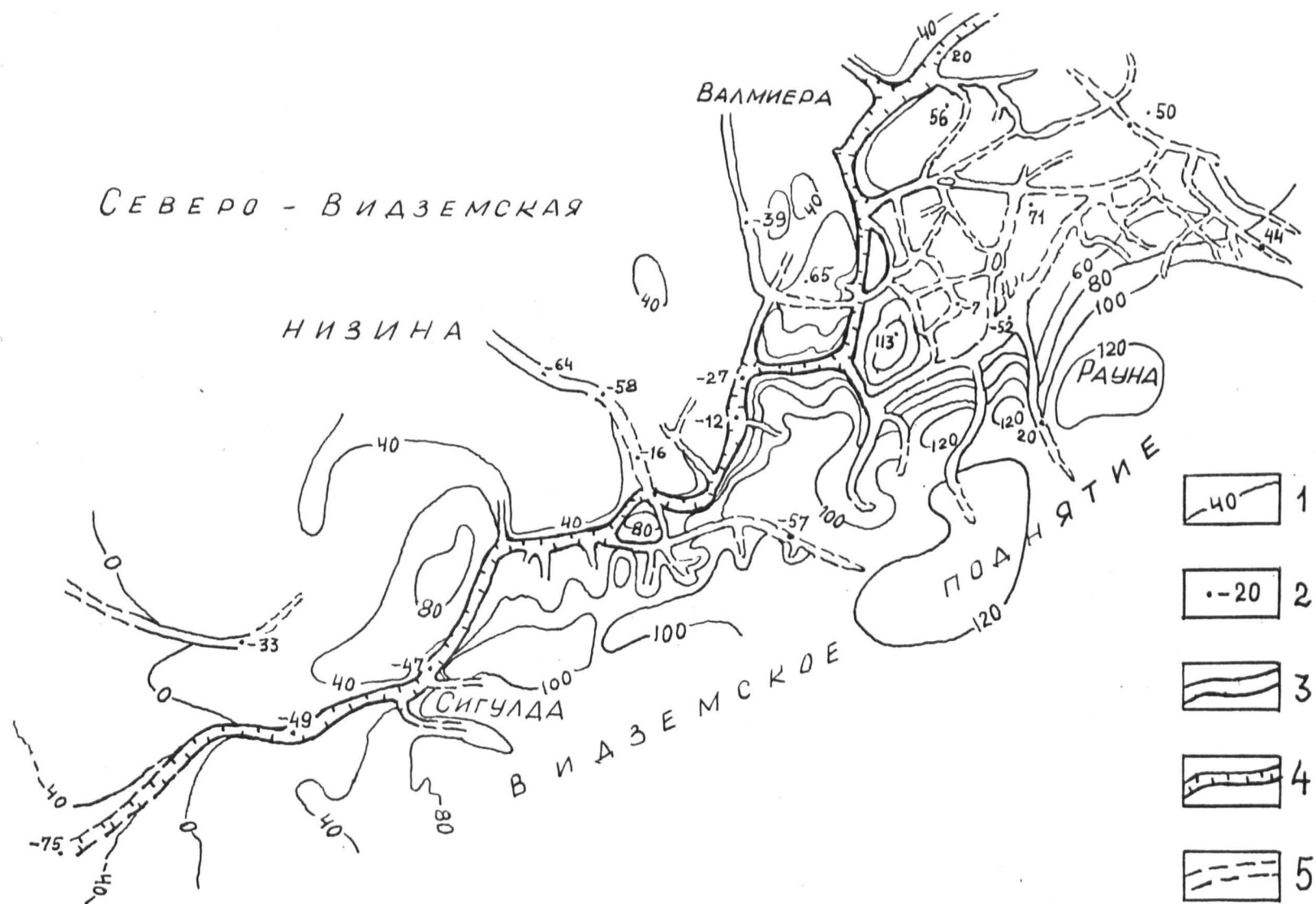


Рис. 2.22. Схема рельефа поверхности коренных пород и палеоврезов у подножья Рижско-Псковского уступа.
 1—изогипси поверхности коренных пород, 2—абсолютные отметки. Палеоврезы: 4—Пра-Гауи, 3—другие достоверно установленные, 5—предполагаемые.

преобладающая их ориентировка. Трём указанным выше районам Латвии, отличающимся наиболее густой сетью долинообразных врезов, характерна диагональная (в основном северо-западная, реже северо-восточная) или субмеридиональная ориентация (рис.2.20). В Эстонии же, кроме четко выраженной северо-западной составляющей (Северная Эстония), рисунок палеоврезов более сложный, в особенности на юге, где возможно развиты и пересекающиеся системы. Материалы, полученные в последние годы, свидетельствуют о том, что перекрещивающиеся системы палеоврезов распространены довольно широко. В Латвии они известны в районе г. Даугавпилс, оз. Вишкю (Юго-Восточная Латвия), на Видземском побережье Рижского залива и др. (рис.2.23). Палеоврезы Литвы, согласно В. Вонсавичюсу (72,73), А. Гайгаласу и др. (78) и В. Чепулите (376), представляют развитую древовидную систему с переходом на широтное простираание на западе республики. В центральной и южной частях Литвы преобладают меридиональная и широтная ориентация врезов.

Таким образом, каждому району свойствен свой индивидуальный рисунок палеоврезов, который, по-видимому, во многом предопределен особенностями развития рельефа в доледниковое время.

Выполненное сопоставление расположения и ориентировки палеоврезов и тектонических разломов показывает, что на территории Латвии и Эстонии определенная связь между ними, за единичными исключениями, отсутствует. На территории Латвии приуроченность этих врезов к разломам установлена для Виеситского палеовреза, а также для палеоврезов северо-западного простираания в районе г. Даугавпилс, у некоторых врезов (Сарумский и др.) в пределах Северо-Западной Видземе. К разломам северо-восточного простираания тяготеет врез Пра-Гауи (5) и ряда его притоков, однако

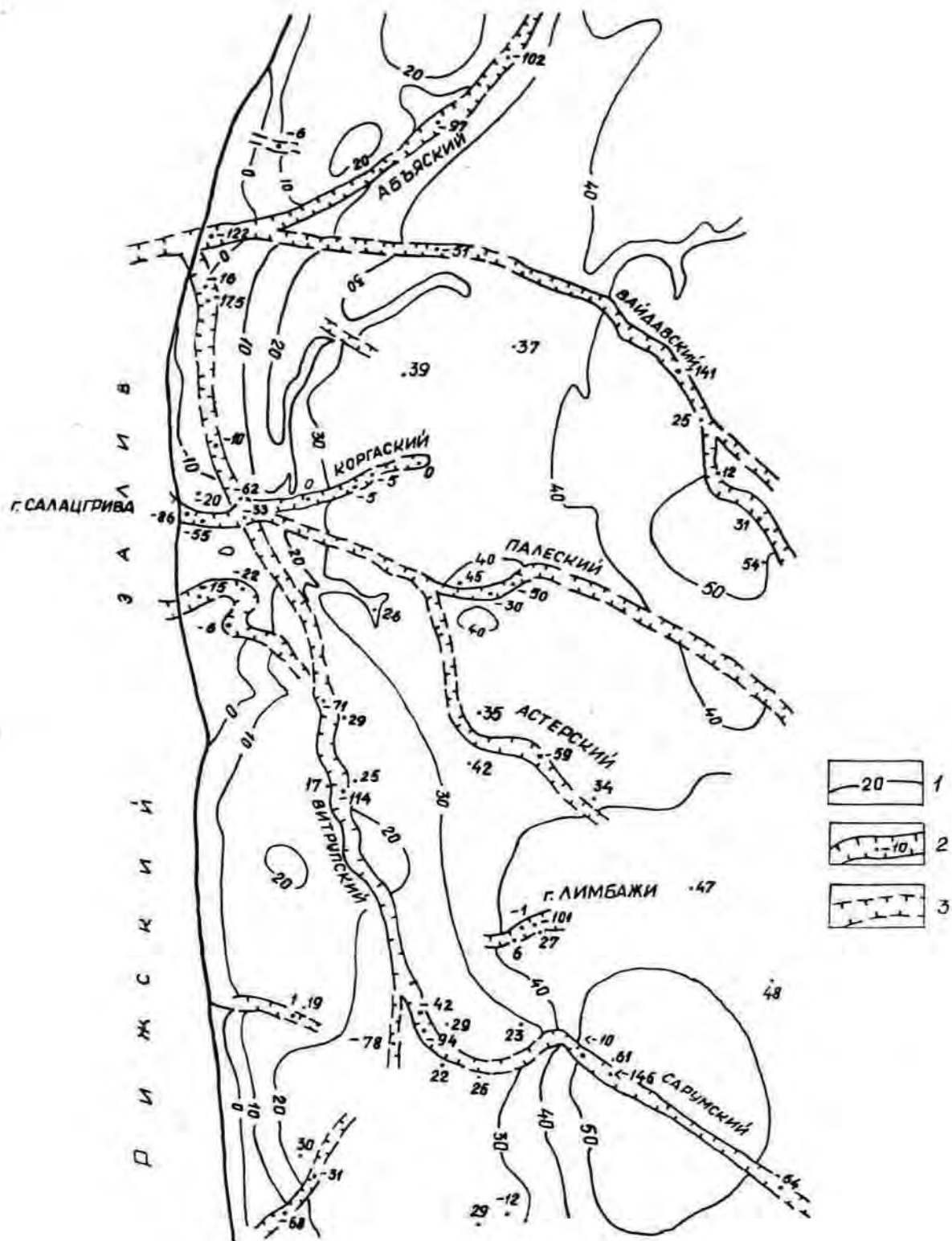


Рис.2.23. Схема рельефа поверхности коренных пород и палеоврезов восточного побережья Рижского залива
I - изолинии поверхности коренных пород, Палеоврезы: 2 - достоверно установленные, 3 - предполагаемые.

приуроченность их к соответствующим разломам является весьма приближенной.

На территории Южной и Юго-Западной Литвы, где сеть разломов весьма плотная, а мощности четвертичных отложений значительны, достоверное выявление связи погребенных палеоврезов с разломами затруднительно, хотя на отдельных участках простирающиеся врезывания (Пра-Нярис, Пра-Швянтойи, Пра-Нямунас) явно предопределены зонами разрывных нарушений в осадочном чехле.

Таким образом, расположение и ориентировка на территории Прибалтики преобладающей части палеоврезов (на современном уровне изученности) не предопределены системами разломов. Их общее расположение и в целом тесная связь с рельефом коренных пород, тяготение основных систем (Западная Литва и Латвия, Северо-Западная Видземе, Западная и Северная Эстония) к котловине Балтийского моря, а в Центральной и Восточной Литве к оси Польско-Литовской впадины, указывает, что их заложение в основном происходило в связи с развитием крупных тектонических структур.

На современном этапе изученности наиболее слабо выявленными остаются морфологические особенности древних врезываний, так как имеющиеся морфологические данные по ним в основном фрагментарны. Морфологическая их характеристика и типизация поэтому проводится, главным образом, лишь на основании отдельных параметров поперечного сечения (ширина, крутизна склонов, форма), цифровые показатели которых часто являются приблизительными, и общей характеристики некоторых элементов продольного их простирающегося (прямолинейные, извилистые, продольный уклон, переуглубления).

Ранее (172, 288) погребенные долинообразные врезывания считались преимущественно крутосклоновыми, каньоно- или ∇ -образными. Полученные в последние годы данные однако свидетельствуют, что,

наряду с узкими крутосклонными врезами, широкое распространение имеют также пологосклонные, иногда слабовыраженные или корытообразные. Так, в частности, на территории Эстонии (346,347) наиболее характерными являются корытообразные врезы, часто встречаются пологосклонные, невыразительные образования. И лишь в Южной Эстонии местами установлены глубокие (до 207 м) Γ -образные врезы (Абъя). По крутизне склонов древние врезы Эстонии были подразделены на весьма пологосклонные (до 10°), пологосклонные ($10 - 15^\circ$), крутосклонные ($15 - 20^\circ$) и сильно крутосклонные (более 20°).

Материалы по врезам Латвии также свидетельствуют о большом морфологическом разнообразии этих форм (5,112, 251, 327, 342, 399, 401, 406, 408). Помимо каньонообразных, развитых преимущественно в районах распространения карбонатных пород, часто представлены также глубокие, но более широкие, иногда террасированные врезы (Юрмалский, Пра-Гауйский) и \cup или ∇ -образные формы (Вайвский, Акнистский и др.). Нередко встречаются пологосклонные, слабо выраженные в рельефе коренных пород палеоврезы. Отмеченные выше разновидности поперечного профиля свойственны не только крупным образованиям, но и мелким палеоврезам, глубина которых до 50 - 80 м. Установлены мелкие террасированные палеоврезы, которые на отдельных участках унаследовали современные реки (рр. Раунис, Витрупе), рис. 2.24. Но в целом на территории Латвии среди глубоких (более 100 м) врез преобладают крутосклонные.

В Литве глубокие ∇ -образные врезы имеют ширину от 0,5 до 1 км и глубину до 100 - 300 м. Значительно чаще здесь однако развиты широкие 1 - 3 км и более корытообразные, пологосклонные палеоврезы. На севере Литвы палеоврезы неглубокие, но иног-

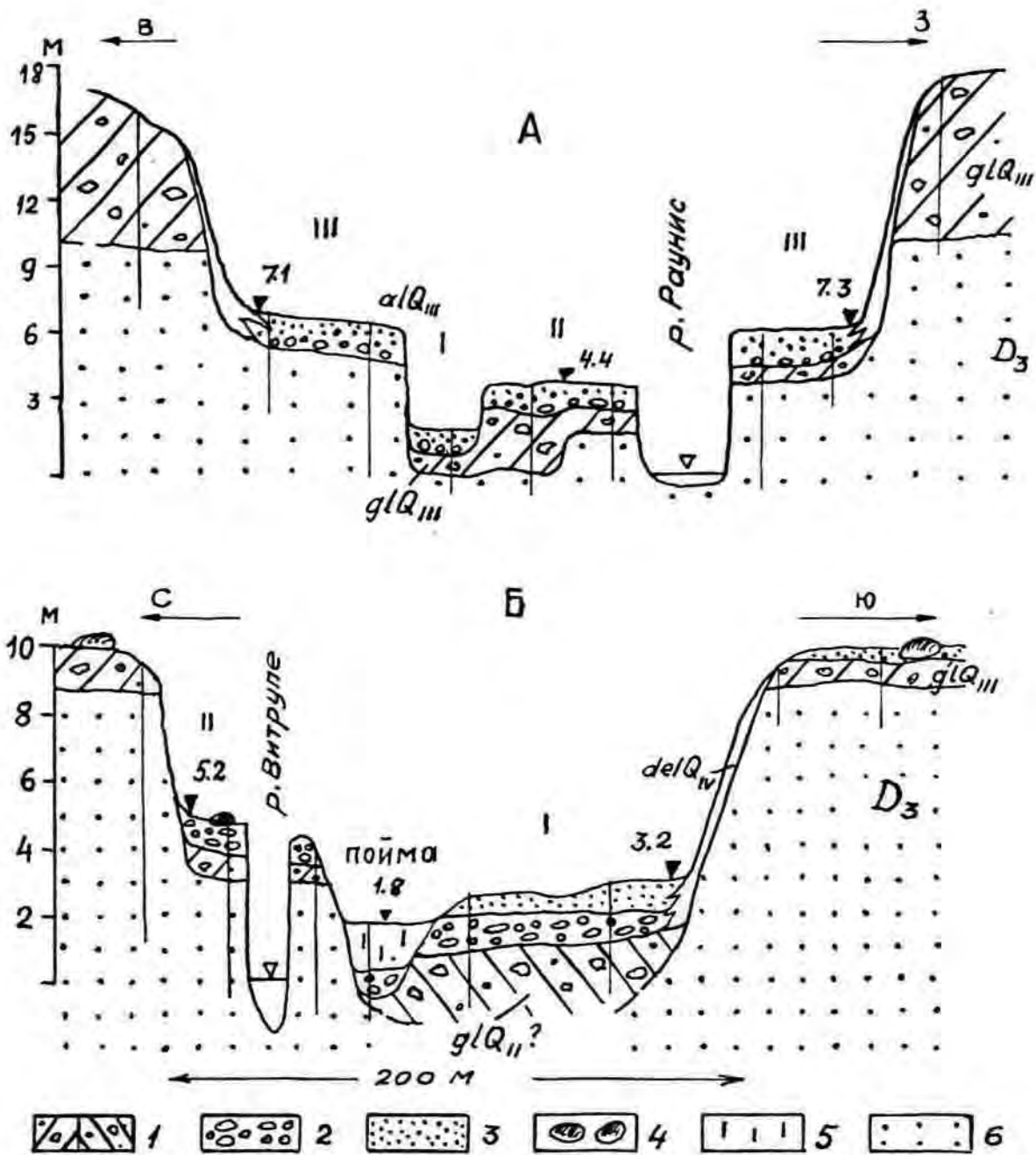


Рис.2.24. Поперечные профили долин и палеоврезов.

А - р.Раунис в районе нас. п. Веселава,

Б - р.Витрупе ниже нас. п. Кирбижи

- 1 - моренные суглинки и супеси, 2 - гравийно-галечные отложения,
 3 - пески мелко- и среднезернистые, 4 - валуны, 5 - алевриты,
 6 - песчаники

да весьма широкие (5 - 7 км).

В тех случаях, когда отдельные палеоврезы изучены большим количеством буровых скважин и детальными геофизическими работами выявляется, что морфология их, как уже отмечалось А.В. Раукасом (302), отличается изменчивостью и разнообразием. Главной особенностью, характерной по всей вероятности не только для территории Прибалтики, является изменение морфологического облика четко установленного палеовреза по его простиранию при пересечении последним различных элементов (ступеней) рельефа коренных пород.

При всем разнообразии морфологии палеоврезов, установленных на территории Прибалтики, в целом вырисовывается некоторая закономерность возрастания их ширины и глубины в южном, юго-восточном направлениях (419), подобно тому, как возрастают и размеры современных долин и бассейнов рек (таблица 2.1).

Таблица 2.1

Некоторые морфологические параметры долинообразных палеоврезов Прибалтики

Территория	Ширина в км		Глубина вреза в коренных породах, м	
	преобладающая	максимальная	преобладающая	максимальная
Эстония	0,3 - 0,8	1,0	80 - 140	207
Латвия	0,5 - 1,0	1,5 - 2,0	80 - 150	300
Литва	0,5 - 4,0	4,0 - 10,0	80 - 100	260

Приведенные данные, таким образом, могут быть интерпретированы как косвенное указание на флювиальный генезис по крайней мере основной части палеоврезов.

В последние годы вопросы формирования палеоврезов, как извест-

но, привлекали внимание многих исследователей, особенно после того, как Г.И. Горецким (89,90,91), а за ним и целым рядом других (212,237,337) была пересмотрена ранее общепринятая точка зрения о флювиальном генезисе этих врезов и приведены существенные доводы в пользу их экзарационного происхождения. Соответственно этому долинообразные врезы было предложено называть ложбинами ледникового выпахивания и размыва. Основными доводами для этого послужило отсутствие в палеоврезах аллювиальных отложений, широкое распространение в них морен и водноледниковых отложений разных оледенений, наличие гляциодислокаций, отторженцев, скоплений глыб и обломков местных коренных пород, переуглублений. Согласно А.В. Раукас (302), продольный профиль дна их постольку, поскольку его можно считать истинным, также в отдельных случаях слабо выработан, уступчатый и мало характерен для нормальной равнинной реки.

Приведенные особенности морфологии и строения врезов, указывающие на несомненное ледниковое воздействие, тем не менее не противоречат их первичной флювиальной природе. Следовательно⁽²⁵²⁾, объяснение их возникновения лишь ледниковым выпахиванием и размывом или же, как это в отдельных случаях встречается, дифференцированными тектоническими движениями не решает вопрос их генезиса в полном объеме, так как не учитывает ряда достаточно явных признаков флювиального зарождения во всяком случае определенной части этих врезов. Так, одним из таких признаков флювиального их заложения является достоверно установленный древовидный рисунок систем Пра-Гауи (рис.2.22), а также наличие однонаправленного уклона его дна (рис.2.25). Выявленный в пределах Северо-Западной Видземе и Восточно-Латвийской низменности меандрический или полого извилистый рисунок палеоврезов, в плане вполне идентичен с рисунком современных речных долин, вре-

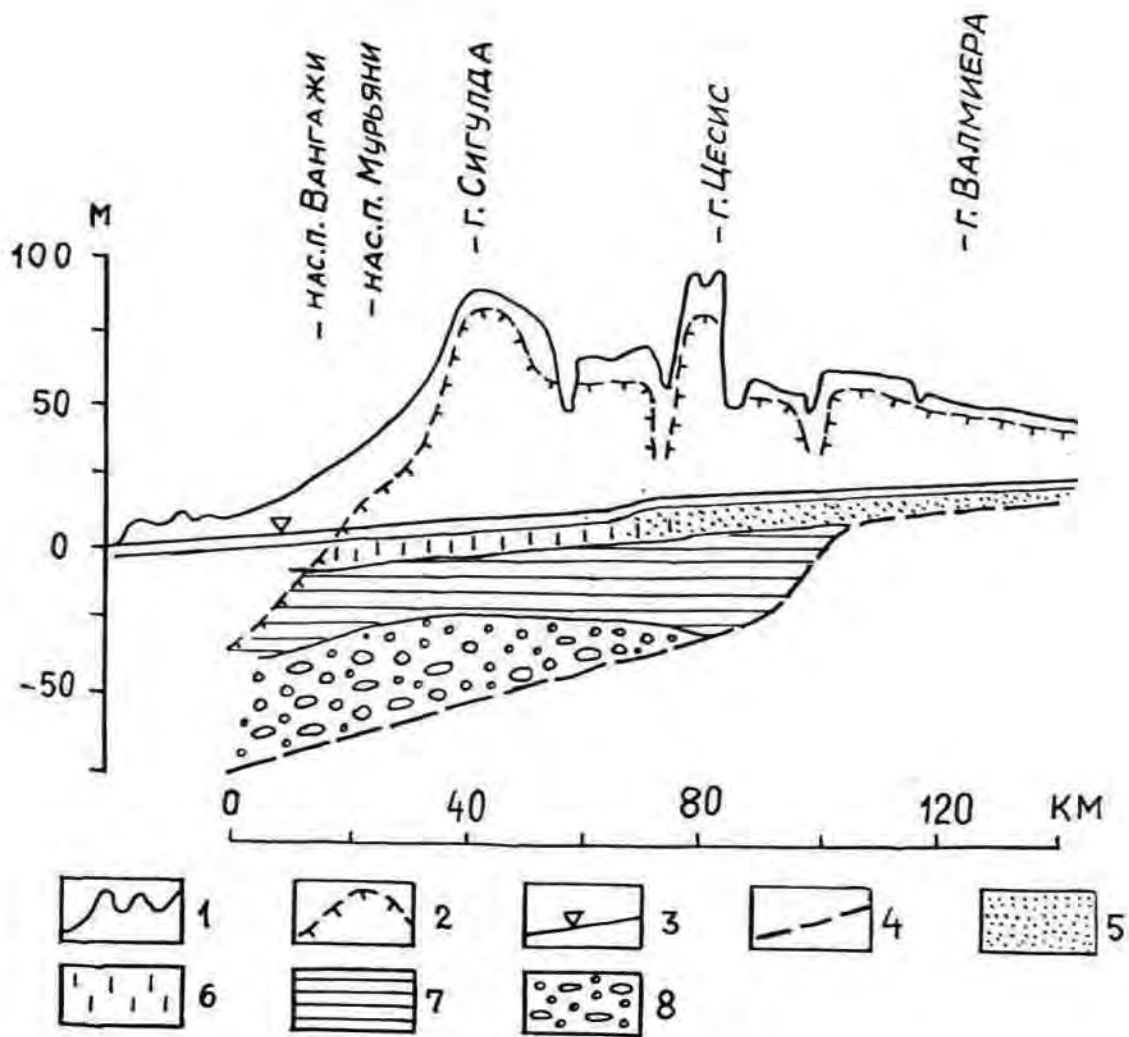


Рис. 2.25. Продольные профили р. Гауя и одноименного палеовреза (по О.П.Аболтиньшу, 1971 г., с дополнениями автора).

1 - поверхность рельефа у бровки долины р. Гауя, 2 - поверхность коренных пород, 3 - продольный профиль реки, 4 - продольный профиль дна палеовреза. Заполнение палеовреза: 5 - песок, 6 - алеврит, 7 - безвалунные (ленточные) глины, 8 - песчано-гравийно-галечные отложения.

занных в коренные породы. Извилистая конфигурация в плане часто свойственна как глубоким (100 - 200 м), так и мелким (20 - 60 м), но относительно узким (0,3 - 0,8 км) палеоврезам (рис.2.26,2.27).

Флювиальную природу детально изученных участков погребенных врезов Пра-Даугавы, располагающихся в районе г. Стучка, и о. Доле (устьевой участок) подтверждают выявленные бурением на их склонах глубокие (до 20 - 50 м ниже уровня моря) дочетвертичные карстово-суффозионные провалы (328). Они могли образоваться только в условиях нахождения глубоких врезов в их непосредственной близости(10,328).

Следует заметить, что детальность изучения врезов пока еще, как правило, недостаточна для окончательных выводов о наличии или отсутствии в них террас, так как расстояния между скважинами на поперечных профилях за редкими исключениями составляют не менее 0,5 - 1 км.

В палеоврезах Латвии, а также Эстонии (302) достоверно установленных аллювиальных отложений дочетвертичного возраста действительно нет. Но, с другой стороны, отсутствие их можно вполне объяснять общим развитием территории в дочетвертичное время и в плейстоцене. К тому же трудно поверить, что прошлые дочетвертичные ландшафты могли существовать без сложно построенной речной сети. Доледниковые речные долины образовались в условиях интенсивного вреза, обусловленного значительным понижением уровня мирового океана (277) и тектоническим поднятием земной коры (155,156,157,170,171,282,529). Отсутствие во врезам аллювиальных отложений, связанных с их формированием, объясняется также ледниковым выпаживанием, роль которого в переформировании древних флювиальных врезов в значительной мере определялась их ориентировкой по отношению направления движения ледника. Наиболее благоприятные

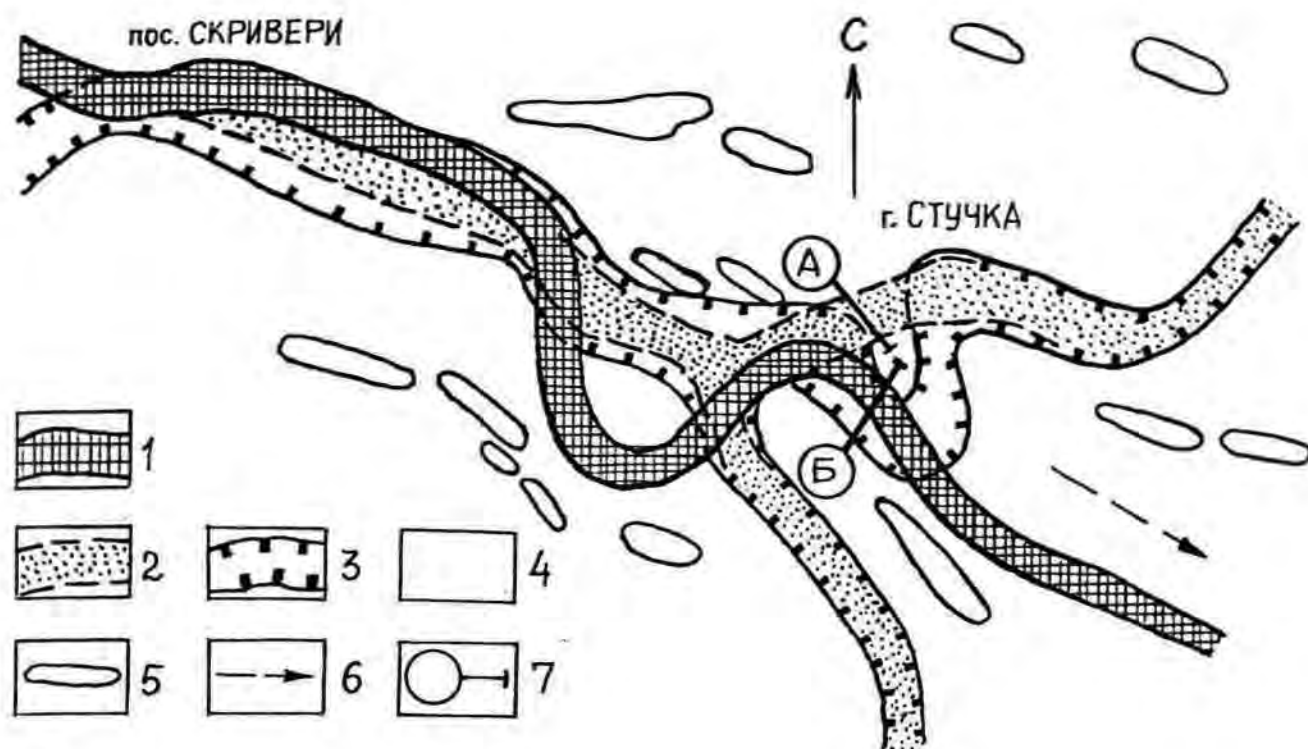


Рис. 2.26 .Схема расположения древних врезов и долин поздне- и послеледниковой гидрографической сети в окрестностях г.Стучка

1-глубокий каньонообразный врез,дно которого располагается 20-30 м ниже уровня моря, 2-крутосклонный,неглубокий /до 40 м/ U-образный врез с отметками дна около 28-30 м над уровнем моря, 3-каньонообразная долина поздне- и послеледниковой речной сети, 4-волнистая моренная равнина, 5-моренные увалы, 6-направление движения ледника последнего оледенения, 7-расположение поперечных профилей,изображенных: А-в рис. 2.32 , Б- в рис.2.33.

условия для ледникового преобразования возникли в долинах, ориентированных по направлению движения ледника (112,302,406,458). Ограничены возможности воздействия на долины, простирающиеся перпендикулярно или под углом по направлению движения, что было обусловлено пломбированием их неподвижным льдом (112). Неоднократная ледниковая экзарация и воздействие подледниковых флювиогляциальных потоков привело к изменению продольного и поперечного профилей врезов и часто — к значительному расширению их устьевых участков или также отрезков, в пределах которых врезы пересекают склоны или уступы поверхности коренных пород. Таким образом, многие из палеоврезов можно рассматривать и как ложбины ледникового выпахивания и размыва.

Различия строения отложений, заполняющих врезы, характеризуются отсутствием фациальной их дифференциации (рис. 2.28). Предварительный анализ региональных особенностей строения отложений, заполняющих древние врезы Прибалтики, свидетельствует, что глубокие врезы Юго-Восточной Латвии, Литвы и, частично, Южной Эстонии (71,78,305,343,376) оказываются заполненными преимущественно моренными отложениями. Последние нередко представлены разновозрастными моренами (до 3 — 6 слоев). В прочих случаях обычно преобладают флювио- и лимногляциальные отложения. Кроме того, выявляется ряд районов в пределах которых системы врезов одинаковой ориентации и приуроченность к одной и той же макроформе поверхности коренных пород отличаются значительной общностью характера строения заполняющих их четвертичных отложений. Так, части территории Латвии, располагающейся северо-западнее р. Гауя, глубокие палеоврезы северо-западного и северного простираний, расчленяющие поверхность Северо-Видземской низины субчетвертичного рельефа (кроме узкой полосы побережья), обычно

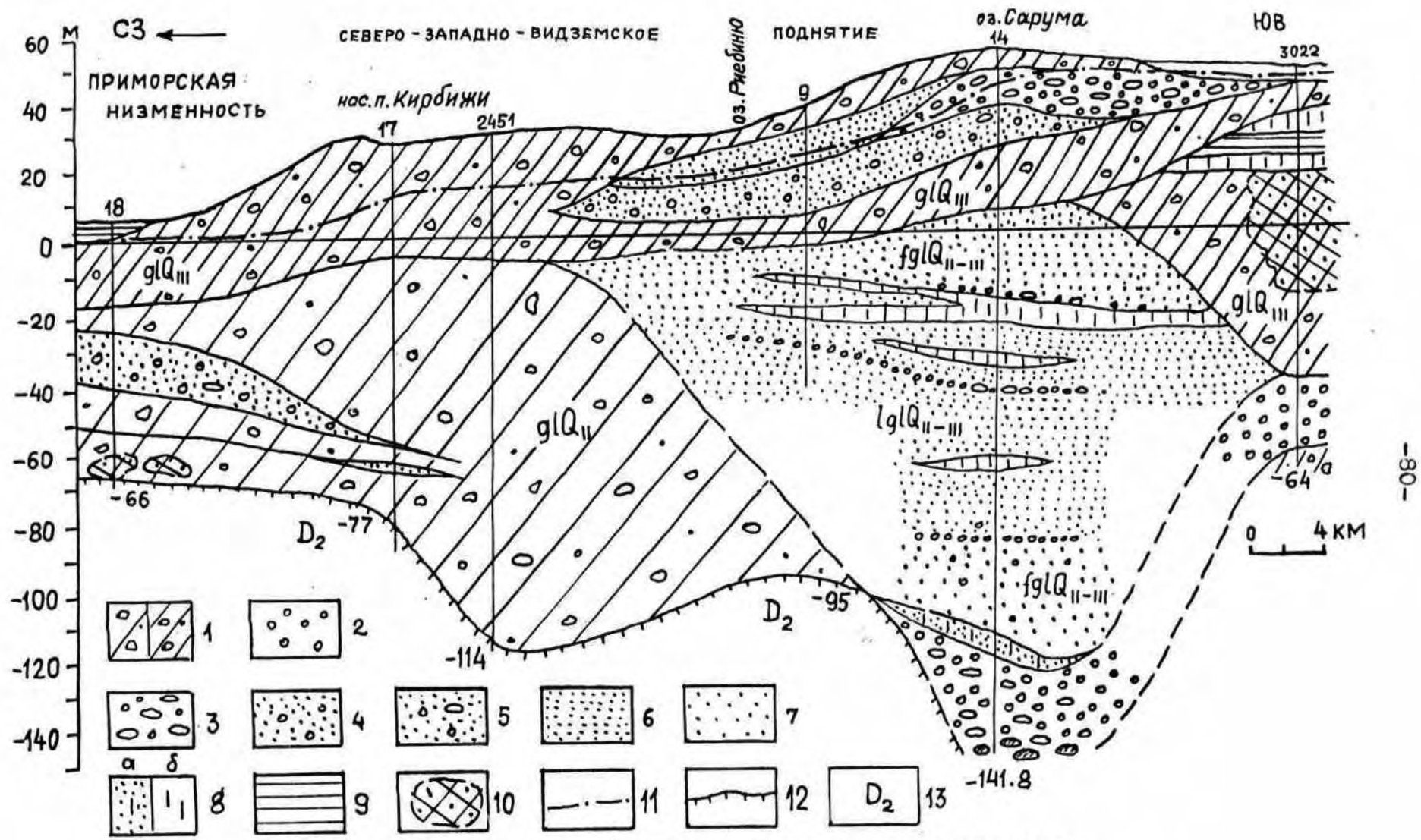


Рис. 2.28. Продольный разрез Витрувско-Сарумского палеовреза.
 1-равновозрастные горизонты моренных суглинков, 2-гравий, 3-гравий с галькой. Песок: 4-гравелистый, 5-с гравием и галькой, 6-мелко- и тонкозернистый, 7-разнозернистый, 8а-алевритистый, 8б-алеврит, 9-глина безвалунная, 10-отторженец/песчаник/, 11-поверхность коренных пород у бровки палеовреза, 12-дно палеовреза, 13-коренные породы.

оказываются заполненными мощной толщей (до 100 м) песчаных, алевритистых и глинистых (иногда ленточноподобных) и гравийно-галечных отложений, покрытой обычно мореной последнего оледенения (рис. 2.28). Аналогично строение и системы неглубоких врезов, расчленяющих поверхность доломитов на юго-западе Восточно-Латвийской низменности. Мелкие врезы, расчленяющие низину у подножья Рижско-Псковского уступа между нас. п. Лиела и г. Смилтене, кроме песчано-алевритистых, реже гравийно-галечных отложений в значительной мере заполнены моренными суглинками, в отдельных врезях встречаются крупные отторженцы (рис. 2.29).

Основной особенностью строения глубоких палеоврезов северо-западного простирания, развитых в Западной Латвии и приуроченных к Балтийской депрессии, является явное преобладание в них песчано-алевритистых и глинистых морских улмалских (гольштейнских) отложений (112, 179), общая мощность которых достигает 120 м (рис. 2.30). В пределах Западно-Курземской возвышенности и юга Восточно-Латвийской низменности (район г. Даугавпилс) строение четвертичных отложений, заполняющих врезы, очень изменчиво по простиранию. По материалам В. Юшкевича строение отложений, заполняющих палеоврезы района г. Даугавпилс, в какой-то мере различается в зависимости от их простирания, так как врезы северо-восточного простирания оказываются выполненными преимущественно водноледниковыми отложениями, а врезы широтного простирания - мореной.

Палеоврезы, выполненные преимущественно мореной, даже имеющие V - или \cup -образную форму, в настоящее время целым рядом исследователей рассматриваются исключительно как образования ледникового выпахивания, однако механизм этого процесса до сих пор остается далеко невыясненным. Если палеоврезы ориентированы

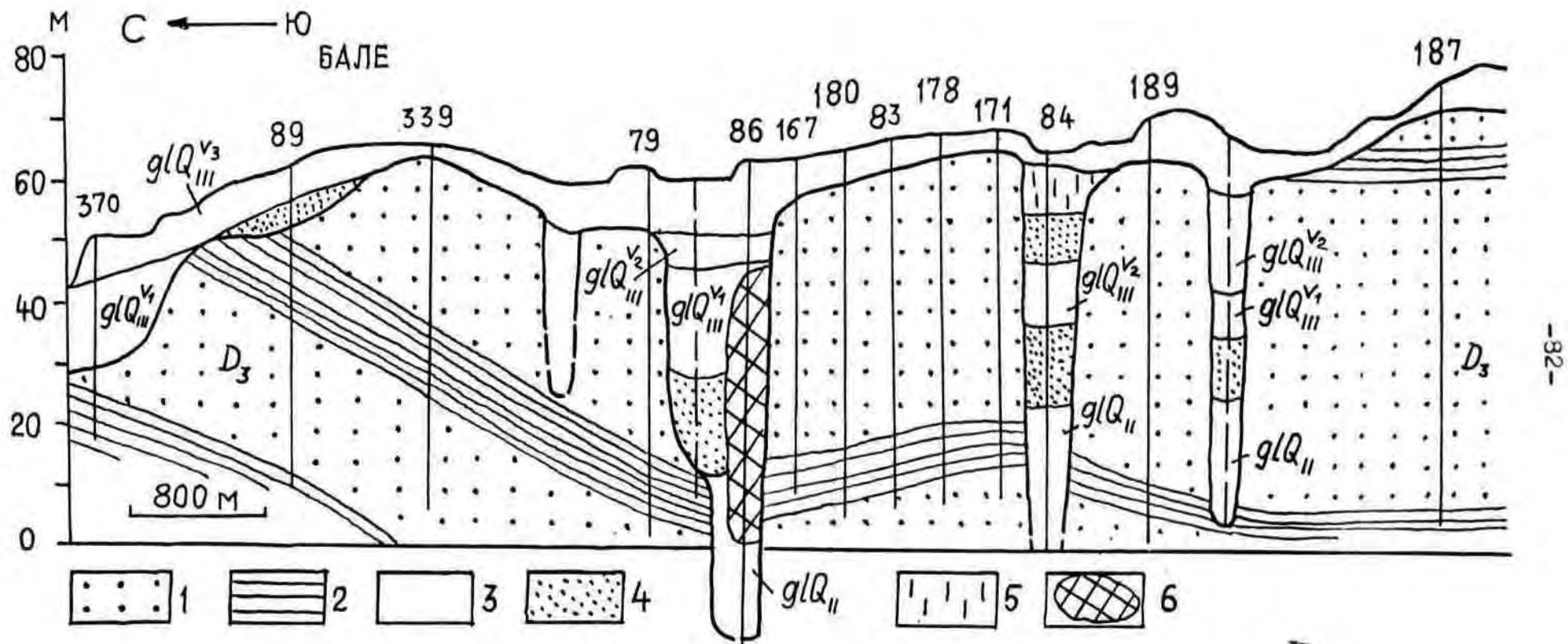


Рис. 2.29 .Строение мелких наледовезов у подножья Рижско-Псковского уступа между нас.п.Лиена и нас.п.Каугури

Верхнедевонские отложения: 1-песчаник, 2-глина. Четвертичные отложения: 3-моренный суглинок, 4-пески мелко- и тонкозернистые, 5-алеврит, 6-отторженец коренных пород.

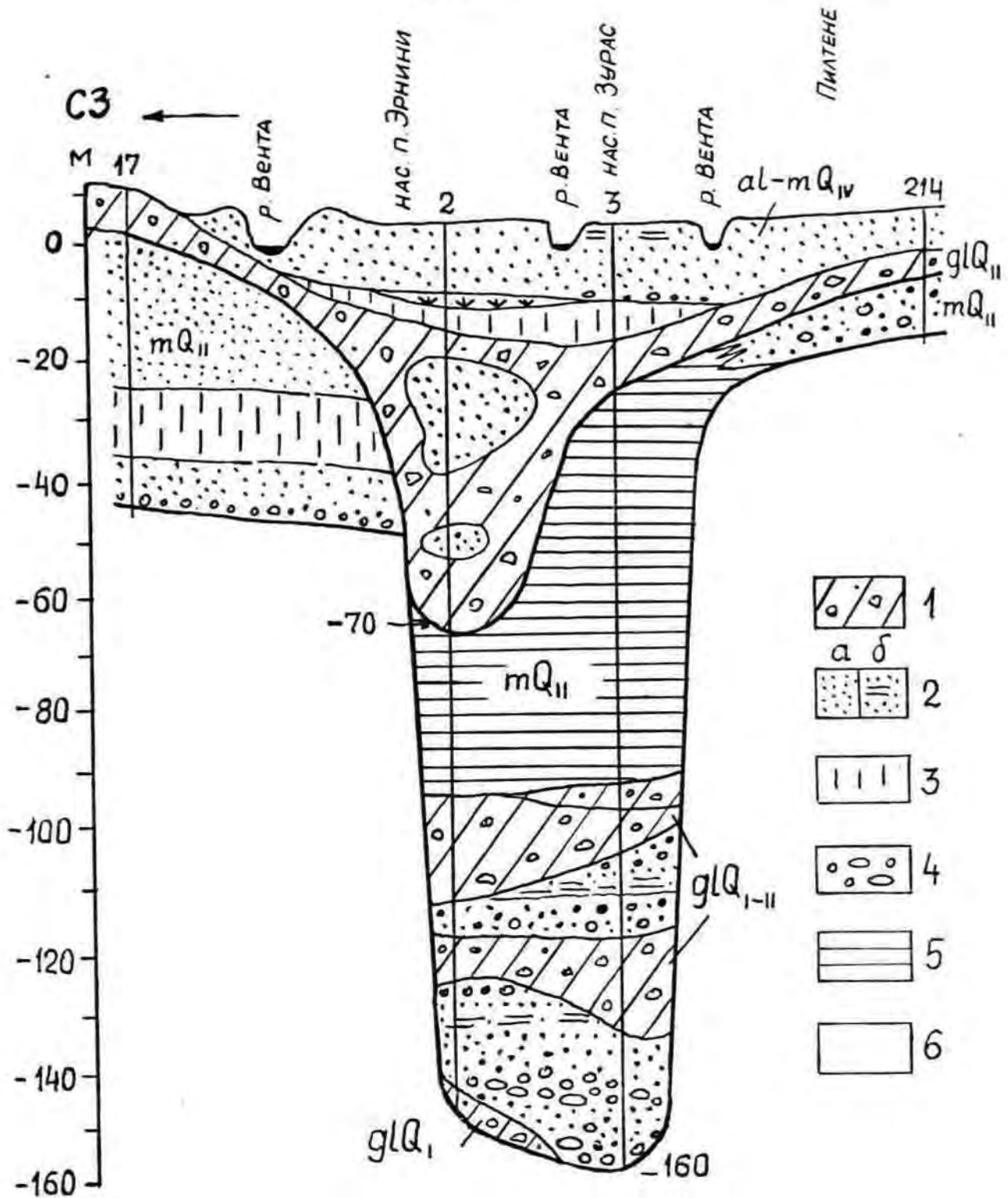


Рис.2.30. Поперечный профиль вреза Пра-Венты в районе г.Пилтене (по Г.И. Коншину и др., 1973)

1 - моренные суглинки и супеси, 2а - пески мелко- и среднезернистые, 2б - пески глинистые, 3 - алевриты, алевритистые пески, 4 - гравийно-галечные отложения, 5 - глины, 6 - коренные породы.

по направлению движения ледника, то они могли быть переработаны массами движущегося льда и в результате их динамического воздействия могло произойти эродирование и переуглубление, а также расширение и выполаживание их склонов и аккумуляция морены. Объяснение же процесса заполнения ледниковыми отложениями и гляциального преобразования палеоврезов, ориентированных перпендикулярно или под углом к направлению движения ледника, в особенности врезов меандрической конфигурации пока довольно затруднительно. Представляется (406,408), что заполнялись они далеко не всегда в условиях таяния пломбирующего врез пассивного или мертвого льда, а преимущественно вследствие аккумуляции основной морены в результате активного перемещения ледника. Исследования ориентировки гальки и текстур морен, заполняющих ряд врезов глубиной до 50 - 70 м при ширине их до 0,5 - 0,8 км, указывают, что они, первоначально представляющие речные долины, преодолевались ледником путем его пластического течения или же в виде движения по внутренним плоскостям сколов (408,419). Ледник пересекал их спускаясь по одному из склонов и поднимаясь по другому, что сопровождалось отрывом и свалом глыб пород, формирующих склоны. Принципиальная схема подобного преобразования первичных очертаний U-образных речных долин, а также заполнения их мореной, отражена на прилагаемом рис. 2.31. Поэтому изучавшиеся в районе Плявиньской ГЭС (408) скопления грубообломочного и, в том числе, глыбового материала пород, формирующих склоны врезов и имеющие мощность до 10 - 15 м, могли накапливаться, главным образом, лишь в результате разрушения склонов под динамическими и статическими нагрузками льда, возникающими при пересечении древних долин ледником (рис.2.32,2.33). Поэтому у подножий склонов, по которым спускался ледник, обычно развиты

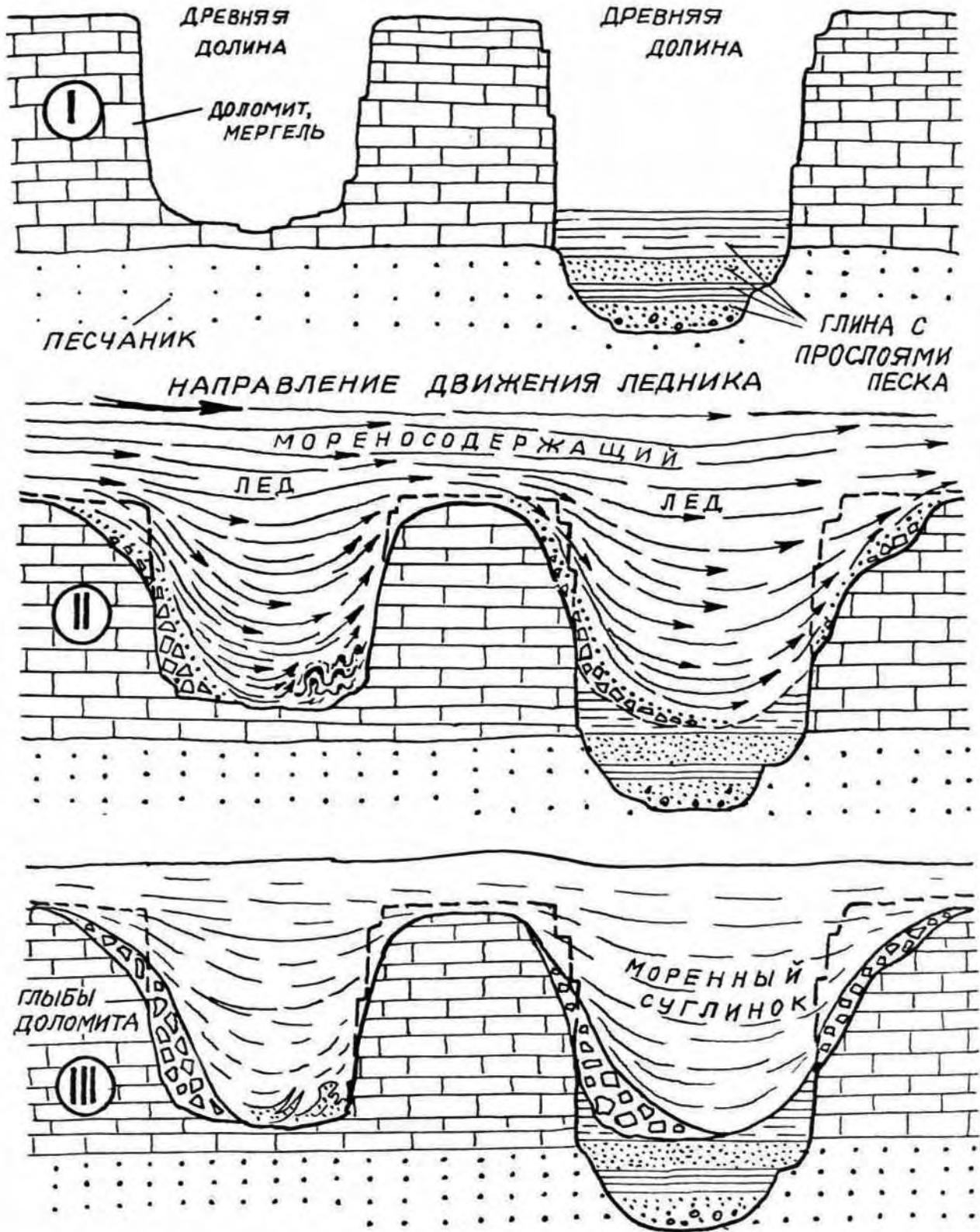


Рис. 2.31. Принципиальная схема последовательности (I, II, III) преобразования древних долин активным ледником и заполнения их отложениями.

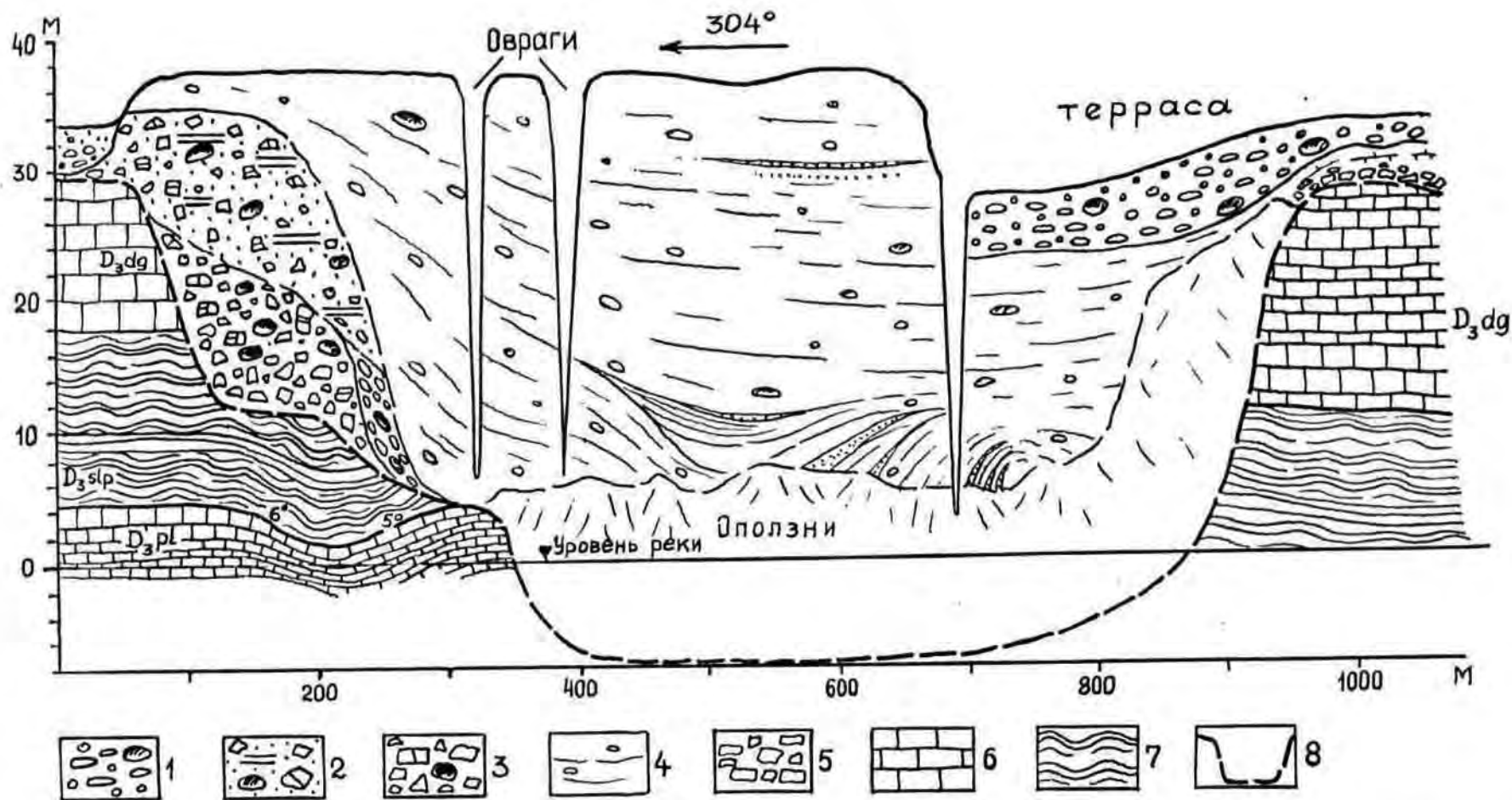


Рис. 2.32. Поперечный разрез погребенного U-образного вреза в окрестностях г. Стучка /Средне-Латвийская покатость/. Расположение поперечного разреза А см. рис. 2.26.
 1-гравий и галька с валунами, 2-песок слабо глинистый с валунами и глыбами доломита, 3-глыбы доломита, щебень, валуны, 4-моренные суглинки и супеси, 5-глыбы и щебень доломита, 6-доломит, 7-глина, мергель, 8-поперечный профиль вреза.

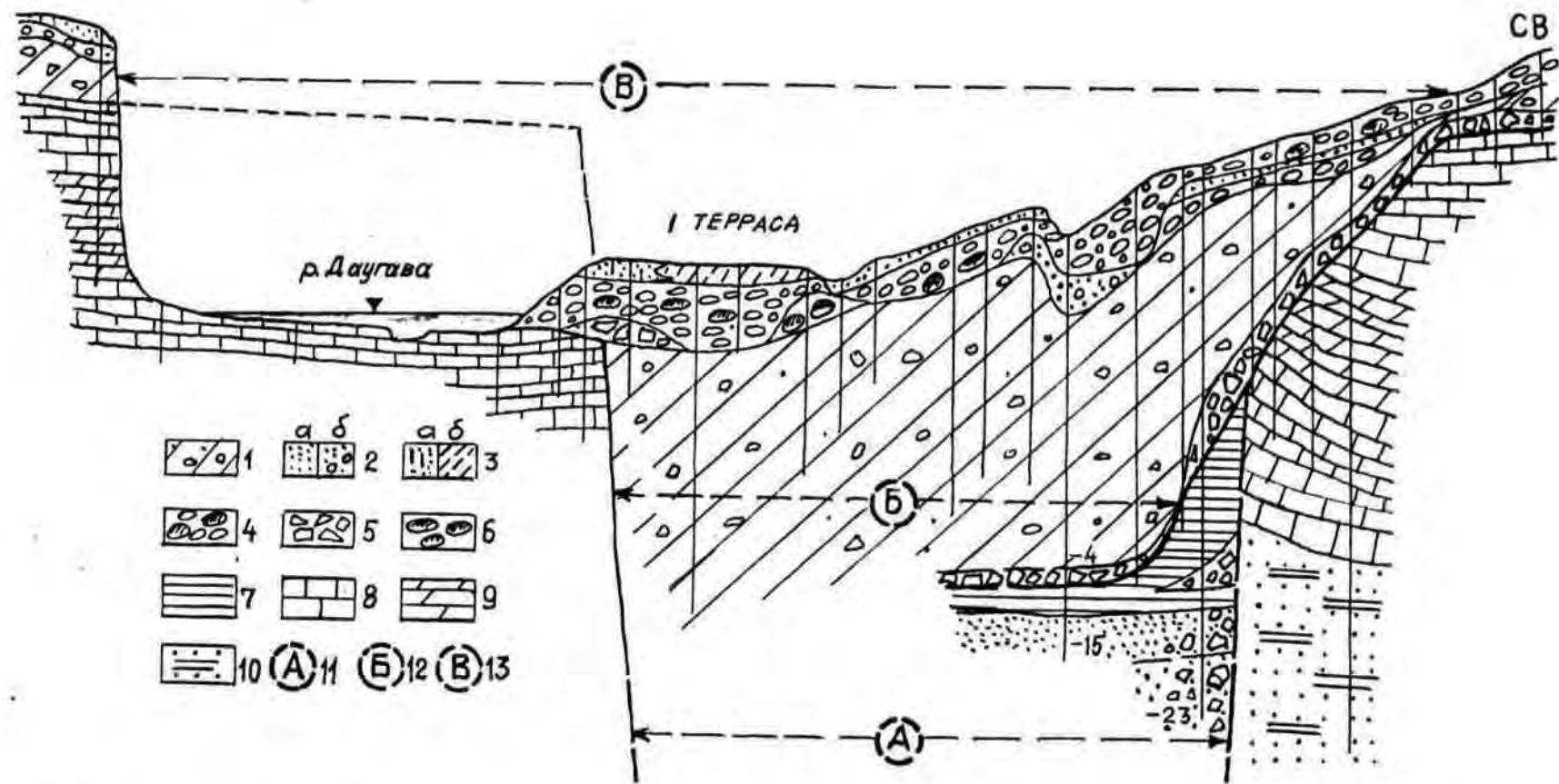


Рис. 2.33 . Поперечный профиль долины р.Даугава и древних погребенных врезов в окрестностях г.Стучка. Расположение профиля Б см. рис. 2.26 .

I—моренные суглинки и супеси, 2а—мелко- и среднезернистые пески, 2б—разнозернистые пески с гравием и галькой, 3а—алевритистые пески, 3б—супеси, 4—галечник с валунами, 5—обломочный материал из девонских доломитов, 6—валуны магматических пород, 7—глины безвалунные, 8—доломиты, 9—мергели доломитизированные, 10—песчаники с прослоями глин и алевролитов, 11—глубокий каньонообразный врез, 12—наложенный погребенный врез, 13—поздне- и послеледниковая долина.

мощные скопления грубообломочного, в частности глыбового, материала (с отдельными крупными эрратическими валунами), а у противоположных бортов он часто полностью отсутствует (рис. 2.32).

Еще менее преобразованными ледником представляются узкие (до 200 - 400 м) ∇ - или каньонообразные меандрирующие палеоврезы глубиной 80 - 150 м, которые из-за их морфологических особенностей, по-видимому, быстро пломбировались моренносодержащим льдом, как это полагает и А.А. Асеев (14).

Следует отметить почти повсеместное увеличение в пределах врезов мощности морены последнего оледенения, как и нередко более древних морен, по сравнению с прилегающими к ней районами (в 1,5 - 2 раза), что позволяет рассматривать врезы как участки избыточной аккумуляции морены. При этом в тех случаях, когда ледник двигался по простиранию вреза, мощность оставленной им морены обычно более или менее одинаковая. При пересечении же ледником широких палеоврез под углом наблюдается увеличенная мощность морены у борта, по которому спускался ледник (рис.2.50,234). Морфология и строение преобразованных ледником палеоврез в зависимости от направления движения ледника подробно изучены в Южной Финляндии Х. Нийни (523), а выявленные им особенности хорошо согласуются с результатами наших исследований, изложенных выше.

Таким образом, особенности экзарационного воздействия и строения ледниковых отложений в значительной мере обусловлены как морфологией, так и ориентировкой врез по отношению к направлению движения ледника.

Наличие перекрестных систем глубоких палеоврез различной ориентации и строения отложений свидетельствует о разновозрастности врез. Нередки и случаи весьма сложного строения запол-

нящих врезываний, особенности которого отражают многоярусность этих врезываний, как и указывают на длительную многоэтапную историю накопления залегающих в них отложений. Наглядным примером неоднократного заполнения и частичного восстановления древних врезываний, по-видимому, главным образом потоками талых вод и частью возможно речной эрозионной деятельностью в межледниковья (межстадиалы), является составленный по буровым данным поперечный разрез крупного палеовреза у г. Даугавпилс (рис. 2.35). Здесь можно выделить не менее семи "циклов" (фаз) врезывания и последующего заполнения палеовреза. Литовскими исследователями (76) на юге Прибалтики выделяются до пяти таких циклов.

2.5.3. Влияние поверхности коренных пород на формирование рельефа, его морфологических особенностей и речной сети

Большинство исследователей, изучавших рельеф Прибалтики и всего Северо-Запада, считают, что неровности поверхности коренных пород имеют прямое отражение в современном рельефе. Закономерности пространственного изменения соотношений между современной и подчетвертичной поверхностями Прибалтики детально изучались В.А. Исаченко (143), который данную территорию относит к первому типу соотношений между рельефом коренных пород и современной поверхностями. Этот тип характеризуется прямой связью и высокой степенью соответствия между современной и подчетвертичной поверхностями, средний коэффициент корреляции составляет 0,8. В зоне преимущественной ледниковой экзарации морфоструктуры поверхности коренных пород имеют обычно прямое отражение в современном рельефе, однако степень соответствия зависит от мощ-

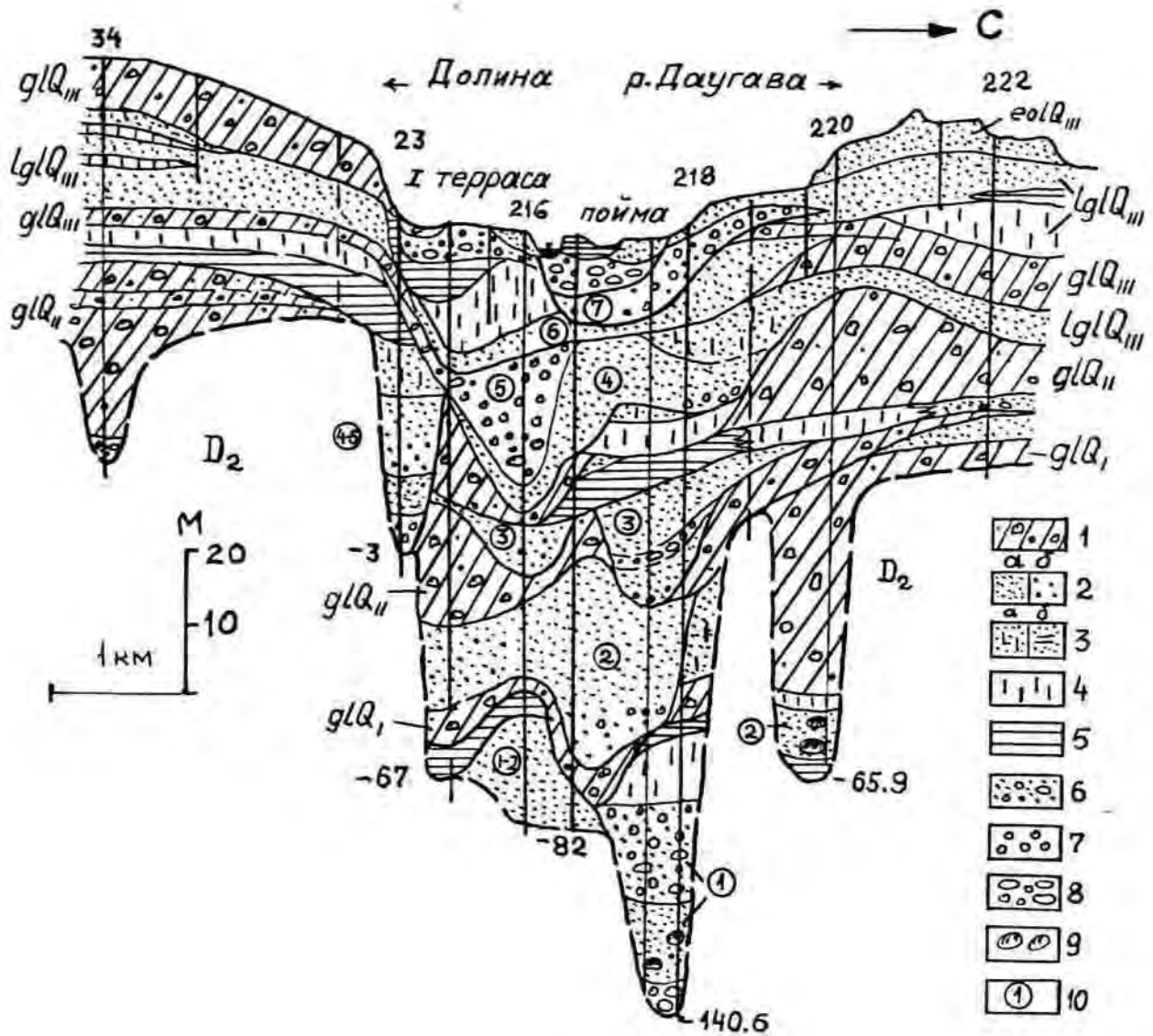


Рис. 2.35. Поперечный разрез погребенных палеоврезов в районе г. Даугавпилс

1-моренные суглинки и супеси, 2а-пески тонко- и мелкозернистые, 2б-пески среднезернистые, 3а-пески пылеватые, 3б-пески глинистые, 4-алеврит, 5-безвалунные глины, 6-пески разнозернистые с гравием и галькой, 7-гравий, 8-гравийно-галечные отложения, 9-валуны, 10-фазы врезания и заполнения полупогребенных долин.

ности четвертичных отложений (143). На участках с малой мощностью наблюдаются четко выраженные прямые соотношения (Северо-Эстонская, Сакалаская, Восточно-Курземская возвышенности, Средне-Латвийская, Псковская, Западно-Эстонская низменности), с большей мощностью — неполная унаследованность. Аккумулятивные части возвышенностей накладываются на выступы (поднятия) поверхности коренных пород с некоторым смещением (Хааньяская, Центрально-Видземская, Латгальская). Отепяская возвышенность сложена четвертичными отложениями.

В зоне ледниковой аккумуляции формирование современного рельефа связано преимущественно с аккумулятивными процессами. Коэффициент корреляции между мощностью четвертичных отложений и современной поверхностью составляет $+0,6 - +0,8$, в то время как между поверхностью коренных пород и поверхностью наблюдаемого рельефа равен $0,24$ (143). Следовательно, четко выраженных прямых или обратных соотношений между соразмерными формами современной и морфоструктуры поверхности коренных пород здесь (т.е. Центральная и Южная Литва) обычно не наблюдается.

По занимаемой площади равнины (низины) и плато являются доминирующим морфологическим комплексом рельефа коренных пород Прибалтики. Они располагаются на различных абсолютных высотах и неодинаковы по степени расчлененности. К районам развития низин и плато в поверхности коренных пород Северной и Средней Прибалтики, за исключением отдельных участков, приурочены равнины наблюдаемого рельефа. Уступы обычно наиболее отчетливо выражены на границах выходов на поверхность коренных пород, значительно различающихся по физико-механическим свойствам и, таким образом, в некоторой степени имеют куэстовый характер (275). Из них в наблюдаемом рельефе четко выражены Рижско-Псковский уступ, Се-

веро-Эстонский глинт и др.

Под всеми возвышенностями наблюдаемого рельефа (за исключением юга, юго-восточной части Литвы) располагаются возвышения (поднятия) поверхности коренных пород, имеющие относительную высоту 20 - 60 м (143,342,348).

Максимальная амплитуда абсолютных высот поверхности коренных пород значительно превышает амплитуду абсолютных высот наблюдаемого рельефа, достигая для отдельных республик 300 - 450 м (342, 348). Величина этой амплитуды, однако, в значительной мере обусловлена наличием глубоких палеоврезов. Без учета этих элементов амплитуда абсолютных высот рельефа коренных пород, например, Латвии была бы вдвое меньше, примерно 240 - 250 м (112). Прослеживается в целом отчетливая связь изменения мощности покрова четвертичных отложений с особенностями поверхности коренных пород и наблюдаемого рельефа (112,342,348). Максимальные мощности, иногда превышающие 200 и даже 300 м, приурочены к палеоврезам, большие мощности (> 100 м) характерны на острововидных возвышенностях (Алуксненско-Хааньяская, Центрально-Видземская, Латгальская). На цокольных возвышенностях Эстонии и Западной Латвии мощность четвертичных отложений редко составляет более 50 м, местами даже менее 20 м. Сходные мощности, достигающие 10 - 20 м (иногда менее 10 м), характерны для покрова четвертичных отложений латвийских равнин (342). Для значительной части равнин Эстонии мощности четвертичного покрова еще меньше, в среднем 2 - 5 м (редко 10). На территории Эстонии и Латвии встречаются участки, где четвертичный покров вообще отсутствует, а на дневную поверхность выходят коренные породы.

Отличающаяся мощность и структура отложений на цокольных и аккумулятивных островных возвышенностях predeterminedены не столько древним рельефом, сколько палеогляциологическими особенностями

ми (342, 348).

Во всех гляциодепрессиях с равнинным рельефом в плейстоцене происходила интенсивная ледниковая эрозия, что в наши дни отражается в малой мощности отложений и в их относительно простом строении форм.

Картосхема совмещения современной поверхности, основных магистралей гидрографической сети территории Латвии и рельефа коренных пород свидетельствует о прямой связи речной сети с рельефом и уклонами современной и субчетвертичной поверхностей (рис. 2.36). Большинство рек Эстонии также прослеживаются либо по древним долинам, либо приурочено к наиболее низким и легко эродлируемым участкам рельефа коренных пород. Особенно четкая генетическая связь древних и современных долин наблюдается в Северной Эстонии. Здесь современные долины почти без исключения находятся либо полностью над древними долинами (рр. Кунда, Пуртсе), либо прослеживаются над ними частично (рр. Пада, Вазевере) (348). Древние долины в Южной Эстонии часто прослеживаются в наблюдаемом рельефе в виде широких и довольно глубоких образований (рис. 2.37). Современные реки Западной Эстонии чаще всего текут вдоль выходов коренных пород и обычно не связаны с древними врезами (рр. Пярну, Навести), а их простирание predeterminedено уклонами поверхности. Многие современные речные долины Эстонии приурочены к ложбинам рельефа коренных пород, находящихся между возвышенностями или плато. Расположение небольших рек Южной Эстонии, Латвии, но в особенности Литвы, не связано с рельефом коренных пород. Простирание и развитие их зависят, главным образом, от ледникового рельефа и отложений, в которые они эродированы. Связь рек с рельефом коренных пород также не наблюдается в пределах аккумулятивных островных возвышенностей,

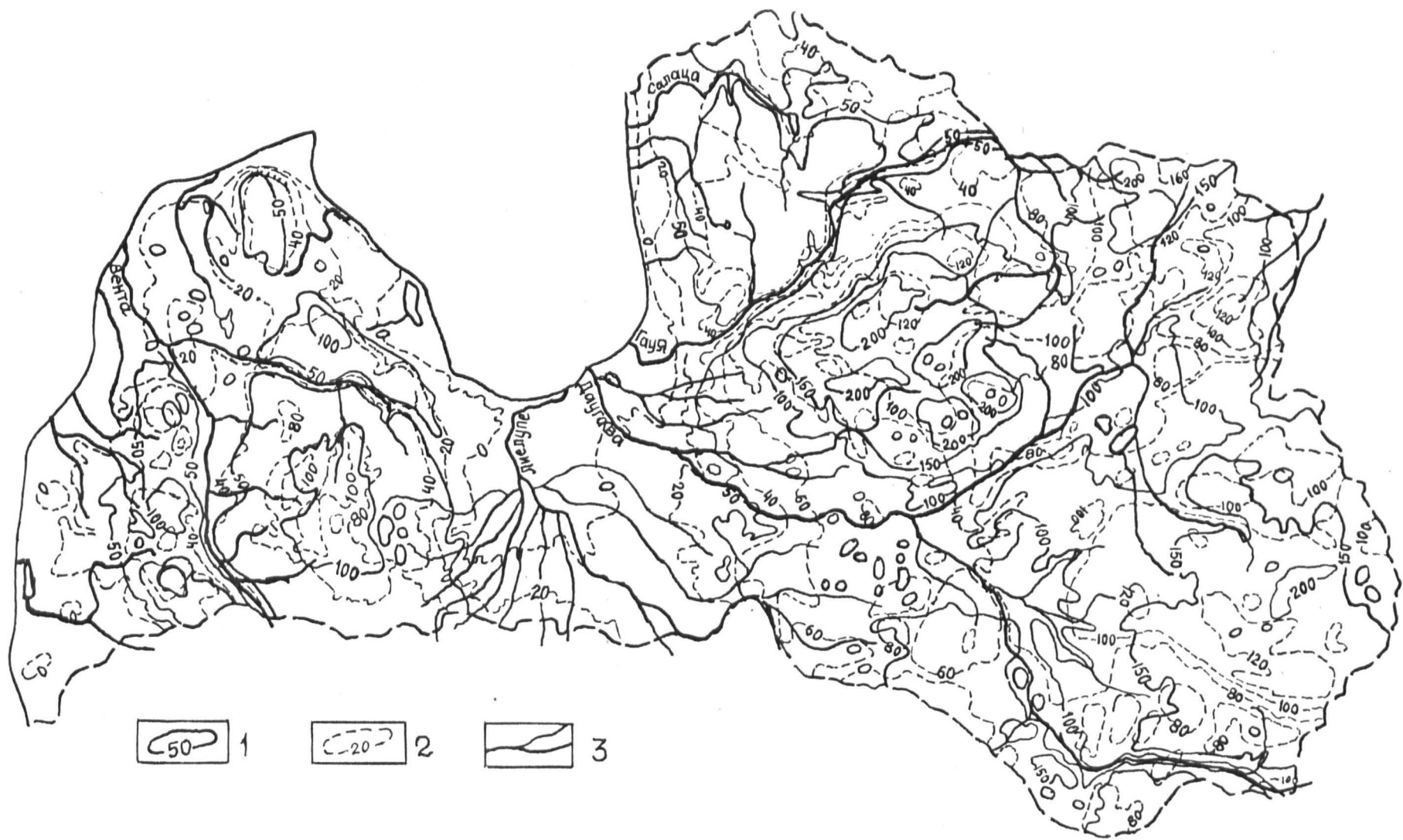


Рис. 2.36 .Картограмма совмещения современной поверхности территории Латвии и поверхности
коренных пород
1-современная поверхность, 2-поверхность коренных пород, 3-современная речная сеть.



Рис. 2.37. Современная гидросеть Эстонии на фоне рельефа коренных пород
 /по Э.Таваст, А.Раукас, 1982/
 1-изогинсы рельефа коренных пород, 2-погребенные долины,
 3-современные реки.

где основные черты рисунка рек, направления течения predeterminedены ледниковым рельефом.

Древние врезы нередко погребены неполностью и поэтому "просвечиваются" через покров четвертичных отложений. Следовательно, многие врезы отчетливо проявляются в наблюдаемом рельефе в виде различных долинообразных понижений рельефа, чаще всего видоизмененными приуроченными к ним потоками талых ледниковых вод и реками. Таким образом, влияние древних врезов на формирование долин, речной сети проявляется преимущественно через определенные формы рельефа, возникновение которых обусловлено наличием под ними врезов.

Накопившиеся к настоящему времени геологические и геоморфологические материалы (5, 72, 78, 112, 251, 342, 347, 348, 401, 406, 457) убедительно свидетельствуют, что заложение как магистральных, так и второстепенных долино-речных систем во многом predeterminedялось древними врезам, точнее той их частью, которая вследствие неполного их погребения проявляется в наблюдаемом рельефе (рис. 2.38). В зависимости от степени полноты погребения древних врезов и последующего преобразования соответствующих понижений ледником и потоками талых вод, формами проявления в рельефе древних врезов могут являться плоские, продолговатые, заболоченные понижения, рывины, сенлеи (долинообразные понижения), а в случаях использования их реками - и поздне- и послеледниковые долины.

На территории Латвии в пределах Приморской низменности и Западно-Курземской возвышенности к палеоврезам северо-западного простирания приурочены или расположены на небольшом расстоянии от них реки Ринда, Стенде, Вента (ниже г. Кулдига), Ужава, Дурбе, Сака (251,342), а также рр. Аланде, Руня, Летижа-Вирстала.

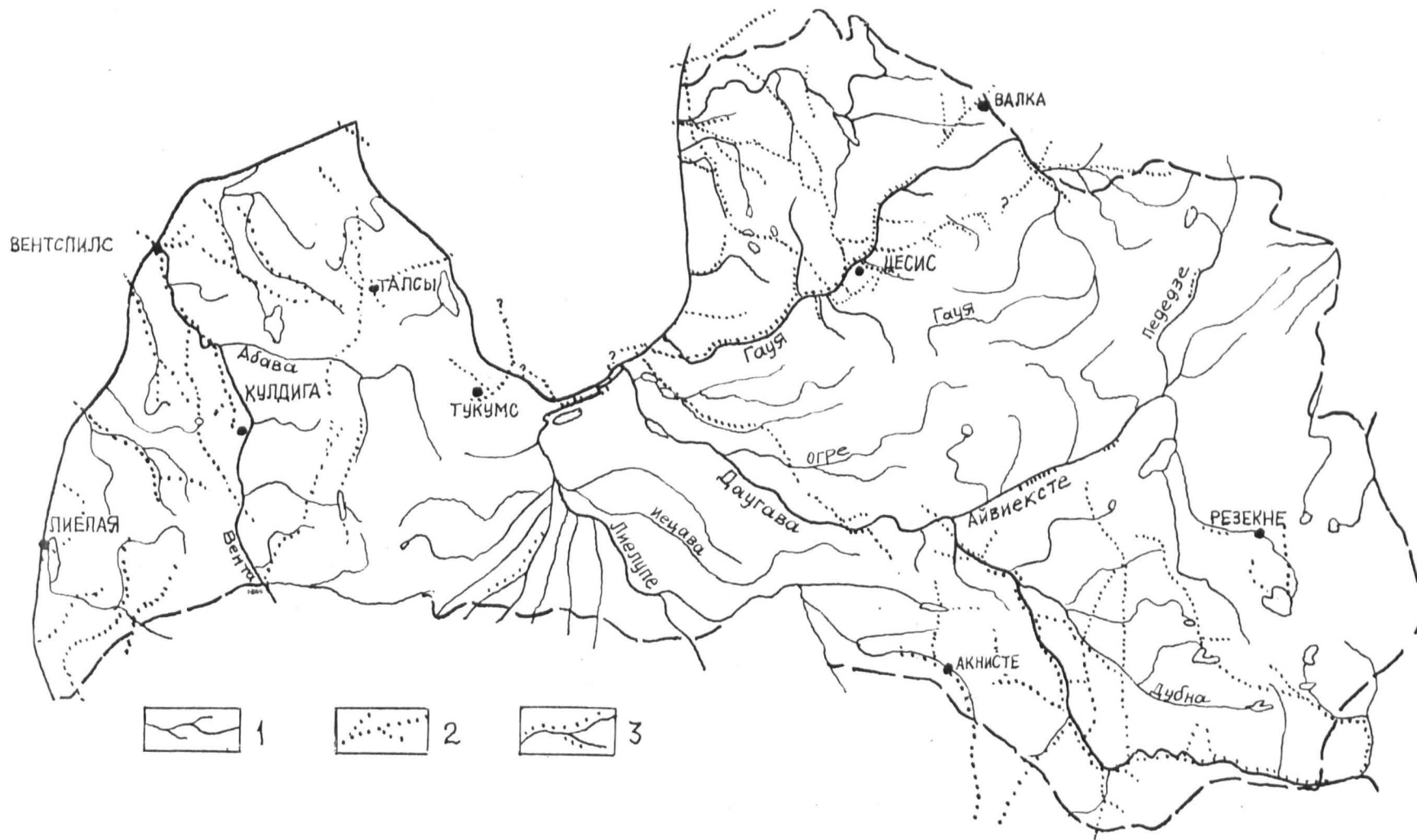


Рис. 2.38 .Современная гидрографическая сеть Латвии и ее связь с палеоврезами
 1—современные реки, 2—палеоврезы, 3—участки на которых современные речные долины совпадают с палеоврезами или расположены на небольшом расстоянии от них.

Если в пределах абразионно-аккумулятивной равнины побережья древние врезы в рельефе обычно не проявляются (кроме Пра-Ринда и Пра-Стенде), то на склонах и частично центральной части Западно-Курземской возвышенности древние врезы хорошо фиксируются системами рытвин (Эдольский, Айзпутский врезы) и долинами (рр. Коя, Дзелца, Шкервелис, Летижа), рис. 2.39.

Восточно-Курземская возвышенность расчленяется преимущественно субмеридиональными палеоврезами различной глубины. Одним из наиболее крупных погребенных врезов Латвии является Талсинский (251), который прослежен на участке длиной около 150 км между пос. Роя на севере и нас. п. Эзере на юге. Он пересекает три крупных элемента субчетвертичной поверхности. Однако в наблюдаемом рельефе этот палеоврез выражен слабо, к нему частично приурочены лишь верховья р. Роя и ряда небольших ее притоков, дренирующих западный склон Северо-Курземской возвышенности, а также один из отрезков долины р. Заня. К менее крупным палеоврезам приурочены верхние и отчасти средние течения рек Имугла и Амула, прослеживаемые в виде долинообразных понижений с моренными и камовыми холмами на их днищах, системами рытвин с озерами у г. Салдус и пос. Броцены (рис. 2.40).

В пределах же смежных территорий Жямайтской возвышенности и Литовского побережья связь палеоврезов с современной долино-речной сетью в целом слабая (78,376). Довольно отчетливой приуроченностью современных рек к палеоврезам характеризуется территория Северо-Западной Видземе (северо-западнее р. Гауя) и Южной Эстонии (южнее гг. Вильянди и Тарту), охватывающая возвышенности Сакала, Карула, Отепя, окраины Центрально-Видземской и Хааньяаской возвышенности, а также Средне-Гауйскую равнину (рис. 2.21, 2.41).

Врез Пра-Гауи является единственным, где на протяжении свыше

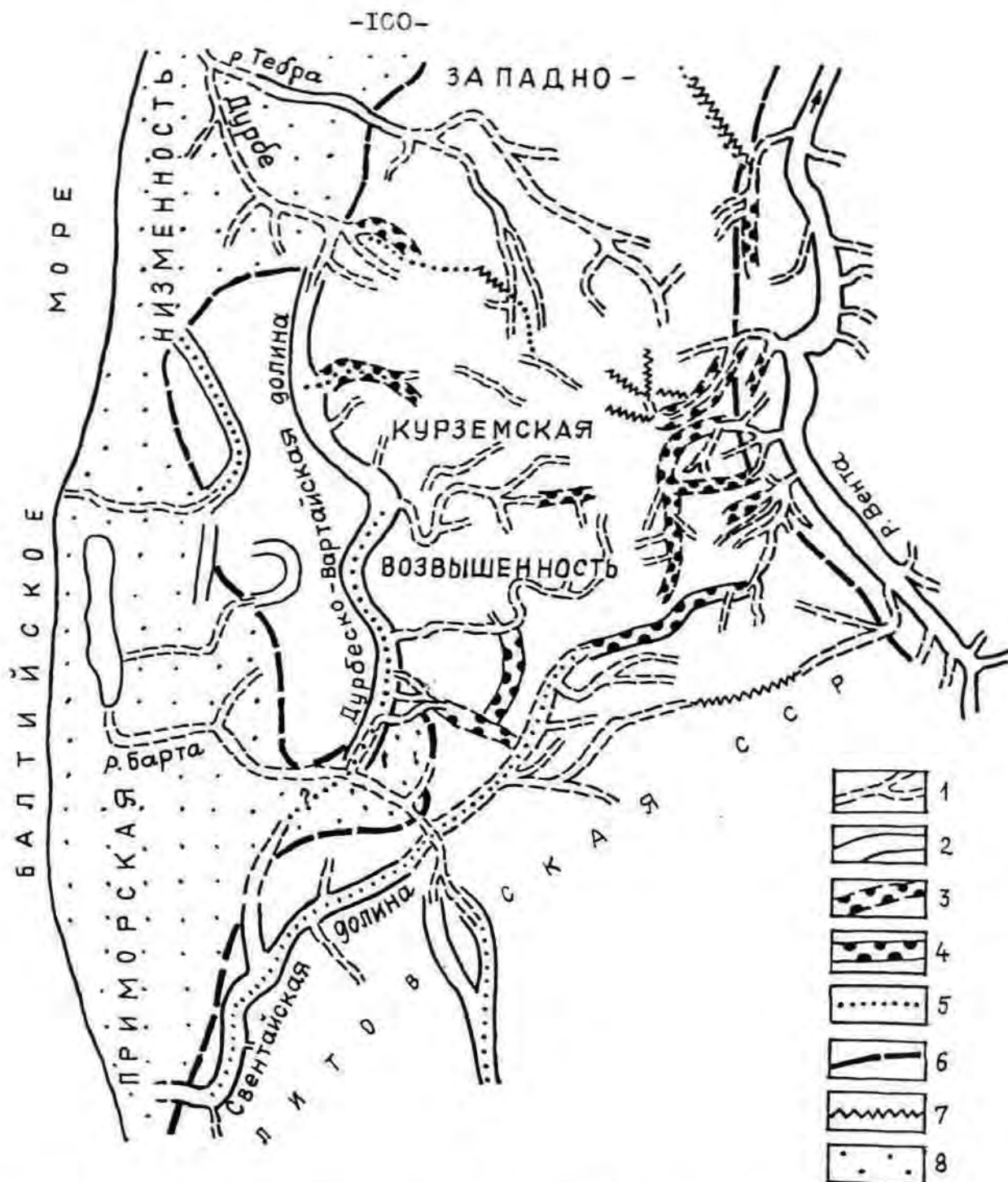


Рис. 2.39. Схема расположения основных долин и долинообразных форм Юго-Западной Латвии

1—мелкие преимущественно пойменные долины, 2—основные долины и ложбины стока ледниковых вод, 3—долинообразные понижения, слабо выраженные в рельефе, 4—прямолинейные четко выраженные в рельефе долинообразные понижения, 5—палеоврезы на поверхности коренных пород, 6—границы геоморфологических районов, 7—рытвины.

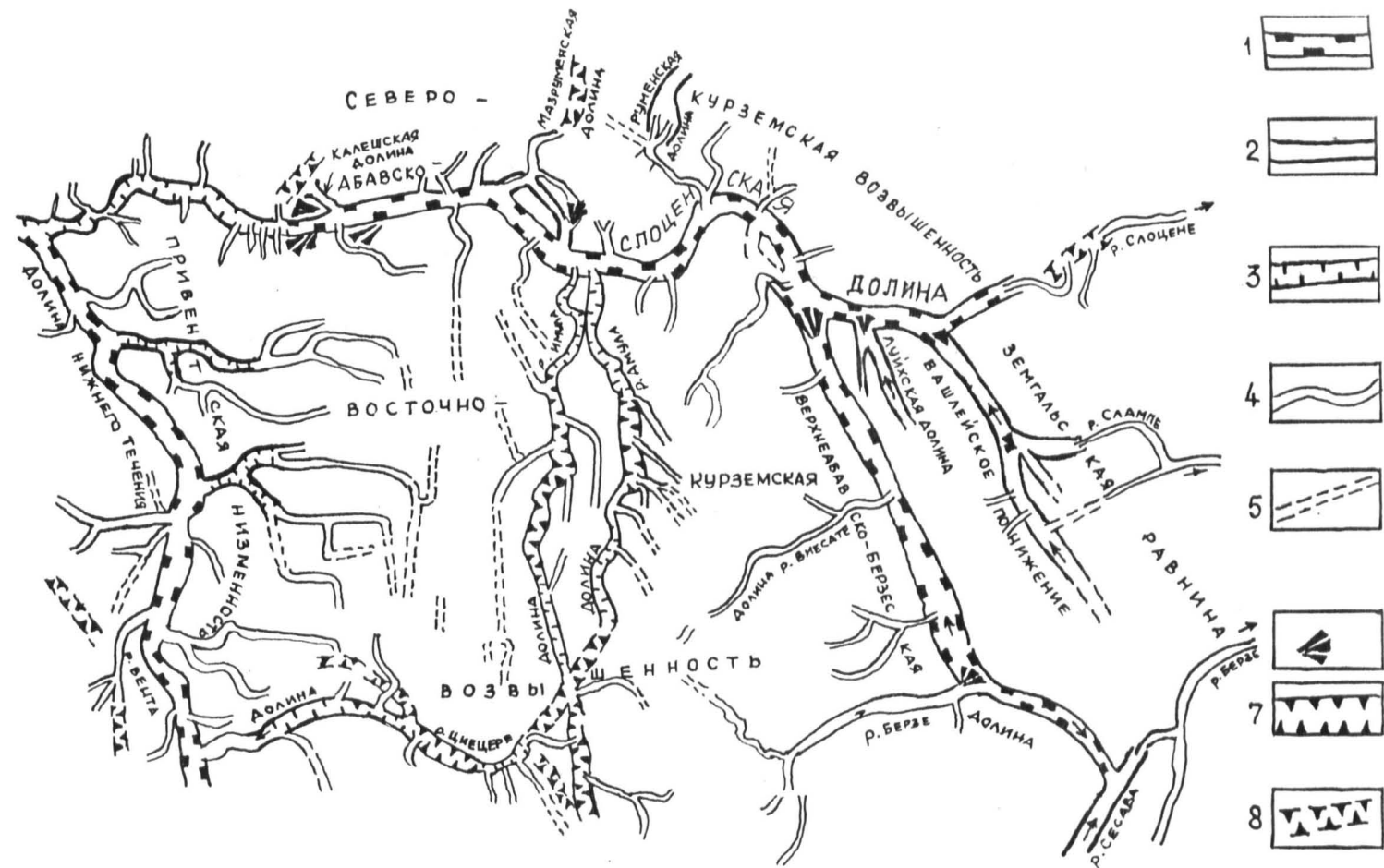


Рис.2.40. Основные системы долин и долинообразных форм Восточно-Курземской возвышенности/по И.Г.Вейнбергу с дополнениями Г.Я.Эберхарда/

1-крупные террасированные ложбины-долины и долины, 2-неглубокие ложбины кратковременного стока, 3-неглубокие и среднеглубокие террасированные долины, 4-мелкие пойменные долины, 5-пойменные долины в районах с линейно ориентированным рельефом, 6-дельты, 7-долинообразные понижения/сенлеи/, 8-рытвины.

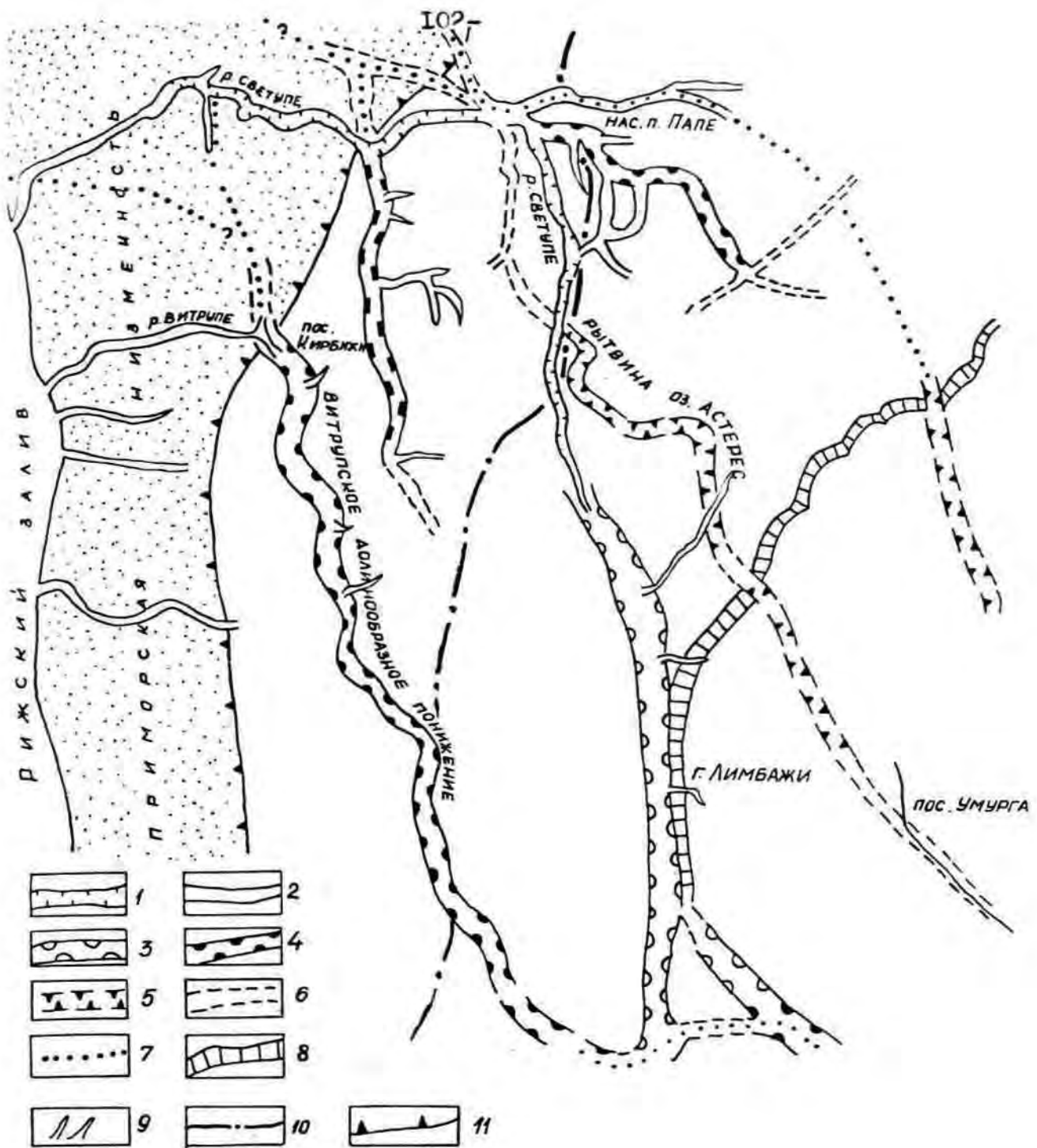


Рис. 2.41 .Картосхема долин, долинообразных понижений и рытвин в бассейнах рек Светупе и Витрупе

Долины рек: I-террасированные, 2-пойменные, 3-долинообразные понижения, 4-долинообразные понижения, совпадающие с палеоврезами на поверхности коренных пород, 5-рытвины, совпадающие с палеоврезами, 6-плоские, иногда заболоченные ложбины, 7-палеоврезы, предполагаемые, установленные геофизическими методами, 8-маргинальный склон, 9-овраги, 10-полоса краевых образований Валдемарпилской фазы /?/ последнего оледенения, 11-береговая линия Балтийского ледникового озера /стадии V_1 и V_{II} /.

ста километров (г. Валмиера - пос. Гаркадне) установлено полное совпадение его с современной долиной р. Гауи, как и с палеоврезами, к которым приурочены нижние течения ее притоков (Сапа, Амата, Раунис, Вайве, Вайдава, Ленчупе, Брасла), а также рытвина оз. Вайдавас и ряд крупных оврагов. Большинство мелких палеоврезов, развитых южнее р. Гауя, у подножья Рижско-Псковского уступа хорошо "просвечиваются" через сравнительно маломощный покров четвертичных отложений в виде плоских, заболоченных, линейных понижений рельефа, рытвин с озерами или сенлей (долинообразных понижений). К ним приурочены рр. Нигра, Миэга, Лиса и др. (рис. 2.21). Ряд крупных врезов (Витрупский, Сарумский, Вайдавский), выраженных в виде долинообразных понижений или рытвин, при пересечении ими наклонной абразионно-аккумулятивной равнины побережья Рижского залива следы их проявления в рельефе теряют (рис. 2.41). Системы Южной и Юго-Восточной Эстонии проявляются в рельефе, главным образом, в виде позднеледниковых долин стока талых вод (348), а также долинообразных понижений и рытвин (Вильянди, Ихне, Вайке-Эмайги, Мустыги, Тарту, Эльва, Ахья, Выханду, Выру) (153,228,286,287).

Сходными по степени сложности и отраженности в рельефе являются системы палеоврезов Юго-Восточной Латвии, тесно связанные с палеоврезами Северо-Западной Белоруссии и Северо-Восточной Литвы (рис. 2.20). Здесь выявлена самая сложная в Прибалтике сеть глубоких палеоврезов, часто пересекающих друг друга на разных гипсометрических уровнях. Установлены два основных узла пересечений палеоврезов (г. Даугавпилс и оз. Вишко), где наблюдается пересечение целого ряда палеоврезов (рис. 2.20). На Латгальской возвышенности, где мощность четвертичного покрова велика (> 100 м) и флювиальная сеть развита слабо, связи врезов с реками не проявляются. В пределах же Восточно-Латвийской низ-

менности эта связь прослеживается довольно четко (401). К достоверно установленному палеоврезу на расстоянии около 100 км приурочена р. Даугава, а к другим врезам сенлеи и долины стока ледниковых вод, в настоящее время используемые реками Кумпота и Эглайне, Двиете, Южная Сусея, Лауцесе, Дубна (рис.2.42,2.43), а также рытвинам (Калупская, Виеситская, Бригенская, Пелечская). Приуроченная к крупному врезу, расположенному вдоль подножья денудационного уступа южного склона Латгальского поднятия коренных пород, Ижунско-Росицкая система рытвин, протяженностью свыше 40 км, пересекает в юго-восточном направлении всю Латгальскую возвышенность и далее может быть прослежена по долине р. Росица. Таким образом, известные в настоящее время палеоврезы юго-восточной части Латвии примерно на 70 - 80% их протяженности проявляются в виде долин современной речной сети (или расположены на небольшом расстоянии от них), либо в виде долинообразных понижений, рытвин или плоских линейно-вытянутых мелких ложбин, в которых иногда размещаются продолговатые озера.

На территории Центральной и Южной Литвы, где мощность четвертичных отложений постепенно возрастает, превышая 60 - 80 м, в наблюдаемом рельефе палеоврезы "просвечиваются" слабее. Пока лишь в ряде случаев установлено совпадение их с отдельными отрезками долин рек Швянтоя, Невежис, Мяркис, Сиесартис, Вирвите, Немунас, Вента, Миния (78) на более или менее значительном протяжении.

Большинство рек Эстонии прослеживаются либо по палеоврезам, либо приурочены к наиболее низким и легкоэродируемым участкам рельефа коренных пород. Особенно четко генетическая связь древних и современных долин наблюдается в Северной Эстонии. Исключение составляют современные реки Западной Эстонии, которые чаще всего текут вдоль выходов коренных пород и обычно не связаны

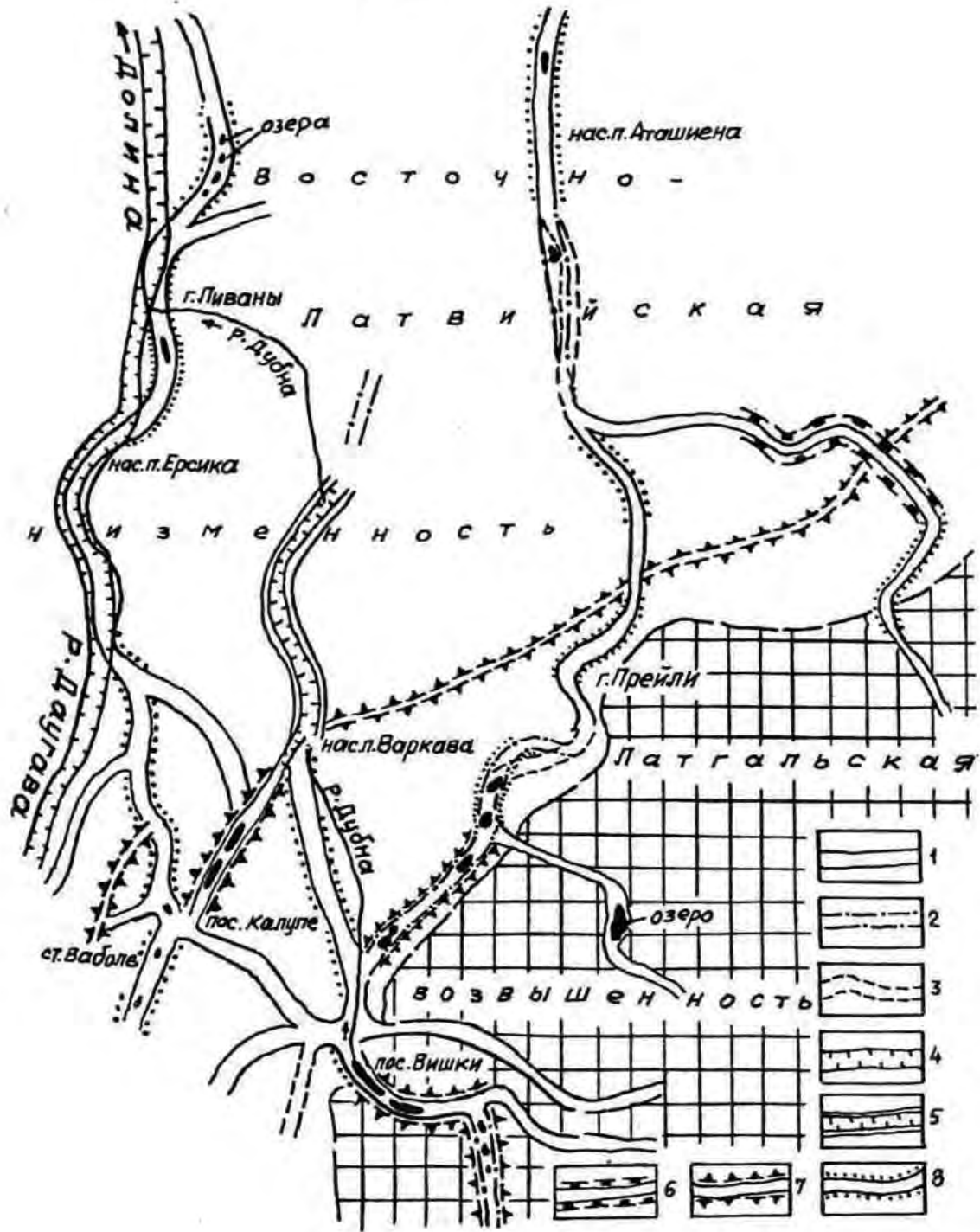


Рис. 2.42. Фрагмент системы палеоврезов южной части Восточно-Латвийской низменности и форм их проявления в современном рельефе

Палеоврезы, установленные: 1—геологическими и геофизическими методами, 2—геологическими методами, 3—геофизическими методами. 4—долины современных рек. Отражение палеоврезов в современном рельефе в виде: 5—долин, 6—долиннообразных понижений, 7—рытвин, 8—продолговатых, иногда заболоченных понижений, секущих ориентированные положительные формы рельефа.

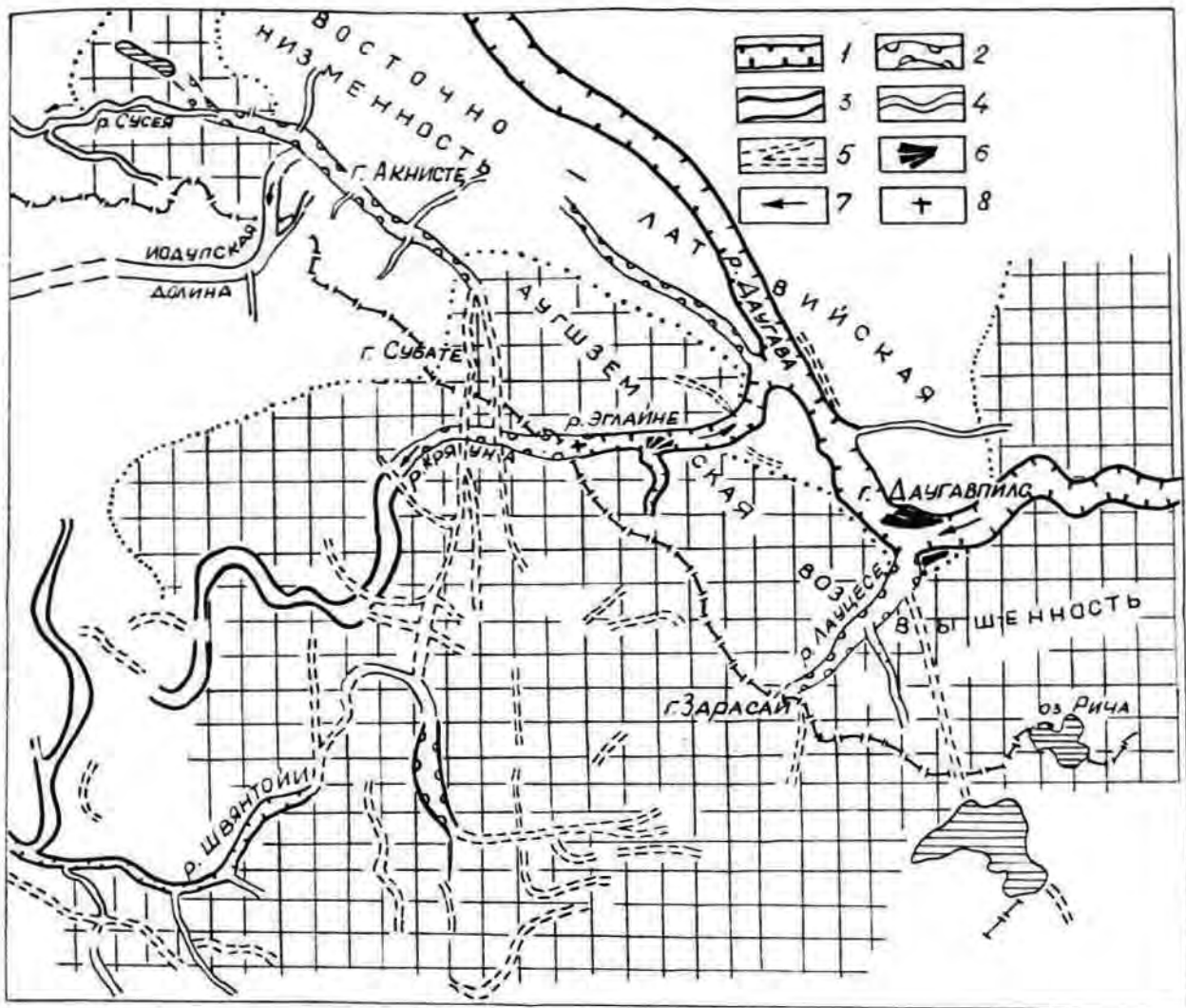


Рис. 2.43. Схема основных систем речных долин, долинообразных понижений и рытвин в сопредельных районах Юго-Восточной Латвии и Северо-Восточной Литвы.

1 - террасированные долины, 2 - долинообразные понижения (сенлеи), 3 - плоскодонные ложбины стока, 4 - пойменные долины, 5 - рытвины, 6 - дельты, 7 - направление стока, 8 - водораздел бассейнов рек Даугава и Неман.

с погребенными палеоврезами (348).

Изложенное свидетельствует, что связь современной долинно-речной сети Прибалтики с палеоврезами в целом довольно тесная. Наиболее четко она проявляется в районах с маломощным покровом четвертичных отложений (Эстония, Северная и Западная Латвия, а также юго-восточная часть Латвии) и резко снижается в районах с значительной (более 50 - 80 м) их мощностью (Центрально-Видземская, Хаанья-Алуксненская, Латгальская возвышенности). Высокая степень проявления в рельефе древних врезов отмечается на склонах (уступах) макроформ рельефа коренных пород, обращенных навстречу движению ледников. О тяготении межледниковых рек к древним врезам свидетельствует наличие в целом ряде случаев в них межледниковых отложений, в частности аллювиальных (76,77,78,112,302,376,401). Несмотря на многочисленные случаи приуроченности долинно-речной сети к древним врезам, в целом степень унаследованности их реками не очень высока. Так, по выполненным расчетам (408), охватившим сорок наиболее крупных рек Латвии, приуроченность их отрезков к палеоврезам устанавливается лишь на 20% их суммарной протяженности.

Учитывая все же достаточно существенное значение палеоврезов в распределении гидрографической сети ряда районов, немаловажное значение имеет выявление условий, закономерностей и особенностей заложения в них поздних и послеледниковых рек.

2.6. Плановые очертания и поперечные профили долин, как проявления влияния особенностей рельефа и геологического строения местности на формирование долинно-речной сети

Некоторые аспекты влияния особенностей рельефа и геологичес-

с погребенными палеоврезами (348).

Изложенное свидетельствует, что связь современной долинно-речной сети Прибалтики с палеоврезами в целом довольно тесная. Наиболее четко она проявляется в районах с маломощным покровом четвертичных отложений (Эстония, Северная и Западная Латвия, а также юго-восточная часть Латвии) и резко снижается в районах с значительной (более 50 - 80 м) их мощностью (Центрально-Видземская, Хаанья-Алуксненская, Латгальская возвышенности). Высокая степень проявления в рельефе древних врезов отмечается на склонах (уступах) макроформ рельефа коренных пород, обращенных навстречу движению ледников. О тяготении межледниковых рек к древним врезам свидетельствует наличие в целом ряде случаев в них межледниковых отложений, в частности аллювиальных (76,77,78,112, 302,376,401). Несмотря на многочисленные случаи приуроченности долинно-речной сети к древним врезам, в целом степень унаследованности их реками не очень высока. Так, по выполненным расчетам (408), охватившим сорок наиболее крупных рек Латвии, приуроченность их отрезков к палеоврезам устанавливается лишь на 20% их суммарной протяженности.

Учитывая все же достаточно существенное значение палеоврезов в распределении гидрографической сети ряда районов, немаловажное значение имеет выявление условий, закономерностей и особенностей заложения в них поздне- и послеледниковых рек.

2.6. Плановые очертания и поперечные профили долин, как проявления влияния особенностей рельефа и геологического строения местности на формирование долинно-речной сети

Некоторые аспекты влияния особенностей рельефа и геологичес-

кого строения местности, особенно обуславливающие густоту и общий рисунок речной сети, уже отмечались выше. Однако наиболее ярко и отчетливо это влияние отражают плановые очертания и поперечные профили долин. Плановые очертания долин весьма разнообразны и определяются целым рядом факторов. Первостепенными из них являются особенности рельефа и геологического строения местности, в пределах которой происходило их заложение (1,2,54,115,263,397,401,433,488). С.В. Лютцау (226) все разнообразные формы очертаний долин в плане в первом приближении сведены к пяти типам: клиновидному, меандрическому, четковидному, прямолинейному и коленчатому.

Сведения о рисунке долин в плане содержатся в работах многих исследователей. Ими обычно выделяются прямолинейные, меандрические и четковидные разновидности долин или их участков. Тем не менее общие закономерности и условия формирования долин тех или иных плановых очертаний для районов ледникового рельефа пока не освещались.

Долины области последнего оледенения отличаются большим разнообразием их морфологического облика, конфигурации, форм поперечного сечения, глубины и ширины. Часто эти морфологические параметры существенно меняются на коротких отрезках долин. По характеру плановых очертаний как среди крупных, так и средних и малых рек здесь могут быть выделены: прямолинейные и полого извилистые, ¹ долинные меандры, долины с циркообразно изрезанными склонами, четковидные долины. Обычно эти разновидности долин прослеживаются лишь на коротких (до 10 - 20 км) отрезках, сменяя друг друга вниз по течению реки.

Детальный анализ морфологии долин Латвии подтвердил строгую обусловленность их морфологического облика особенностями рельефа местности и ее геологического строения. Влияние геологичес-

кого строения проявляется прежде всего посредством литологических различий пород в которые врезаются долины. Особенности распределения по геоморфологическим районам долин различных плановых очертаний отражены в таблице 2.2 .

Как свидетельствуют материалы обобщения данных о распространении на территории Латвии долин различной конфигурации, приведенные в этой таблице, прямолинейные и полого извилистые долины являются весьма широко распространенной их разновидностью в пределах волнистых и покатых моренных равнин, слабо или сильно преобразованных абразионно-аккумулятивной деятельностью водно-ледниковых бассейнов, как и в пределах равнин древних бассейнов Балтики. Долины подобного морфологического облика особенно часто встречаются в пределах побережья между рр. Ирбе и Слоцене, на Видземском побережье севернее нас. п. Скулте, а также в пределах Северо-Западной Видземе, на Северо-Латгальском и Акнистском поднятиях и Земгальской равнине. Во многих случаях прямолинейность форм (кроме большинства долин малых рек) оказывается предопределенной их приуроченностью к эрозионным образованиям позднеледниковых водотоков. Таковыми преимущественно являются все наиболее крупные долины, прорезающие толщу четвертичных отложений (участки долины р. Даугава, рис.2.44 ; Абавско-Слоценской системы долин, долин Айвиексте, Балупе, рис.2.45 и целого ряда других рек Латвии), как и многие долины стока Западной Литвы и Южной Эстонии. Довольно часто прямолинейность этих форм, как уже отмечалось, предопределена приуроченностью ложбин стока, долинообразных понижений, а в последующем и речных долин, к древним врезам (рр. Ринда, Стенде, Дубна и др.).

Нередко прямолинейность долин обусловлена четко выраженной ориентацией мезоформ рельефа (моренный увалистый рельеф, поля друмплинов, маргинальные моренные валы) развитых на значитель-

Таблица 2.2

Частота встречаемости долин различной конфигурации в геоморфологических районах Латвии

Геоморфологические районы	Разновидности долин по их конфигурации в плане		
	прямолинейные и полого извилистые	долинные меандры	Полого извилистые с дугообразно изрезанными склонами
I	2	3	4

РАЙОНЫ ПОБЕРЕЖЬЯ

Курземское побережье Балтийского моря	Ч	Р	Д
Курземское побережье Рижского залива	Ш	Ч	Ч
Рижская песчаная равнина	Р	Р	Д
Видземское побережье Рижского залива	Ш	Ш	Р

РАВНИНЫ

Вентско-Усмская	Ш	Ш	Р
Южно-Курземская низменность	Ш	Ш	Р
Земгальская	Ш	Ш	Р
Средне-Латвийская покатость	Ч	Ш	Ш
Северо-Западной Видземе	Ш	Ч	Ч
Средне-Гауйская низменность	Р	Ш	Ч
Северо-Латгальское поднятие	Ш	Ч	Ч
Ритупский скат	Р	Ш	Ш
Лубанская равнина	Р	Р	Д

I	2	3	4
Средне-Даугавская равнина	Д	Р	Р
ВОЗВЫШЕННОСТИ И ВСХОЛМЛЕНИЯ			
Западно-Курземская возвышенность	Ш	Ш	Р
Восточно- и Северо- Курземская возвы- шенности	Ш	Ш	Р
Центрально-Видзем- ская возвышенность	Р	Д	Р
Алуксненская воз- вышенность и Гул- бенский вал	Р	Д	Р
Акнистское поднятие и Селийский вал	Ч	Ч	Ч
Латгальская возвы- шенность	Ч	Ш	Р
Аугшземская возвы- шенность	Ш	Ш	Р

Распространение разновидностей долин в % от общей их протяженности в пределах геоморфологического района:

- Д - доминирующее распространение (50 - 80%);
- Ш - широкое распространение (30 - 50%);
- Ч - частое распространение (10 - 30%);
- Р - редкое распространение (< 10%).

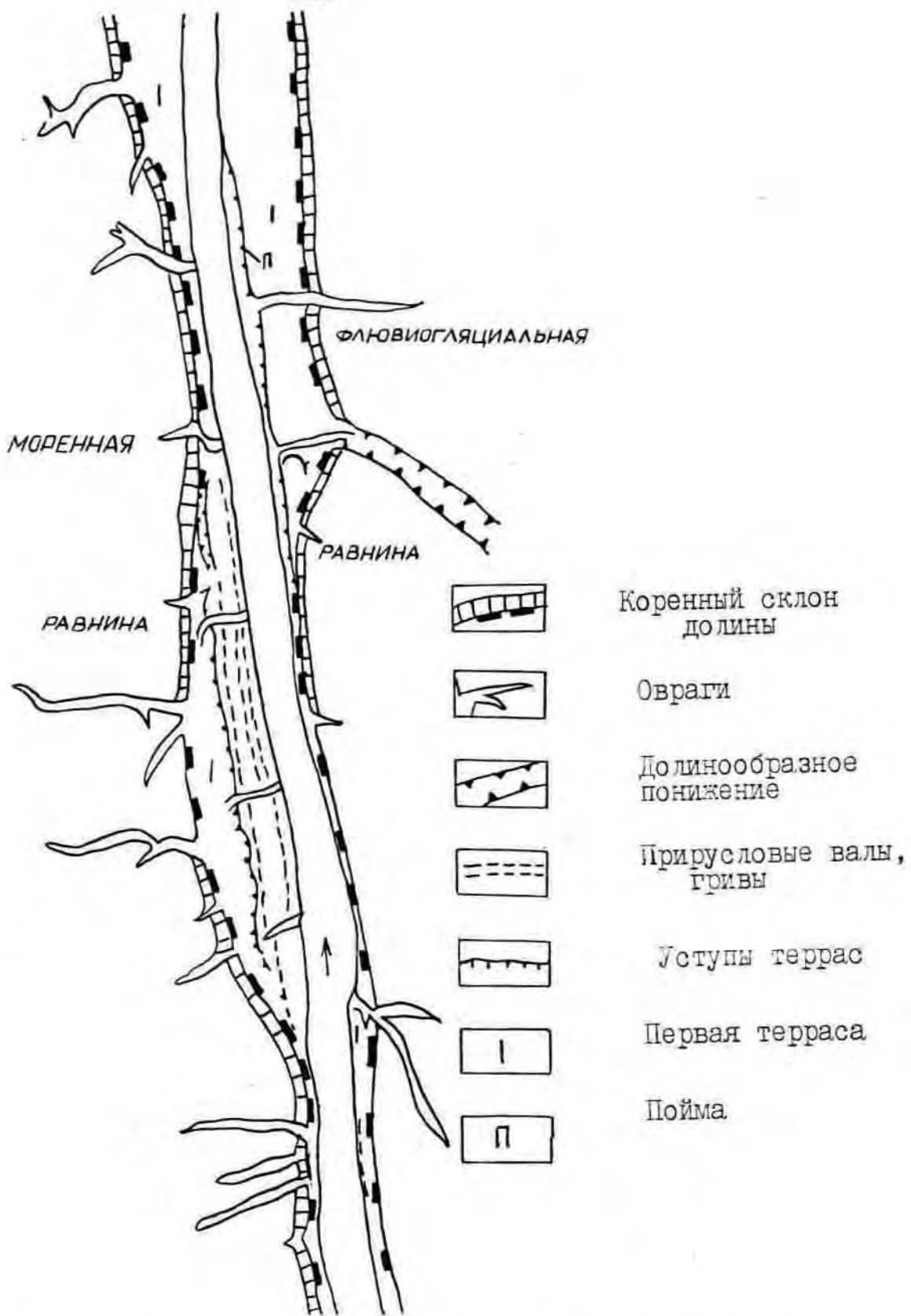


Рис. 2.44. Геоморфологическая схема участка прилинейной долины р. Даугава выше г. Ливаны

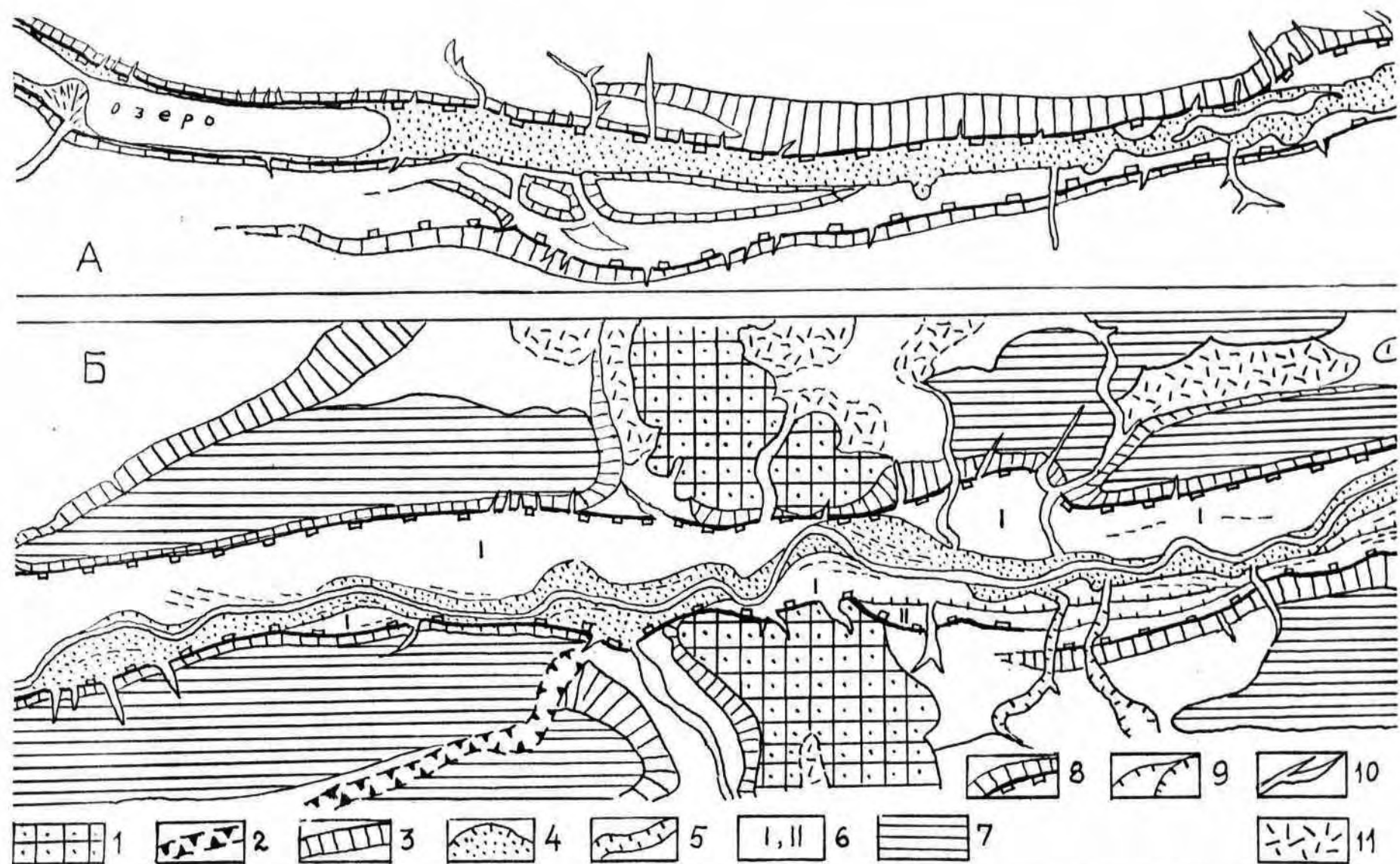


Рис.2.45 Геоморфологические схемы участков прямолинейных долин р.Болупе/А/ и р.Айвиексте/Б/
 I-Мадонско-Трепский вал отчленения, 2-рытвина, 3-склоны, 4-пойма, 5-долины малых рек, 6-номера террас,
 7-ориентированные положительные формы рельефа, 8-коренный склон долины, 9-уступы террас, 10-овраги,
 II-органогенные равнины.

ных площадях равнин Прибалтики. Прямолинейный или слабоизвилистый характер рисунка в плане часто имеют также долины или отдельные их отрезки, расположенные на участках пересечения ими склонов возвышенностей. Преобладающее большинство рек на участках, характеризующихся прямолинейностью долин, находятся в стадии врезания, реже динамического равновесия. Террасы, развитые в прямолинейных долинах, преимущественно имеют эрозионный, реже равновесный характер. Таким образом, прямолинейность или пологая извилистость долин часто является отражением постоянного на протяжении всей истории развития врезания рек. Особенно это характерно для малых и средних водотоков. Тем не менее в отдельных прямолинейных долинах (Дурбеско-Вартайская, Верхне-Абавская, Балупская, р. Гауя на участке Валмиера - Сигулда и др.) встречаются и перстративные (а иногда и констративные) поймы и даже террасы, и лишь самые высокие из них имеют эрозионный характер.

Д о л и н н ы е м е а н д р ы — форма долин обычно связана со смещением речного русла в горизонтальной плоскости и поэтому очертания долины в плане напоминают речные меандры. Изгибы речного русла обычно совпадают с извилинами долины (долинные меандры) и относятся к так называемым врезанным меандрам (рис. 2.46). Но это наблюдается далеко не всегда. Радиус речных меандр может быть меньше долинных меандр, благодаря чему вершины их в плане не совпадают друг с другом. При этом река как бы старается "освободиться" от влияния коренных берегов (рис. 2.47). Данное явление может быть связано с уменьшением расходов воды в ходе развития долины. Гораздо чаще, однако, оно обусловлено постепенной разработкой долины в ширину и выполаживанием продольного профиля реки. Меандрическая форма долин наиболее характерна для небольших и средних рек в пределах равнин. Но в наиболее ти-

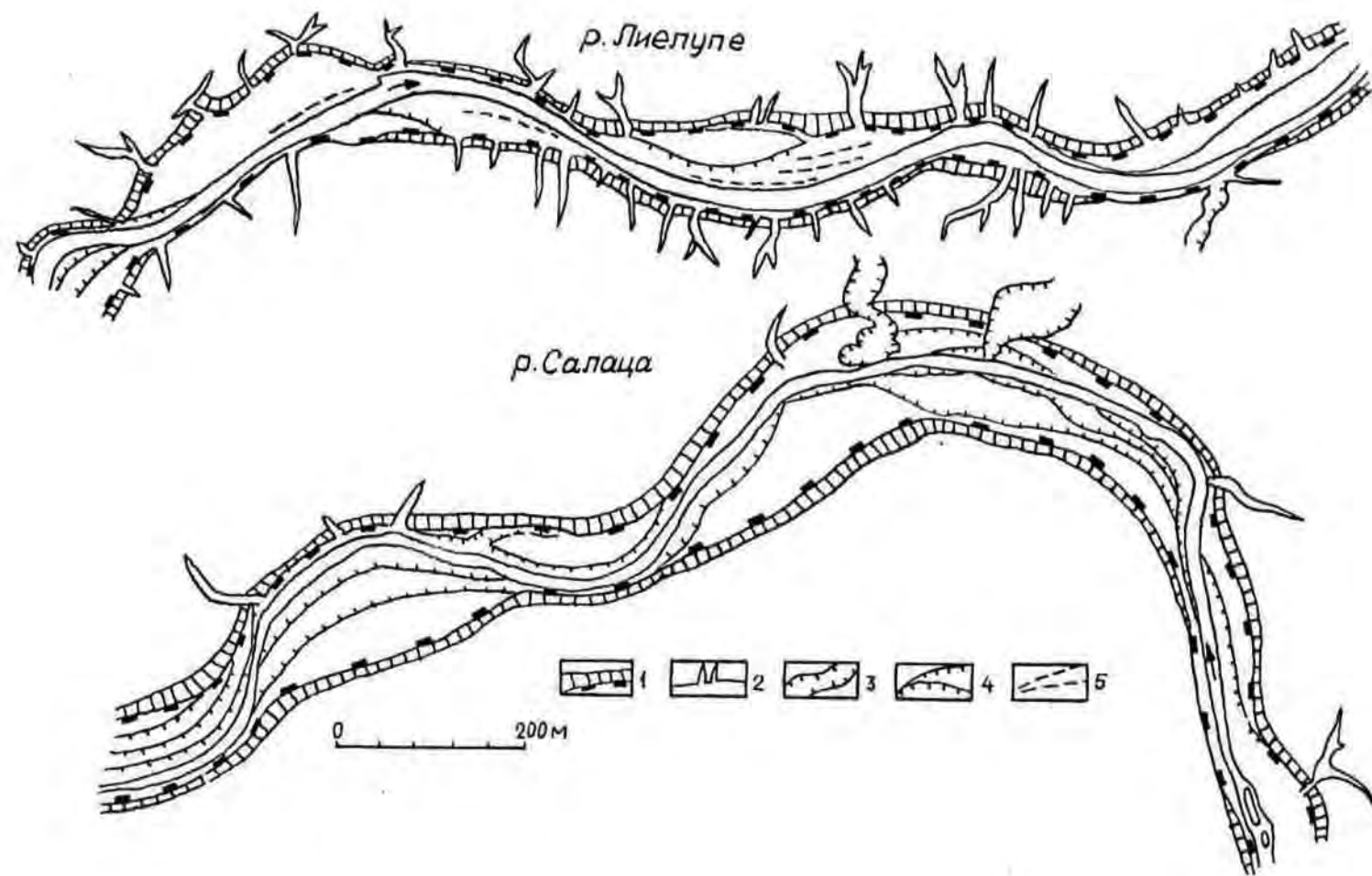


Рис.2.46 .Разновидности долинных меандр
 1-коренные склоны долин, 2-овраги, 3-долины притоков, 4-уступы террас, 5-гряды и прирусловые валы.

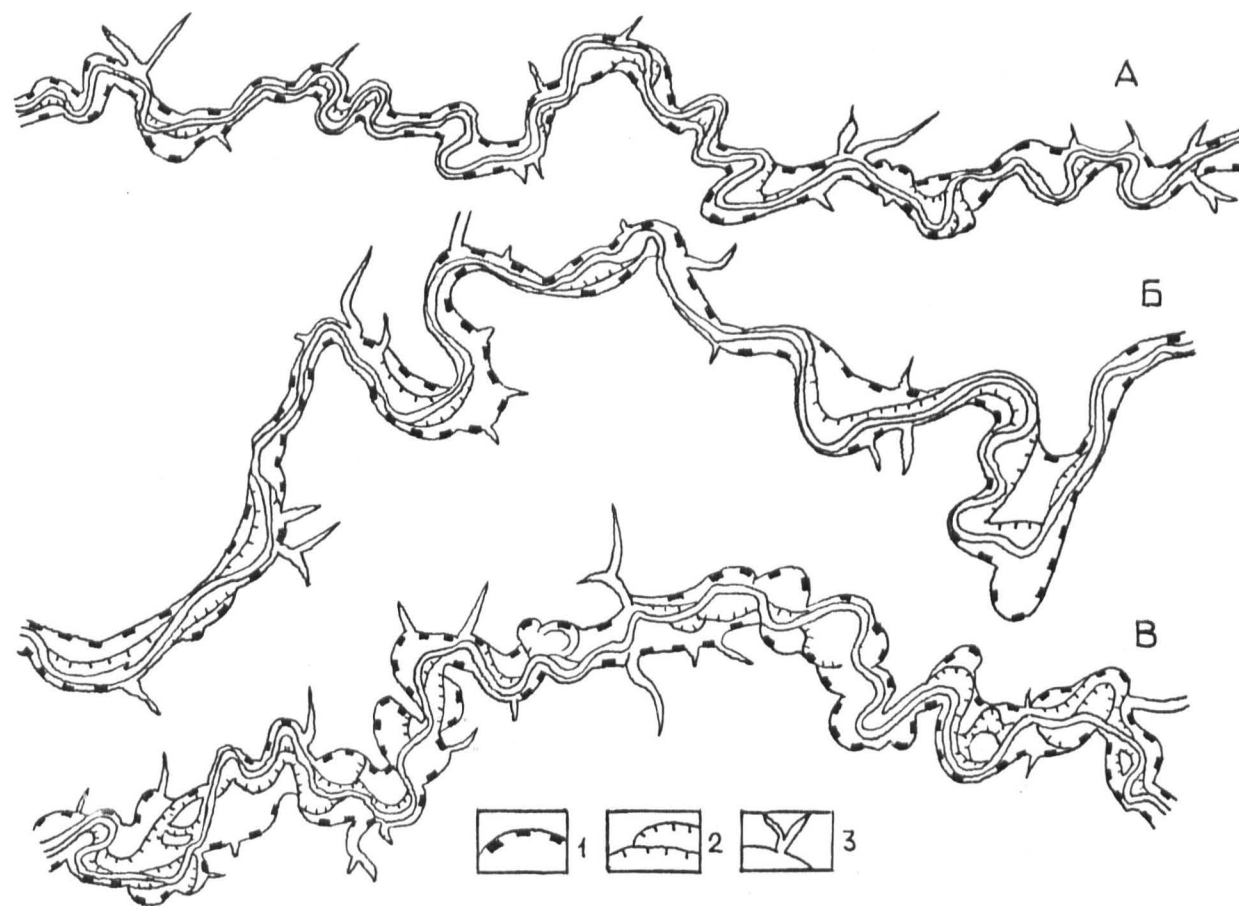


Рис. 2.47. Фрагменты долинных меандр р. Огре
 А, Б—в пределах покатых, волнистых моренных равнин, В—в пределах холмистого рельефа Центрально-Видземской возвышенности. 1—коренные склоны долины, 2—уступы террас, 3—овраги.

пичном виде она наблюдается у молодых долин, не успевших из-за постоянного врезания расширить свою пойму до значительных размеров. Этим долинам свойственна асимметрия в поперечном сечении: чередование вниз по течению подмываемых рекой склонов (обрывов), образующихся при врезании головной части излучины реки в борт долины, с более пологими, террасированными противоположными склонами (рис.2.48). Особо широко долинные меандры распространены в пределах наклонных, волнистых моренных или моренных и водно-ледниковых равнин, а также в пределах четко выраженных склонов макроформ (например, возвышенностей) или при пересечении склонов глубоких долин притоками. Меандрический рисунок этих долин определен преимущественно постоянным односторонним смещением и врезанием рек, о чем свидетельствуют развитые в этих долинах эрозионные террасы.

Д о л и н ы с ц и р к о о б р а з н о и з р е з а н - н ы м и с к л о н а м и являются весьма широко распространенной разновидностью долин в пределах водноледниковых, морских и, отчасти, озерных равнин, выстланных песчаными и алевритистоглинистыми отложениями. Они представляют собой неглубокие (до 5 - 10 м), широкие (до 1 - 2 км), слабо извилистые, пойменные долины с сегментированными коренными склонами в плане, выполненным профилем и равновесным состоянием современных эрозионно-аккумулятивных процессов, характерным для условий интенсивного свободного меандрирования (рис.2.49). Изрезанность контура коренного склона и меняющаяся ширина долины обусловлены постоянными горизонтальными смещениями русла реки, предопределившими также формирование сложного микрорельефа поверхности самой поймы (гряды, русла стариц в различных стадиях заполнения, иногда с останцами обтекания). Долины с сильно изрезанными, сегментиро-

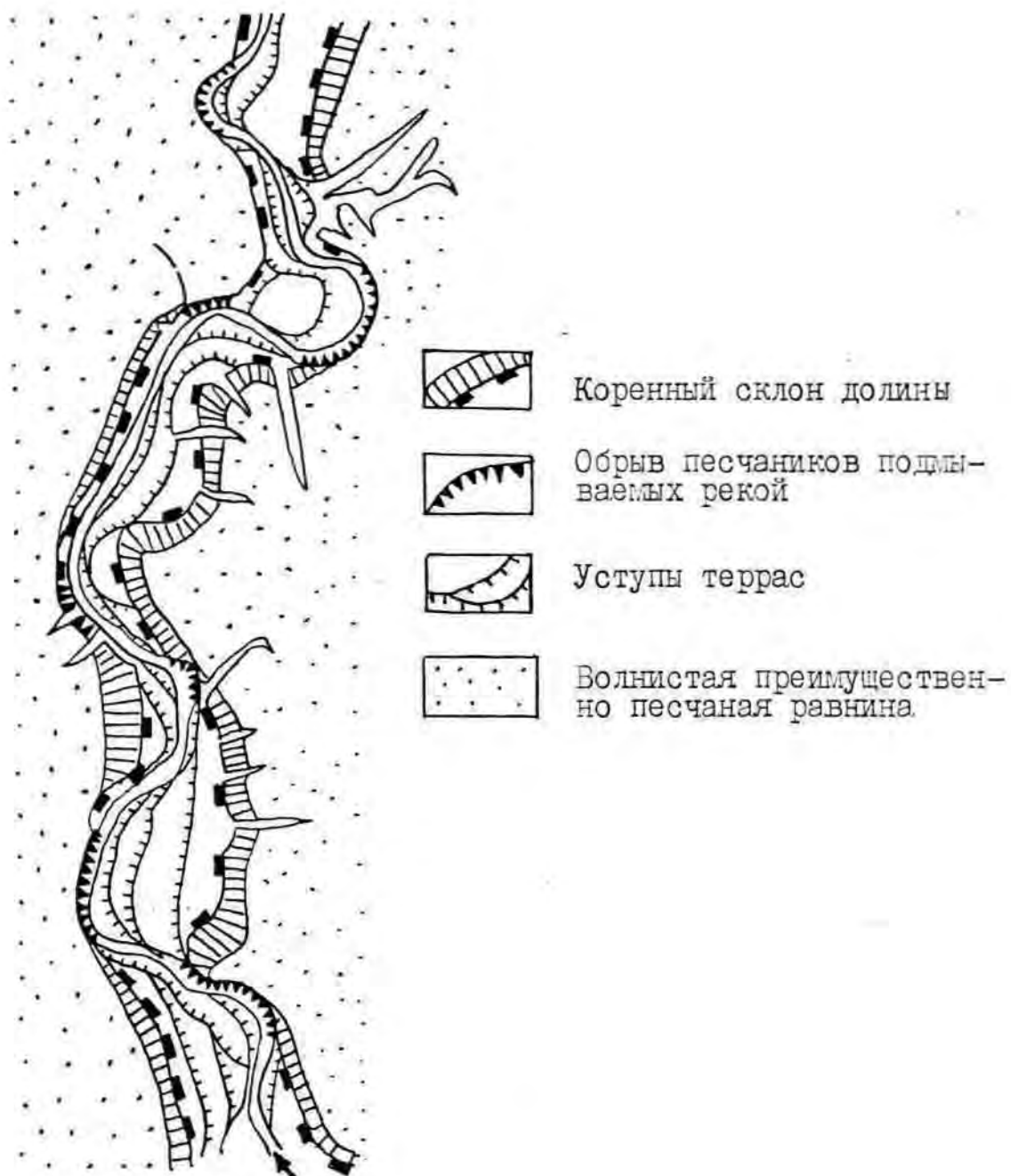


Рис. 2.48. Геоморфологическая схема долины реки Салаца ниже г.Мазсалаца

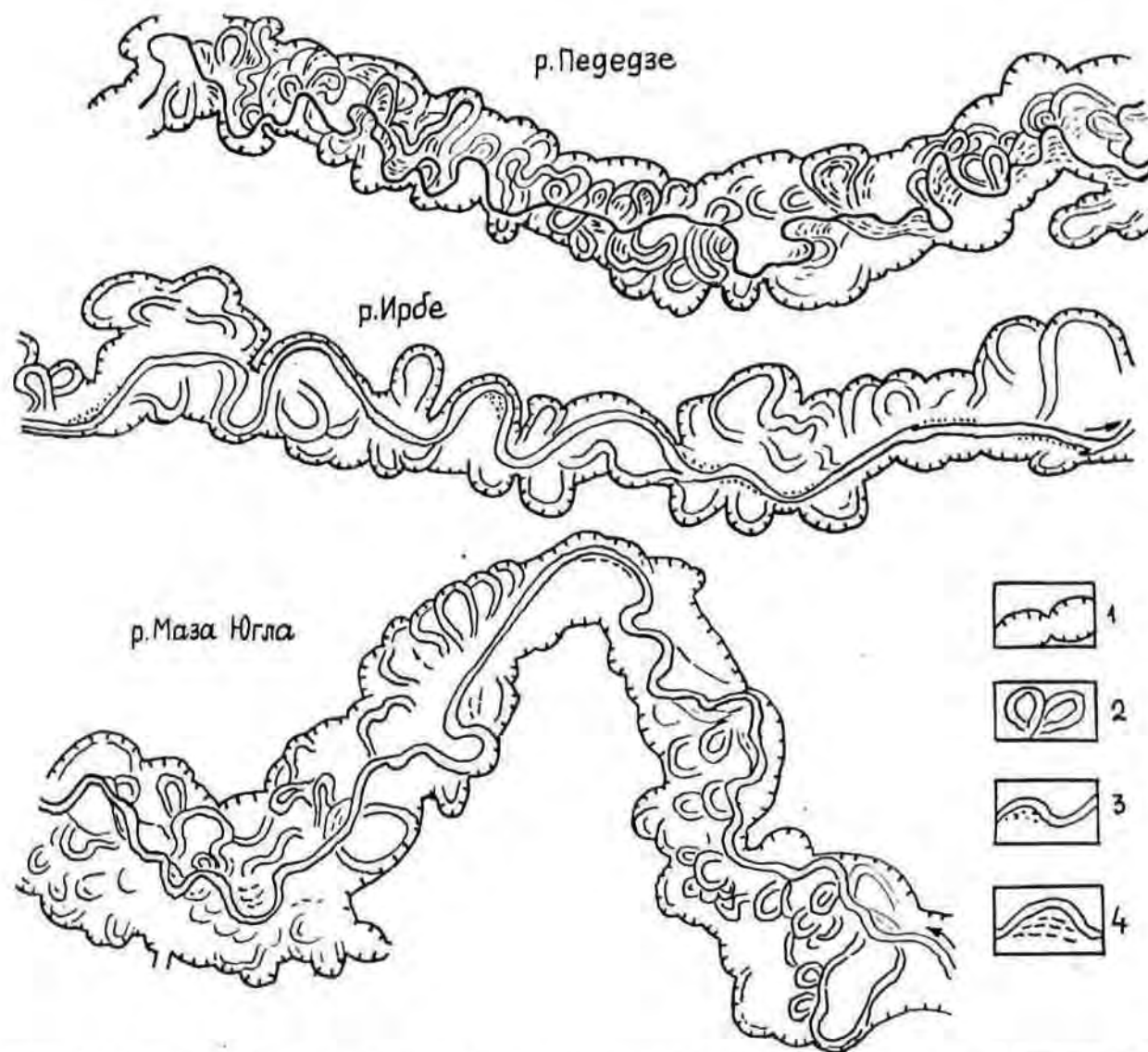


Рис. 249. Разновидности пойменных долин свободно меандрирующих рек с **дугообразно изрезанными склонами**

1—коренные склоны долины, 2—старицы, 3—прирусловая отмель.

ванными коренными склонами широко распространены на Латвийском побережье Балтийского моря (до 80 - 90% от протяженности всех долин) и в пределах Средне-Гауйской равнины (рис. 2.50). В остальных геоморфологических районах долины с сегментированными коренными склонами встречаются лишь в виде коротких (I - 10 км) отрезков, приуроченных к равнинам или понижениям, выстланным песчано-глинистыми отложениями.

Четковидные долины типичны для малых, реже средних водотоков. Они характеризуются чередованием суженных и расширенных, озеровидных участков (рис. 2.51). Сужения приурочены к выходам на поверхность более стойких к размыву моренных суглинков и супесей или коренных пород, а в отдельных случаях и к местам локальных тектонических поднятий, тогда как расширения связаны с площадями развития более податливых к размыву пород или с участками пересечения реками понижений или впадин. В сужениях долина и русло реки обычно прямолинейны, а в пределах расширений река свободно меандрирует, формируя широкую пойму. Но чаще всего, при пересечении малыми реками бывших озерных котловин, ввиду небольшой мутности потока, поймы не образуются и за пределами пояса меандрирования развиты болотные отложения. Четковидные долины особенно характерны верховьям средних и малых рек, расположенных на острововидных возвышенностях.

Клиновидная форма обычно свойственна только малым эрозионным формам (оврагам, долинам ручьев и небольших рек), которые на всем своем протяжении врезаны в однородные по составу и устойчивости к размыву породы. Таковыми являются врезы водотоков, расчленяющих борта и придолинные участки крупных, глубоко врезанных долин (Гауя, Даугава, Абава), которые характеризуются постепенным расширением от истока к устью в связи с увеличением водности потока и его глубины в том же

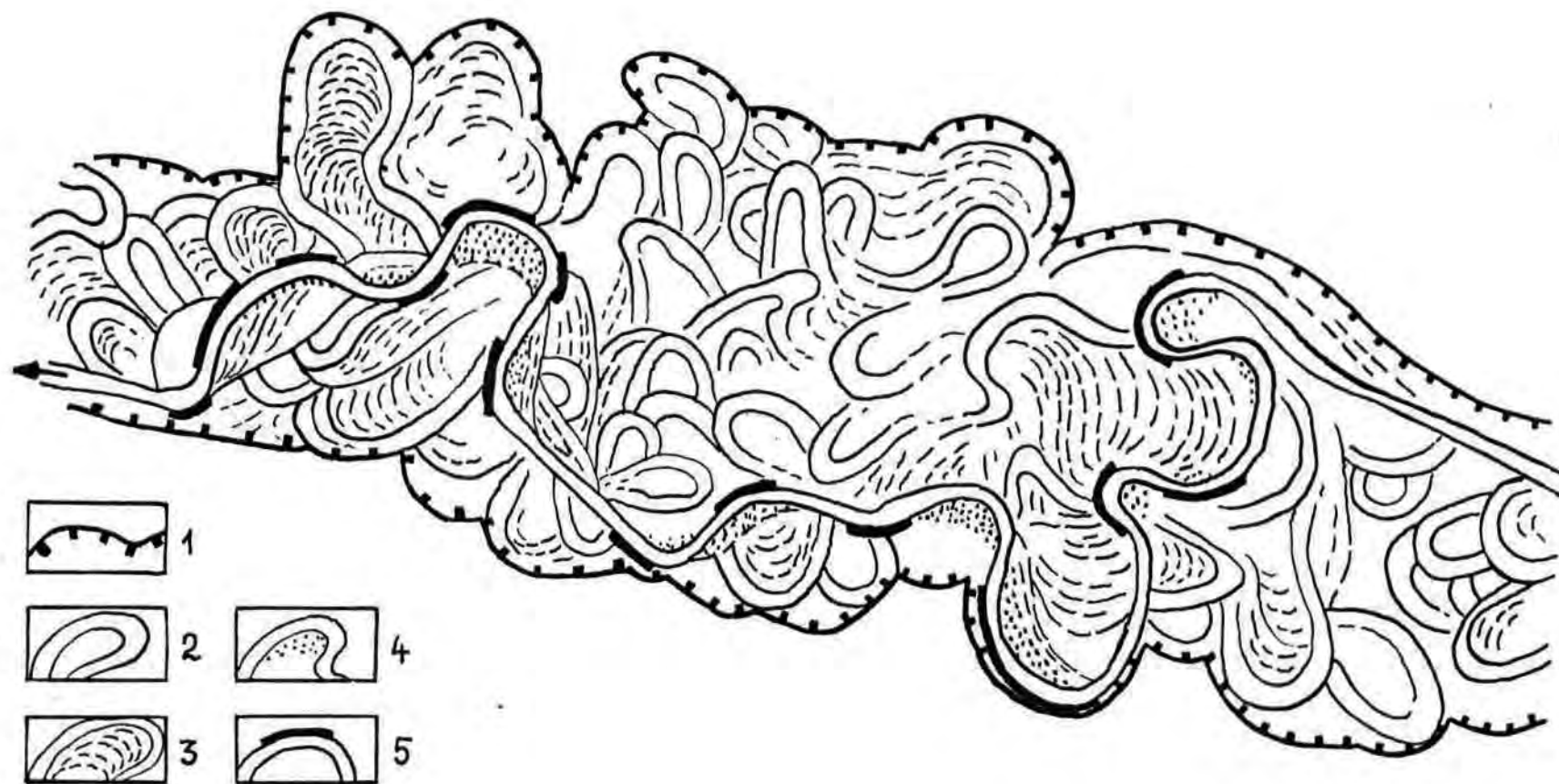


Рис. 2.50. Геоморфологическая схема отрезка пойменной долины реки Гауя в пределах Средне-Гауйской впадины

1-коренные склоны долины, 2-старицы, 3-прирусловые валы и гривы, 4-прирусловая отмель, 5-размыв берега



Рис.2.51. Четковидные долины р.Куя/1/ и р.Огре/2/ в районе нас.п.Рембате
 I-озеровидное расширение долины,2-сужение долины,3-овраги.

направлении.

К о л е н ч а т ы е д о л и н ы имеют ограниченное распространение и лишь иногда встречаются в районах выходов на дневную поверхность сильно трещиноватых коренных пород.

По форме поперечного сечения, как известно, выделяются корытообразные, ящикообразные, трапецеобразные, каньонообразные, лоткообразные, \sqcup - , ∇ -образные и еще некоторые другие разновидности долин. Проведенные автором исследования и анализ более чем 800 нивелировочных поперечных профилей долин как крупных, так и малых рек, однако, убедительно свидетельствуют, что однообразный в поперечном сечении облик долины обычно (особенно для долин мелких и средних рек) прослеживается лишь на небольшом протяжении, обычно не превышающем 10 - 15 км (рис. 2.52). Это обусловлено, прежде всего, частой сменой участков, отличающихся однотипными особенностями рельефа и геологического строения и различных поэтапным характером формирования долин. Наиболее часто встречаются элементарные по своему поперечному сечению (главным образом ящикообразные и ∇ -образные) разновидности долин. Тем не менее отдельные отрезки крупных и средних рек, отличающиеся значительной (30 - 60 м) глубиной, иногда имеют довольно сложно построенные двухъярусные долины. Широкая долина верхнего яруса ящикообразной или трапецеобразной формы выработана в четвертичных отложениях, а более узкая, каньонообразная нижняя часть врезана в более стойкие к размыву карбонатные коренные породы (рис. 2.53). Такими двухъярусными долинами на отдельных коротких (1 - 5 км, реже до 20 - 50 км) отрезках характеризуются реки Даугава (г. Плявиняс - пос. Юмправа) (401) и Амата (у нас. п. Карли). Каньонообразные долины характерны также рекам Северной Эстонии (263).

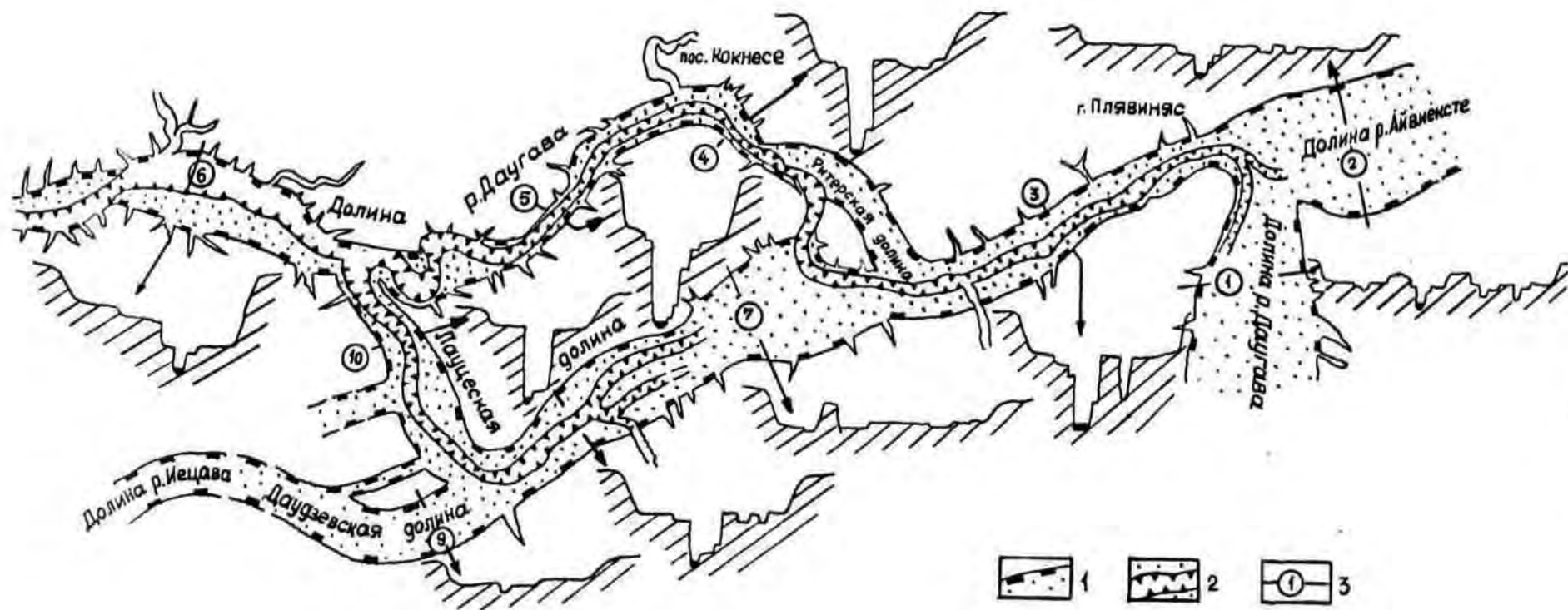


Рис. 2.52. Геоморфологическая схема позднеледниковых долин в пределах Средней Латвии
 1—коренные склоны долин, 2—каньонообразные врезы в коренных породах, 3—местоположение и номер поперечного профиля долины.

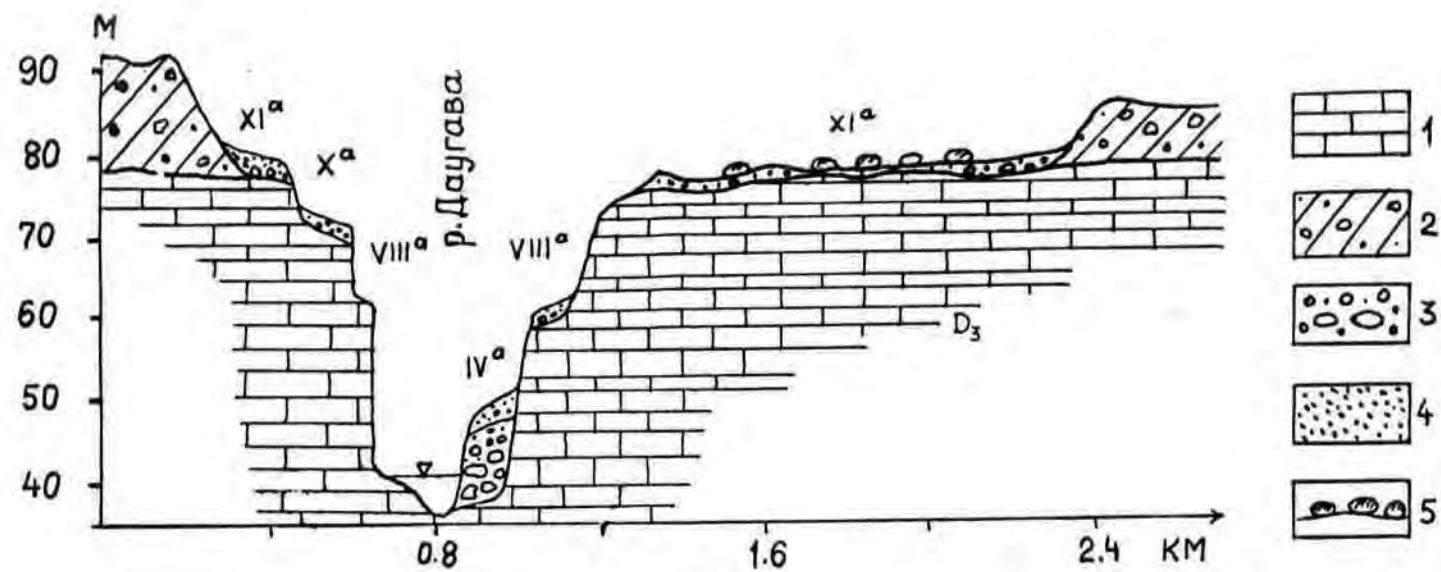


Рис. 2.53 . Поперечный профиль двухъярусной долины реки Даугава ниже нас.п.Ритери
 I-коренные породы/доломиты/, 2-моренные суглинки и супеси, 3-гравийно-галечные отложения, 4-пески,
 5-валуны.

3. МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ ДОЛИН,
ДОЛИНООБРАЗНЫХ ФОРМ И ПРИУРОЧЕННЫХ К
НИМ ТЕРРАСОВЫХ УРОВНЕЙ

3.1. Некоторые вопросы терминологии долин и
долинообразных форм

В литературе, как известно, отсутствует единое понимание терминов, употребляемых для обозначения флювиальных и других долинообразных форм. Так, в отношении понимания термина "долина" согласно Д.А. Тимофееву (350) основные расхождения между исследователями заключаются в том, что часть из них являются сторонниками широкого морфологического толкования этого понятия и поэтому считают возможным выделение, наряду с речными, также ледниковых, тектонических, карстовых и др. долин. Другие же исследователи придерживаются преобладающего узкого генетического толкования понятия "долина", употребляя этот термин только в отношении форм флювиального происхождения. Некоторые же ученые занимают промежуточную позицию. К ним следует отнести и тех исследователей, которые считают, что долины, особенно крупные, не во всех случаях формировались исключительно в результате водной эрозии.

В настоящей работе долины рассматриваются как формы, которые созданы флювиальными процессами, признавая, однако, что некоторые морфологические особенности могут быть обусловлены и другими факторами (ледниковая деятельность, тектоника, карст и т.д.). Долины области материковых оледенений представляют собой отрицательные, линейно вытянутые извилистые формы рельефа, характеризующиеся общим уклоном дна от верховьев к низовьям, вы-

работанные в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности постоянных русловых водотоков на свободных от сплошного ледникового покрова территориях. К речным долинам, таким образом, не могут быть отнесены отрицательные линейные формы, формировавшиеся потоками талых вод ледника, поступающих непосредственно от края ледника, которые являются ложбинами стока ледниковых вод.

Согласно некоторым географическим словарям (273, 421) термин "ложбина" — общее название вытянутых отрицательных форм рельефа, понижающихся в одном направлении и отличающихся пологими, мягкими склонами, образующихся в результате эрозии на равнинных поверхностях, в дальнейшем переходящих в лощину, а при распашке — в овраг. По "Геологическому словарю", т. I (82, 83, стр. 397), "ложбина" — общее название для вытянутых денудационных форм с пологими, мягкими склонами. Различают эрозионные ложбины, древние, подледниковые, приледниковые, стока талых вод, эоловые и др. Аналогичное толкование термина "ложбина" дано и в "Четырехязычном энциклопедическом словаре", составленном И.С. Щукиным (394), где отмечается, что ложбины могут быть эрозионными (зачатки лощин и оврагов), ложбинами стока талых ледниковых вод, эоловыми, карстовыми и др. Ложбинами ледникового стока, согласно упоминавшемуся выше "Геологическому словарю", именуются "широкие ложбины (долины), промытые тальми ледниковыми водами, в области равнин Центральной Европы во время плейстоценовых оледенений на некотором расстоянии от края материкового льда" шириной до 10 — 30 км. Они возникли там, где талые воды, вследствие отсутствия стока на юг, стекали параллельно краю ледника. Таким образом, к ложбинам ледникового стока здесь отнесена только одна их разновидность, т.е. "маргинальные ложбины стока" (15 и др.) или флювиогляциальные латеральные прадолины

(23), известные в немецкой литературе как "Uhrstromtaler", а в польской — как "pradolina". Представляется, однако, что использование термина "ложбина ледникового стока" в столь узком понимании необосновано, тем более, что для обозначения этих образований широко применяется термин "маргинальные ложбины стока", хорошо отражающий их генетическую специфику. В области последнего оледенения преобладают ложбины стока, представляющие собой неширокие (до 1 км), прямолинейные или слабоизвилистые понижения с пологими склонами, глубиной до 10 — 15 м, преимущественно плоскодонные формы, нередко выстланные маломощным слоем флювиогляциальных песчано-гравийных отложений, иногда с наличием разрозненных террасовидных площадок, выработанных эрозионной деятельностью кратковременных потоков талых вод, поступающих от края ледника или во время спуска небольших водоемов талых вод, таяния глыб мертвого льда. Подобные плоскодонные образования без наличия в них ныне постоянных водотоков сравнительно часты на склонах возвышенностей. Нередко они вложены в междрумлиновые понижения или занимают пространства между маргинальными грядами и моренными увалами (44, 54, 304, 342). Если первоначально заложенные ложбины стока в последующем использовались постоянными водотоками — поздне- и послеледниковыми реками, в этих ложбинах оказываются вложенными террасированные речные долины. Первичные очертания ложбин поэтому иногда могут быть уничтожены, либо трудно отличимы вследствие преобразования ложбин более поздними флювиальными процессами. Подобные формы, следовательно, целесообразнее именовать уже речными долинами или ложбинами-долинами, что согласуется с выводами И.В. Котлюковой и А.Л. Буслович (182), А.Б. Басаликаса (23, 435), А.И. Спиридонова (336) и др. о том, что в области северо-запада

Русской равнины долины образовались, главным образом, путем освоения ложбин стока талых вод.

Отрицательные формы рельефа внешне напоминающие ложбины стока и речные долины однако отличающиеся от последних рядом существенных особенностей и являющиеся одной из разновидностей долинообразных понижений в последнее время названы с е н л е я м и (110,112,113,249). Они представляют собой широкие (до 2 км) и глубокие (20 - 50 м) долинообразные понижения, протяженность которых нередко измеряется десятками километров. Днища их обычно плоские, без резко выраженных углублений, нередко не имеющие определенного уклона и постоянных водотоков, осложнены озовыми цепями или группами камовых и моренных холмов (рис.3.1,3.2). Склоны ровные, реже холмистые, без четких следов флювиальной эрозии, иногда к ним причленяются узкие камовые террасы, террасоподобные площадки. Речными процессами частично моделированы лишь их днища, изредка местами склоны (при голоценовом меандрировании рек). Возникновение долинообразных форм обусловлено спецификой ледниковой и водноледниковой аккумуляции в палеоврезах, в условиях вытаивания заполнявшего эти врезы льда (112,113,114,242,243, 397,401,457 и др.). Следовательно, сенлеи (долинообразные понижения) являются специфической формой отражения в рельефе неполностью погребенных древних врезов. Однако, в настоящее время эти формы рельефа нередко еще именуются древними долинами или ложбинами стока(8).

Обособленную группу отрицательных форм области последнего материкового оледенения представляют р ы т в и н ы - прямолинейные или пологоизвилистые (меандрические) в плане образования, часто непостоянной (0,3 - 1 км) ширины, глубиной до 50 - 80 м и длиной от 1 - 3 до 30 - 50 км. Они отличаются неровными днищами с частыми углублениями и отдельными выступами, заняты обыч-

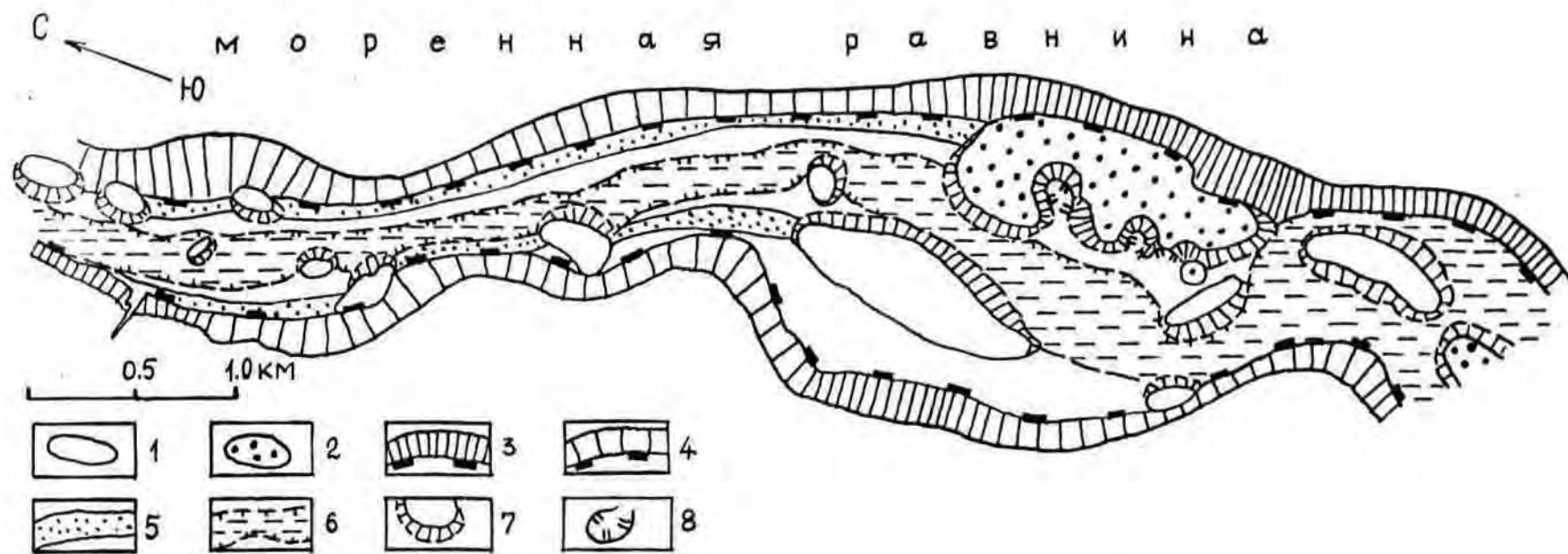


Рис. 3.1 .Геоморфологическая схема Акнистской сенлеи у пос.Акнисте
Холмы: 1-моренные, 2-флювиогляциальные. Склоны сенлеи: 3-крутизной более 25° , 4-менее 25° , 5-флювиогляциальная террасовидная площадка, 6-пойма р.Сусея, 7-крутые склоны холмов.

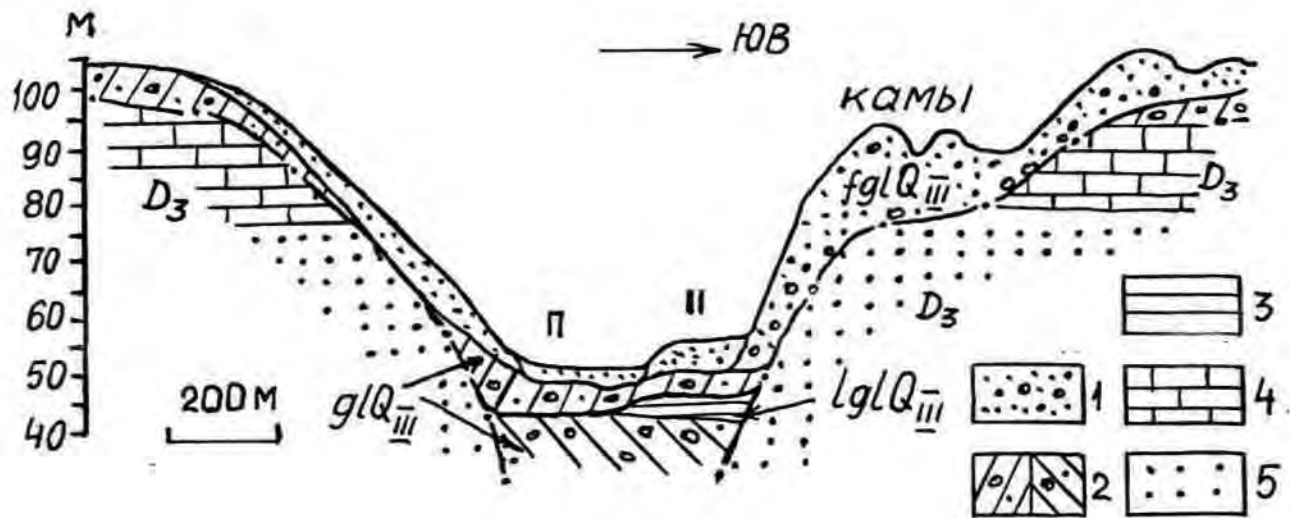


Рис. 3.2 . Поперечный профиль сеньей и долины р. Вайве юго-восточнее нас. п. Приекули /по О.П.Аболтыньшу, 1972/
I-песчаные отложения, 2-моренные суглинки, 3-безвалунные глины, 4-доломиты, 5-песчаники

но продолговатыми озерами. В отличие от ложбин стока рытвины крутосклоновы, обычно с ∇ -образным поперечным профилем. Исследованию этих образований посвящено большое количество работ, отражающих и разнообразие используемой для их обозначения терминологии. Наиболее часто же они именуются "субгляциальными рытвинами" или просто "рытвинами".

3.2. Генетическая разнородность террас и террасовидных образований

В областях ледникового рельефа нередко приходится сталкиваться с необходимостью разграничения собственно речных террас от флювиогляциальных, а также встречающихся в долинах и долинообразных образований террасовидных ледниково-водных уровней. Такое разграничение является далеко не столь простой задачей, как это может показаться, а возникающие при этом ошибки нередко приводят к неправильным геоморфологическим и палеогеографическим построениям.

Обычно в географических словарях (394, 421), в справочниках, учебниках для высшей школы и в других изданиях, флювиогляциальные террасы рассматриваются как ровные, иногда волнистые ступени (площадки) "на склонах речных долин, сложенные продуктами размыва и переотложения ледниковых наносов, главным образом конечных морен. Их образование свидетельствует о чередовании периодов флювиогляциальной аккумуляции с периодами речной эрозии" (394, с. 472). Иногда признаком флювиогляциальных террас, отличающих их от речных (аллювиальных), считается отсутствие фациальной дифференциации, наличие слабо сортированного гравийно-галечного материала с валунами, распро-

странение термокарстовых котловин на поверхности этих форм. В отдельных случаях террасы переходят в участки развития камов (или камовых террас), продолжаясь за этими участками на том же уровне (112).

Однако, согласно Е.В. Шанцеру (380,383), пойменная фация может быть недоразвита и в современной аллювии умеренного климатического пояса в случаях, когда аллювий формируется реками озерного питания, реками, отличающимися сильно залесенными и заболоченными водосборами, а также реками, протекающими по районам, которые сложены в основном рыхлыми песчаными породами. Так как большинство высоких террас, относимых, например, в долинах рр. Даугава, Гауя, Вента, Абава и др. некоторыми исследователями к флювиогляциальным, формировались при спуске одного водоема талых ледниковых вод в другой (1,2,3,5,396,397,401) и русла этих водотоков непосредственно не поступали талые воды от края ледника, отсутствие в этих террасах пойменных отложений не может служить основанием для отнесения их к флювиогляциальным образованиям.

Согласно А.П. Микалаускасу (271) "флювиогляциальными террасами следует считать эрозионно-аккумулятивные ледниково-речные сегменты покатых равнинных поверхностей, оконтуренные уступами и представляющие собой песчано-гравийно-галечный продукт размыва и переотложения моренного материала концентрированными потоками талых ледниковых вод и приуроченные к склонам долин предфронтальной зоны материкового оледенения" (стр. 10), т.е. в дистальных и латеральных долинах стока (по Басаликасу), куда талые ледниковые воды поступали непосредственно от края ледника. Кроме того, важными критериями, позволяющими разграничить собственно речные террасы от флювиогляциальных по А.М. Микалаускасу, являются различия в распространении основных литофаций, в типах слоистости и сортировке материала (272).

Однако на территории Северо-Запада и в том числе Прибалтики, в ходе дегляциации почти повсеместно преобладали условия, характеризующиеся отсутствием уклонов при которых возможен свободный сток талых вод от края ледника. Поэтому здесь образовались сложные системы подпруженных ледником, изолированных и остаточных водоемов при сбросе вод из гипсометрически выше расположенных в более низкие и формировались разнообразные ложбины-долины прорыва и долины приледниково-озерных притоков. Террасы этих долин часто рассматриваются как флювиогляциальные (112, 143, 271), хотя формирующие их потоки питались в основном водами подпруженных ледником, изолированных или остаточных водоемов. Этим и объясняется широкое распространение здесь эрозионных террас с маломощным, а часто и почти совершенно отсутствующим покровом рыхлых перемытых отложений, представляющих собой грубые гравийно-галечно-валунные отложения, а иногда и скопления валунов, развитые на поверхности этих широких террас (295, 296, 401).

Таким образом, террасы, развитые в ложбинах-долинах прорыва и приледниково-озерных притоков, распространенных в области последнего оледенения, в большинстве случаев правильнее рассматривать как речные, а формирующие их отложения считать аллювием. Такие широкие (до 0,5 - 4 км) террасы особо характерны долинам рек Даугава (в пределах Средней Латвии), Лауце, Салаца, Айвиексте (401), Гауя в пределах среднего течения (5), Вента и Абава-Слоцене (на участках их верхнего течения, 54, 55, 57), а также р. Нямунас и др. на территории Литвы (117).

Е.В. Шанцер (380) предложил водноледниковыми называть лишь осадки ледниковых потоков, текущих по поверхности ледников, на контакте льда с конечно-моренными образованиями или внутри ле-

дной толщ, а отложения, сформировавшиеся в долинах приледниковых областей, считать разновидностями перигляциального аллювия. Спецификой водотоков, аккумулирующих перигляциальный аллювий (331), является не просто ледниковое питание, а та его доля, которая обуславливает превышение ледниковых подъемов уровня над снеговыми или дождевыми. Так, согласно исследованиям ледниковых рек в приледниковой зоне Исландии (442), в летний период доля талых вод, поступающих непосредственно от края ледника в реки, пересекающие прилегающую равнину, достигает 90%, но она может варьировать, в особенности для относительно малых водотоков.

Гидрологический критерий выделения перигляциального аллювия, однако, применим лишь при изучении современных долин, поскольку точная оценка характера питания позднеледниковых водотоков пока невозможна. В районах покровного оледенения, в особенности во время интенсивной дегляциации, перигляциальная зона охватывала значительные части крупных речных бассейнов. В связи с этим, ледниковые составляющие теряли свое доминирующее положение в стоке рек задолго до того, как эти реки выходили из пределов перигляциальной области. С.А. Сладкопевцев (331) поэтому считает, что "в настоящее время трудно найти показатель, который позволил бы уверенно выделить в перигляциальном аллювии два типа - аллювий рек, имеющих ледниковое питание, и аллювий потоков, доля ледникового питания которых незначительна или равна нулю". Представляется, тем не менее, что детальное изучение морфологии и строения долин в комплексе с изучением всего разнообразия морфогенеза рельефа бассейна все же могут дать основания для определения смены характера питания и режима стока рек, что, в частности, подтверждается исследованиями, выполненными в Прибалтике (1,2,5,55,401).

В ряде крупных, а также мелких ложбин-долин прорыва и стока вод на возвышенностях отдельные наиболее высокие террасовые уровни с покровом песчано-гравийных отложений по высоте местами переходят в участки развития мелких камов и камовых террас, продолжаясь за этими участками на том же уровне. Поверхность террас обычно наклонена от тылового шва к бровке. На их поверхности, а также вдоль подножья коренного склона долин местами распространены воронки и ложбины термокарстового происхождения (401). Указанные особенности, характерные некоторым самым высоким террасовым уровням реки Даугава в пределах Восточно-Латвийских возвышенностей, а также системе ложбин-долин Абава-Слоцне (55), долинам рек Амата, Весета, Арона, Индрица (рис. 3.3, 3.4) и др., позволяют эти образования считать флювиогляциальными террасами. Они фиксируют начало стока талых вод из районов распространения мертвых льдов возвышенностей.

В свою очередь, в ряде долин Средней и Южной Прибалтики развиты эрозионные аллювиальные террасы, врезанные в флювиогляциальные или лимногляциальные (межморенные) отложения, часто заполняющие более древние врезы или понижения довалдайской поверхности (5, 397, 401). Отсутствие в пределах долин перекрывающего эти отложения моренного горизонта, который смыт водотоками, поэтому иногда создает впечатление, будто-бы заложение долин было обусловлено мощными флювиогляциальными потоками, аккумуляировавшими в условиях присутствия в древних врезях остаточного мертвого льда, мощные (до 20 - 50 м) толщи песчано-гравийно-галечных отложений. Аналогичное строение, например, имеют долина р. Даугава в районе строящейся Даугавпилсской ГЭС (рис. 3.5) и долина среднего течения р. Немунас.

В отличие от "ледникового аллювия" равнинных рек перигляциальной области, в строении которого согласно Е.В. Шандеру (382)

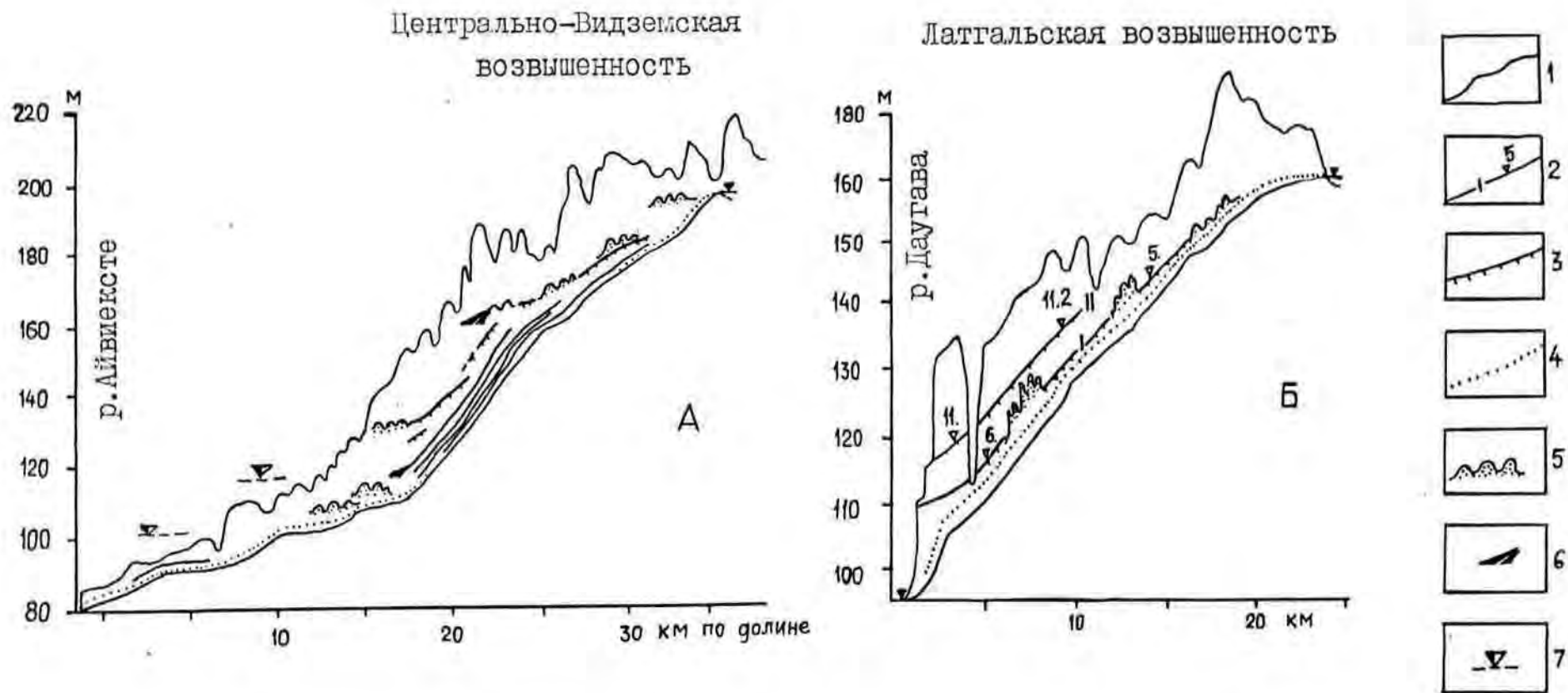


Рис. 3.4 .Спектры террас рек Арона/А/ и Индрица/Б/
 1-продольный профиль реки, 2-продольный профиль террасы, ее порядковый номер и относительная высота, 3-флювиогляциальная терраса, 4-пойма, 5-мелкие камовые холмы, 6-дельта, 7-уровни приледниковых бассейнов.

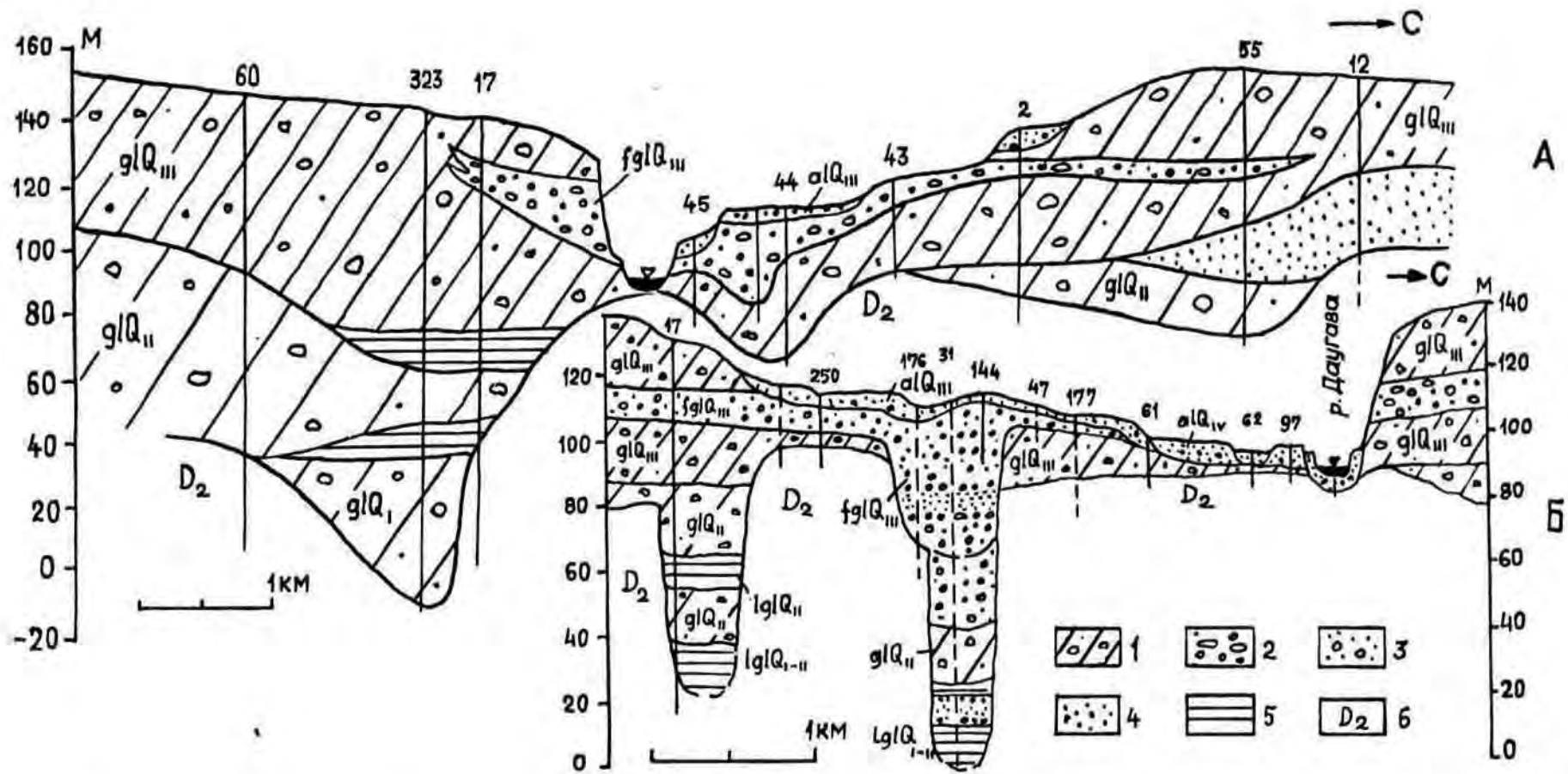


Рис.3.5 . Поперечные разрезы долины р.Даугава и погребенных палеоврезов выше г.Даугавпилс А- поперечный профиль в районе нас.п.Бутышки /по В.Н.Семеновой/, Б- у нас.п.Элерне. 1- моренные суглинки и супеси, 2- гравийно-галечные отложения, 3-песчано-гравийные отложения, 4- пески мелко-, средне- и разноразмерные, 5- безвалунные глины, суглинки, алевролиты, 6-коренные породы /песчаники, алевролиты, глины/.

обнаруживается ряд признаков, свойственных констративной фазе аккумуляции, в области последнего оледенения преобладают инстративные, реже перстративные террасы. Довольно значительные мощности и неоднократное повторение в разрезе пачек руслового аллювия, каждая из которых начинается относительно грубозернистыми приствержневыми литофациями, появляются лишь в отдельных раннеголоценовых террасах приустьевых участков некоторых крупных рек, сформировавшихся в условиях чередующихся трансгрессий и регрессий древних бассейнов Балтики (4,5,54,55,57).

Кроме флювиогляциальных и аллювиальных террас в долинах Прибалтики встречаются и некоторые террасовидные образования (псевдотеррасы). По происхождению они могут быть подразделены на локальные структурные, оползневые и антропогенные.

Локальные структурные террасы представляют собой сравнительно узкие (20 - 80 м) террасовидные площадки длиной в 0,2 - 1 - 2 км, располагающиеся вдоль высоких и крутых склонов долин, врезанных в твердые коренные породы. Они, как правило, имеют значительные продольные уклоны ($5 - 15^{\circ}$) как в направлении, так и иногда против течения, а также уклон в сторону русла реки. Продольные уклоны таких террасовых площадок в несколько раз превышают продольные уклоны нормальных речных террас. Эти площадки, почти лишенные рыхлых аллювиальных отложений, представляют собой отпрепарированные при врезании реки относительно трудноразмываемые, массивные пласты (слои) доломитов или известняков на крыльях локальных тектонических структур в районах постоянного интенсивного врезания рек. Широко развиты структурные террасы на участке каньонообразной долины р. Даугава между гг. Плявиняс и Яунелгава* (40I).

* - Ныне основная часть этого участка долины затоплена водами Плявиньского водохранилища.

Здесь распространены структурные террасы, поверхность которых на расстоянии 0,5 - 1,5 км понижается (или повышается на 5 - 10 м), тогда как падения речных террас на таком же расстоянии не превышает 0,5 - 1 м (рис. 3.6).

Структурные террасы установлены нами также в долинах рек Лиела и Маза Югла, Лауце, в системе ложбин-долин Абава-Слоцене (401) и в некоторых других.

Оползневые "террасы" широко известны в долинах крупных рек Восточно-Европейской равнины, где развиты обычно на крутых коренных склонах. В области последнего оледенения, в том числе и в Прибалтике, они не имеют широкого распространения, что объясняется отсутствием благоприятных геологических и гидрогеологических условий и незначительной в целом глубиной долин. Наиболее яркие следы преобразования высоких (до 50 - 80 м) коренных склонов солифлюкционно-оползневыми "микротеррасами" наблюдаются на отдельных участках долины р. Гауя в окрестностях г. Сигулда, в системе ложбин-долин Абава-Слоцене и др. Ширина этих псевдотеррас, сложенных преимущественно четвертичными отложениями, обычно составляет 5 - 20 м. Их поверхность бугристая, невыдержанная по высоте.

Псевдотеррасы, связанные с антропогенной деятельностью, встречаются в хорошо освоенных широких долинах (рр. Даугава в пределах Средней Латвии, Абава, Гауя, Вента, Отре и др.) и в некоторых долинообразных понижениях. Чаще всего они созданы при профилировании склонов для проложения дорог, ныне часто заброшенных. Ширина таких псевдотеррас не более 10 - 15 м, протяженность до 100 - 200 м.

Псевдотеррасы, внешне напоминающие фрагменты узких речных террас, создавались местами в прошлом и при террасировании ко-

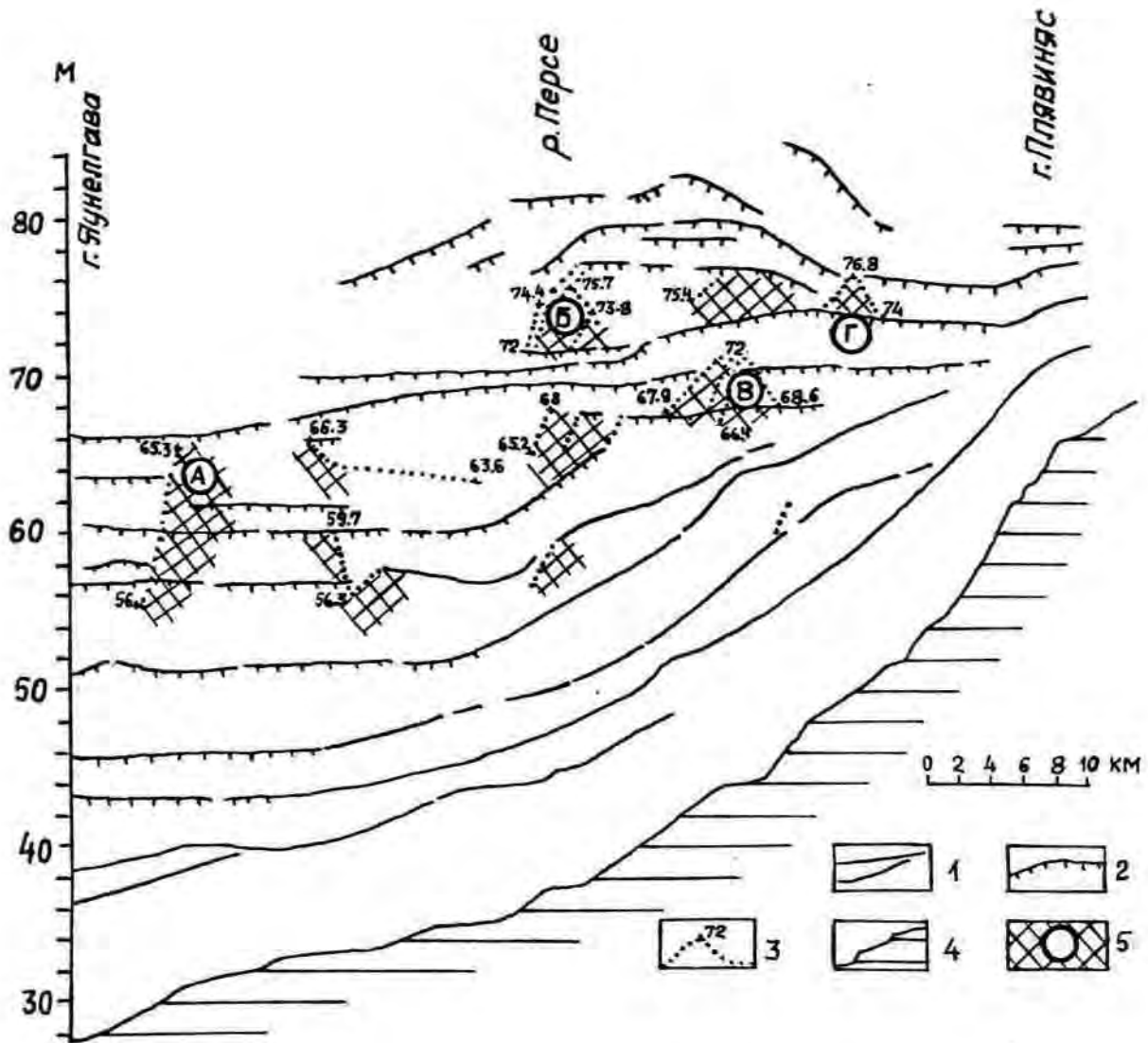


Рис.3.6 .Фрагмент спектра террас р.Даугава в пределах Средней Латвии с широким распространением локальных структурных террас

Продольные профили:1-недеформированных террас,2-деформированных вертикальными движениями земной коры,3-локальных структурных террас,4-реки.5-локальные структуры:А-Лунземская,Б-Кокнесская, В-Авотынькалнская,Г-Дактерская.

ренных склонов долин в целях устройства садов и огородов.

Таким образом, обобщая изложенное выше, следует, что в отдельных районах области последнего оледенения, в частности в Средней и Северной Прибалтике, где долинообразование имело ряд специфических черт по сравнению с перигляциальной зоной, такие критерии разграничения аллювиальных террас от флювиогляциальных как фациальный анализ, изучение гранулометрического состава и сортировка материала и др. (т.е. критерии, связанные с изучением текстур и структуры слагающих террасы отложений), далеко не всегда правомерны. Первостепенными критериями для генетического расчленения указанных образований, по-видимому, прежде всего должны служить геолого-геоморфологическое строение долин и прилегающего рельефа, а также морфологические особенности изучаемых объектов (т.е. террас), рассматривая конкретную ложбину-долину как неотъемлемую часть в процессе морфогенеза всего комплекса рельефа данного района.

3.3. Основные морфогенетические разновидности долин и долинообразных форм

Речные долины исследователями классифицируются по морфологическим, структурно-литологическим, общегеографическим признакам, по стадиям и циклам развития, по возрасту (319,335). Своеобразная классификация типов речных долин, разработанная теоретическим путем и основанная на связи долин с развитием морфоструктур и морфоскульптур платформ и орогенных зон, предложена Д.Б. Борисевичем (33). Долины области материкового оледенения объединены в группу долин, predeterminedных развитием морфоскульптур. Главной особенностью этой классификации является выделение типов долин по положению относительно деструктурно-аккумулятивных

или аккумулятивных морфоскульптур, а не по ведущему (ведущим) агенту долинообразования. Классификации, рассматривающие долины как формы, состоящие из парагенетически связанных донных (флювиальных) и склоновых элементов, разделяют долины на зачаточные, с неразвитым дном, пойменные (простые) и террасированные (сложные). Для оценки современной динамики и стадии развития долин нередко оказывается важно классифицировать долины по типу и степени развития пойм (335). В области последнего оледенения практикуются классификации долин по их рисунку в плане и особенностям поперечного сечения, а также по возрасту и степени их развития (зачаточные, неразвитые, пойменные и террасированные). Развернутая типология речных долин умеренной зоны предложена Л. Старкелем (540), где учтены такие факторы как зональные физико-географические условия, оледенение, эвстатические изменения уровня Мирового океана, гляциоизостатические и тектонические движения, антропогенные изменения и др.

Однако в настоящее время, когда по территории Прибалтики и смежных районов накоплен богатый материал о строении и развитии долин и морфогенезу рельефа представляется своевременной разработка развернутой морфогенетической классификации долин и долинообразных форм.

До семидесятых годов классификации долин на северо-западе Восточно-Европейской равнины ограничивались выделением в основном ложбин стока талых ледниковых вод, перигляциальных и современных террасированных и пойменных долин. Первая детальная генетическая классификация долин области аккумулятивного ледникового рельефа была предложена А.Б. Басаликасом (23,435), который выделил двенадцать элементарных типов долин и долинообразных форм. Шесть первых типов (флювиогляциальные дистальные ложбины,

флювиогляциальные латеральные прадолины, перигляциальные долины, долины приледниковых прорывов, долины приледниково-озерных притоков, современные эрозионные долины) выработаны текучими водами и образуют флювиальную группу долин. Наряду с ними, выделяется гляцигенная группа долин (шесть типов), в формировании которых главная роль принадлежала леднику. По существу они представляют собой не долины, а долинообразные формы. "Конкретные речные долины редко встречаются в элементарных перечисленных видах. Обычно они сложного строения, то есть состоят из вложенных одна в другую нескольких долин различных элементарных типов. Встречаются самые различные сочетания" (23, с. 131). Определенные разновидности долин выделялись и в пределах других районов области последнего оледенения (15,112,304,342). Классификация линейных отрицательных флювиальных, а также различных долинообразных форм с выделением трех их основных групп — речных долин, долинообразных понижений и рытвин, была предложена и диссертантом (397, 401).

Выполненное обобщение накопившегося в Прибалтике и других районах последнего оледенения фактического материала позволило автору разработать и предложить новую морфогенетическую классификацию этих образований, отличающуюся по сравнению с ранее изложенной (397, 401) большей детальностью и обоснованностью.

Все разнообразные линейновытянутые отрицательные формы рельефа подразделяются на четыре генетические группы: гляциальную, флювиогляциальную, флювиогляциально-аллювиальную и аллювиальную (таблица 3.1).

К гляциальной группе относятся долинообразные формы, на первый взгляд напоминающие речные долины, сформировавшиеся в результате других — гляцигенных и ледниково-водных рельефообразующих процессов. В этой группе нами выделены два генетических типа форм: долинообразные понижения (два подтипа) и

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ДОЛИН И ДОЛИНООБРАЗНЫХ ФОРМ

Генетическая группа	Т и п ы	Подтипы	Р а з н о в и д н о с т и		
			по степени раз- витости	по заложению от- носительно лед- ника	по очертаниям в плане
I	2	3	4	5	6
I. Гляциальная	I. Сенлеи (долинооб- разные по- нижения)	I.1. Долинооб- разные пониже- ния с развиты- ми на их дни- щах или скло- нах гляциген- ными и гляци- альными форма- ми (моренные холмы, друмли- ны и др.)	-	-	Прямолинейные, пологоизвили- стые
		I.2. Долинооб- разные пониже- ния с развиты- ми на их дни- щах флювиолим- ногляциальными и гляцигенными аккумулятивны- ми формами (камы, озы, ка- мовые террасы,	-	Подледниковые, маргинальные и радиальные	

		моренные холмы и др.)			
II. Флювиогля- циальная	2. Рытвины		-	Радиальные, под- ледниковые	Меандрические, реже прямоли- нейные
	3. Ложбины стока талых ледниковых вод	3.1. Ложбины кратковремен- ного стока наледникового заложения	Неразвитые, плоскодонные	Наледниковые	Прямолинейные, пологоизвили- стые
		3.2. Ложбины кратковремен- ного приледни- кового стока	"	Приледниковые, радиальные, маргинальные (латеральные)	"
3.3. Ложбины продолжитель- ного стока		Развитые, тер- расированные	"	"	
III. Флювиогля- циально- аллювиаль- ная	4. Ложбины- долины сто- ка	4.1. Радиаль- ные ложбины- долины стока	Развитые, тер- расированные	Приледниковые, радиальные	Прямолинейные, пологоизвили- стые
		4.2. Латераль- ные ложбины- долины стока	"	Приледниковые, маргинальные	Прямолинейные, извилистые, четковидные

I	2	3	4	5	6
		4.3. Ложбины- долины стока с возвышенно- стей 4.4. Ложбины- долины прилед- никовых проры- вов	Развитые, тер- расированные "	Приледниковые Приледниковые, маргинальные	Прямолинейные, пологоизвили- стые "
IV. Аллювиаль- ная (флю- виальная)	5. Долины приледни- ково-озер- ных прито- ков 6. Перигля- циальные долины 7. Совре- менные (последед- никовые) долины	7.1. Терраси- рованные 7.2. Поймен- ные	Развитые, тер- расированные " Развитые Слаборазвитые	Приледниковые " - -	Прямолинейные, пологоизвили- стые, четко- видные Меандрические, пологоизвили- стые, четко- видные Меандрические, прямолинейные Четковидные, сегментирован- ные

рытвины.

Группа флювиогляциальных форм охватывает типы форм, которые созданы эрозионно-аккумулятивной деятельностью флювиогляциальных русловых потоков, поступающих непосредственно от края тающего ледника или полей мертвого льда, т.е. ложбины стока талых ледниковых вод. В зависимости от продолжительности проявления рельефообразующей деятельности талых вод, они подразделяются на ложбины кратковременного и продолжительного стока (т.е. плоскодонные и террасированные), а по заложению относительно края ледника на ложбины наледникового заложения, радиального и маргинального (латерального) стока.

В районах распространения друмлиновых полей, как и в районах развития некоторых других типов ледникового рельефа, встречаются четко выраженные ложбины, прорезающие вкрест простирания отдельные положительные формы рельефа (друмлины, моренные увалы и др.). Их длина 0,5 - 1,5 км, ширина 50 - 300 м, глубина до 20 - 30 м. Они представляют собой преимущественно прямолинейные, плоскодонные ложбины с четко выраженными склонами и рассматриваются как долины прорыва, хотя, как отмечает А.В. Раукас и другие исследователи (304), пока еще не совсем выяснено время их образования. Отсутствие замкнутости продолговатых понижений между положительными формами, отсутствие в них озерно-ледниковых или озерных отложений, прямолинейность расположения самих ложбин, как представляется, свидетельствуют о наледниковом их заложении. Можно предполагать, что началом их заложения служили прорезающие омертвевшую краевую часть ледниковой лопасти русла талых вод, текущих в сторону приледникового озера или ледниковой реки. Такие ледниковые реки поверхностного стока в условиях интенсивной поверхностной абляции широко известны как на горно-ледниковых, так и на выводных ледниках ледниковых щитов (купо-

лов) Исландии, Гренландии и др. районов (130,131,442,492). Зародившиеся на омертвевших или малоактивных краевых частях ледниковых языков поверхностные потоки талых вод, постепенно углубляясь, прорезали маломощную толщу льда и врезались в поверхность подледных положительных аккумулятивных или аккумулятивно-экзарационных форм. Когда оставшиеся в понижениях блоки льда полностью растаяли, образовалась другая, ныне существующая речная сеть (рис.37,38). Принимая во внимание особенности их формирования, представляется целесообразнее такие формы именовать ложбинами стока на ледникового заложения.

Плоскодонные ложбины являются элементарным типом и образованы в результате кратковременного приледникового стока талых вод. Они встречаются чаще всего на склонах возвышенностей или у подножий склонов (маргинальные ложбины стока).

Большинство известных крупных радиальных и маргинальных ложбин (долин) стока талых вод, в особенности на территории Северной Польши, представляют собой террасированные образования, чаще всего врезанные в пологонаклонную поверхность ступенчатых зандровых равнин или использующие унаследованные широкие ложбины стока, в которых прослеживаются один-два уровня флювиогляциальной аккумуляции, а остальные (средние и низкие террасы) имеют аллювиальное происхождение. Поэтому эти формы предлагается именовать ложбинами-долинами стока. Типичными примерами являются радиальные ложбины стока, к которым в настоящее время приурочены реки Брда, Гдва, Драва и др., впадающие с севера в крупную Торунь-Эберсвальдскую прадолину (рис. 3.9).

В рельефе весьма четко выраженные образования, заложение которых определялось потоками талых вод, поступающих непосредственно от края ледника или от крупных полей мертвого льда, а

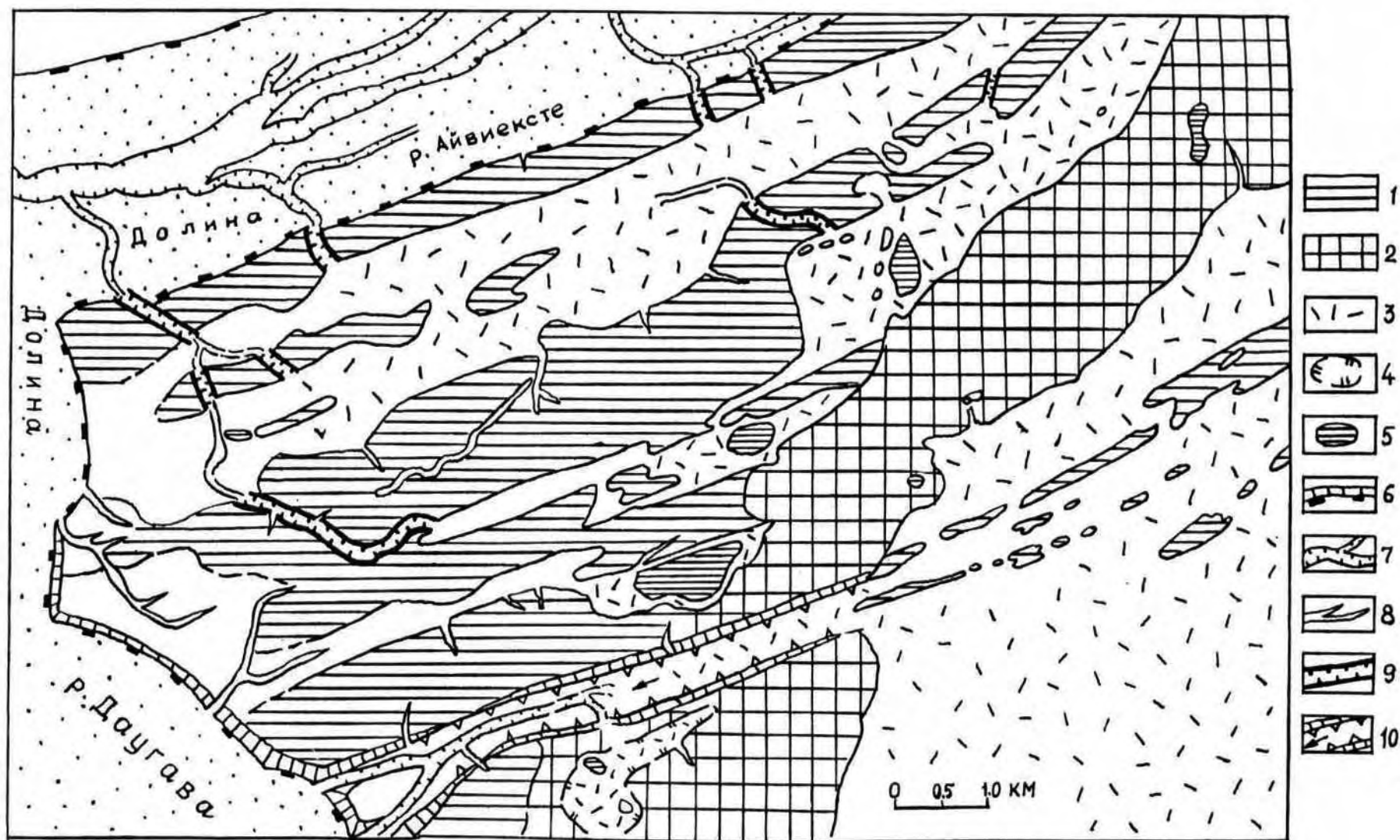


Рис.3.7 .Геоморфологическая схема расположения ложбин стока наледникового заложения восточнее г.Екабпилс

1-моренные увалы,2-вал отчленения,3-заболоченные понижения,4-термокарстовые котловины,5-озера,6-склоны долин рр.Даугава и Айвиекте,7-голоценовые врезы,8-овраги,9-ложбины стока талых вод наледникового заложения,10-радиальная ложбина кратковременного стока.

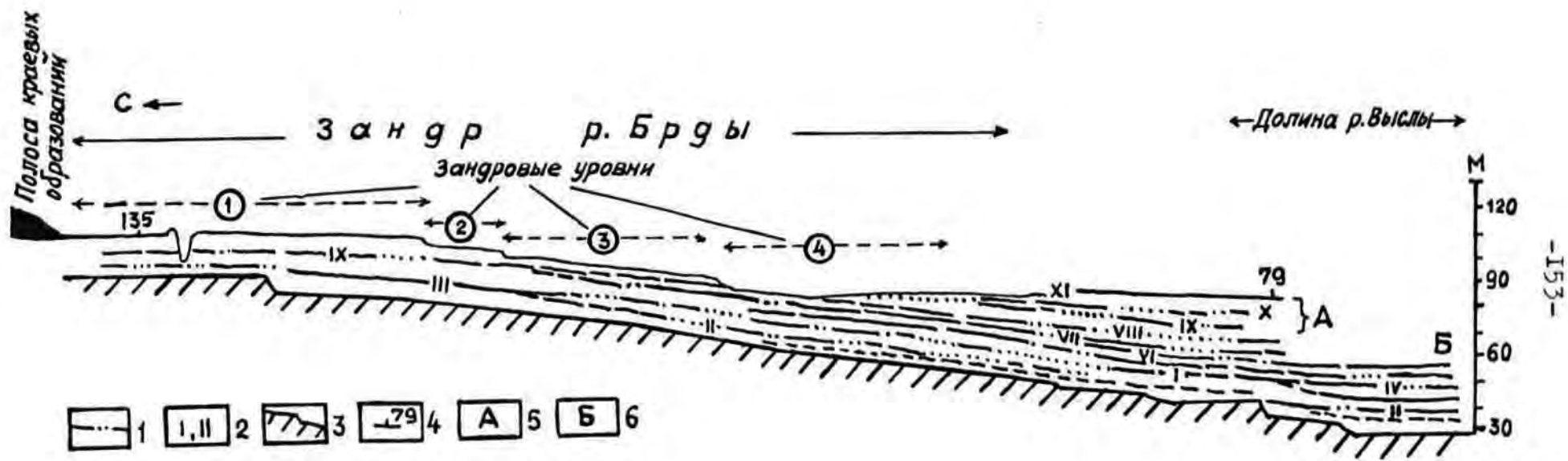


Рис. 3.9 .Упрощенный спектр террас радиальной ложбины-долины стока.Река Брда /по R.Galon,1953/
 1- продольный профиль террасы, 2-порядковый номер террасы, 3- продольный профиль реки Брда,
 4- абсолютная отметка, 5- флювиогляциальная терраса, 6- аллювиальная терраса.

последующее преобразование их в глубокие террасированные долины происходило в результате деятельности рек, выделяются в качестве группы флювиогляциально-аллювиальных образований. Различаются радиальные и маргинальные (латеральные) ложбины-долины стока, ложбины-долины стока с возвышенностей и ложбины-долины прорывов (таблица 3.1). Все они уже были ранее охарактеризованы в работах А.Б. Басаликаса (23, 435), Р. Галона (469, 470, 471), В. Ниевиаровского (521, 522), Г.Я. Эберхарда (397, 401) и других. Однако типы и подтипы этих образований характеризуются рядом общих признаков, развитые в них верхние террасовые уровни представлены флювиогляциальными террасами, часто по высоте сопряженными с камами, камовыми террасами и рывинами, а средние и нижние - аллювиальными террасами. Основные различия между подтипами ложбин-долин стока заключаются в типе питания русловых водотоков и характере стока, определяющих их заложение.

Наконец, группа аллювиальных образований объединяет долины приледниково-озерных притоков, перигляциальные долины и современные (последледниковые) долины, в формировании которых основным рельефообразующим фактором являлись реки преимущественно с атмосферно-грунтовым и озерным питанием.

3.4. Зональность распределения генетических типов долин и долинообразных форм

Общепризнанным является зональный характер палеогляциологической деятельности последнего Европейского ледникового покрова, как и зональность созданного им рельефа, обстоятельно освещенные в работах А.А. Асеева (13, 14). Накопившиеся в настоящее время геолого-геоморфологические материалы, как нам представля-

ется, позволяют говорить и об определенной зональности распространения основных генетических разновидностей долин и долинообразных форм (410). Можно выделить три зоны различия образования рассматриваемых форм, в пределах которых были обусловлены характером и скоростями дегляциации и гляциоизостатического поднятия, но, прежде всего, особенностями возникающего рельефа и стока талых вод.

Первая зона представляет собой полосу ледниковой (маргинальной) аккумуляции, охватывающей Балтийскую гряду и являющиеся ее восточным продолжением холмистые возвышенности, а также прилегающую к ним предфронтальную полосу. В максимальную фазу последнего оледенения и на первых этапах дегляциации в средне-европейском секторе этой зоны преобладал радиальный и маргинальный сток. Здесь возникла решетчатая (радиально-маргинальная) сеть ложбин и ложбин-долин стока (14), известная по многочисленным работам польских и немецких исследователей, по которой воды сбрасывались в Северное море. В последующую фазу дегляциации оледенения в связи с затрудненным оттоком талых вод на запад, стали формироваться и расширяться приледниковые озера, получившие наибольшее развитие на поздних этапах дегляциации одерской лопасти и вислинского языка, когда образовались Щецинское и Гданьское приледниковые озера (39, 79, 128).

В восточно-европейском секторе зоны ледниковый край местами приблизился к главному водоразделу только в максимальную фазу последнего оледенения, поэтому радиальный сток на юг мог осуществляться лишь в течение ограниченного времени (15). Указанные разновидности ложбин-долин, приуроченные к предфронтальной зоне главной полосы маргинальных образований, создавались в результате свободного оттока талых вод, поступающих непосредствен-

но от края тающего ледника. В пределах же полосы маргинальных образований возникали лишь невыраженные ложбины кратковременного стока, однако очень часты и характерны для этой территории рывины (191). Связь последних с краевыми образованиями освещалась многими исследователями (23, 189, 190, 191, 399, 428, 433).

Вторая зона охватывает обширную территорию от проксимальной стороны полосы основных маргинальных образований последнего оледенения, включающую расположенную здесь часть Литвы, Латвию, всю Эстонию и часть Северо-Запада РСФСР до Онежского и Ладожского озер. Эта территория представляет собой зоны избыточной (частично) и неравномерной ледниковой аккумуляции и ледниковой эрозии, т.е. ту часть области последнего оледенения, которая характеризуется развитием острововидных возвышенностей и разобщающих их широких низменностей гляциодепрессий. Формирование рельефа и, следовательно, долин и долинообразных форм здесь началось на более поздних этапах убывания последнего ледникового покрова, когда край ледника отступал от главной полосы маргинальной аккумуляции, расчленяясь на отдельные ледниковые лопасти и языки, в условиях более значительной обводненности. В условиях преобладающих уклонов свободной ото льда территории в сторону ледника в гляциодепрессиях возникли подпруженные приледниковые, приледниково-наледниковые и изолированные, различные по размерам и продолжительности существования водоемы (3, 5, 7, 22, 138, 142, 154, 341). Спуск одних бассейнов в другие был весьма кратковременным и происходил скачкообразно (5, 57, 405). Процесс регрессии водоемов прерывался непродолжительными стабилизациями их уровней. Спуск вод гипсометрически выше расположенных водоемов в более низкие формировал многочисленные ложбины-долины приледниковых прорывов (23, 401), являющихся наиболее широко

распространенным типом долинных форм на северо-западе Европейской части СССР, почти совершенно не встречающихся на Средне-Европейской равнине (15). Правда, судя по ряду публикаций польских исследователей (79, 430), и здесь также иногда встречаются долины, заложенные при спуске приледниковых озер. Ложбины-долины прорыва чаще всего развиты по окраинам гляциодепрессий, но в особенно четкой форме — при пересечении реками более приподнятых холмистых территорий или возвышенностей, часто образуя так называемые сквозные долины.

По окончании спуска верхних приледниковых озер, ложбины прорыва обычно продолжали формироваться как долины притоков более низко расположенных озерно-ледниковых бассейнов (401). При стоке талых вод, поступающих из внутренних понижений холмистых районов более крупных острововидных, а иногда и маргинальных возвышенностей в приледниковые озера низменностей, возникли четко выраженные террасированные ложбины-долины стока возвышенностей.

Кроме указанных форм в рассматриваемой зоне распространены также обычно слабо выраженные в рельефе ложбины кратковременного стока (приледниковые радиальные и маргинальные). Они чаще всего локализируются у полос краевых образований, фиксирующих кратковременное стационарное положение ледниковых языков, или по периферии холмистых образований возвышенностей и подножий их склонов. Среди этих своеобразных коротких долинных форм, которые иногда рассматриваются и как долины прорыва (304), в пределах друмлиновых полей и моренно-увалистого рельефа низменностей встречаются и ложбины кратковременного стока наледникового заложения.

В области ледниковой эрозии и неравномерной аккумуляции, в отличие от зоны маргинальной аккумуляции, широко развиты долинообразные понижения или сенлеи (в особенности на территории Лат-

вии и Южной Эстонии), а также и рывины. Последние распространены как в пределах гляциодепрессий, так и холмистых возвышенностей.

В пределах зоны, как и на территории первой зоны, кроме различных типов позднеледниковых ложбин и долин, развита сравнительно густая сеть послеледниковых пойменных и террасированных долин (рис. 3.10).

Третья зона охватывает в основном территорию Балтийского щита, где преобладали ледниковый снос и выпаживание и формировалась денудационно-ледниковая морфоскульптура. Основные макро- и мезоформы рельефа, определяемые морфоструктурным планом, новейшей тектоникой и эрозионно-денудационными процессами, здесь сложились уже к началу плейстоцена (336), хотя в определенной степени они затем были преобразованы деятельностью ледниковых покровов.

Деградация маломощного ледникового покрова последнего оледенения здесь, в особенности в заключительные этапы, отличалась отмиранием крупных и мощных блоков льда, преобладанием наледникового и подледникового стока талых вод, который обычно почти не создавал собственных русловых эрозионных форм (137, 300, 323).

Среди линейных долиноподобных форм здесь преобладают не позднеледниковые и голоценовые водно-эрозионные образования, а унаследованные формы тектонического и тектонико-ледникового происхождения - ложбины и борозды ледникового выпаживания, лишь частично преобразованные водотоками. Встречаются однако и короткие ложбины стока. В районах аккумулятивно-ледникового рельефа, в особенности в Финской Лапландии, довольно широко распространены ложбины-долины прорыва, пересекающие водоразделы, а на склонах возвышенностей встречаются также короткие маргинальные ложбины-долины (527). В районах с сильно расчлененным рельефом, в меж-

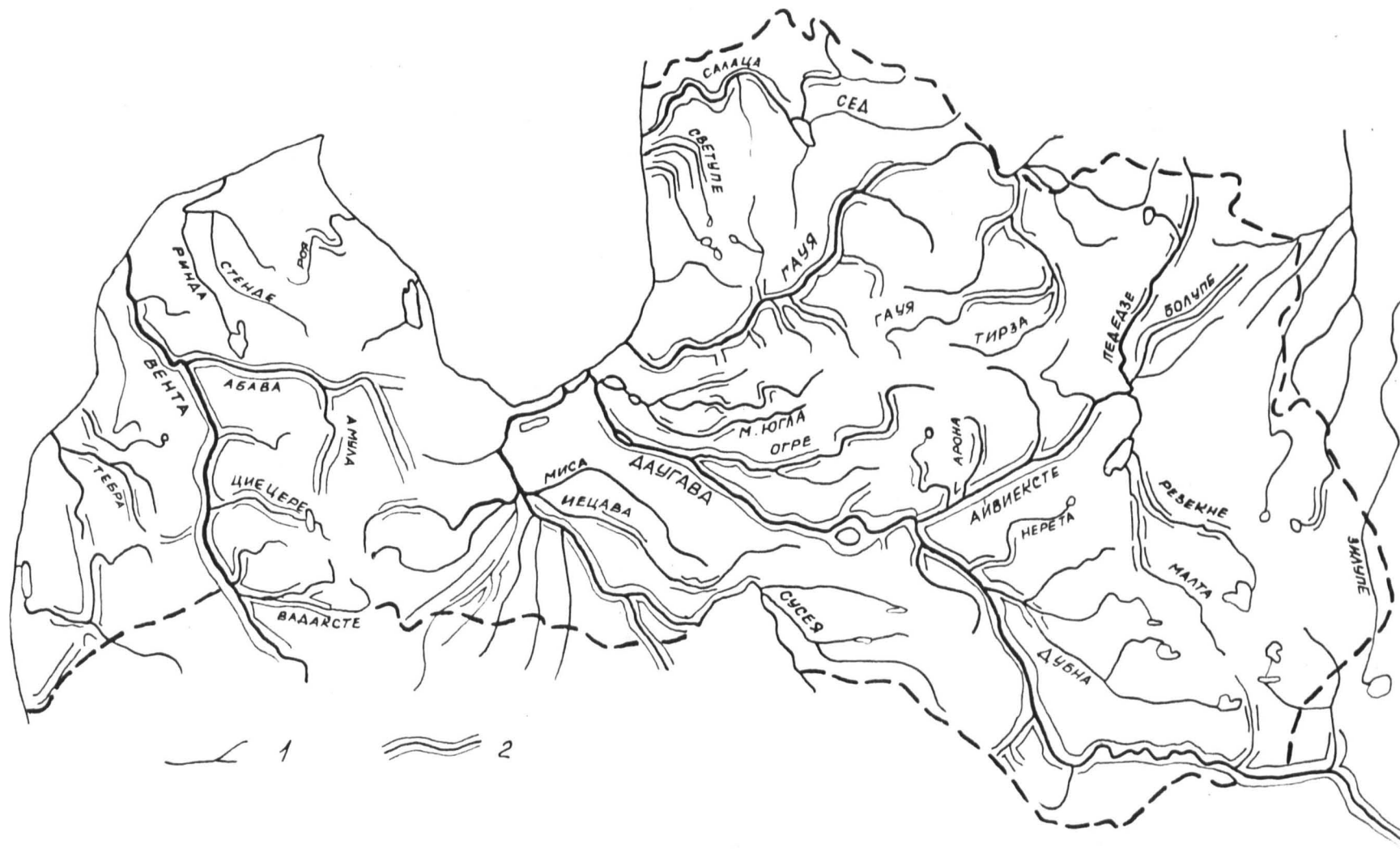


Рис. 3.10 .Картосхема распределения пойменных /1/ и террасированных /2/ долин Латвийской ССР

холмных понижениях и в унаследованных, полупогребенных древних врезках во время дегляциации обособливались массивы льда, при таянии которых возникли небольшие ледниковые озера и происходили частые сбросы этих вод из одного озера в другое (511, 527). Аналогичные образования известны также в Карелии.

Г.С. Биска (32) и В.А. Ильиным (137) на территории Западно-Карельской возвышенности в качестве своеобразных линейных водно-ледниковых образований выделены магистральные ложбины-долины стока (Чалмозерская, Чунская, Иуксинская), формировавшиеся в последние этапы валдайского оледенения, когда мощность льда была незначительной и на характер дегляциации в значительной мере оказывал влияние подледниковый рельеф. "Крупные депрессии, в которых дольше сохранялся лед, служили путями стока талых вод и приводили к формированию линейновытянутых и сравнительно узких магистральных долин стока, выполненных флювиогляциальным материалом" (137 , с. 37). Однако наличие в таких "долинах" крупных конусов выноса (дельт), по простиранию иногда замещающихся озовыми цепями, озерами и системами мелких рытвин, по всей вероятности свидетельствуют о заложении этих форм ("долин") в продольных трещинах льда (т.е. их бортами часто служил лед) и, таким образом, представляющих переходные формы между образованиями подледниковых рытвин и ложбин стока.

Преобладающее большинство речных долин на территории Балтийского щита относится к типу недоразвитых, пойменных. Террасированные голоценовые долины распространены только вдоль побережья Баренцева, Белого и Балтийского морей и ряда крупных озер.

4. РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ

4.1. Общие причины формирования террас

Среди основных причин террасообразования обычно выделяются тектонические движения, изменения климата и уровня Мирового океана (11,12,16,26,38,41,230,366,388,389,436,526,551). Наряду с этим, отдельные ученые ведущим фактором террасообразования считают изменения климата и связанные с ним изменения других природных условий, а тектонические движения — имеют второстепенное значение. Эти различия во взглядах, однако, заключаются в том, рассматриваются ли процессы террасообразования в равнинно-платформенных или горных районах. В пределах вторых (т.е. горных районов) ведущим фактором, влияющим непосредственно на террасообразование, по-видимому, является тектонический (230). Н.И. Маккавеев (230) выделяет две общие причины образования террас в речных долинах. Первая причина — колебания базиса эрозии, вызывающее деформации продольного профиля, направленность и амплитуда которых зависят не только от знака и величины изменений уровня приемного бассейна, но также и от соотношения уклонов территории, выходящей на поверхность при отступании уреза воды приемного бассейна, с уклоном в низовьях реки и др.

Вторая причина формирования террас — изменение транспортирующей способности речного потока, которая могла быть вызвана либо увеличением или уменьшением уклона продольного профиля реки (главным образом, тектонические движения), либо изменением величины жидкого и твердого стока речного потока, связанной с изменением климата на водосборном пространстве.

В равнинно-платформенных областях общий тектонический фактор определяет лишь положение истоков рек по отношению к уровню моря

(т.е. базиса эрозии), в то время как создание речных террас на этом общем фоне слабого восходящего развития рельефа связано уже с более действенными в данных условиях климатическими изменениями (38). Согласно Н.И. Маккавееву и результатам выполненных под его руководством экспериментальных исследований (23, 232, 233, 420), к одному и тому же эффекту в образовании террасового комплекса могут привести изменения водности реки, изменения степени неравномерности стока, увеличение или уменьшение поступающих в поток наносов.

В районах, подвергавшихся последнему оледенению, в особенности таких территорий, какой является Прибалтика, позднеледниковое террасообразование выделялось сложным сочетанием во времени гляциоизостатических и тектонических движений, частых скачкообразных изменений базиса эрозии, определенных скоростью и характером отступления ледника, изменением уровня Мирового океана (установление и прекращение связей с древними бассейнами Балтики), а также изменением водности рек вследствие прекращения непосредственного ледникового питания, стока приледниковых и других бассейнов. Имевшие место в позднеледниковье и первой половине послеледниковья изменения климата и, соответственно, увлажненности и типа растительности, в свою очередь влияли на изменения жидкого и твердого стока рек и их эрозионно-аккумулятивную деятельность. Формирование террас молодой долинно-речной сети Прибалтики, таким образом, весьма значительно отличается от террасообразования в долинах равнинно-платформенных областей, не подвергавшихся оледенению. Образование террас в последних непосредственно обусловлено общепланетарными ритмическими изменениями климата, вызвавшими повсеместное ритмическое изменение гидрологического режима рек и, соответственно, ритмическое накопление аллювия в долинах, колебаниями уровня Мирового океана и тектоническими движениями в кайнозое (11, 12, 98). Однако позднеледниковое и, частично, послеледни-

ковое террасообразование в речных долинах Прибалтики было более сложным и часто индивидуальным, так как кроме общих причин существенное влияние оказали локальные факторы рельефообразования (409,410,412). Немаловажное значение в этом процессе на отдельных районах Прибалтики (преимущественно на территории Латвии) имели также кратковременные позднеледниковые поднятия отдельных локальных тектонических структур и неравномерный блоковый перекоп, predeterminedный блоковой структурой фундамента и осадочного чехла.

Важным в процессе террасообразования является фактор времени. Проявляясь в определенных интервалах времени (продолжительности) между основными импульсами террасообразования (т.е. понижениями базиса эрозии, гляциоизостатическим и тектоническим поднятием), он, кроме прочих факторов, определял степень выработки продольного профиля и продолжительность формирования как отдельных террас, так и спектров террас в целом. Сопоставляя имеющиеся теоретические разработки и материалы датирования возраста определенных террас равнинно-платформенных областей, следует, что продолжительность формирования отдельных речных террас, согласно концепции ритмического изменения климата, гидрологического режима рек и накопления аллювия, составляет тысячелетия (десятки тысяч лет). В позднеледниковом этапе в долинах крупных и средних рек Прибалтики, где количество преимущественно эрозионных террас достигает от трех-четырех до восьми-одиннадцати, их образование происходило за отрезки времени, не превышающие от нескольких сот лет (отдельные спектры террас рр. Даугава, Вента, Абава и др.) до 1000 - 2000 лет (долина р. Неман) (68,69). В Средней и Северной Прибалтике продолжительность формирования серий позднеледниковых террас в ложбинах-долинах приледниковых прорывов, в ложбинах-долинах стока с возвышенностей и долинах приледниково-озерных притоков была еще более короткой. Для образования отдельных

террас в условиях взаимодействия отмеченных выше факторов потребовалось, по-видимому, несколько десятков лет. Такой вывод косвенно подтверждается данными изучения продолжительности существования самих приледниковых водоемов (барометрические исследования), количества уровней этих водоемов и скоростей отступления края ледникового покрова. Так, продолжительность существования отдельных приледниковых бассейнов Средней и Северной Прибалтики, понижение уровней которых происходило скачкообразно (405,412), не превышала 50 - 200 лет, а скорости отступления края ледника составляли от 200 - 300 м до 1000 м в год.

Конкретные данные, подтверждающие, как нам представляется, возможность кратковременности формирования отдельных террас или целых их спектров, были получены американскими исследователями С. Бооном и Д. Райттером (439) на примере современного формирования террас р. Траки, впадающей в озеро Пирамид. В долине этой реки в следствие быстрого, хотя и прерывистого, понижения базиса эрозии (т.е. уровня озера всего на 24 м), в результате водозабора для орошения, интенсивного глубинного врезания и неустойчивого гидрологического режима, за 44 года сформировалось более или менее хорошо развитых шесть эрозионных террас с относительной высотой от II до 3 м над современным уровнем реки.

В некоторой степени иные соотношения основных факторов (в том числе фактора времени), вызывающих террасообразование в долинах Прибалтики (кроме Северной Эстонии), намечаются в голоцене с установлением единого для всех рек базиса эрозии. Постепенное убывание интенсивности вертикальных движений земной коры, сокращение количества импульсов террасообразования (т.е. резких, скачкообразных изменений уровней базиса эрозии, чередующихся с определенными интервалами времени со стабильным положением уровня), а также улучшение климата, обеспечили значительно лучшую

выработанность продольных профилей рек и создание равновесных, реже аккумулятивных, террас.

4.2. Расщепление террас

Региональные спектры террас во многих случаях сложены локальным расщеплением одного или нескольких террасовых уровней. Согласно С.А. Сладкопевцеву (330, с. 93), подобные явления имеют место на тех ограниченных участках долин, где крупные этапы врезания или аккумуляции, связанные с изменением климата или тектонической обстановки бассейна, под влиянием местных факторов распадаются на две или несколько относительно мелких стадий.

Расщепление террас является характерной особенностью зон проявления глубинной эрозии и поэтому наиболее часто наблюдается на участках пересечения рекой воздымающихся локальных структур (232, 259, 330). Механизм расщепления речных террас (в том числе и локального расщепления) изучен пока еще слабо. Экспериментальные исследования единичны (231, 364). Примеры детального изучения расщепления террас в природе также пока неизвестны. В литературе можно найти немало указаний на дробление террас в суженных участках долин, но обычно авторы ограничиваются указаниями на кратность расщепления и высоты дополнительных уровней. Следует согласиться с С.А. Сладкопевцевым (330), что понять механизм расщепления террас в каждом отдельном случае можно лишь при условии, что известны не только высоты уровней, но и формы их продольных профилей на всем участке расщепления. Помимо этого, важны сведения об изменении уровней в плане, сочленении их друг с другом, точные цифры высот цоколей каждого уровня, данные об изменении мощности и фациального состава аллювия и др.

В позднеледниковье, когда формирование долин в Прибалтике во многом определялось частыми понижениями базиса эрозии, обусловленными спуском приледниковых водоемов, а также поднятием земной коры, и происходило при преобладающем регрессивном врезании, иногда за короткий отрезок времени, возникало большое количество террас. Следовательно, различные виды расщепления террас имели широкое распространение. В пределах долин малых и средних рек, где террасы часто сохранялись лишь в виде узких сегментов или прямолинейных площадок, проследить расщепление новых террасовых уровней нелегко. Более детально этот механизм изучен нами на участке долины р. Даугава, расположенном между гг. Екабпилс и Стучка, где русло реки в позднеледниковье испытывало однонаправленное, куполовидное поднятие. Антиклинальное поднятие, ось которого пересекает речную долину, согласно данным экспериментальных исследований (232), приводит к образованию каньона или ущелья, приуроченного к области свода, прослеживаемой выше серии горизонтальных локальных террас (обязанных своим возникновением подпруженному озеру), перепада продольного профиля реки в пределах каньона и "амфитеатра" наклонных террас ниже него. В зависимости от условий взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов степень выраженности этих форм может быть различной. Если скорость эрозии не уступает скорости поднятия структуры, то ни перепад продольного профиля, ни горизонтальные террасы выше ущелья не образуются. Наклонные террасы ниже ущелья также могут быть невыражены, если боковая эрозия реки ограничена и русло в период врезания сохраняет постоянное положение. Случаи формирования долин, аналогичные установленному экспериментальными исследованиями на территории области последнего оледенения кроме Латвии, однако, не известны.

Судя по целому ряду признаков морфологии и строения указанного выше участка долины р. Даугава с деформированными террасами (400,401), локальное куполовидное поднятие территории здесь происходило в полосе шириной до 30 - 35 км, а свод поднятия располагался в районе Стабурагских локальных структур. О сводовом поднятии здесь свидетельствуют деформированные продольные профили эрозионных высоких террас, расщепление многих локальных, наклонных вниз по течению террас врезания на нижнем крыле свода (рис. 4.1), ветвление (рис. 4.2, 4.3) и резкое расширение долины в районе этих локальных структур, появление русел врезания на поверхности высоких и широких террас, резкое сужение долины ниже оси свода (рис. 4.2). Довольно интенсивное, кратковременное поднятие вызвало подпор реки и образование проточного подпруженного озера выше по течению протяженностью в 20 км, располагавшегося между гг. Плявиняс и Екабпилс. О существовании этого Криевциемского озера, ширина которого составляла 4 - 5 км, свидетельствуют абразионные уступы и серии береговых валов, фиксирующие положение уровней на абсолютных высотах 82 и 84 м (401).

Амплитуда поднятия составляла не менее 8 - 10 м. На уровне формирования XI^a террасы, когда интенсивность поднятия снизилась, уступ продольного профиля реки Даугава, по-видимому, был уничтожен врезанием, а подпруженное озеро спущено.

Позже, когда вслед за понижением и перемещением базиса эрозии, которым первоначально служили приледниковые Даудзевский и Земгальский бассейны, регрессивным врезанием были выработаны эрозионные террасы от XI^a по VI^a включительно, имело место неравномерное блоковое поднятие территории западнее пос. Кокнесе, что вызвало перекося террас, приведший к почти горизонтальному расположению их продольных профилей. Указанные террасы поэтому не

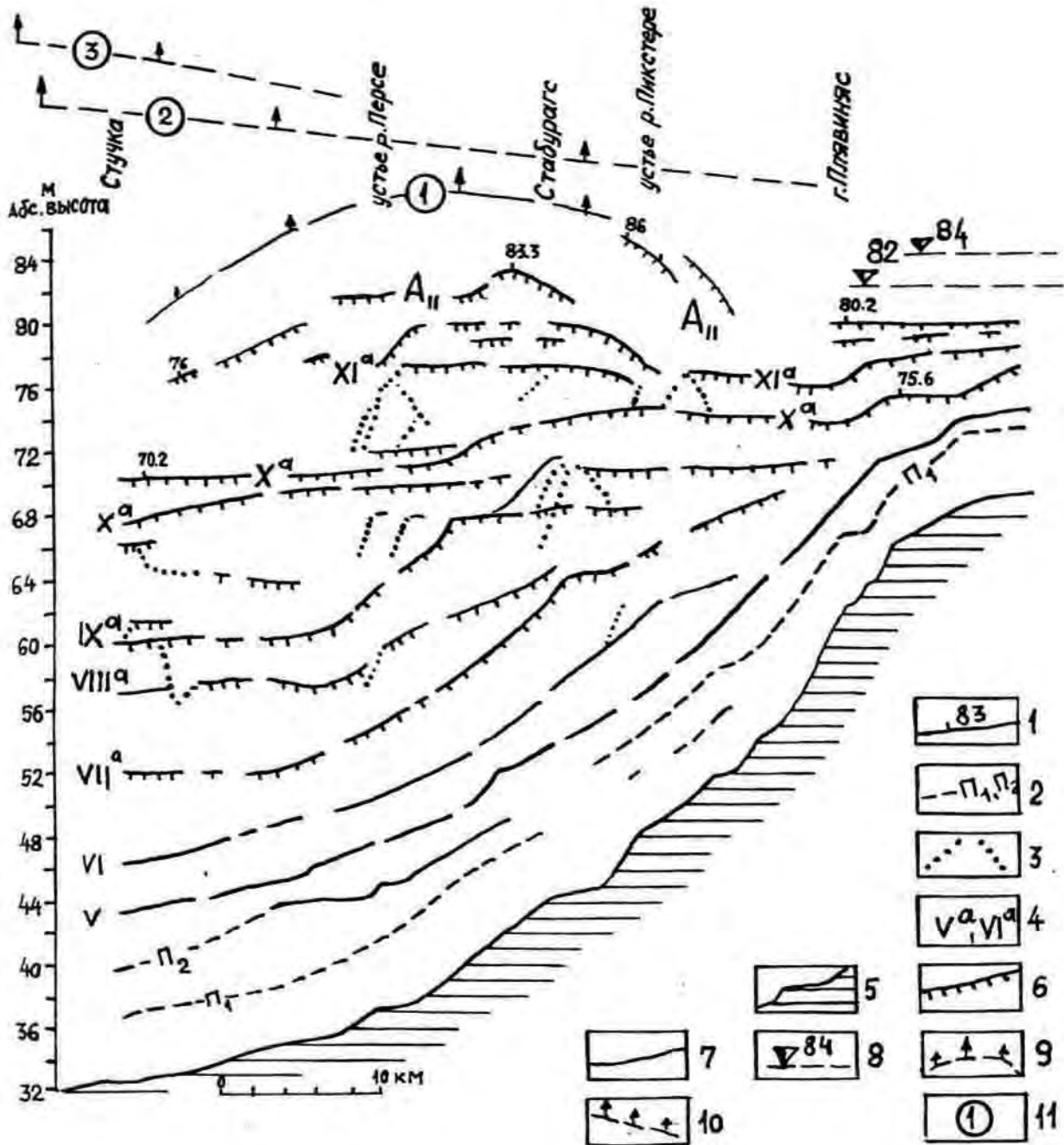


Рис. 4.1 .Расщепление террас р.Даугава в районе куполовидного и последующего блокового поднятия земной коры

I-абсолютные отметки тылового шва террасы, 2-уровни поймы, 3-локальные структурные террасы, 4-номера террас Средне-Латвийского спектра, 5-продольный профиль реки, 6-эрозионные террасы, 7-равновесные террасы, 8-уровни проточного Кривецьемского озера, 9-зона куполовидной поднятия, 10-зона охваченная неравноновременным блоковым поднятием, 11-последовательность импульсов поднятия земной коры.

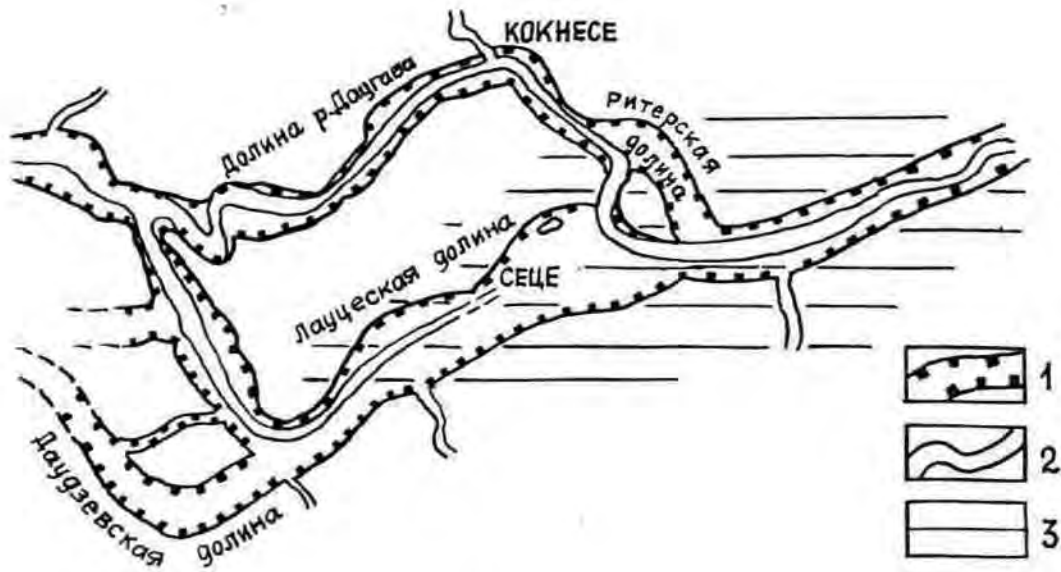


Рис. 4.2 .Геоморфологическая схема ветвления позднеледниковой долины р.Даугава в районе куполовидного поднятия земной коры

1-коренные склоны долин, 2-узкие каньенообразные врезы, 3-зона куполовидного поднятия.

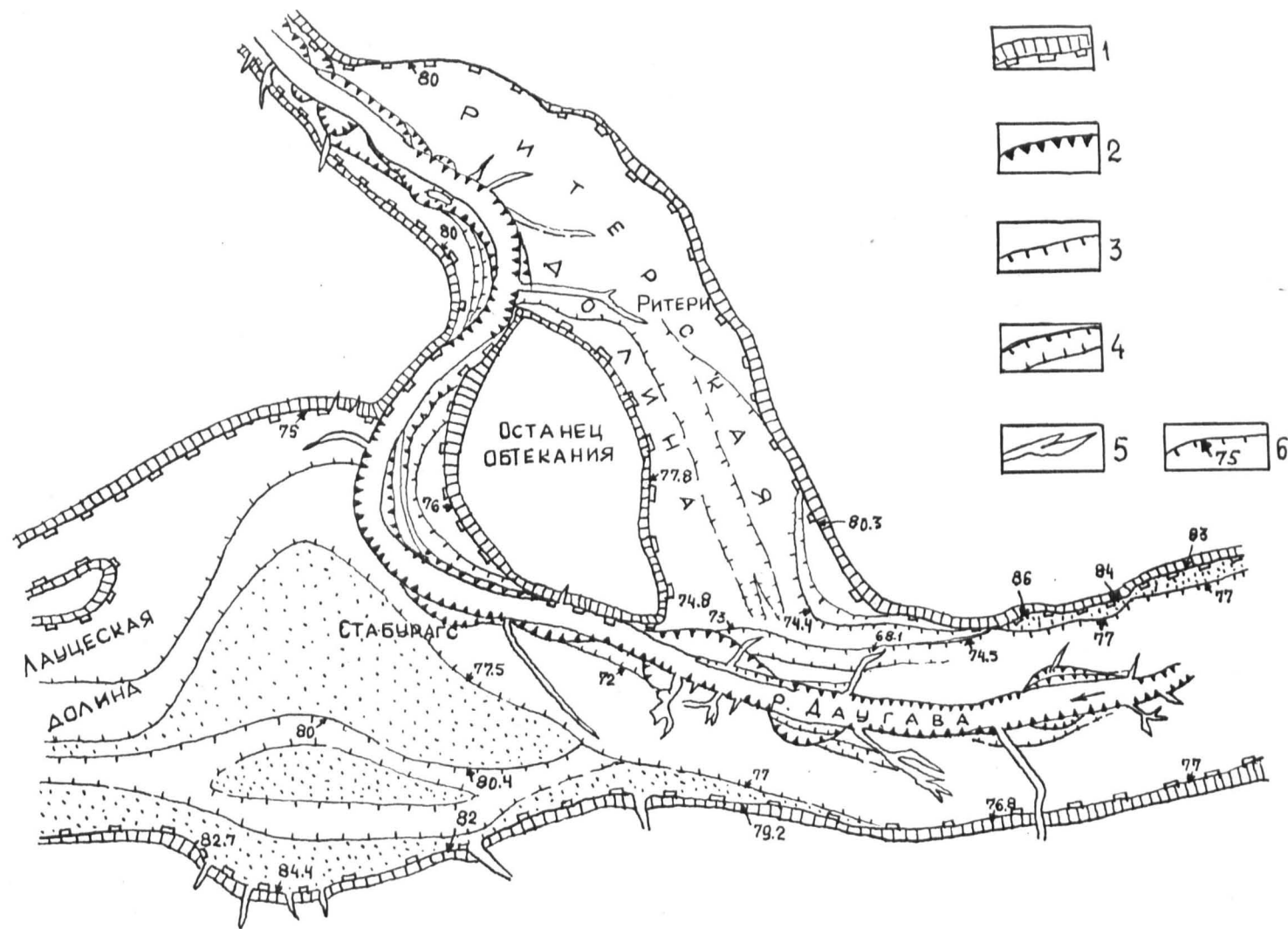


Рис.4.3 .Геоморфологическая схема разветвляющейся долины в районе куполовидного поднятия земной коры
 1-коренные склоны долин, 2-уступы террас выработанные в коренных породах, 3-уступы террас в четвертичных отложениях, 4-русла врезания, 5-овраги, 6-абсолютные отметки тылового шва террас.

имеют уклона вниз по течению на протяжении 20 – 50 км. Это блоковое поднятие, как наглядно видно на спектре террас, четко фиксируется расщеплением некоторых новых террасовых уровней (IV^a, III^a). Последние отличаются уже довольно значительными продольными уклонами (рис. 4.1).

Характерной особенностью рисунка дихотомии террас на участках с интенсивным проявлением глубинной эрозии является образование "узлов", объединяющих комплексы разновозрастных террасовых уровней. Для них свойственна приуроченность к резким перегибам продольного профиля, расщепленность уровней, расположенных выше перепада, сближение относительных высот возникших здесь террасовых уровней. Отмечается (364), что сопутствующим элементом узла ниже по течению является сеть сухих протоков, расположенных на поверхности террас более молодого цикла. Эта проточность и рукавность на поверхности террас наиболее ярко выражена при медленном поднятии. При распространении регрессивного вреза протоки осушаются, что служит дополнительной причиной образования ступенчатости поверхности террас (364). Указанное отчетливо наблюдается на участке долины р. Даугава выше г. Плявиняс (рис.4.4,4.5), где русла врезания вниз по течению постепенно сливаются, укрупняются, а при их боковом смещении уничтожаются площадки более высоких террас и новый террасовый уровень становится господствующим в долине. Аналогичное, как уже отмечалось, наблюдается также в долине рр. Сеце – Лауце (рис. 4.6), где формировалась серия уровней врезания, которые объединяются в террасовый комплекс.

При расщеплении террас путем регрессивного врезания, на участках расположенных выше зоны поднятия (т.е. в зоне бывшего подпруженного озера), могут возникать как чисто эрозионные, так и равновесные террасы (поймы) с нормальной мощностью аллювия, ко-

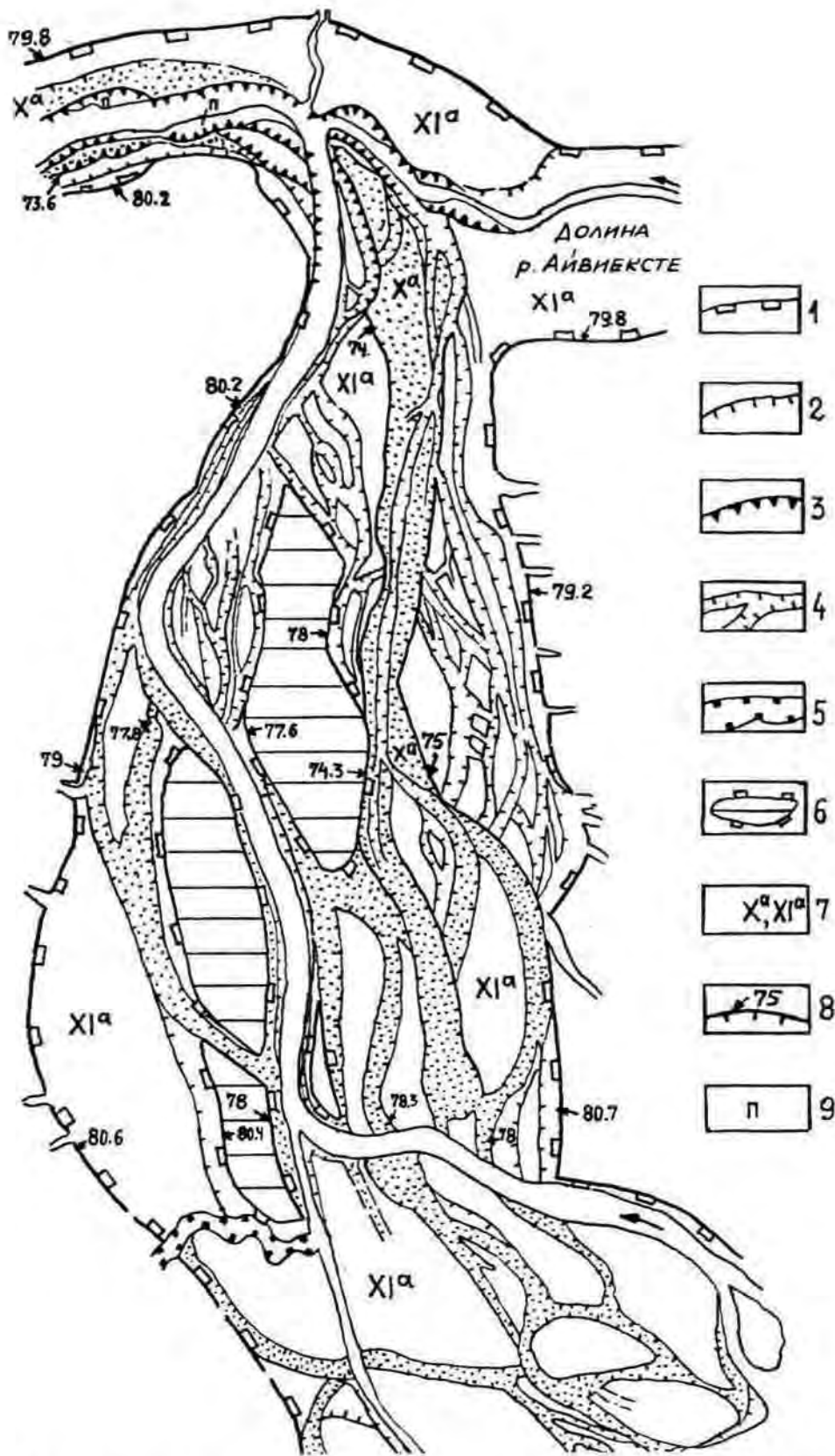


Рис. 4.4 .Геоморфологическая схема расщепления террас в долине р. Даугава выше г.Плявиняс
1-коренные склоны долины.Уступы террас: 2-в четвертичных отложениях, 3-в коренных породах.4-русла врезания,5-мелкие долины притоков р.Даугава, 6-останцы обтекания, 7-номера террас Средне-Латвийского спектра, 8-абсолютные отметки тылового шва террас и русел врезания, 9-пойма.

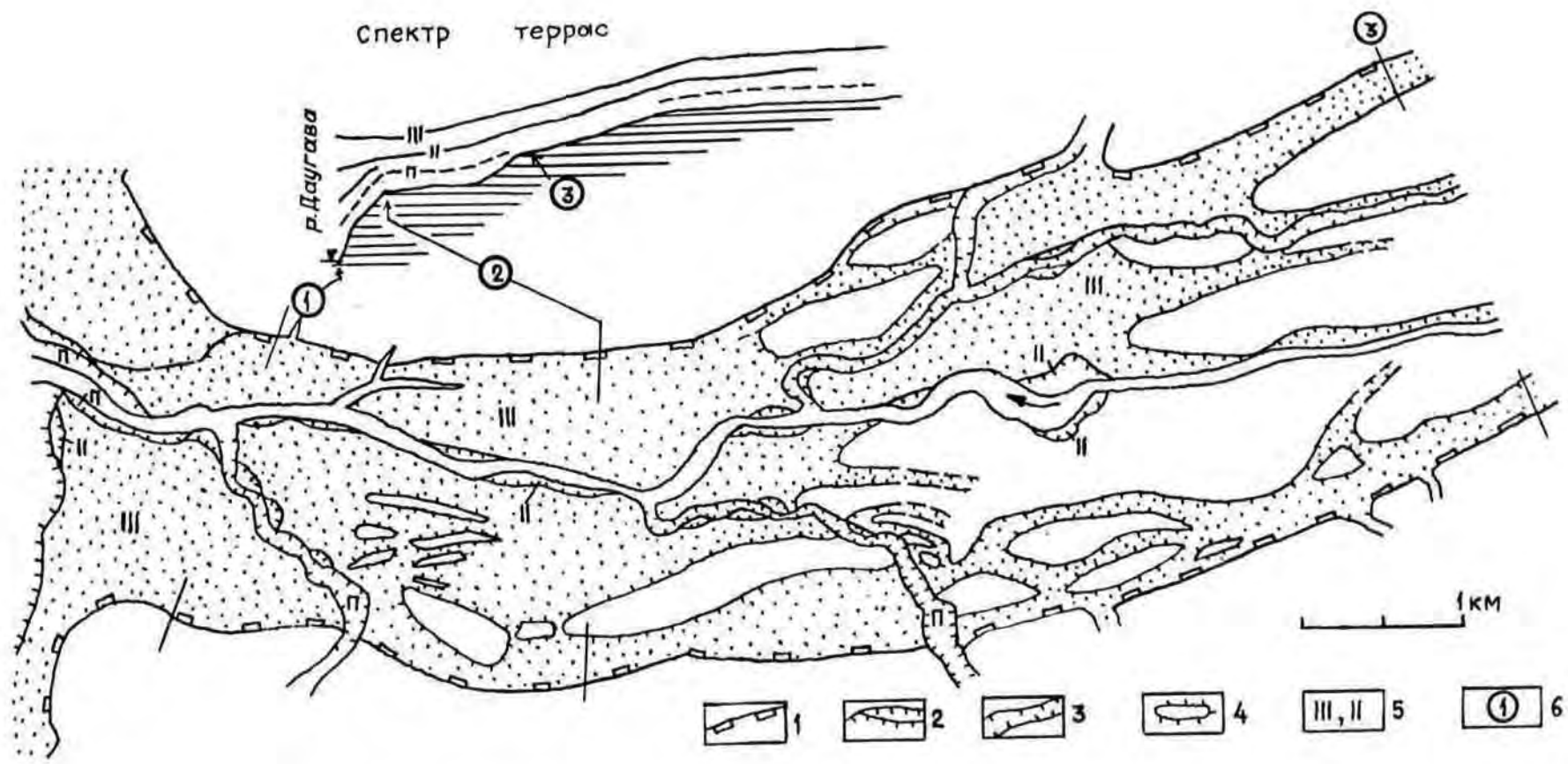


Рис. 4.5 .Геоморфологическая схема участка расщепления террас в низовьях долины р.Лīvиексте в районе врезания на дне Криевциемского озера
 I-коренные склоны долины, 2-уступы террас, 3-русла врезания, 4-останцы обтекания, 5-порядковые номера террас, 6-номера и местоположения поперечных профилей.

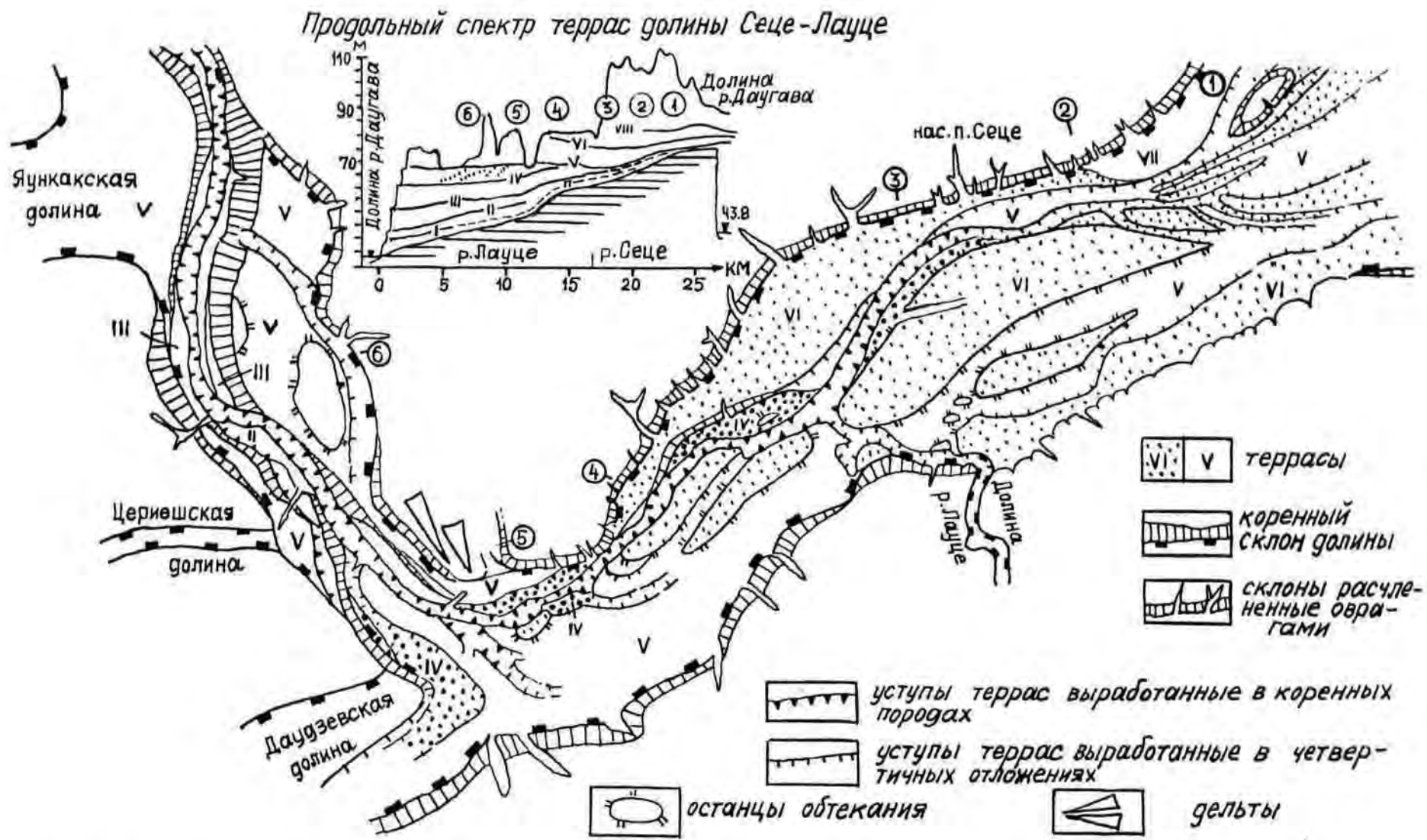


Рис. 4.6 .Геоморфологическая схема расщепления террас в долине рр.Сеце -Лауце

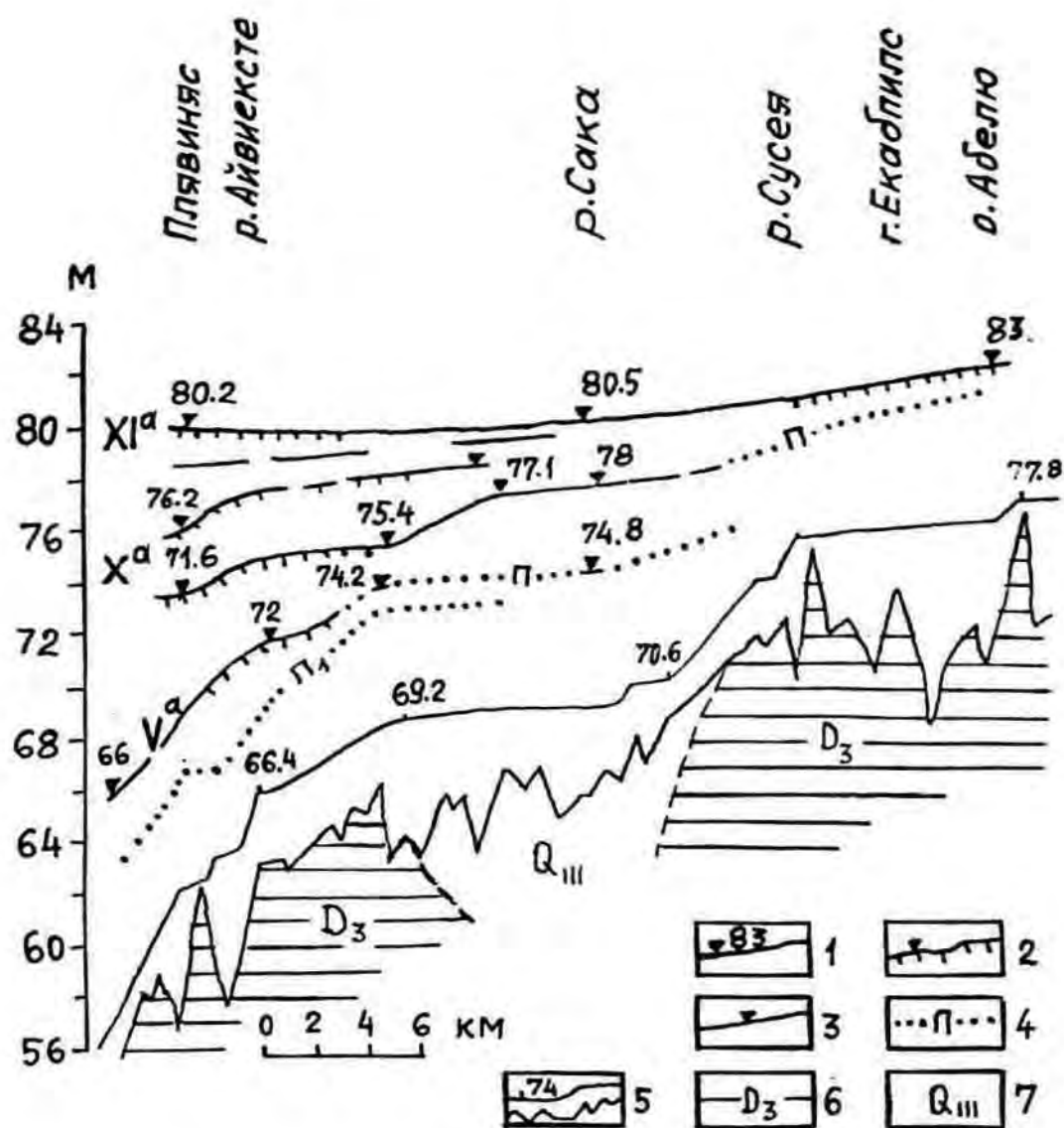


Рис. 4.7 .Схема расщепления террас р.Даугава в районе постоянного врезания выше г.Плявиняс
 1-абсолютные отметки тылового шва террас. Террасы: 2-эрозионные, 3-равновесные. 4-пойма, 5-продольный профиль реки, 6-девонские доломиты, 7-четвертичные отложения.

торые ниже по течению, на участках со значительными перепадами продольного уклона русла, становятся эрозионными с весьма маломощным покровом аллювия (рис. 4.7).

С.А. Сладкопевцев (330) выделяет следующие четыре основных типа локального расщепления террас: 1) обусловленные деятельностью экзогенных процессов в условиях общего поднятия бассейна, 2) являющиеся следствием неравномерности экзогенных процессов в условиях постоянного по темпу локального поднятия, 3) связанные с неравномерностью локального поднятия в стадии врезания и образования серии эрозионных или локальных террас, 4) связанные с неравномерностью локального поднятия в стадии динамического равновесия (или накопления) и образования аккумулятивной террасы (или равнины). Однако в области последнего оледенения, где роль тектонического и гляциоизостатического факторов (в зависимости от расположения бассейна реки относительно изобаз поднятия) была различной, представляется целесообразным выделение следующих вариантов (типов) расщепления террас по их обусловленности (рис. 4.8): 1) кратковременным позднеледниковым локальным поднятием земной коры антиклинального типа, 2) кратковременным и неравномерным по площади блоковым поднятием земной коры в позднеледниковье или в начале послеледниковья, 3) сочетанием первого и второго типов, 4) деятельностью эрозионных процессов в условиях непостоянного по темпу общего поднятия бассейна реки, 5) интенсивным регрессивным врезанием реки в условиях неоднократного понижения базиса эрозии.

Первые три типа расщепления террас имеют весьма ограниченное распространение. Они установлены в долинах ряда рек Латвии (рр. Даугава, Сеце-Лауце, Абава-Слоцене и др.). На территории Прибалтики наиболее широко распространены пятый и, частично, четвертый варианты расщепления террас.

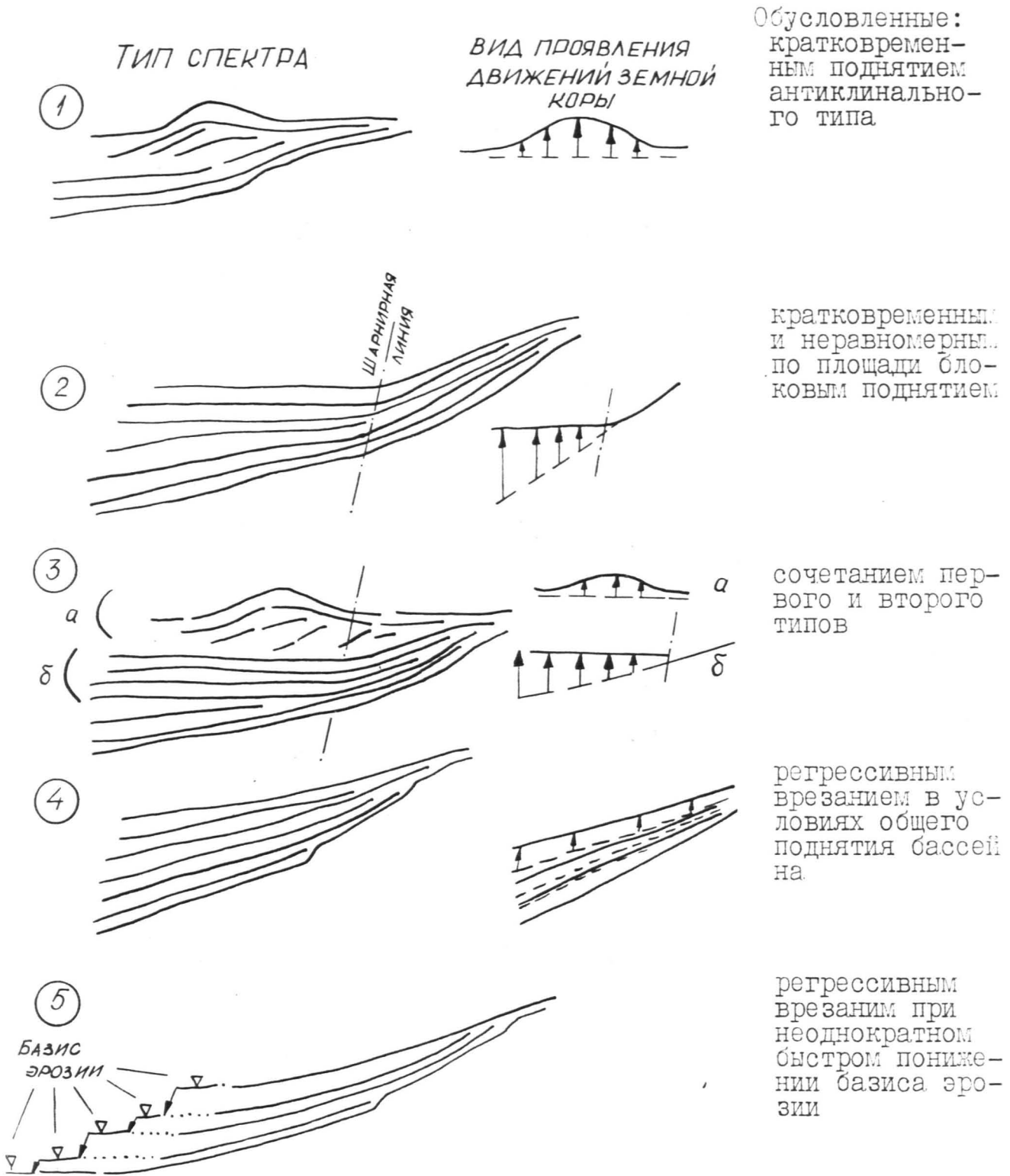


Рис.4.8. Типы расщепления террас в области последнего оледенения

4.3. О ритмах террасообразования и степени
сохранности террас в долинах

В последнее время установлено (36,37,164,165,166,167,168), что действие механизма террасообразования приводит к тому, что большинство террасообразующих ритмов* террасами не фиксируются. Существенные потери информации (80 - 95% !) ограничивают возможности реконструкции истории развития речных долин по сохранившимся террасам (167). Таковы результаты статистического моделирования террасообразования в горных долинах с использованием ЭВМ. Поэтому важной задачей является установление доли потери информации, выявление возможных соотношений между числом значительных остановок врезания в процессе развития долины (т.е. "террасообразующих циклов") и числом сохранившихся террас.

В молодых долинах Прибалтики, в особенности магистральных, потери информации из-за уничтожения террас горизонтальным "дрейфом" днища долины при врезании менее существенны. Анализ материалов о высоте, строении и продольном распространении террас в долинах, кроме детального прослеживания и картографирования, фиксированных поперечным и продольным нивелированием, свидетельствует о следующем.

Число импульсов изменения уровней базиса эрозии в главных долинах поздне- и послеледниковых водотоков в целом соответствует количеству террас в спектрах или даже превышает их (не считая

* Террасообразующими ритмами (165) называются остановки врезания, имевшие место в процессе развития долины, и связанные с ними периоды развития боковой эрозии, обусловленные любыми причинами (тектоническими, климатическими), приводившие к формированию днища долины определенной ширины.

локальных террасовых уровней врезания, развитых на коротких отрезках долин). В долинах же малых и средних рек число импульсов изменения базиса эрозии (с последующими кратковременными стабилизациями) обычно больше, чем фиксированных в этих долинах террас. Однако "потеря информации" в них обусловлена не столько уничтожением отдельных террасовых уровней диагональным врезом или свободным меандрированием, сколько отсутствием предпосылок образования самих террас. Это определяется, прежде всего, малой водностью, т.е. слабой эрозионной способностью водотоков и незначительными амплитудами понижения базиса эрозии (2 - 4 м), к тому же при наличии на участках регрессирующих позднеледниковых водоемов слабо выраженных уклонов поверхности. Кроме того, необходимо отметить, что в долинах, которые врезаны в доломитах или известняках, волны регрессивной эрозии, распространяющейся вверх по рекам при понижениях базиса эрозии и кратковременных стабилизациях уровня, вызвать сколько-нибудь значительное углубление русла и выработку террасового уровня на значительном расстоянии не могут. Наиболее показательны в этом отношении долины рек Северной Эстонии.

Уровнями базиса эрозии, которым чаще всего соответствуют хорошо развитые равновесные или же аккумулятивные террасы (рис. 4.9, 4.10), преимущественно являются те стадии (фазы) более длительной стабилизации уровня водоемов, которым предшествовала трансгрессия. Лучшей сохранностью характеризуются те террасы, образование которых происходило при постоянном диагональном врезании (Восточно-Латвийский спектр террас р. Даугава, спектр террас верхнего и среднего течения р. Вента и др.). При этом наиболее широкое распространение обычно имеют высокие террасы. Исключение составляют приустьевые участки долин, в которых врезание в позднем этапе их

Соответствие речных террас
береговым линиям определенных бассейнов
от общего количества изученных долин

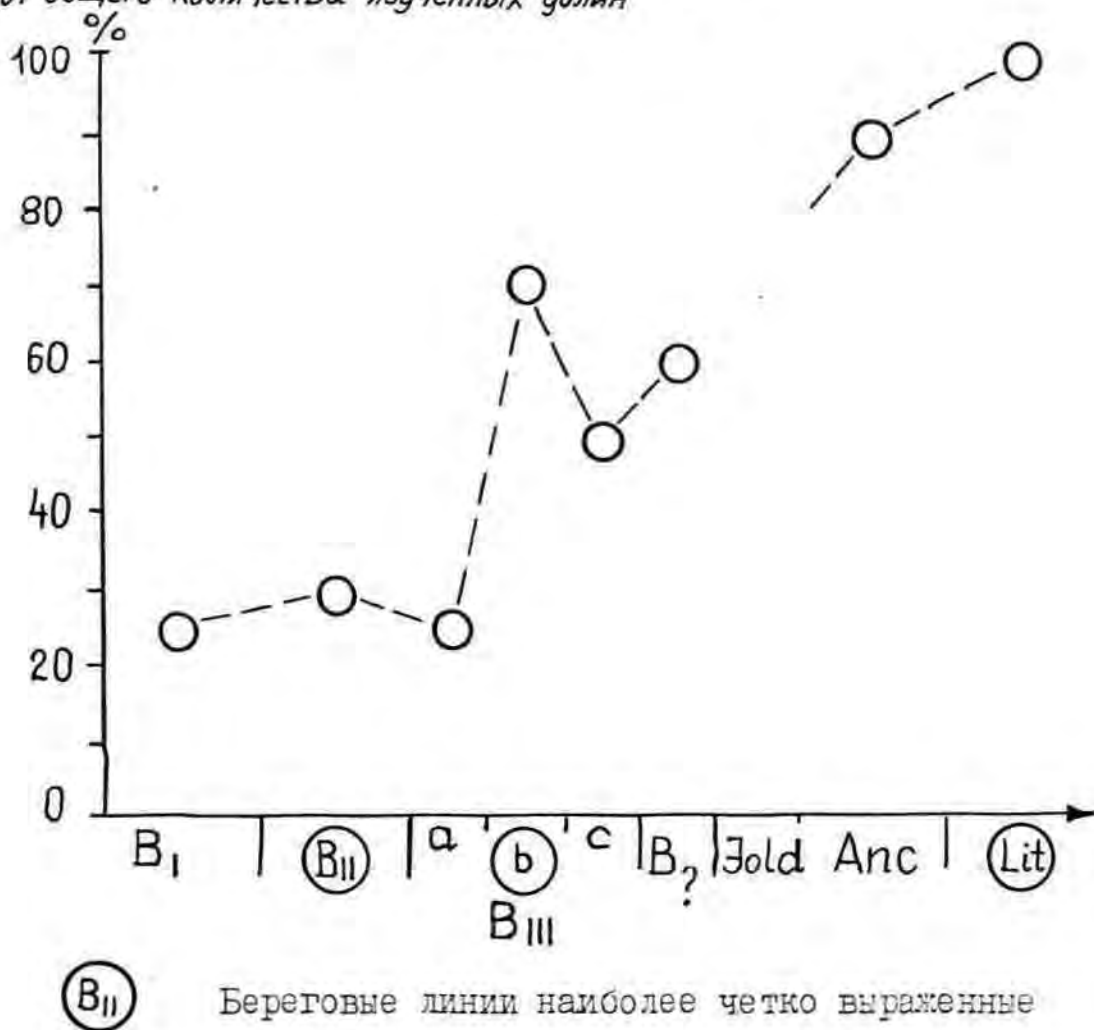


Рис. 4.9 . Диаграмма соответствия террас в долинах Латвии
уровням бассейнов Балтики

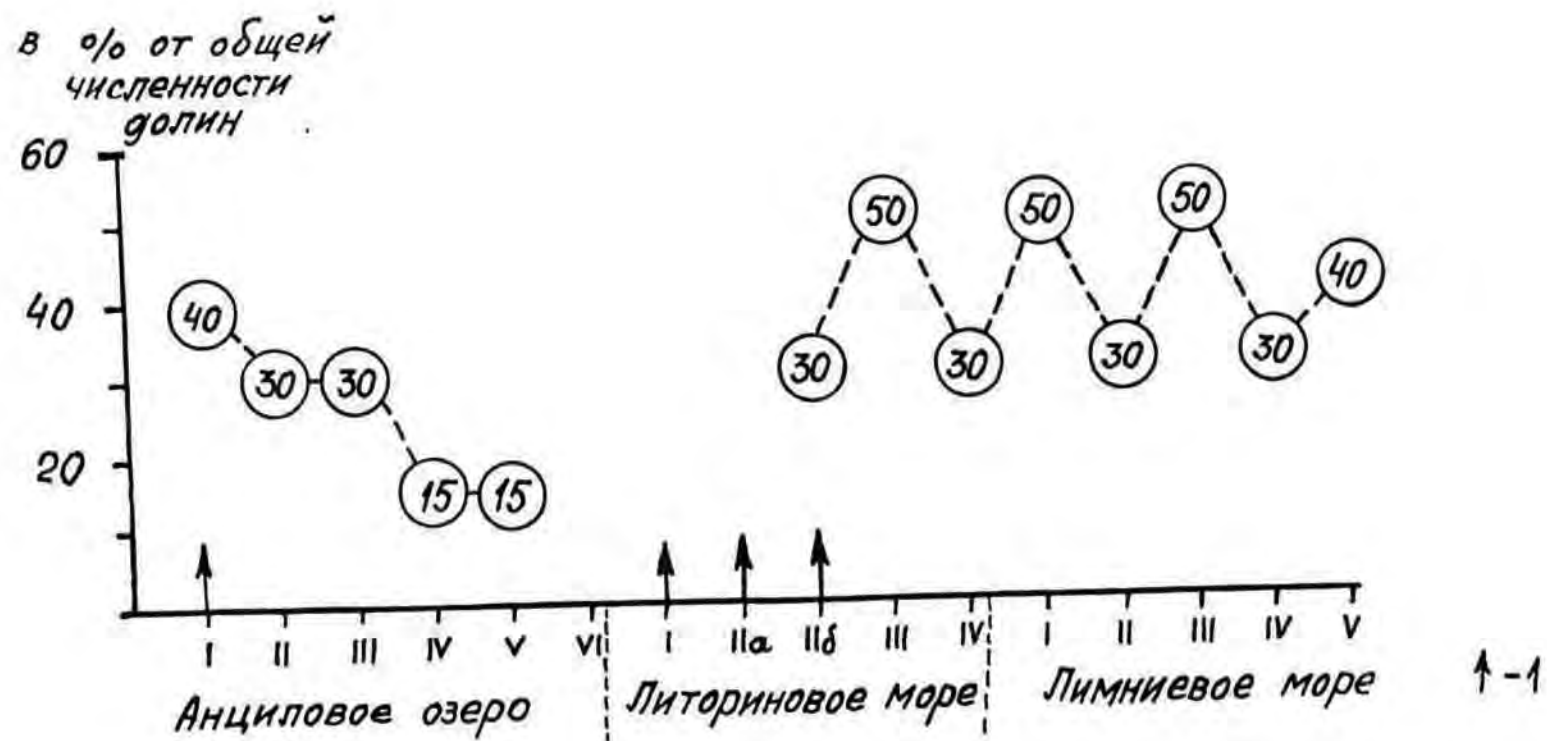


Рис. 4.10 . Диаграмма соответствия террас в долинах Северной Эстонии уровням голоценовых береговых линий Балтики

I - трангрессивные береговые образования.

развития под влиянием повышения базиса эрозии сменилось образованием равновесных (или аккумулятивных) террас или пойм, происходившим в условиях интенсивного свободного меандрирования русла. Эти горизонтальные смещения русла привели к резкому сокращению или почти полному уничтожению высоких террас. Особенно характерно это для нижнего течения рек Гауя, Немунас и основных ее притоков (рис. 4.11).

В долинах со сложным геологическим строением, где верхний ярус выработан в четвертичных отложениях, а нижний в твердых коренных породах, широким распространением выделяются террасы верхнего яруса и слабым, часто фрагментарным, средние террасы. Слабая выработанность (сохранность) этих террас обусловлена преобладанием глубинного врезания, при слабом диагональном смещении дна долины (например, долина р. Даугава в пределах Средне-Латвийской покатости), и не зависит от амплитуды террасообразующего ритма.

Поверхность террас, формировавшихся в условиях постоянного интенсивного врезания, вызванного быстрым понижением базиса эрозии или интенсивным поднятием земной коры, независимо от их ширины, могут быть как с уклоном от тылового шва в сторону бровки, так и с почти горизонтальной поверхностью.

4.4. Продольные спектры террас

Одним из путей изучения морфогенеза и истории развития речных долин, формирования их террас, а также установления характера и интенсивности проявления поздне- и послеледниковых неотектонических движений является анализ продольных спектров, т.е. совокупностей продольных профилей разновозрастных (цикловых, внутрицикловых) террас, развитых в долине. Первый опыт типизации спектров

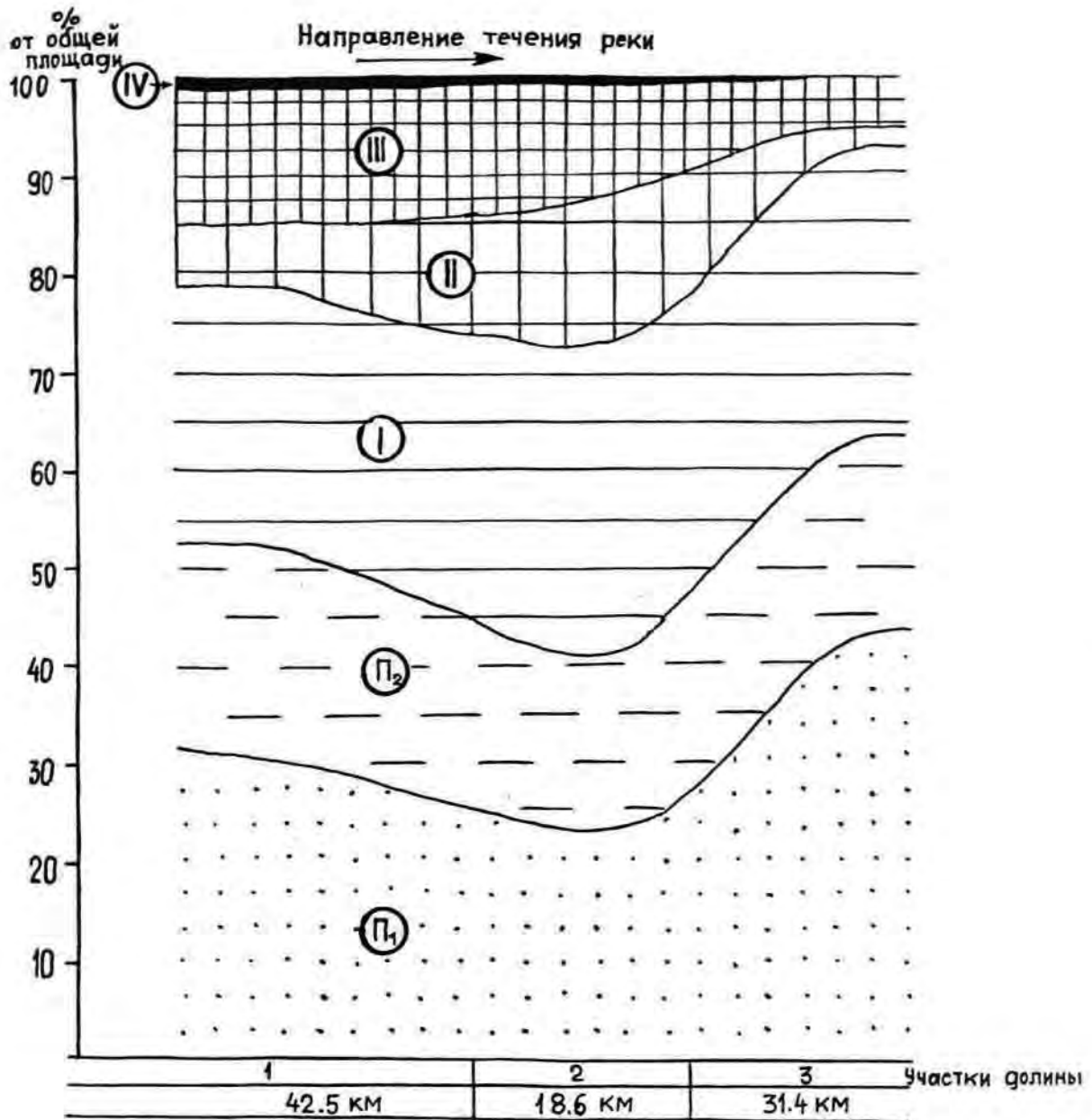


Рис. 4.11 .Распространение террас и пойм в долине р.Гауя на участках среднего и нижнего течения
Участки долины: 1-Цесиский /р.Юмара-р.Ракступите/, 2-Лигатненский /р.Ракступите-р.Брасла/, 3-Сигулдский/р.Брасла-пос.Мурьяни/, I,II,III -террасы, П₁, П₂-низкая,средняя и высокая поймы.

террас был предпринят Ю.А. Мещеряковым (253), который на примере Европейской части СССР выделил кубанский (нарушенный) и волховский (нормальный) типы спектров. В последние десятилетия получен весьма обширный материал по изучению долин, однако выявлению общих закономерностей и региональных различий спектров террас уделялось мало внимания. Исследователями долин Северо-Запада РСФСР и Прибалтики спектры террас относятся лишь к одному - волховскому типу (5,48,49,68,69,141,263).

В настоящее время в Прибалтике наиболее детально изучены долины Латвии, где за последние 15 - 20 лет с применением технического нивелирования и ручного бурения составлены спектры террас почти для всех рек протяженностью 80 - 100 км и более.

В целом для территории Прибалтики, как и всей области последнего оледенения северо-запада Восточно-Европейской равнины, основным и наиболее широко распространенным является волховский или нормальный тип спектра. Это простой расходящийся к низовьям и сходящийся вверх по течению реки веер террас, которые имеют преимущественно эрозионный, реже равновесный или аккумулятивный характер (Сигулдский спектр р. Гауя). Волховский тип спектра характерен рекам Северной Эстонии (263,264), многим рекам Латвии: рр. Вента (57), Гауя (5), Лиелупе (рис.4.12), Айвиексте, Цицере, Имула, Амула, а также р. Немунас (68,69) и другим крупным рекам Литвы.

Возникновение этого спектра обусловлено регрессивным врезанием реки при скачкообразном понижении базиса эрозии и систематическом удлинении реки вслед за отступающей береговой линией приемного бассейна (402). Базисами эрозии являлись уровни подпруженных ледниковыми языками бассейнов талых вод, послеледниковых озер или моря. Поскольку уклоны дна бассейнов обычно были небольшими, то после каждого, хотя и незначительного по величине

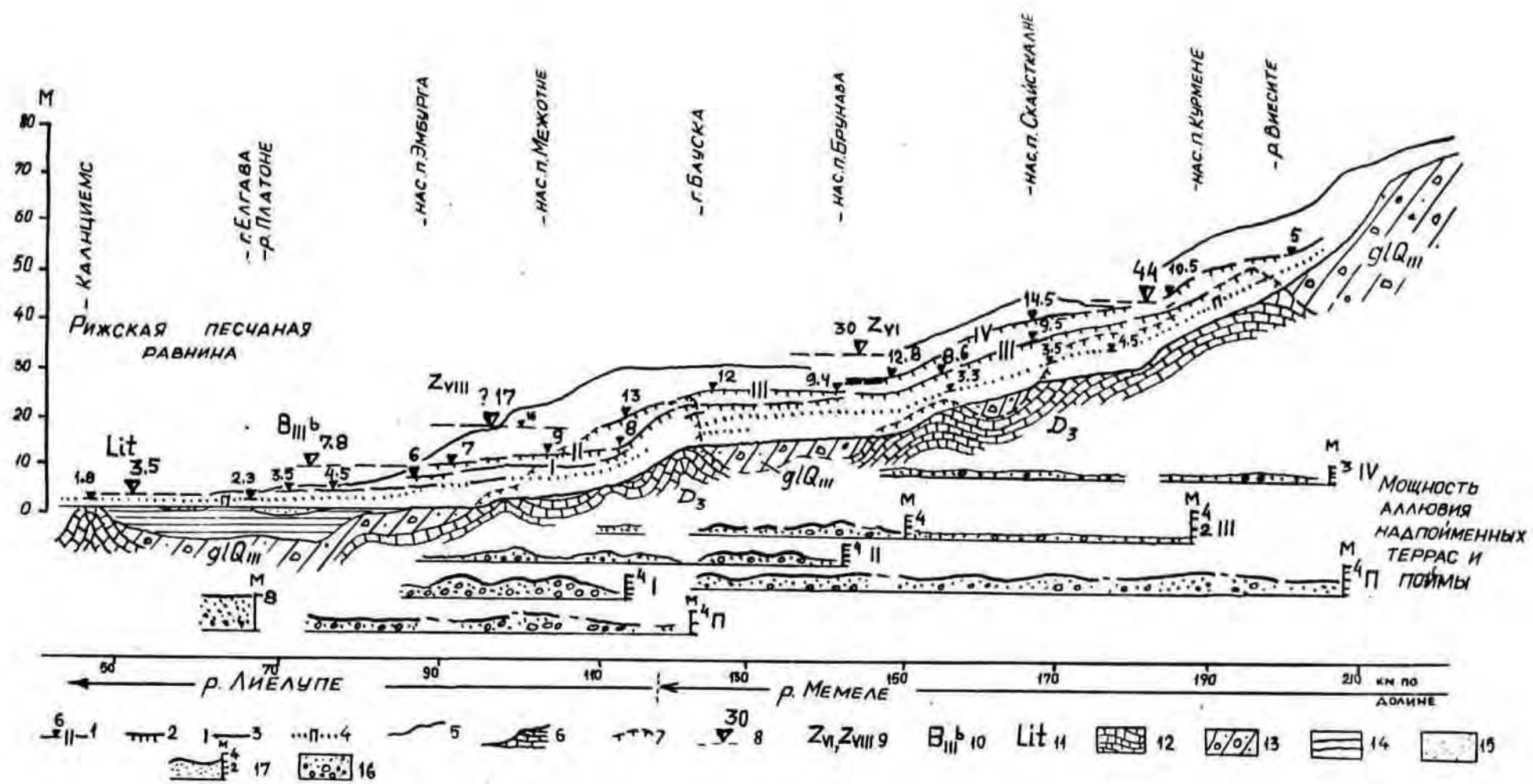


Рис. 4.12 .Продольный спектр террас рек Мемеле-Лиелупе

I -порядковые номера и относительные высоты террас, 2-эрозионные террасы, 3-равновесные террасы, 4-пойма, 5-поверхность рельефа у бровки долины, 6-продольный профиль реки, 7-поверхность коренных пород, 8-уровни приледниковых и др. бассейнов. Уровни: 9-Земгальского бассейна, 10-Балтийского ледникового озера, 11-Литоринового моря. 12-коренные породы/доломиты, доломитовые мергели/, 13-моренные суглинки и супеси, 14-безвалунные глины, алевриты, 15-пески, 16-гравийно-галечные отложения, 17-мощность аллювия отдельных террас.

(2 - 6 м, редко 10 - 15 м) понижения уровня, происходило удлинение реки на несколько (реже более десяти) километров. Так как существование отдельных стадий было кратковременным, то волна регрессивной эрозии распространялась только на некотором удалении от устья, особенно в реках, долины которых врезаются в известняки или доломиты (405). В подобных случаях выполаживание продольного профиля фактически не происходило. Возникали новые пеломы профиля реки, которые позднее действовали как местные базы эрозии, поэтому ниже происходило расщепление новых террасовых уровней (рис. 4.13, 4.14). Формирование ступенчатого продольного профиля рек (и, соответственно, террас) усиливалось в тех случаях, когда одновременно происходило гляциоизостатическое и неотектоническое поднятие в бассейне данной реки. Блоковый характер неотектонических движений отражался в виде перекоса продольных профилей более древних террас, а также в расщеплении новых террасовых уровней (402, 403). Деформации подобного характера, например, были установлены по данным изучения реки Даугава в пределах Средне-Латвийского спектра, рек Вента и Абава (55, 57), р. Салаца (403), рис. 4.15.

Волховский тип спектра речных террас свойствен унаследованным ложбинам-долинам стока, долинам озерно-ледниковых притоков и долинам притоков магистральных рек (403), а также радиальным и маргинальным ложбинам-долинам стока (рис. 3.9).

Для некоторых крупных рек наблюдается как-бы сдвоенный волховский спектр, состоящий из террас двух ярусов (402). Более древние и высокие террасы верхнего яруса, развитые на нижнем и среднем отрезках долин, в основном параллельны между собой, иногда почти без уклона вниз по реке, относительная высота преимущественно эрозионных террас возрастает в сторону устья. Однако террасы нижнего яруса обычно имеют уклон вниз по течению, часто

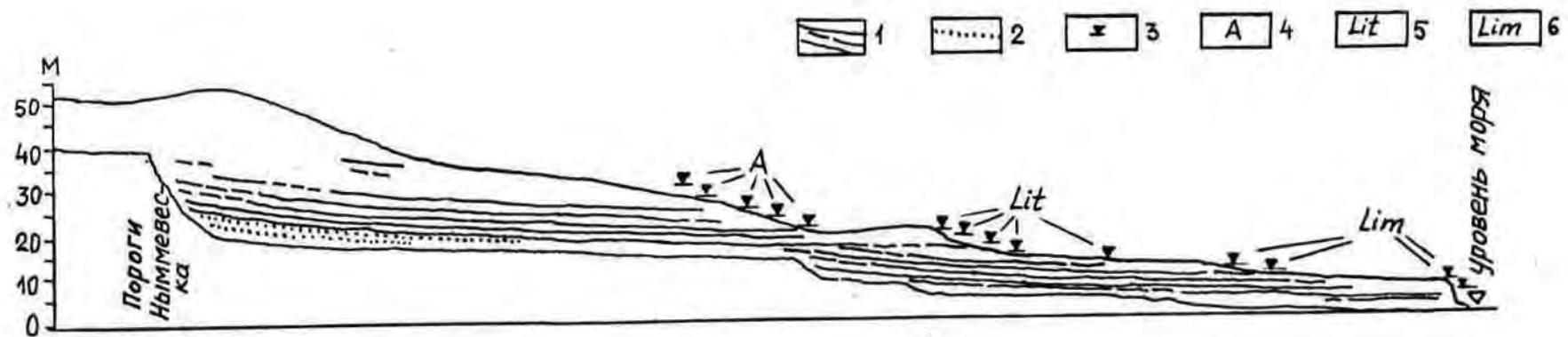


Рис.4.13 .Спектры террас низовья реки Валгейги
/по Э.Линкрус,1962,упрощено/

Продольные профили: 1-террас, 2-поймы, 3-уровни базиса эрозии, 4-Анциловое озеро, 5-Литоринное море, 6-Лимниевая стадия моря.

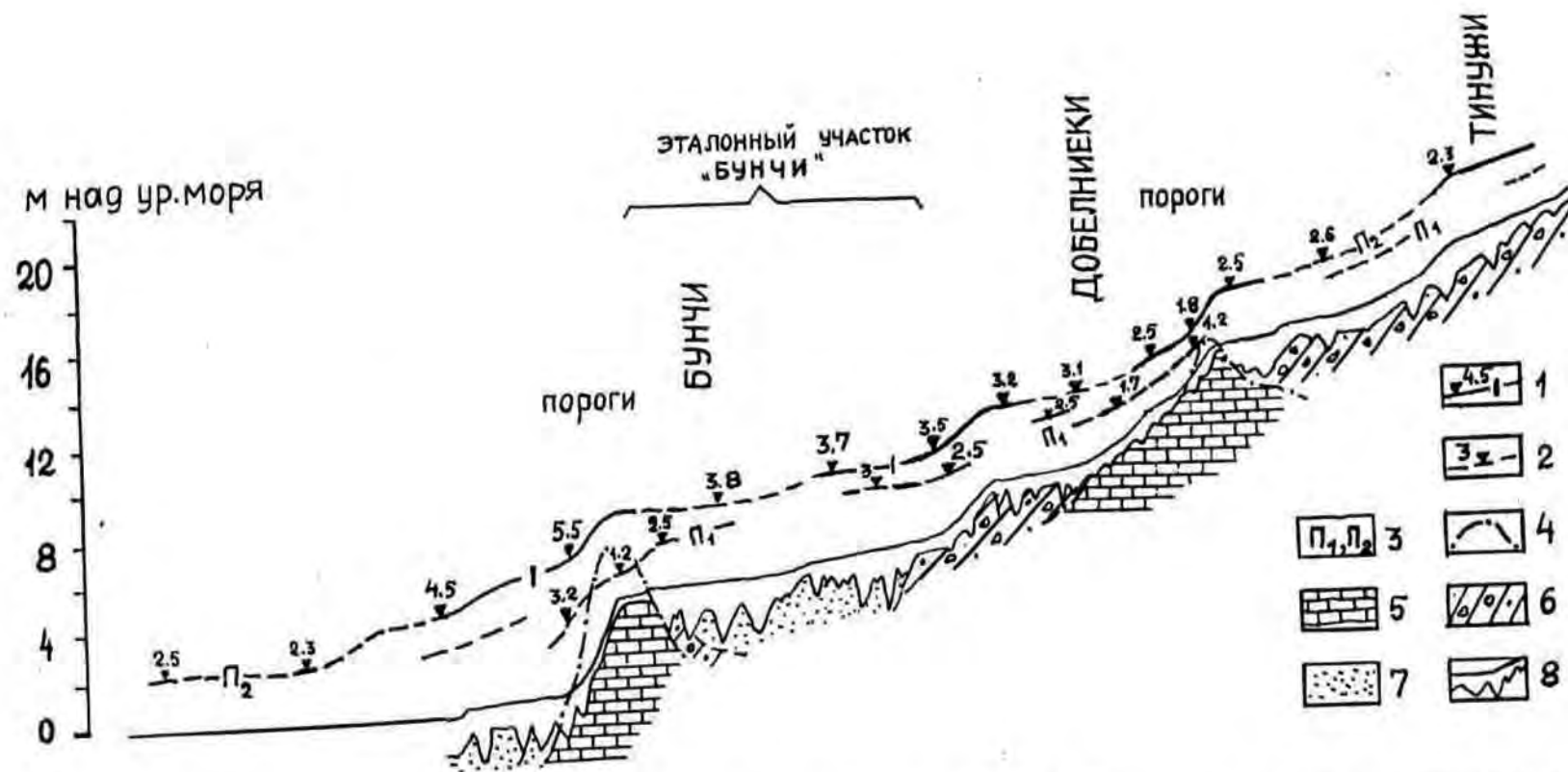


Рис. 4.14. Продольный профиль реки Маза Кугла, поймы и первой террасы в районе эталонного участка "Бунчи"

1-продольный профиль и относительная высота первой террасы, 2-то же, поймы, 3-низкая и высокая пойма, 4-поверхность коренных пород, 5-доломит, 6-моренные суглинки и сугеси, 7-пески мелкозернистые, алеврит, 8-продольный профиль поверхности воды и дна реки Маза Кугла.

параллельны не только между собой, но и уровню реки на участках ее среднего и нижнего течения. Указанный сдвоенный (двухъярусный) спектр может быть рассмотрен в качестве особого даугавского типа спектра террас, ранее выделявшегося в виде даугавского подтипа волховского спектра (402). Таким образом, даугавский тип спектра террас от волховского отличается наличием террас двух ярусов, причем верхний из них характеризуется отклонениями от нормального уклона продольных профилей террас (рис. 4.16).

Другим, менее распространенным типом, является выделенный нами (402) огрский (ненарушенный) или нормальный спектр параллельных террас, наиболее отчетливо выраженный в долине верхнего течения р. Огре (правобережного притока р. Даугава), рис. 4.17. Он свойствен ложбинам-долинам стока с возвышенностей с резкохолмистым ледниковым и водноледниковым рельефом. К этому типу спектров относятся также террасы рек Арона, Индрица, Раунис, Рауна и др., пересекающие окраины возвышенностей. Террасы обычно появляются только после пересечения реками крупных впадин, разобщающих отдельные холмистые массивы возвышенностей, а кончаются они с выходом рек на низменности (р. Огре) или при сливании их с террасами главной реки (рр. Индрица, Раунис, Рауна и др.). В долинах этого типа спектр состоит от двух до пяти преимущественно эрозионных террас. Равновесный характер высокие террасы имеют лишь местами в верховьях. Форма спектра и строение террас свидетельствуют о сравнительно одинаковой величине врезания реки на всем участке долины. Террасы возникали в условиях неравномерного стока при общем уменьшении водности реки в связи с постепенным вытаяванием льда в крупных понижениях возвышенностей и по мере спуска локальных бассейнов талых вод. Формирова-

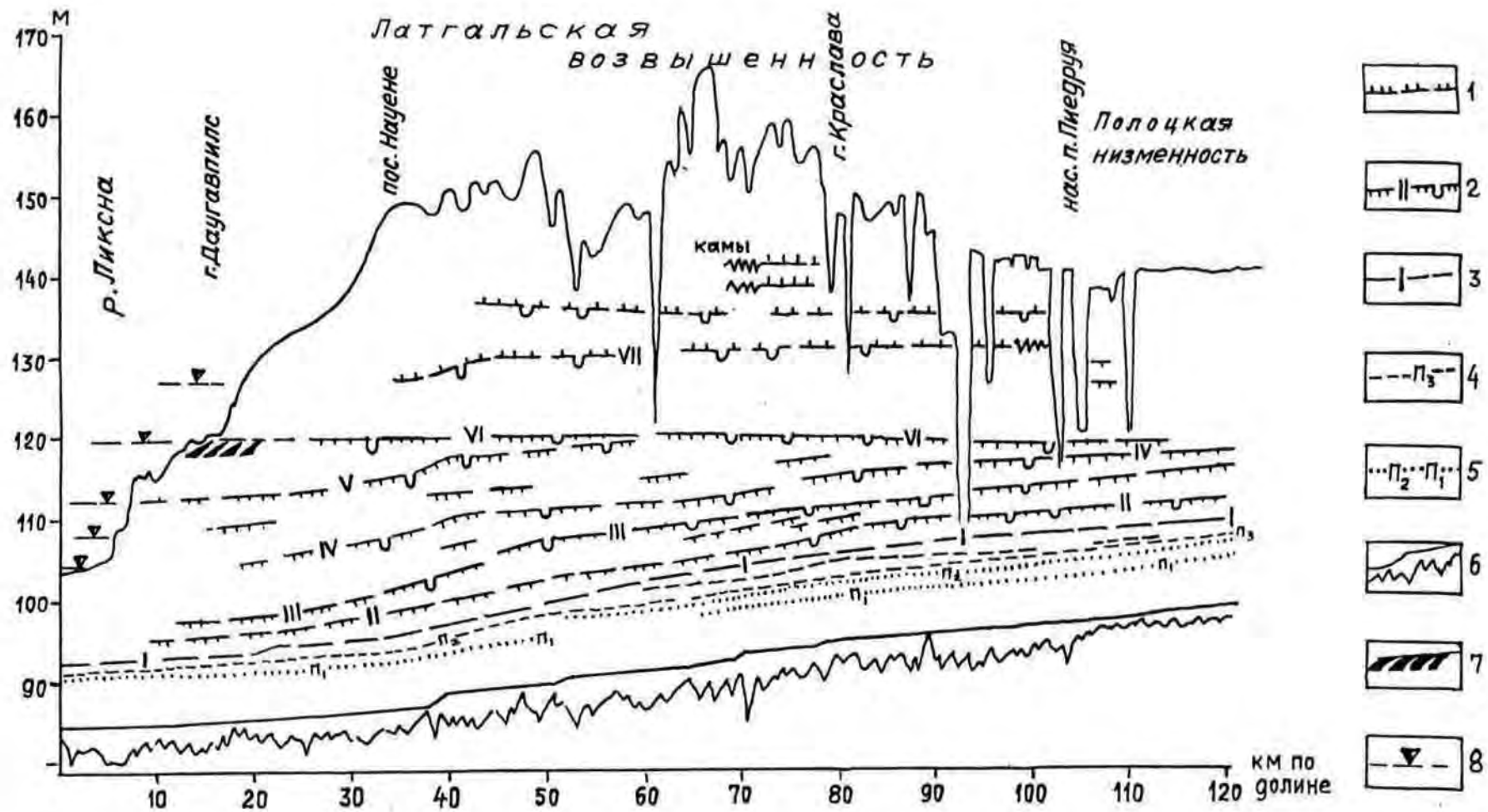


Рис.4.16 .Даугавский тип спектра террас

1-флювиогляциальные террасы, 2-эрозионные аллювиальные террасы с термокарстовыми котловинами, их порядковые номера, 3-равновесная первая терраса.Пойма: 4-высокая, 5-средняя и низкая.6-продольный профиль реки, 7-дельта, 8-уровни базиса эрозии-Ницгальского бассейна талых ледниковых вод.

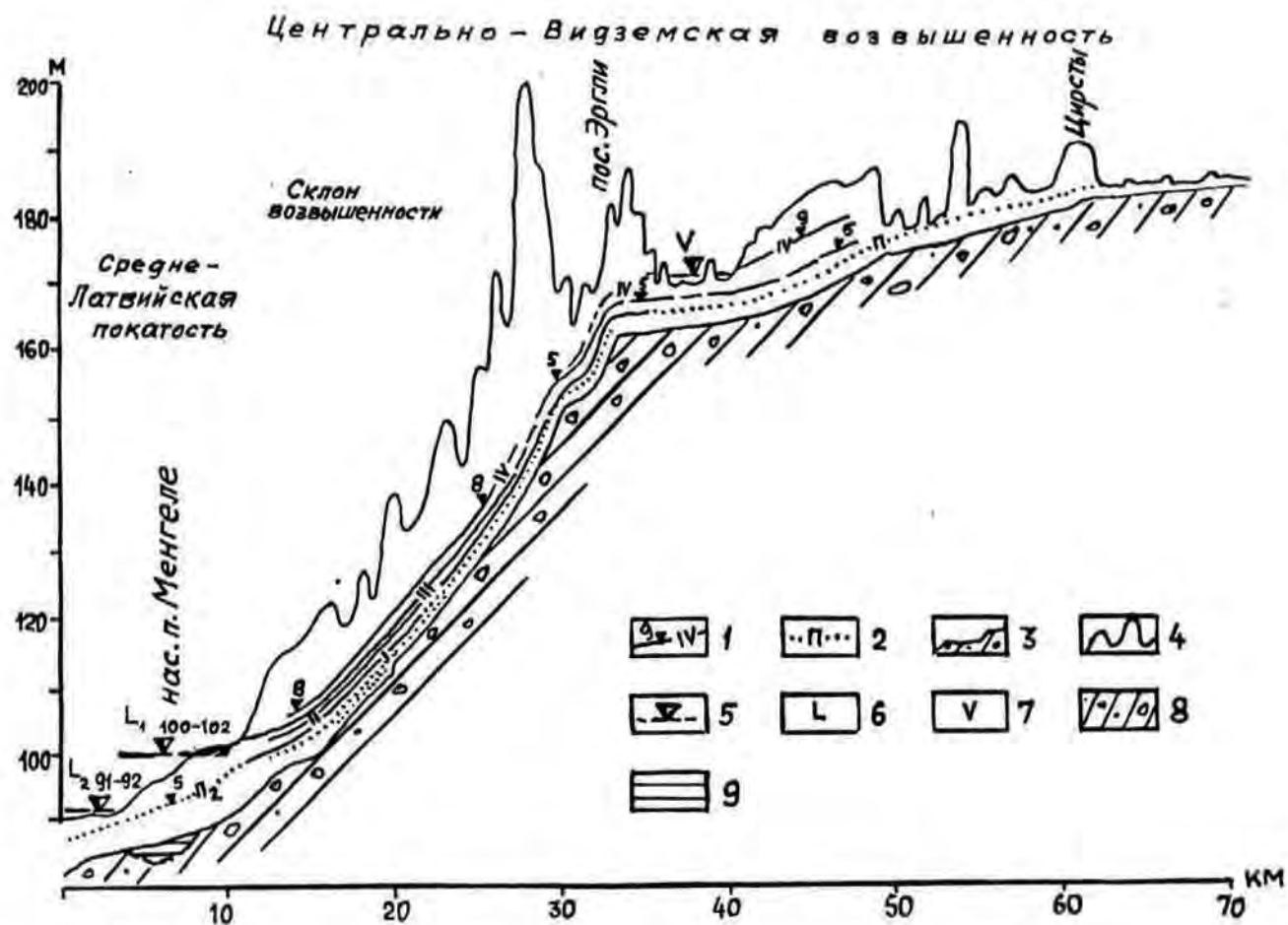


Рис. 4.17 .Огрский тип спектра террас

I - порядковый номер и относительная высота террасы, 2-пойма, 3-продольный профиль р.Огре, 4-поверхность рельефа у бровки долины, 5-уровни приледниковых и изолированных водоемов, 6-Лобеский бассейн, 7-Валолский бассейн, 8-моренные суглинки и супеси, 9-безвалунные глины, алевриты.

ние спектра шло путем возрастания длины реки не столько в сторону устья, сколько в сторону верховьев. Возникновение параллельных между собой и продольному профилю современной реки террас способствовали значительные (до 100 - 120 м) начальные перепады высот между районами истоков и подножьями возвышенностей, а также исключительно большие уклоны русла, достигающие даже 5 - 12 м на километр. Веер параллельных террас формировался в условиях распространения примерно одинаковых по устойчивости к размыву пород (моренные суглинки, песчано-гравийные отложения). Однако в тех случаях, когда подобными реками вскрываются коренные породы, врезание становится неравномерным, возникают локальные базисы эрозии с образованием ступенчатого продольного профиля и формируются два самостоятельных спектра. Наиболее отчетливо это проявляется в ложбине-долине р. Амата (рис. 4.18).

По характеру расположения террас (т.е. параллельности террас руслу) огрскому типу спектра близок выделенный Л.Л. Розановым (308) печерский тип, который характерен крупным рекам севера Русской равнины (Печора, Мезень, Онега и др.), однако отличается от огрского аккумулятивным характером строения террас и обязательным уменьшением их числа сверху вниз по долине.

Характерный для юга Европейской части СССР кубанский тип спектра с хордовыми, т.е. сходящимися к верховьям и низовьям реки террасами (253) на Северо-Западе не установлен, что, по-видимому, объясняется преобладанием здесь в поздне- и послеледниковое время восходящих движений земной коры. Кроме того, в пределах Северо-Запада немного долин крупных и средних рек, характеризующихся единой системой террас на всем их протяжении.

4.5. Системы многоярусных спектров

Реки рассматриваемой территории, пересекающие ряд орографических единиц (возвышенности, покатости, низменности), часто имеют несколько спектров, которые образуют системы многоярусных спектров (402). Таковыми являются Гауя, Вента, Даугава, Огре, Ягала, Селья, Валгейыги, Ловать, Великая и другие, которые имеют от двух до четырех ярусов спектров (рис. 4.19). Системы многоярусных вееров террас обычно состоят из элементарных спектров волховского, огрского или сдвоенного даугавского типов. Самая молодая терраса верхнего по течению реки спектра обычно продолжает уровень наиболее древней (высокой) террасы следующего, расположенного ниже по течению спектра (рис. 4.20). Однако встречаются отдельные реки (Гауя), в долинах которых террасированные участки с веерами террас разобщаются отрезками, где представлена только пойма (рис. 4.21). Спектры террас большинства долин области последнего оледенения, таким образом, являются локальными по отношению ко всей длине реки. Каждый из спектров отражает отдельный этап формирования долинно-речной сети. Поэтапный характер морфогенеза является основной особенностью долин области последнего материкового оледенения. Поэтому большинство долин Северо-Запада Европейской части как-бы подразделяется на несколько участков, достигающих в длину от нескольких десятков до 100 - 150 км, отличающихся по условиям их формирования, а также возрасту (3,5,55,152,235,263,264,396,401). Исключением являются некоторые реки, текущие по орографически однообразным территориям, и так называемые сквозные долины (ложбины-долины приледниковых прорывов, долины рек озерного питания) с террасами, прослеживаемыми почти на всем протяжении реки, как, например, долины рек



Рис. 4.19 .Схема распространения спектров террас в основных долинах Северо-Запада Восточно-Европейской равнины 1-спектры террас, 2-возвышенности и всхолмления.

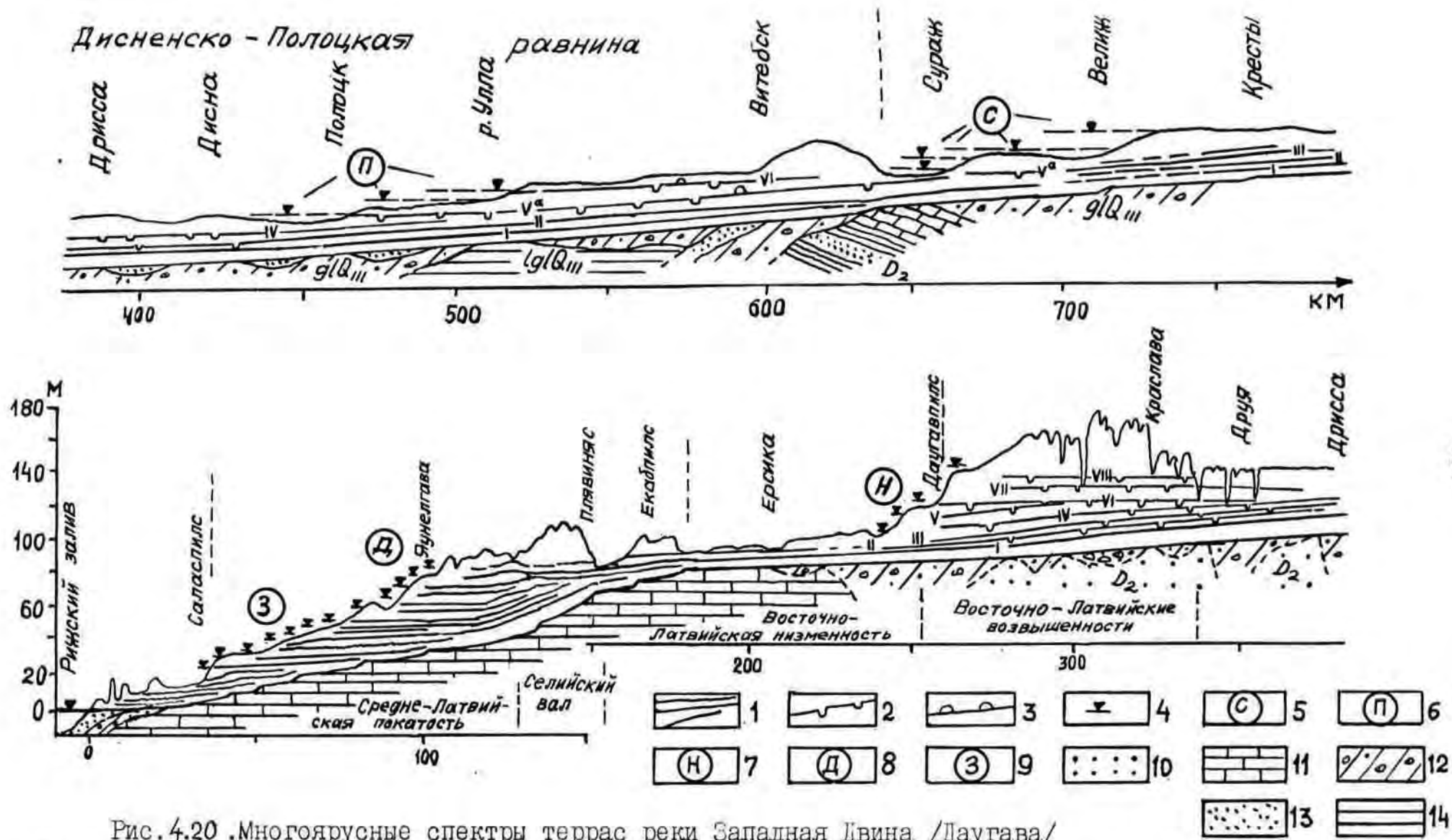


Рис. 4.20 .Многоярусные спектры террас реки Западная Двина /Даугава/

1-продольные профили террас. Террасы: 2-с термокарстовыми котловинами, 3-с эоловыми образованиями, 4-уровни приледниковых бассейнов, в т.ч.: 5-Суражского, 6-Полоцкого, 7-Ницгальского, 8-Даудзевского, 9-Земгальского. Породы в которых врезано русло реки: 10-песчаники, алевролиты, глины, 11-доломиты, доломитовые мергели, 12-моренные суглинки, 13-пески мелко-и тонкозернистые, 14-безвалунные глины.

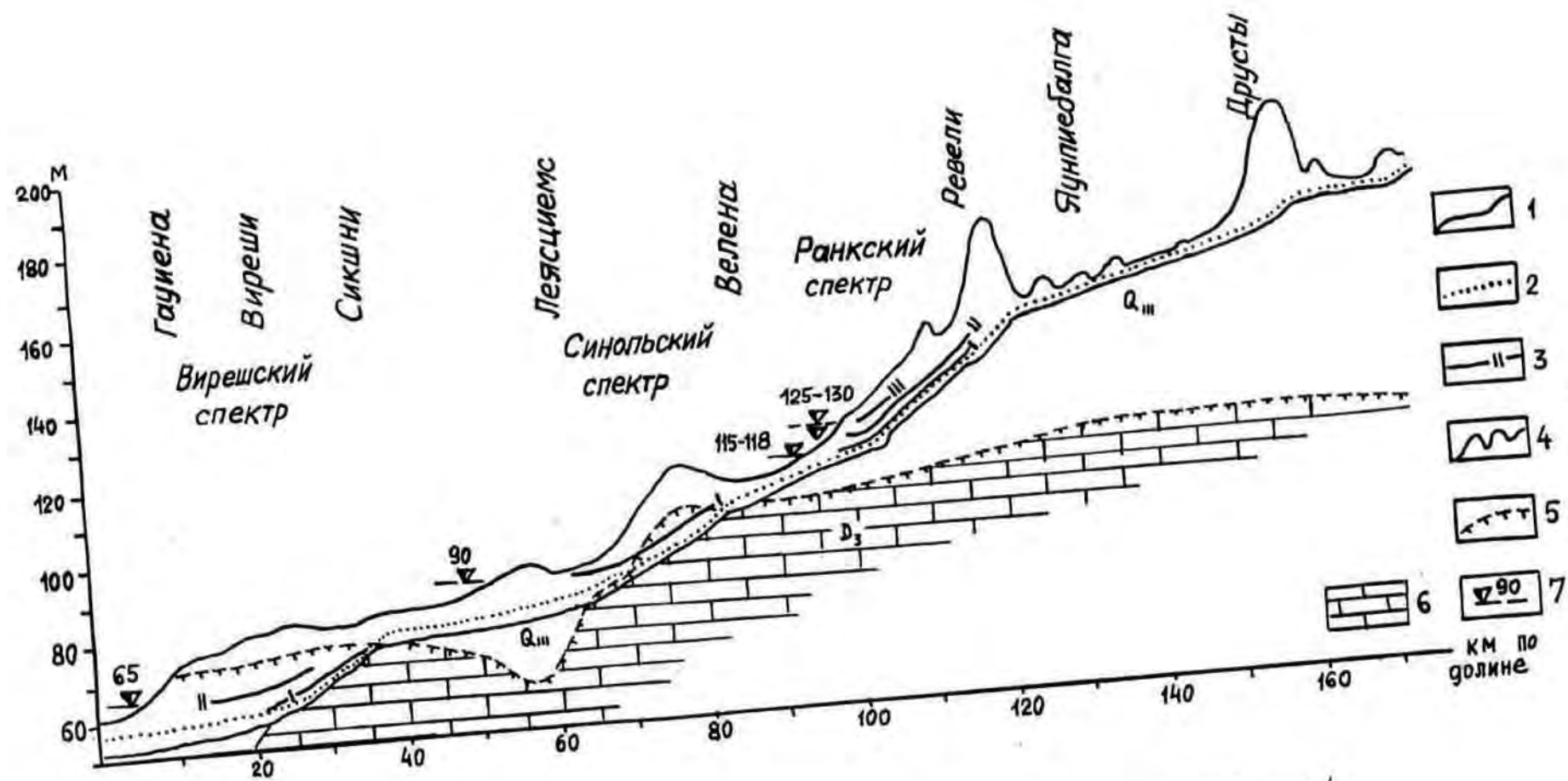


Рис. 4.21. Продольный профиль реки Гауя и спектры террас /верхнее течение/
 /по О.П.Аболтынюшу, 1965/
 1—продольный профиль реки, 2—пойма, 3—террасы, их порядковые номера в спектре, 4—поверхность рельефа у бровки долины, 5—поверхность коренных пород, 6—доломиты, 7—предполагаемые уровни локальных приледниковых бассейнов.

Абава—Слоцене (рис. 4.22), Салаца (рис. 4.15), Айвиексте, Светупе (рис. 4.23) и системы Ошта—Пукша—Оять (бассейн Ладожского озера за пределами Прибалтики). Отдельные спектры, как, например, системы Абава—Слоцене (55,57) и Ояти (48), а также р. Салаца имеют до пяти — шести террас. Спектры сквозных долин также иногда разделяются как-бы на два яруса (7). Высокие террасы верхнего комплекса носят преимущественно эрозионный характер. Они сопряжены с определенными уровнями как питающего, так и приемного бассейнов. У окончания их в приемном бассейне они фиксируются дельтами или увязываются с террасовыми уровнями главных рек. Террасы нижнего комплекса обычно равновесные, реже эрозионные, иногда образуют веер, расходящийся вниз по течению реки. Сквозные спектры в отличие от других формировались в условиях возрастания длины долины (реки) вниз и вверх по течению. В результате этого самые древние и высокие террасы распространены преимущественно в среднем и верхнем течении рек (рис.4.22).

4.6. Террасовые ряды

Понятие "террасового ряда" впервые было введено Н.И. Кригером (184). Террасовым рядом является "совокупности высот речных и морских или озерных террас, рассматриваемых в порядке их расположения по склону" (187 , с. 20). Понимая совокупность высот террас как математически закономерный ряд, где высота каждой террасы является функцией ее порядкового номера, Н.И. Кригер предложил уравнение террасового ряда. Анализ уравнения террасового ряда позволил ему заключить, что высота террасы есть необходимое следствие высоты более древних террас и, в свою очередь, она (т.е. высота террасы) определяет высоту последующих более

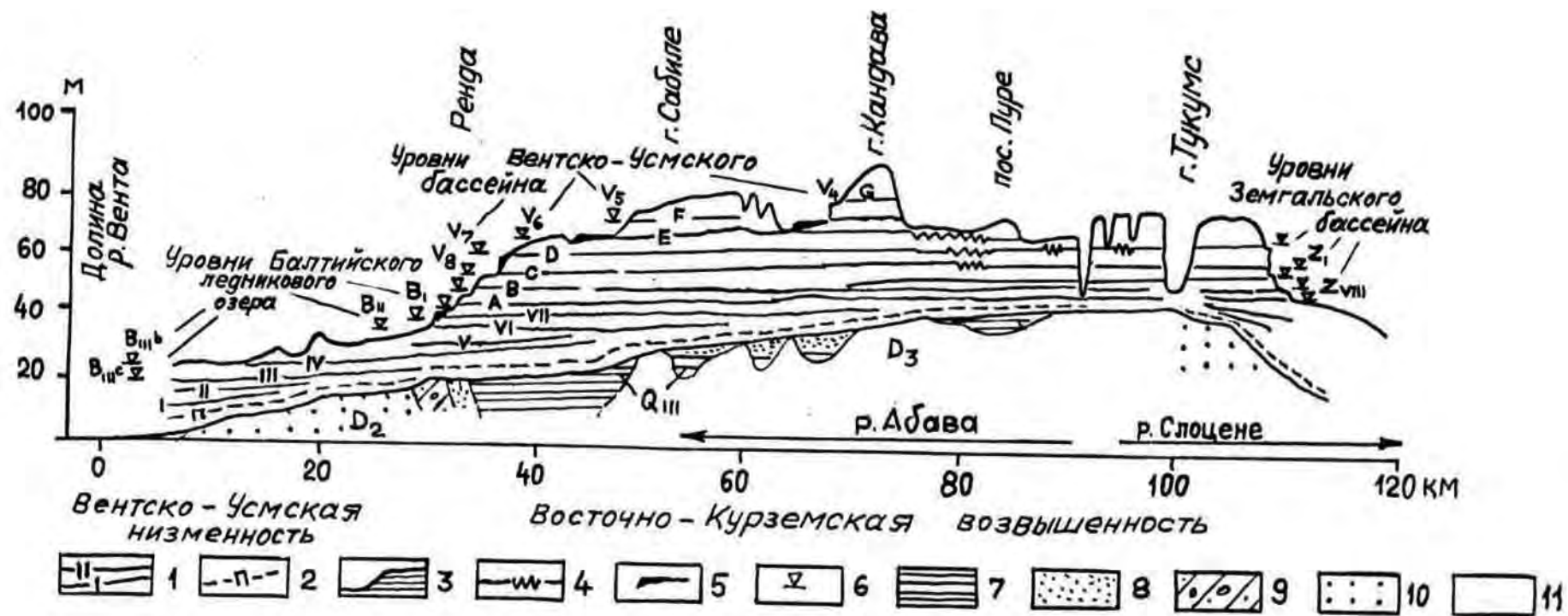


Рис. 4.22. Сквозной деформированный спектр террас Абавско-Слоценой ложбины-долины /по И.Г.Вейнбергсу, 1967/

Продольные профили: 1-террас, 2-пойм, 3-русел рек Абава и Слоцене, 4-террасы сопряженные по высоте с камовыми холмами, 5-дельты, 6-уровни базиса эрозии, 7-безвалунные глины, 8-пески мелкозернистые и алевритистые, 9-моренные суглинки и супеси, 10-песчаники, 11-доломиты.

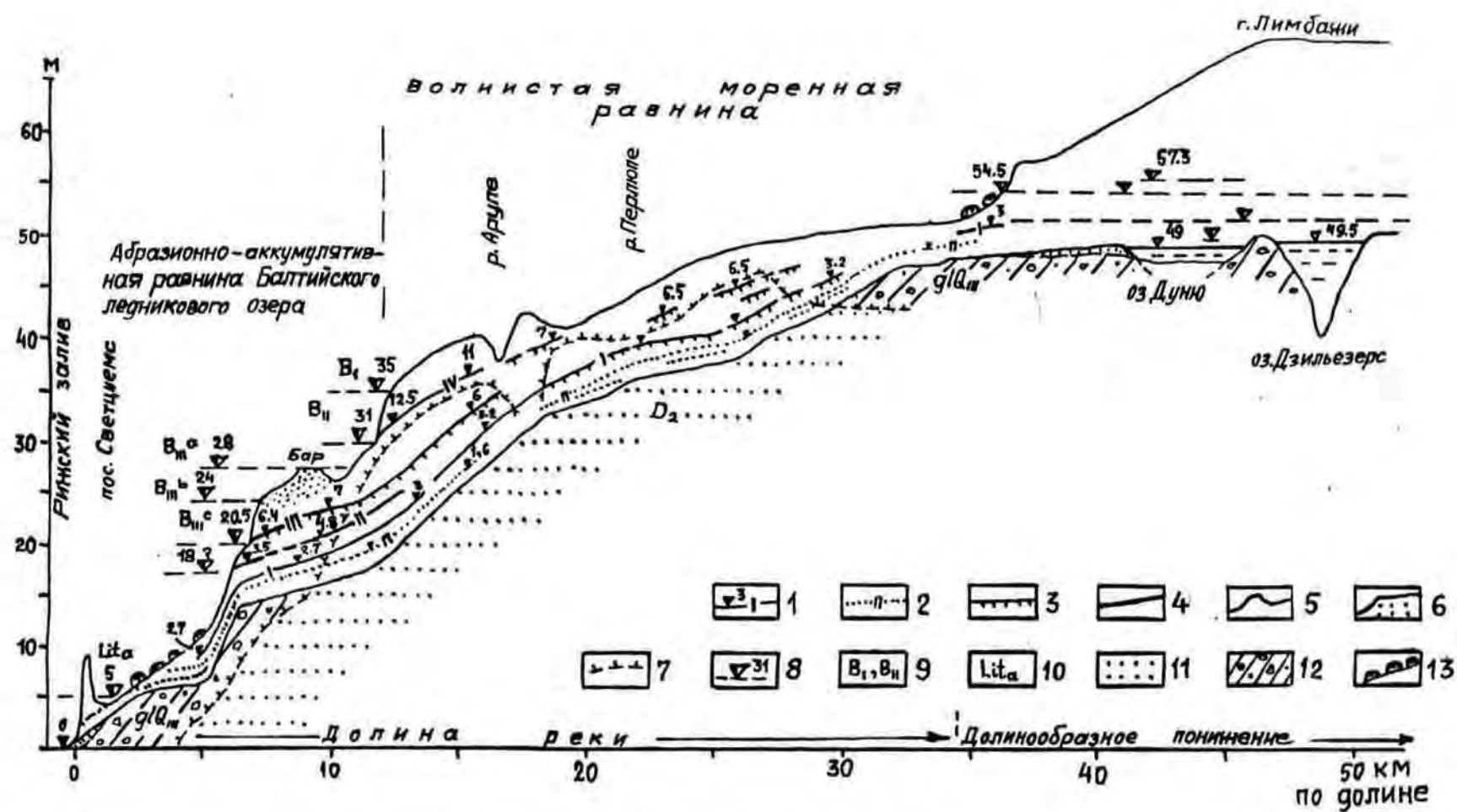


Рис. 4.23. Спектр террас реки Светупе

I-порядковые номера террас и относительные высоты террас, 2-поймы, 3-эрозионные террасы, 4-равно-весные террасы, 5-поверхность рельефа у бровки долины, 6-продольный профиль реки, 7-поверхность коренных пород, 8-абсолютные отметки уровней приледниковых и других бассейнов, 9-уровни различных стадий и фаз Балтийского ледникового озера, 10-Уровень Литоринового моря, 11-песчаники, 12-моренные суглинки и супеси, 13-скопления валунов.

молодых террас. Решая уравнение террасового ряда, можно теоретически вычислить высоту любой террасы данного ряда. Как свидетельствуют вычисления (223), при небольшом количестве террас обнаруживалось довольно близкое совпадение вычисленных и измеренных террас. Однако, если ряд насчитывает много террас, высоты древних террас иногда значительно отличались от вычисленных.

Иной подход к исследованию террасовых рядов намечается в работах С.В. Лютцау (223, 225). Основное внимание им уделялось изучению морфологических элементов террас, в особенности изменениям их относительных высот и взаимных превышений. По характеру изменений превышений террас были выделены террасовые ряды печерского, днепровского и амурского типов (223).

Речные долины северных и южных районов Восточно-Европейской равнины, согласно С.В. Лютцау (223), характеризуются преимущественно террасовыми рядами печерского типа, т.е. отличающимися медленным нарастанием превышений террас друг над другом и сравнительно слабым преобразованием всех террас террасового ряда. Такие ряды характерны для районов слабых тектонических опусканий и поднятий или для территорий, которые сравнительно недавно освободились от ледников. Для днепровского ряда свойственно сначала постепенное, а затем все более резкое нарастание превышений террас друг над другом, которое сопровождается увеличением степени преобразованности террас. Такие ряды характерны для районов новейших тектонических поднятий, а также возвышенных равнин, которые не покрывались валдайским и московским ледниковыми покровами. Очень редко встречающийся амурский ряд характеризуется малыми превышениями высоких террас и большими - низких. Признавая сложный характер связи террасообразования с различными процессами, С.В. Лютцау (223) подчеркивает обусловленность ос-

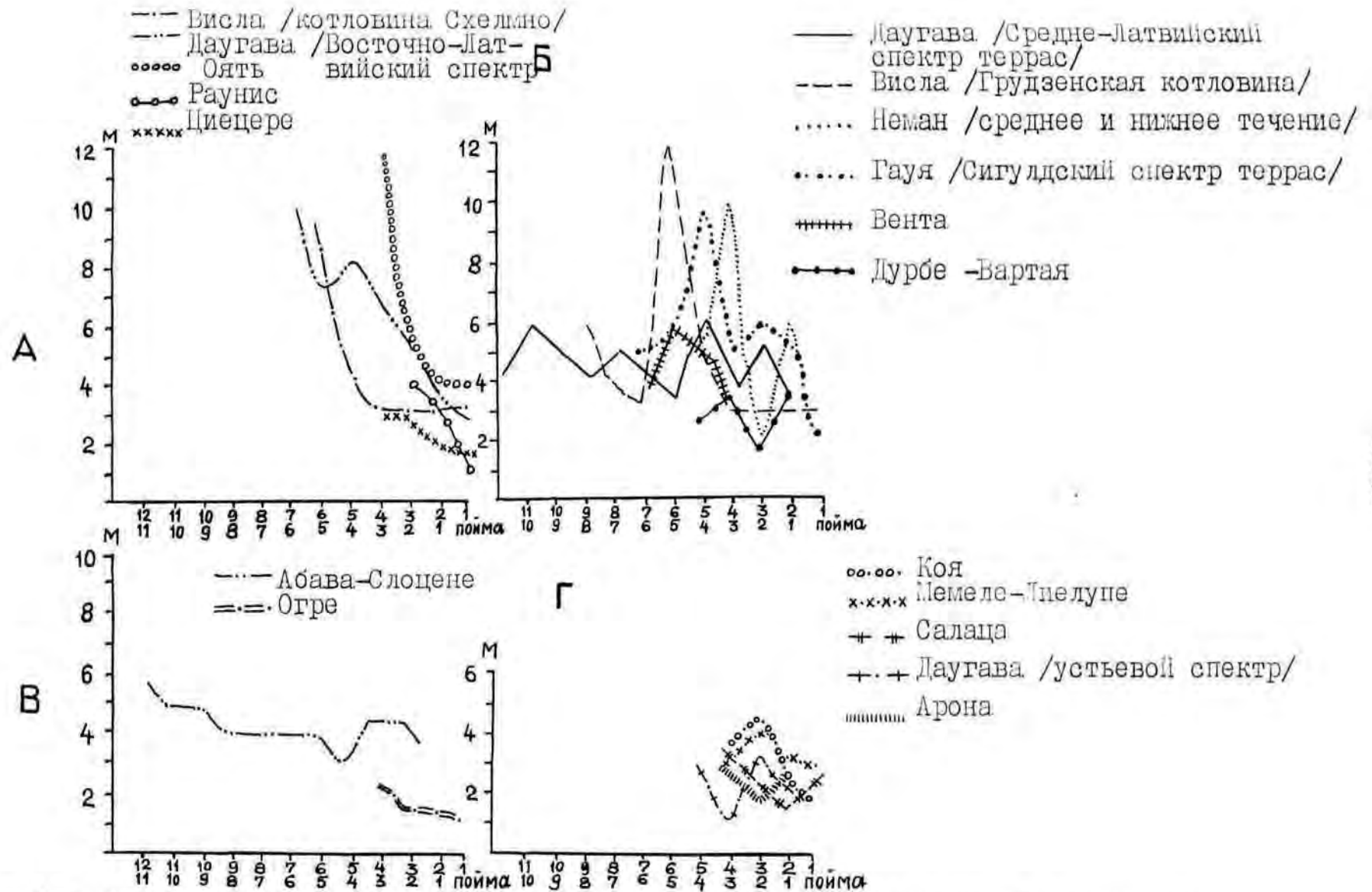


Рис.4.24 .Графики превышений террас рек области последнего материкового оледенения
 Типы превышений террас: А-постоянного убывания превышений, Б,Г -резко-колебательный, В -относительно постоянных превышений.

восьми террас, наблюдается некоторая тенденция убывания амплитуд колебания превышений от более древних к молодым террасам. Среди них равномерно-колебательным характером выделяется лишь спектр террас р. Даугава в пределах Средней Латвии (рис. 4.24 Б).

К типу постоянного убывания превышений террас в спектре от более древних к молодым относятся отдельные спектры террас рек Висла и Даугава, а также ряда средних и малых рек — Раунис, Цицере и др. (рис. 4.24 А).

Террасовые ряды с постоянными превышениями террас крайне редки и известны лишь в долине Абава—Слоцене, а также в долине р. Огре (рис. 4.24 В).

Отсутствие общих закономерностей и зональности в распределении различных типов террасовых рядов объясняется во многом индивидуальным характером морфогенеза долин области последнего оледенения, обусловленным весьма существенным влиянием локальных факторов рельефообразования (410), особенно в эпоху дегляциации. Кроме того, как известно, формирование позднеледниковых террасовых спектров, за исключением нижних, происходило в очень короткие сроки. Голоценовый врез рек в среднем не превышает 10 — 12 м. Необходимо иметь в виду, что количество террас и тип террасового ряда, как и формирование долинно-речной сети в целом, во многом были обусловлены приуроченностью многих рек или отдельных их участков к частично погребенным палеоврезам, характером рельефа и уклонами поверхности, направлением и характером стока талых вод, характером и интенсивностью изменения уровней базисов эрозии, движениями земной коры, как и литологическими особенностями пород, в которые реки врезались. Благодаря частым понижениям и кратковременности стабилизации уровней базиса эрозии, появлению локальных базисов эрозии, регрессивная

эрозия, как наиболее характерный путь углубления долин и формирования террас, проявлялась лишь на определенных отрезках долин (405,410). Даже в голоцене она охватывала лишь низовья рек, почти не распространяясь на средние течения. Исключение в этом отношении составляли лишь единичные реки или их участки с пологими и выровненными в целом продольными профилями (среднее или нижнее течение р. Гауя, нижнее и среднее течение р. Неман), а также рр. Салаца и Айвиексте.

В завершении рассмотрения террасовых рядов следует отметить, что Е.В. Шанцер еще в 1949 году указывал, что основная ошибка в изучении террасовых рядов кроется в игнорировании фактора времени. Распределение высот террас по склону отражает не динамику формирования террас, а статику их современной морфологии и, в частности, "... уменьшение высоты современной террасовой лестницы от более древних ее членов к более молодым на первый взгляд может оказаться свидетельством затухания интенсивности эрозии во времени. Однако, такое истолкование совершенно неправильно. Оно совершенно не учитывает того простого факта, что древние террасы подвергались большей денудации. От ее разрушительного воздействия уцелели лишь остатки наиболее широких и хорошо разработанных площадок, тогда как более мелкие промежуточные уступы, несомненно, реально существовавшие ранее исчезали бесследно" (379, с. 143). Следовательно, неблюдаемые террасовые ряды не всегда являются полными, а современные порядковые номера террас не повсеместно отвечают их истинному положению в серии формировавшихся в прошлом террасовых ступеней. Другой причиной отклонений в распределении высот террас, по мнению Е.В. Шанцера, является степень денудации склонов долины, зависящая не только от времени, но и от особенностей морфологии и геологического строения. Обоснованность указанных замечаний очевидна, хотя они

и не могут быть отнесены к долинам молодой гидрографической сети области последнего оледенения, отличающимся значительно лучшей сохранностью террас и лишь весьма слабым их преобразованием денудационными процессами.

5. ФАЦИАЛЬНЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ И ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, СОСТАВА И ФОРМИРОВАНИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В классических работах Е.В. Шанцера (380,381,382,383) изложена принципиальная схема нормального строения аллювия крупных и средних равнинных рек, действительная для всех трех динамических фаз развития долин. Наиболее совершенна фаціальная дифференциация аллювия в перстративной фазе, которая согласно Ю.А. Лаврушину "... широко распространена на равнинных реках умеренного пояса и служит своеобразным эталоном при изучении аллювия вообще" (202, с. 21). Инстративная же фаза, как далее отмечается в цитированной работе, на равнинных реках развита крайне незначительно. Это, однако, не относится к области последнего оледенения для молодой долинно-речной сети, которой и инстративная фаза развития долин является столь же представительной как и перстративная.

В целом для рек рассматриваемой области наиболее характерным является частое чередование отрезков долин с перстративными и инстративными поймами, а иногда и первыми террасами. Следовательно, характеристике основных фаціальных разновидностей аллювиальных отложений этой территории должен предшествовать обзор особенностей распространения и сочетания отдельных фаций в реках различных районов. Это предопределяется еще и другой существенной особенностью рассматриваемых рек, отличающей их от прочих равнинных рек.

Как известно, важнейшей чертой аллювиального осадконакопления в долинах равнинных рек является четко выраженная латеральная механическая дифференциация терригенного материала в направлении от русла в глубь поймы, осуществляющаяся в течение каждого сезонного цикла седиментации, падающего на время половодья (382).

Продольная же механическая дифференциация вниз по течению для равнинных рек, по сравнению с латеральной дифференциацией, согласно А.А. Лазаренко и Е.В. Шанцеру (205,382) играет резко подчиненную роль. Однако в реках области последнего оледенения, как это будет показано ниже на многочисленных примерах, продольная механическая дифференциация аллювия пойменной фации и закономерное изменение ее мощности прослеживается весьма четко.

Различия климатических условий, режима водного стока и стока наносов, а также литологических особенностей пород в бассейне реки определяют определенную специфику проявления фациальной дифференциации аллювия, в связи с чем различают несколько вариантов перстративного аллювия равнинного типа (201,202,382). Обычно отмечается, что наиболее резко от нормально построенных (т.е. перстративных) аллювиальных свит отличается аллювий рек с чисто озерным питанием, а также рек, водосборные площади которых заняты однородными песчаными отложениями и отличаются высокой степенью лесистости и заболоченности. Эти различия в первую очередь выражаются в виде сильной редуцированности или даже полного отсутствия пойменной фации.

5.1. Региональные и местные изменения строения аллювиальных отложений пойменной фации

В целях выявления особенностей проявления общих закономерностей и локальных различий строения аллювиальных свит рек области последнего материкового оледенения, обусловленных специфической климатических, гидрологических, геолого-геоморфологических, ландшафтных и антропогенных условий, были изучены поймы нескольких десятков рек различных типов.

Первую группу их образуют малые и средние равнинные реки, водосборные площади которых заняты преимущественно песчаными отложениями с преобладанием сильно облесенных и заболоченных пространств. Наиболее характерными представителями этой группы являются реки, пересекающие пологонаклонные песчаные лимногляциальные равнины Средне-Латвийской покатости и Рижскую песчаную равнину (рр. Миса, Иецава, Тумшупе, Криевупе и др.). Общая характеристика рек и их водосборов дана в таблице 5.1.

Р е к а М и с а (правобережный приток р. Иецава) течет в мелкой долине с сегментированными склонами, где развита лишь широкая перстративная пойма, относительная высота которой 1,5 - 3,7 м. Почти на всем протяжении, кроме отдельных коротких отрезков, где русло врезано в моренные суглинки, реке свойственно условное динамическое равновесие современных эрозионно-аккумулятивных процессов (рис.5.1). Общая мощность аллювия возрастает вниз по течению, достигая 5 - 6 м. Преобладают русловые отложения (пески мелко- и разнозернистые), отложения пойменной фации составляют в среднем 12 - 16% от общей мощности аллювиальной свиты. Однако на отрезках, расположенных непосредственно за порожистыми участками, их мощность возрастает, достигая 20 - 30% (рис.5.1). Пачка пойменных отложений обычно состоит из скрытослоистых алевритов, супесей, алевритистых песков, изредка с ленточноподобной слоистостью. Несмотря на местами значительную извилистость русла, интенсивность размыва берегов низкая.

Р е к а Т у м ш у п е - правобережный приток р. Лиела Югла, дренирует преимущественно покрытую лесными массивами (> 60%) песчаную равнину приледниковых водоемов и Балтийского ледникового озера (табл. 5.1). Лишь на коротком отрезке верхнего течения протекает она по освоенной волнистой моренной равнине. На верхнем и, отчасти, среднем течении русло врезано в моренные суглинки и

Таблица 5.1

Основные характеристики некоторых изучавшихся рек и их водосборных площадей

(по "Основные гидрологические характеристики", том 4, Прибалтийский район, вып. 2, Латвия. Л. Гидрометеиздат, 1978)

№ пп	Река, пост	Расстояние, км		Уклон реки, %		F км ²	средняя высота водо- сбора, м	средний уклон водо- сбора, %	густота русловой сети, км/км ²	озерность, %	заболоченность, %	лесистость, %	распаханность, %	Осушено		
		от истока	от наиболее удален- ной точки речной системы	средний	средневзвешенный									земель сельскохо- зяйственного исполь- зования, км ²	лесов, км ²	всего в % от площа- ди водосбора
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1.	Салаца, устье	95	195	-	-	3570	60	-	0,69	1	15	30	20	299	96	11
2.	Гауя, Тилдери	179	179	0,9	0,8	2070	140	-	0,63	1	5	50	15	132	59	9
3.	"- Валмиера	314	314	0,7	0,6	6150	120	-	0,65	1	5	40	15	391	187	9
4.	"- Сигулда	400	400	0,6	0,5	8510	120	-	0,64	1	5	40	15	610	196	10
	"- устье	460	460	-	-	8900	120	12,3	0,69	1	5	40	20	1060	208	14

Таблица 5.1

Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
3.	Айвиексте, Лубана	36	178	0,5	0,5	6510	130	-	0,63	2	5	25	25	692	281	15
	-"- устье	114	256	-	-	9160	130	11,7	0,97	2	5	25	25	1160	390	17
4.	Педедзе, Литене	95	95	1	1,1	978	160	16,4	0,59	2	5	35	10	69	53	13
	-"- устье	159	159	-	-	1690	140	8,1	0,78	2	5	35	15	153	110	16
5.	Огре, Лиепечи	188	188	-	-	1730	140	11,9	0,82	2	5	40	20	148	74	13
6.	Тумшупе, Алпи	41	43	2,3	1,6	156	50	8,1	0,37	1	-	60	20	2	26	16
7.	Маза Югла, Старини	83	83	1,6	1,2	492	70	13,8	0,46	1	5	20	25	39	12	10
	-"- устье	119	119	-	-	671	70	8,2	0,68	1	5	25	25	66	27	14
8.	Миса, устье	108	108	-	-	974	30	5,7	1,2	1	15	45	20	148	64	18
9.	Циецере, устье	51	71	1,4	-	523	100	9,5	1,14	1	5	30	30	94	4	19

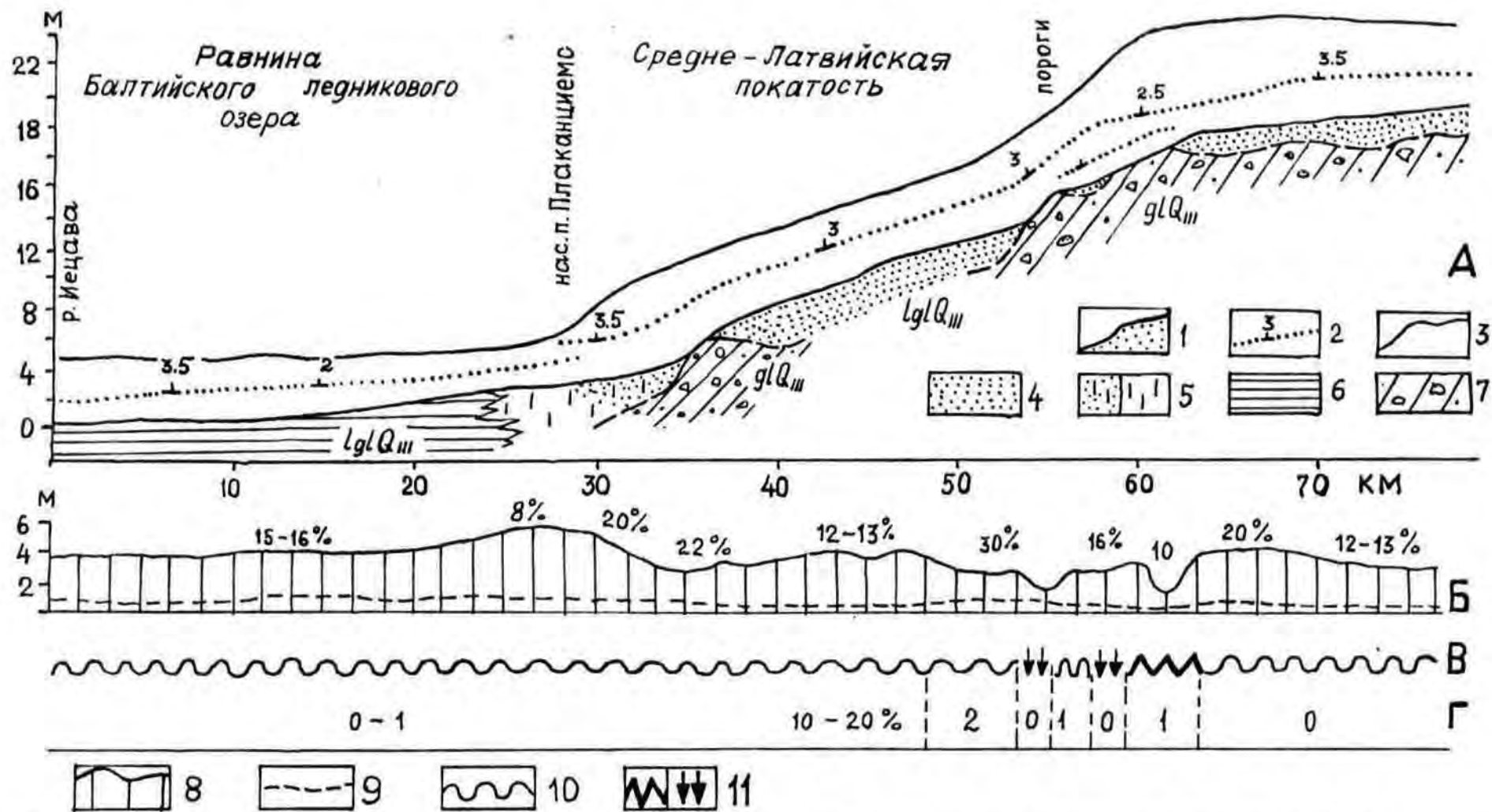


Рис. 5.1 .Сводная схема изменения мощности аллювия поймы и современных процессов р.Миса.
 А.Продольный профиль реки/1/,поймы/2/,3-профиль рельефа у бровки долины.Породы в которых врезано русло реки:4-песок мелко- и тонкозернистый,5а-песок пылеватый,5б-алеваит,6-безвалунная глина,суглинок,7-моренный суглинок.Б.Аллювий поймы: 8-общая мощность,9-относительная/в %/ и общая мощность отложений пойменной фации.В.Характер современных процессов:10-свободное меандрирование/динамическое равновесие/,11-врезание:а- **глубинное** ,б-глубинное преимущественно на прямолинейных участках реки.Г.Размыв берегов/в % от общей протяженности берегов на участке/.

коренные породы (рис. 5.2). Здесь, на участках врезания, кроме перстративной поймы развита и инстративная первая терраса. Общая мощность аллювия поймы возрастает вниз по реке от 1,5 - 2 м до 5 м. Поскольку на участке верхнего течения и на порожилом отрезке река размывает моренные суглинки, а также некоторую роль в поступлении в русло во время весеннего половодья и летне-осенних дождевых паводков имеет струйчатый смыв, то, естественно, и относительная мощность отложений пойменной фации несколько более высокая, чем у некоторых других типичных "лесных и болотных" рек (например, Миса). Мощность последней постепенно возрастает до 20 - 25 - 35% от общей мощности аллювия. Максимум мощности отложений пойменной фации на р. Тумшупе также приурочен к отрезку, расположенному непосредственно за порогами.

Ко второй группе отнесены средние реки, питаемые крупными озерами или системами озер. В эту группу входят реки, пересекающие волнистые ледниковые и водноледниковые равнины низменностей (рр. Айвиесте, Салаца, Светупе и др.), а также холмистые районы и волнистые, покатые территории возвышенностей (р. Цицере), таблица 5.1 .

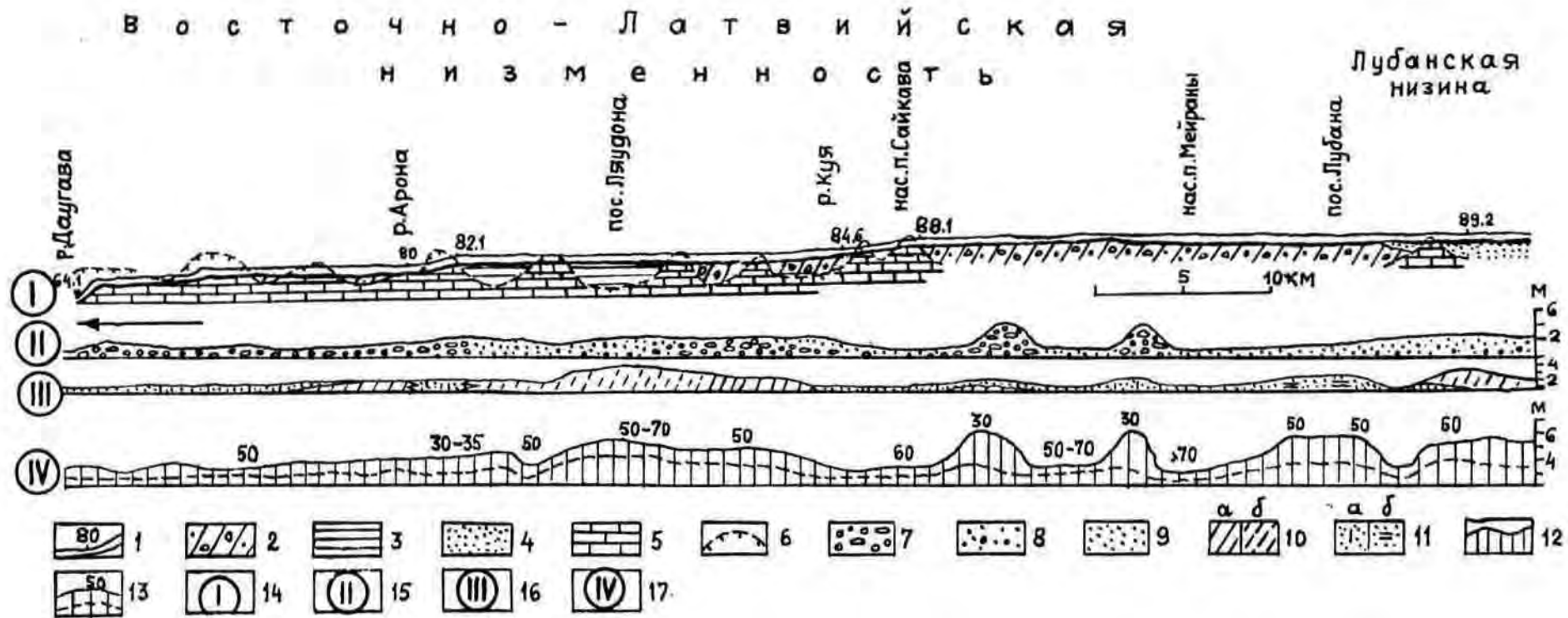
Согласно Е.В. Шанцеру (382 , с. 185) "... крупные озера служат мощными регуляторами речного стока и одновременно отстойниками, в которых оседает почти вся муть, приносимая полыми водами с площади водосбора. В связи с этим вытекающие из них реки не имеют высоких паводков, их поймы обычно не затопляются, а в тех случаях, когда все же происходит разлив реки, из вод, покрывающих пойму, практически не выпадает никакого осадка. Поэтому в аллювии рек с чисто озерным питанием пойменные и старичные фации недоразвиты или вовсе отсутствуют, и он почти нацело сложен русловыми отложениями". Однако, как свидетельствуют материалы детальных полевых исследований, вытекающие из озер реки тем не ме-

нее характеризуются в целом близкому к нормальному фацциальному строению аллювиальных свит. Разумеется, нормальная дифференциация аллювия на пойменную и русловую фации не всегда проявляется у самого истока, все же она может быть прослежена в пределах уже первых 5 - 10 км ее течения.

Наиболее характерным и наглядным примером в этом отношении является р. А й в и е к с т е - правобережный приток р. Даугава. Она дренирует значительную часть Восточной Латвии (табл. 5.1). Вытекая из крупного оз. Лубанас, река пересекает аккумулятивную Лубанскую и волнистую Средне-Даугавскую равнины. Материалы большого объема геологических работ, выполненных здесь в шестидесятые и семидесятые годы, в связи с крупным мелиоративным строительством и освоением Лубанской равнины, как и материалы выполненных автором полевых исследований, отчетливо свидетельствуют, что пойменные супеси и суглинки мощностью до 2 - 3 м развиты даже у самого истока реки, т.е. в пределах впадины озера Лубанас (рис. 5.3). Вниз по течению показатели общей мощности и особенностей механического состава отложений пойменной и русловой фаций неоднократно меняются. В целом относительная мощность отложений пойменной фации этой почти немеандрирующей, пологоизвилистой реки очень высокая и в среднем составляет 50 - 70%. Она резко убывает лишь ниже устья р. Арона, где река от динамического равновесия переходит во врезание.

Наличие четко наблюдаемой пойменной фации в аллювиальных разрезах перстративных пойм в ходе исследований установлены и на других средних и малых реках (Салаца, Витрупе, Светупе и др.), вытекающих из крупных озер или систем озер.

Появление отложений пойменной фации на перстративных, а также инстративных поймах рек, сток которых в особенности на верхних и, отчасти, средних отрезках регулируется озерами, обусловлено



-217-

Рис. 5.3 .Продольное изменение мощности и состава аллювия поймы реки Айвиексте

I—продольный профиль реки, абсолютная отметка уровня воды.Породы в которые врезано русло реки: 2—моренные суглинки, 3—безвалунные глины, 4—пески мелко- и тонкозернистые, 5—доломиты, 6—поверхность коренных пород, 7—гравийно-галечные отложения, 8—гравелистые разнозернистые пески, 9—пески мелко- и среднезернистые, 10а—суглинки, 10б—супеси, 11а—пески алевритистые, 11б—пески глинистые, 12—общая мощность аллювия поймы, 13—относительная мощность отложений /в % от общей мощности аллювиальной свиты/ пойменной фации, 14—продольный профиль реки и породы в которые врезано русло, 15—продольное изменение состава и мощности отложений русловой фации, 16—продольное изменение состава и мощности отложений пойменной фации, 17—продольное изменение общей мощности аллювиальной свиты и относительной мощности отложений пойменной фации

рядом факторов. Во-первых, струйчатый смыв и линейная эрозия в той или иной мере происходит и в условиях волнистых равнин, особенно если эти равнины сложены безвалунными глинами, алевролитами (р. Айвиексте) или моренными суглинками и супесями, что обеспечивает поступление терригенного материала в русло реки (рр. Салаца, Цицере, Светупе, Витрупе). Во-вторых, формирование пойм, развитых на верхних и средних участках указанных выше рек, происходило обычно в условиях стабильного, малоподвижного русла достаточно продолжительное время (весь голоцен или по крайней мере его вторую половину). В-третьих, наличие развитой пойменной фации в аллювиальных свитах пойм у истоков рек в некоторых случаях, как, например, на р. Айвиексте, частично обусловлено и поступлением взвешенных частиц по руслам притоков (рр. Педедзе, Лиеле), впадающих в районе ее истоков.

В третью группу рек включены средние и малые реки с исключительно большим (100 - 160 м) общим уклоном, пересекающие ряд различных по рельефу и геологическому строению районов и характеризующиеся чередованием отрезков, находящихся в различных динамических фазах развития. Эти реки, которые обычно берут свое начало в пределах всхолмлений возвышенностей, пересекают их склоны, а также покатые и волнистые равнины примыкающих низменностей. Им свойственны исключительно большие продольные уклоны (до 5 - 15 м/км), ступенчатый, выпукловогнутый продольный профиль, смена вниз по течению различных по размываемости четвертичных отложений и коренных пород, что предопределяет неодинаковую для отдельных отрезков реки величину ее врезания. В результате формирующиеся поймы местами вниз по течению переходят в террасы и, наоборот. Наиболее характерными реками этой группы являются Огре, Лиела Югла и Маза Югла (табл. 5.1).

Р е к а О г р е отличается значительными многократными, как-бы "пульсирующими" изменениями общей мощности аллювия I террасы (поймы), а также отложений его пойменной фации вниз по течению. На участках больших продольных уклонов, где преобладает глубинное диагональное врезание, мощность пойменной фации составляет 20 - 40% от общей мощности аллювия, т.е. столько, сколько на максимумах малых и средних "лесистых" рек. На отрезках же с выровненными продольными уклонами, где развиты перстративные поймы, мощность пойменной фации нередко составляет почти всю видимую (т.е. надводную) часть аллювия - 50 - 80% (рис. 5.4). Увеличенные мощности пойменных отложений наблюдаются также непосредственно ниже участков резкой смены уклонов русла.

В четвертую группу объединены крупные и средние меандрирующие реки низменностей, находящиеся в стадии условного динамического равновесия. К этой группе относятся реки с более выровненными продольными профилями, что обусловлено равнинным водноледниковым рельефом и широким распространением песчано-алевритистых и глинистых отложений. Их бассейны отличаются иногда широким развитием покрытых лесами и заболоченных пространств. Наиболее типичными представителями этой группы являются средние и нижние течения рек Гауя и Педедзе (табл. 5.1).

Р е к а Г а у я. Пойме и первой террасе среднего и нижнего течения реки свойственны довольно значительные изменения общей мощности аллювиальной свиты вниз по течению (4, 5). Аналогичен в целом и характер изменений мощности отложений пойменной фации, однако участки максимальной их мощности не соответствуют расположению отрезков с максимальными мощностями аллювия. Наиболее значительные мощности пойменного аллювия наблюдаются на участках, расположенных непосредственно ниже порогов (рис.5.5), где составляют от 25% (пороги Стренчу) до 40 - 50% (ниже порогов

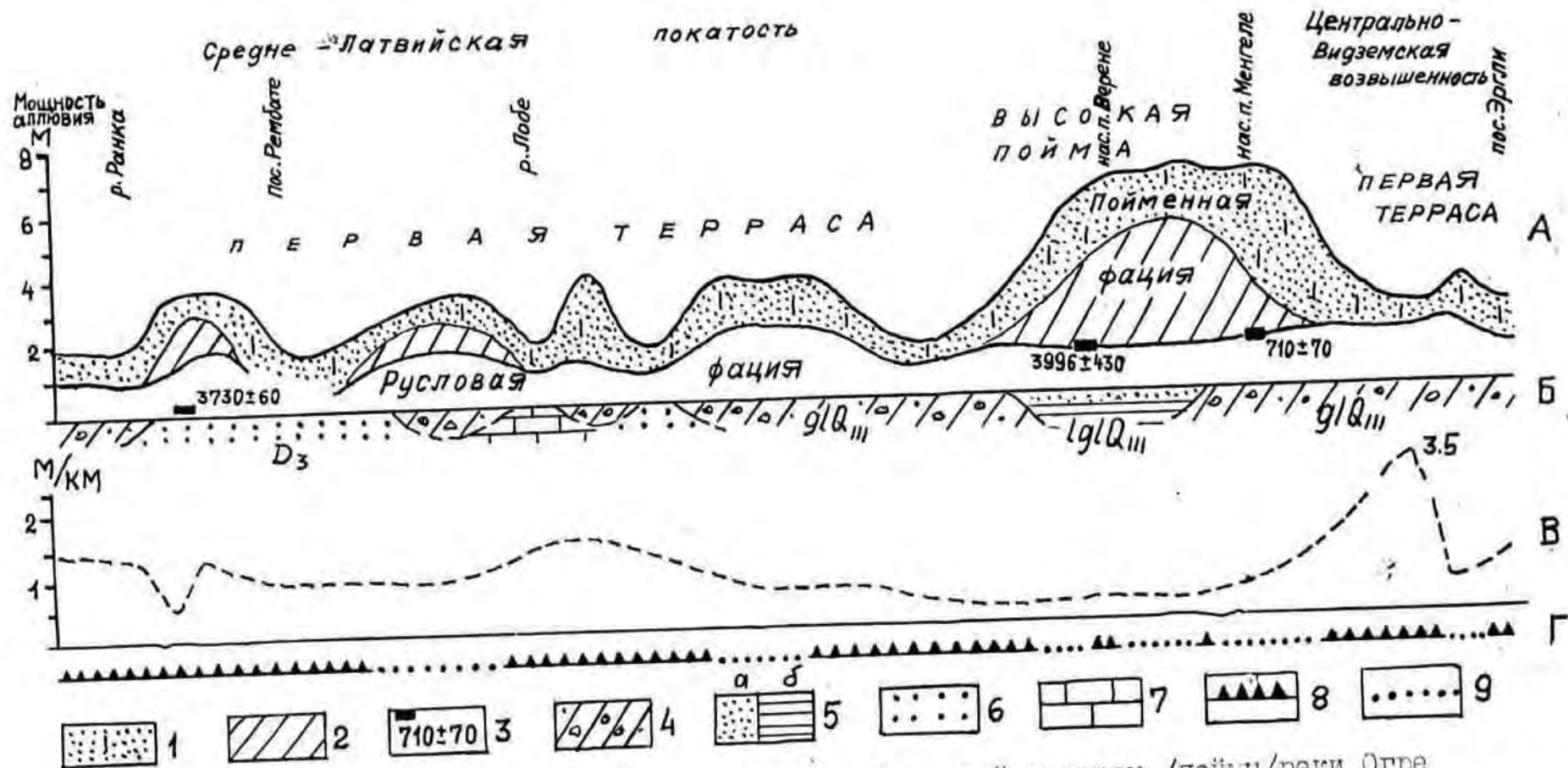


Рис. 5.4 .Сводный разрез аллювиальных отложений первой террасы /поймы/реки Огре
 А. Аллювиальные отложения: 1-алевритистые и тонкозернистые пески, 2-глины, суглинки, супеси, 3-датиров-
 ки абсолютного возраста. Б. Породы в которых врезано русло реки: 4-моренные суглинки, 5а-песок мелко-
 зернистый, 5б-глина безвалунная, 6-песчаник, 7-доломит. В. Средние уклоны реки. Г. Направленность речных
 рельефообразующих процессов: 8-врезание, 9-динамическое равновесие, условное

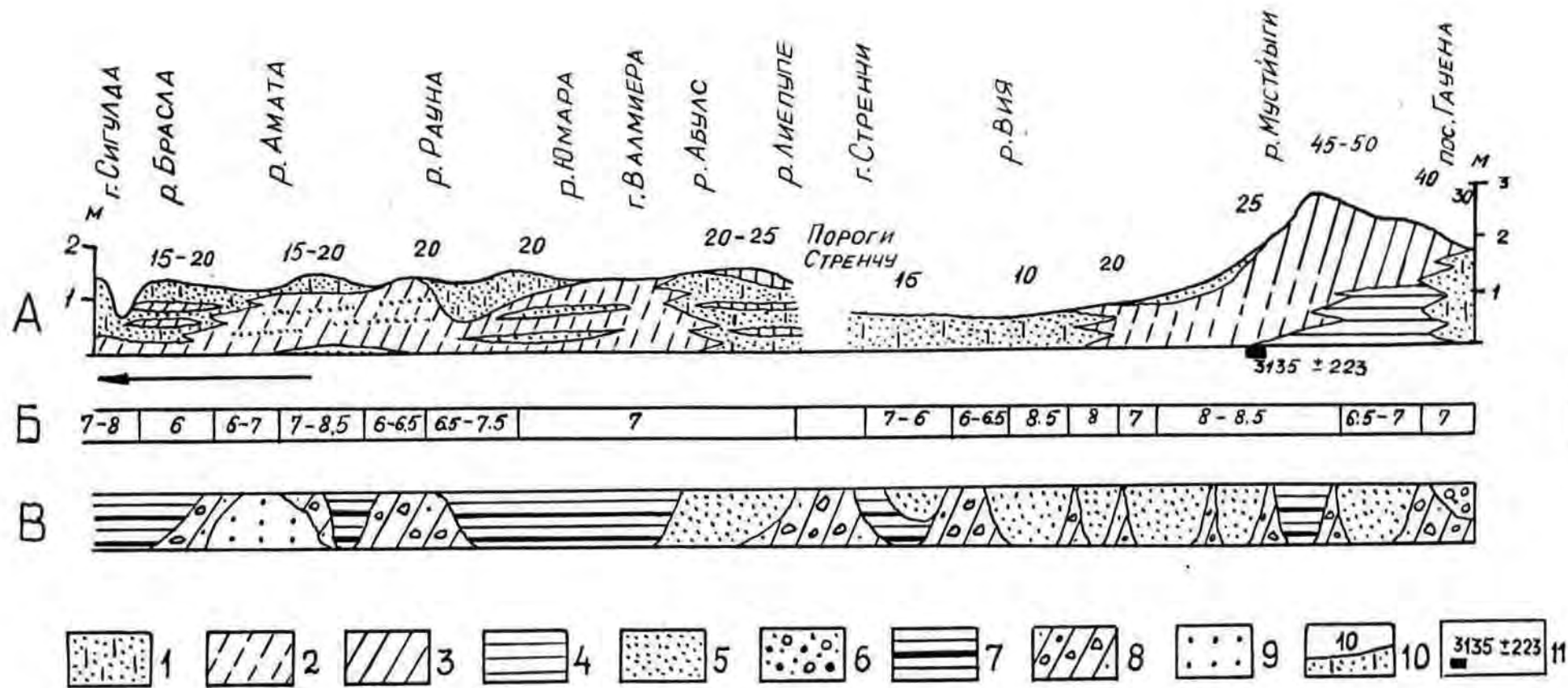


Рис. 5.5 .Продольное изменение мощности и состава аллювия пойменной фации реки Гаугра /среднее и нижнее течение/

А. Пойменная фация: 1-пески алевритистые и глинистые, 2-супеси, 3-суглинки, 4-глины. Б. Нормальная/теоретически возможная /мощность аллювия в м. В. Породы в которые врезано русло реки; 5-пески мелко-и среднезернистые, 6-гравий, 7-безвалунные глины, 8-моренные суглинки, 9-песчаники, 10-относительная мощность /в%/отложений пойменной фации, 11-датировка абсолютного возраста древесины на контакте русловой и пойменной фаций аллювия.

Сикшию) от общей мощности аллювия. На остальных преобладающих по протяженности участках реки мощность отложений пойменной фации не превышает 10 - 15% от общей мощности свиты (рис. 5.5). Небольшая в целом мощность отложений пойменной фации рассматриваемого отрезка р. Гауя может быть частично объяснена интенсивным свободным меандрированием - боковым и продольным смещением русла по дну долины, в связи с чем обычно размываются и древние сегменты поймы, отличающиеся повышенной мощностью пойменного аллювия. Кроме того, важным фактором, препятствующим накоплению пойменного аллювия значительной мощности, является лишь частичное затопление поймы во время весенних половодий, так как основные руслообразующие расходы проходят при уровнях, заливающих лишь низкие поймы и только изредка (один раз в 10 - 16 лет) средние и высокие поймы.

Несмотря на сходство геолого-геоморфологических и прочих природных условий, р. П е д е д з е характеризуется постоянной повышенной мощностью отложений пойменной фации, которая обычно составляет 40 - 50% от общей мощности аллювия поймы (рис. 5.6). Значительно увеличенная по сравнению с другими реками мощность пойменных отложений, несмотря на высокую степень лесистости и заболоченности бассейна р. Педедзе, объясняется следующими обстоятельствами: почти ежегодным затоплением поймы во время весенних половодий; слабым размывом берегов, который происходит лишь на отдельных отрезках, составляющих 15 - 20% от их протяженности, что предопределяет длительное накопление пойменных осадков; узостью пояса меандрирования, не превышающего 30 - 50% ширины пойменной долины; значительной ролью в питании реки взнесенными частицами правобережных притоков, дренирующих холмистые районы Алуксненской возвышенности и Гулбенского вала.

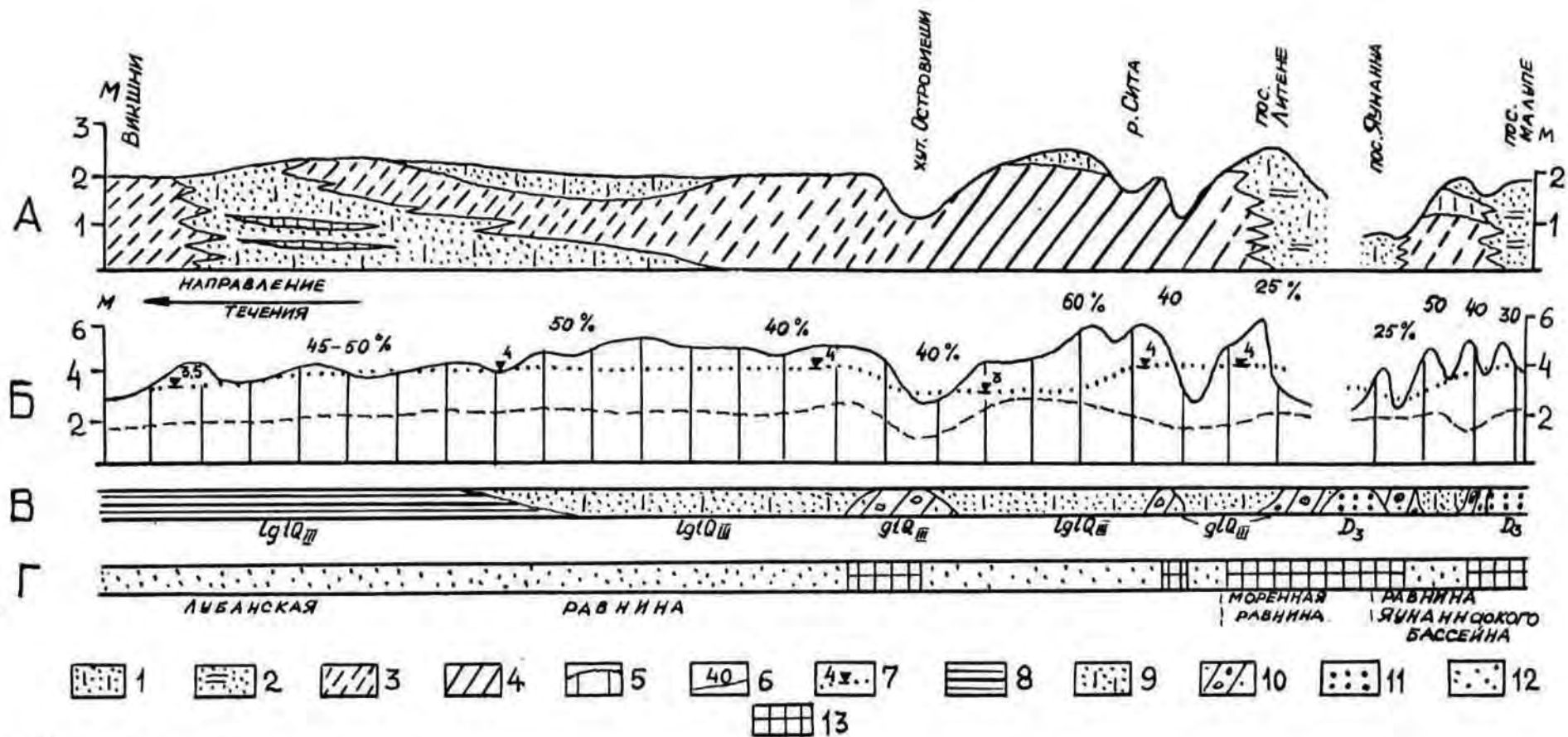


Рис. 5.6 .Продольное изменение мощности и состава аллювия пойменной фации поймы р.Педедзе
 А.Отложения пойменной фации:1-пески алевритистые,2-пески глинистые,3-супеси,4-суглинки.Б.Мощность аллювия:5-общая мощность аллювиальной свиты поймы,6-относительная мощность /в %/отложений пойменной фации,7-относительная высота поймы.В.Породы вскрывающиеся на дне русла:8-глины и алевриты, ленточные,9-песок алевритистый,10-моренные суглинки,11-коренные породы/песчаники,глины/.Г.Речные процессы:12-динамическое равновесие,13-врезание.

К пятой группе отнесена немеандрирующая полого-извилистая транзитная река Даугава, имеющая в целом слабо выраженную пойму. Поэтому для характеристики особенностей изменения мощности аллювия и отложений пойменной фации использовались материалы изучения первой террасы, которая местами на низменностях замещается высокой поймой. В пределах среднего и нижнего течения реки (т.е. на территории Латвийской ССР) наблюдается чередование участков развития как перстративных (в пределах низменностей), так и инстративных (в пределах отрезков, пересекающих возвышенности и покатости) аллювиальных свит (395). Максимумы мощности пойменной фации, составляющие иногда до 60 - 80% общей мощности аллювия, приурочены к тем участкам низменностей (выше г. Друя, ниже г. Даугавпилс и пос. Саласпилс), в пределах которых происходит резкое уменьшение уклонов и смена динамических процессов реки. В пределах отрезков врезания, отличающихся максимальными продольными уклонами, относительные мощности пойменных отложений достигают лишь 10 - 25% (рис. 5.7). Повышенные мощности отложений пойменной фации установлены также для р. Лиелупе, дренирующей главным образом лимногляциальную равнину.

5.2. Литологические разновидности размывающихся пород и их распространение

Преобладающее большинство речных долин Прибалтики, в том числе и Латвии, врезаны в моренные или ледникововодные отложения последнего оледенения (рис. 5.8). Однако на целом ряде участков, где мощность четвертичного покрова не превышает 10 - 20 м (Северная и Западная Эстония, участки равнин Северной Литвы и Латвии, рис. 5.9), долины рек прорезают покров четвертичных отложений и на большую или меньшую глубину вскрывают дочетвертич-

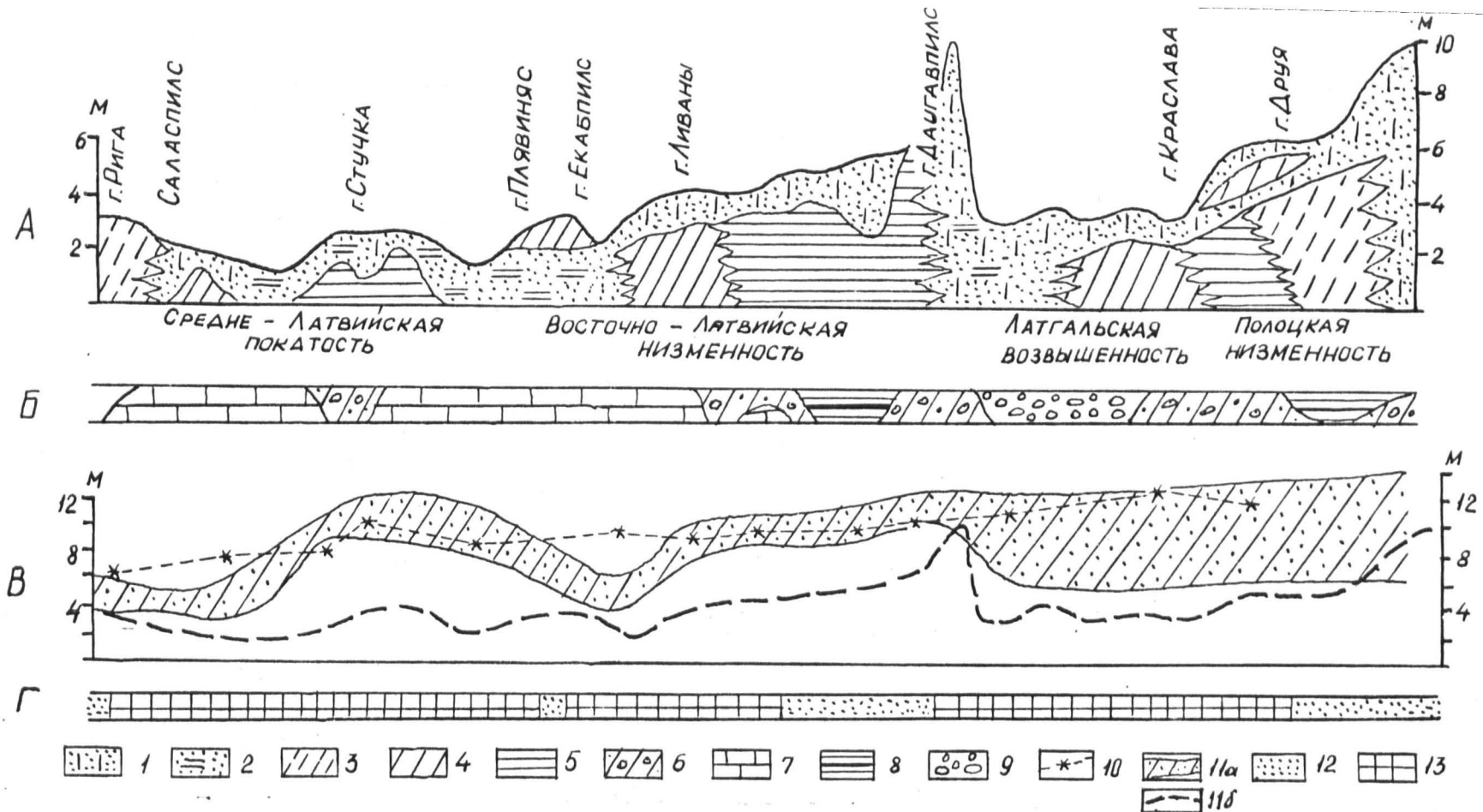


Рис. 5.7 .Продольное изменение мощности и состава аллювия пойменной фации первой террасы реки Даугава
 А. Состав аллювия. Пески: 1-алевритистые, 2-глинистые, 3-супеси, 4-суглинки, 5-глины. Б. Породы в которые врезано русло: 6-моренные суглинки и супеси, 7-доломиты, 8-ленточные глины, 9-гравий и галька. В. Мощность аллювиальной свиты: 10-теоретически рассчитанная, 11а-установленная, 11б-мощность отложений пойменной фации. Г. Направленность речной деятельности: 12-динамическое равновесие, 13-врезание.

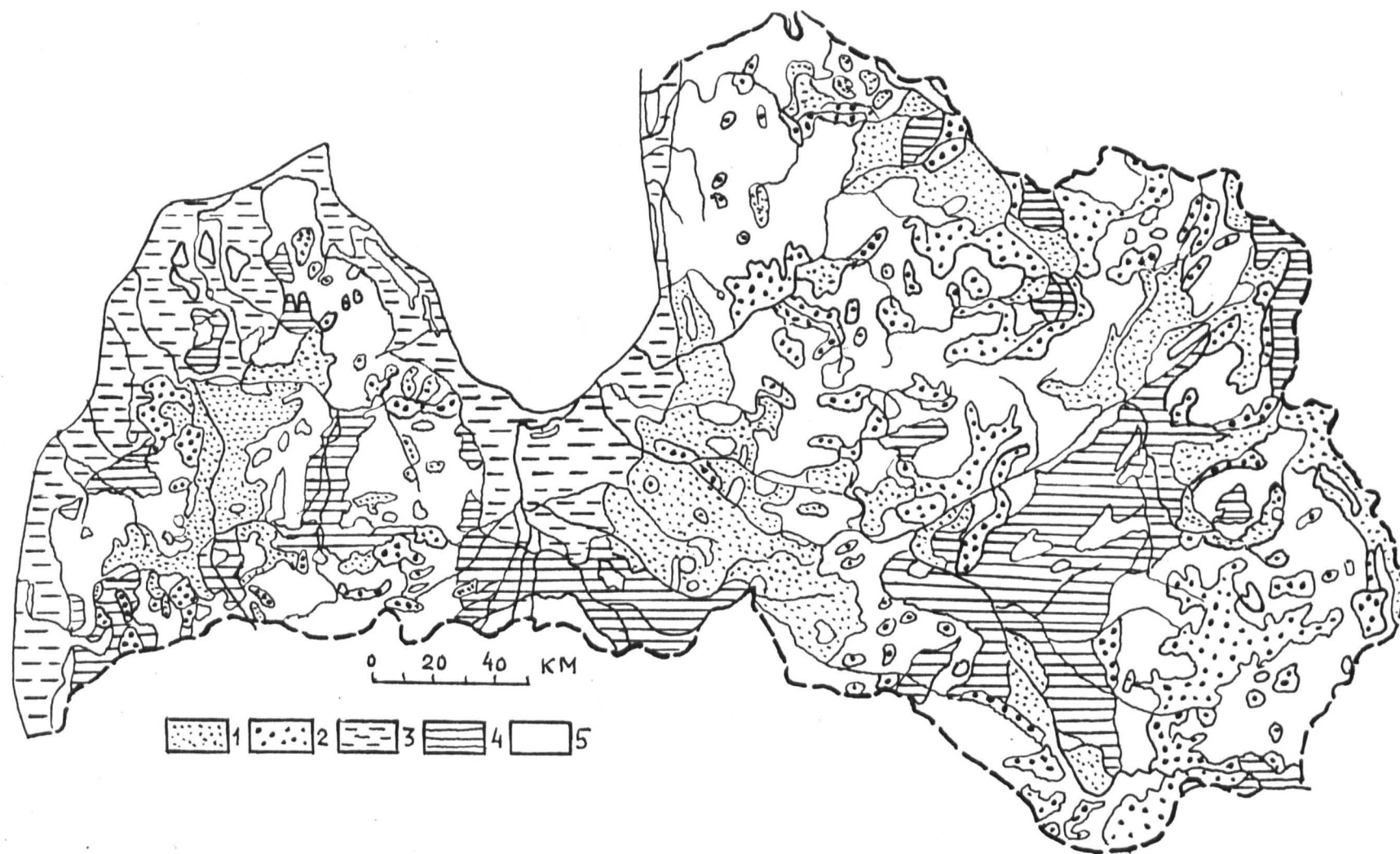


Рис. 5.8 .Картосхема четвертичных отложений Латвийской ССР
/по Э.Мейронсу, и др., 1976/

1-лимногляциальные пески, алевриты, 2-флювиогляциальные песчано-гравийные отложения, 3-пески и алевриты древних бассейнов Балтики и современного моря, 4-лимногляциальные глины, суглинки и супеси, 5-моренные суглинки и супеси.

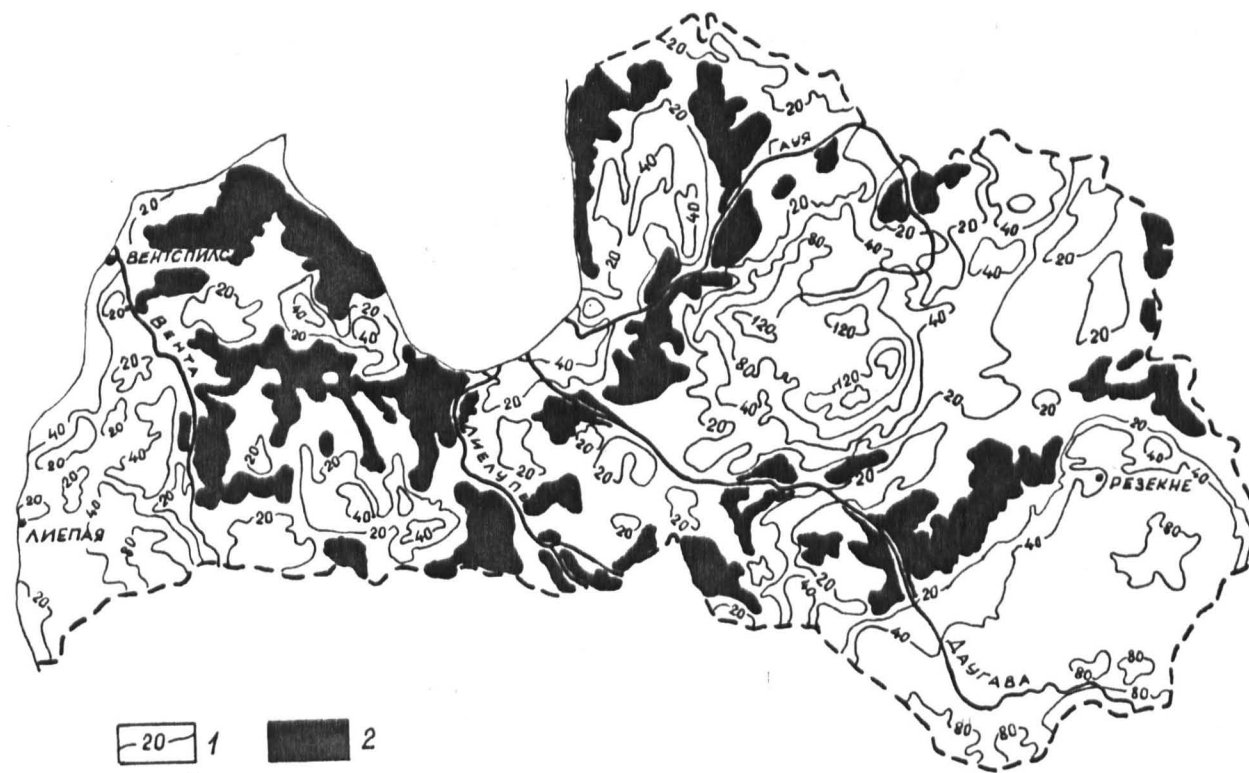


Рис. 5.9 .Схема мощностей четвертичных отложений
 /по Э.Мейронсу, Я.Страуме, В.Юшкевичу/
 1—изопахиты, м, 2—площади с маломощным/менее 10м/покровом четвертичных отложений.

ные коренные породы. Коренные породы, выступающие на субчетвертичную поверхность, территории Латвии представлены терригенными, главным образом верхне-и среднедевонскими песчаниками, глинами и алевролитами и карбонатными породами, среди которых преобладают верхнедевонские доломиты. На юге Курземе развиты также пермские известняки и доломиты (рис. 5.10). Особенности состава морены и изменения его по площади в Прибалтике изучались рядом исследователей. В обобщенном виде они изложены в монографических работах И.Я. Даниланса (112), А.В. Раукаса (302) и А.И. Гайгаласа (75). Особенности и изменения состава флювиогляциальных отложений освещены в работах В.М. Куршса (197,198), И.Я. Даниланса (112), А.В. Раукаса (302) и др. В.М. Куршсом (197) песчано-гравийные флювиогляциальные отложения Латвии по некоторым различиям их петрографического состава подразделяются на три подтипа. Различия между ними выражаются изменениями соотношений в составе фракций грубого гравия и мелкой гальки обломков известняков и доломитов (рис. 5.11). Петрографический состав крупнообломочного материала флювиогляциальных отложений и морены в пределах одних и тех же районов весьма сходен не только в части встречающихся петрографических разновидностей, но и по соотношению основных компонентов в соответствующих фракциях (112). Поэтому основные региональные изменения состава грубообломочной части морены могут быть выявлены и прослежены и на основании материала изучения петрографического состава соответствующих фракций флювиогляциальных отложений (рис. 5.12). Основные различия петрографического состава морены и флювиогляциальных отложений на территории Латвии по И.Я. Данилансу (112) заключаются в значительно меньшем содержании песчаников во флювиогляциальных отложениях и некотором увеличении относительного количества обломков магматических и метаморфических пород, примерно соответствующем уменьшению содержания песчаников.

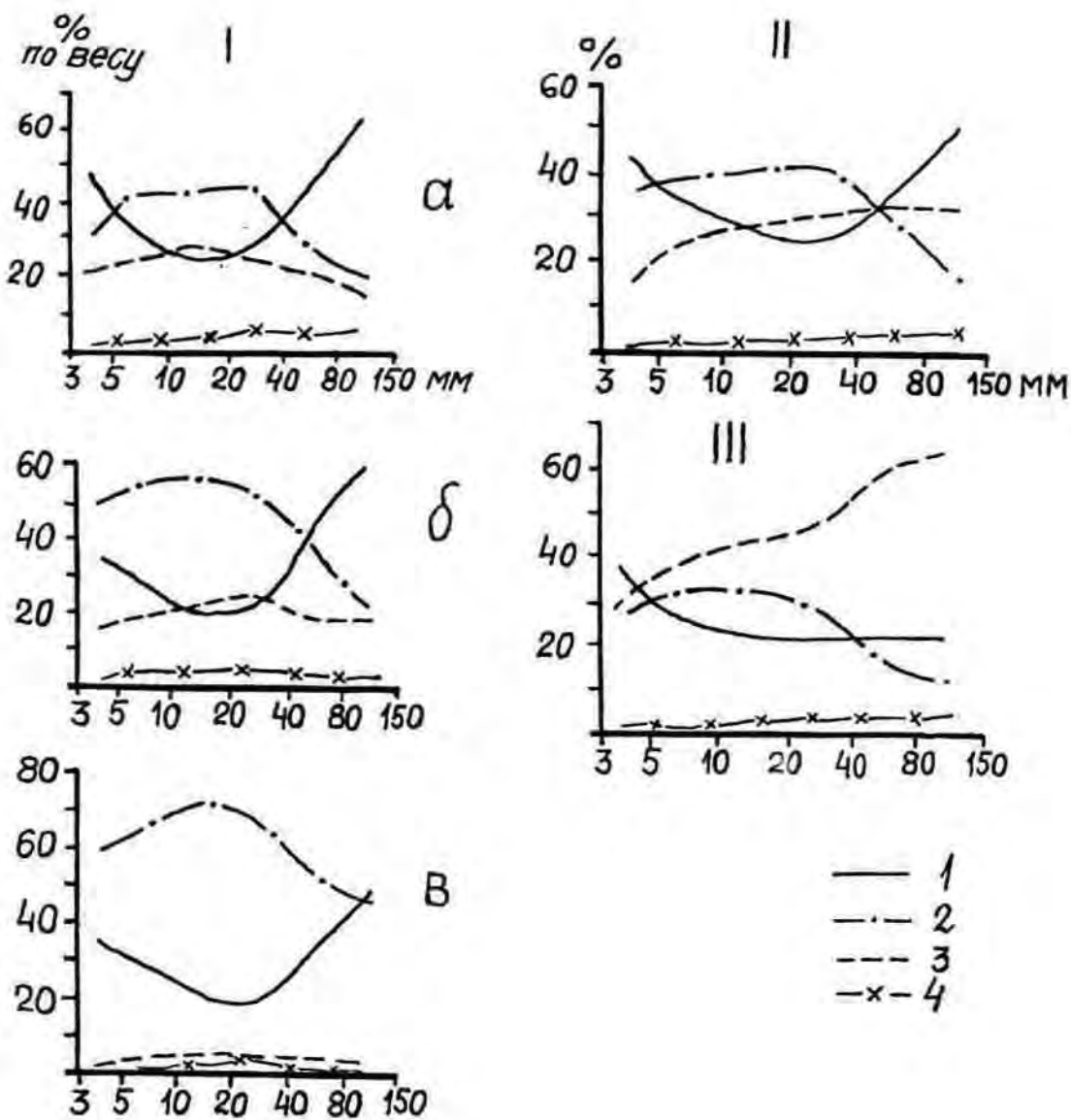


Рис. 5.11 .Разновидности флювиогляциальных гравийно-галечных отложений

/по В.Куршсу, 1962/

Петрографический состав: I-первый подтип; а/Северо-Западная Видземе, б/Восточная часть Курземского полуострова, в/западная часть Курземского полуострова. II-второй подтип, III-третий подтип. 1-магматические и метаморфические породы, 2-известняки, 3-доломиты, 4-механически неустойчивые породы.

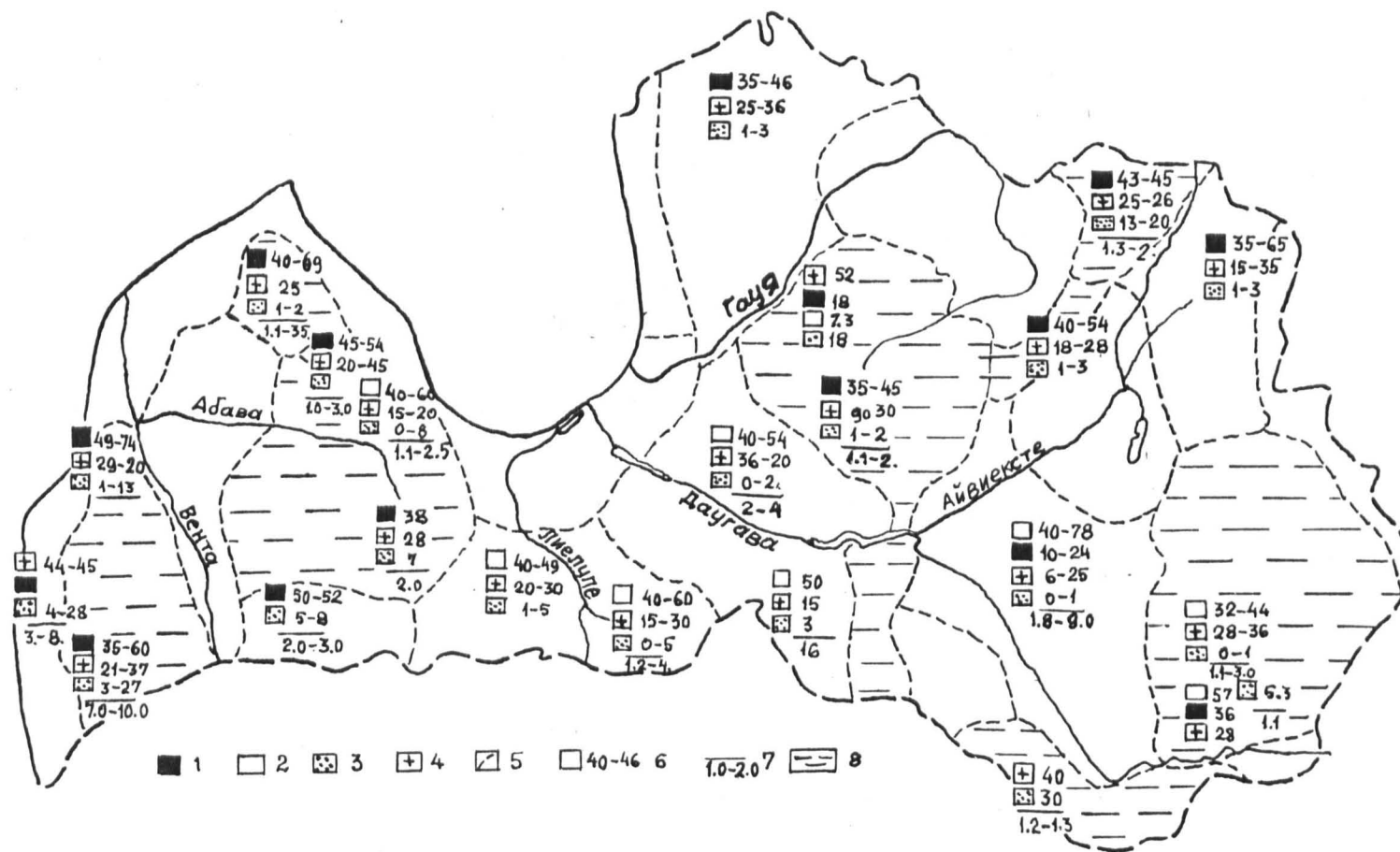


Рис. 5.12. Петрографический состав фракции 10-80мм флювиогляциальных гравийно-галечных отложений территории Латвии /по отдельным геоморфологическим районам/

Схема составлена с использованием опубликованных данных В. Куршса, И. Даниланса и др. материалов
 1-известняки, 2-доломиты, 3-песчаники, 4-магматические и метаморфические породы, 5-границы геоморфологических районов, 6-изменения содержания пород /%/, 7-коэффициент отношения доломитов и известняков, 8-возвышенности.

Соотношения количества обломков известняков и доломитов во флювиогляциальных отложениях и морене в целом такие же.

Поскольку мелкообломочная часть моренных отложений (< 2 мм) обычно составляет около 90% общего объема морены (112) и в отличие от крупнообломочного материала состоит преимущественно из мономинеральных зерен принесенных издалека, так и местного происхождения, то знание основных черт состава этих отложений важны для понятия процесса формирования песчаного руслового аллювия исследуемого региона. Основную массу мелкообломочной части морены, как известно (135,312,313) составляют три фракции (0.25-0.1, 0.1-0.05 и < 0.005 мм). Наиболее изученной в Латвии является фракция 1.0-0.5 мм, но более представительной - фракция среднезернистого песка (0.5-0.25 мм), чаще всего составляющая около 10% (112). Другие фракции мелкообломочной части морены (2.0-1.0, 1.0-0.5 мм) являются малозначительными, за редким исключением составляющие лишь несколько весовых процентов. В современных песчаных русловых аллювиальных отложениях рек Латвии же наиболее представительными являются фракции 0.1-0.25, 0.25-0.5 и 0.5-1.0 мм.

В пределах Латвии выделяются два района, довольно хорошо отличающихся по особенностям гранулометрического состава (112). Первый район охватывает побережье и моренные равнины западнее всхолмленных районов Западно-Курземской возвышенности. Для морены последнего оледенения здесь характерно несколько пониженное содержание песчаной фракции ($< 30\%$) и повышенное количество глинистых частиц. Вторым районом со специфическим гранулометрическим составом мелкообломочной части морены является Северная Латвия, где на поверхности коренных пород залегают слабо сцементированные девонские песчаники. Содержание здесь песчаной фракции обычно превышает 40%. За пределами указанных выше двух районов содержание песчаной фракции большей частью равняется 30-40%, глинистой 20-40%.

Известно (112), что различия петрографического состава фракции 1.0-0.5 мм из гравийных флювиогляциальных отложений и морен являются довольно значительными. В свою очередь выявлена хорошая сходимость данных петрографического состава фракции 1.0-0.5 мм с показателем петрографического состава крупнообломочного материала в части соотношений обломков известняков и доломитов. Для одновозрастных морен установлены следующие пределы колебаний содержания отдельных групп зерен: кварц - 30-80%, полевые шпаты - 10-30%, известняки - 0-40%, доломиты - 0-20%, песчаники - 0-20%, прочие - 1-5%. Средние показатели содержания компонентов (112) по анализам морен соответственно 45.5, 19.4, 20.5, 9.5, 3.4 и 1.7%. Из этих данных также следует, что соотношения зерен кварца и полевых шпатов во фракции 1.0-0.5 мм мелкообломочной части морены существенно отличаются от соотношения этих же минералов в девонских песчаниках, где это соотношение согласно А. Дрейманису (454) составляет 98 : 2 или 97 : 3.

Высокое содержание во фракции 1.0-0.5 мм известняковых зерен характерно для территории Западной Курземе, где их количество обычно превышает 30%, и самые высокие величины отношения известняковых и доломитовых зерен с большим, более чем 3-кратным преобладанием первых. Повышенным содержанием доломитовых зерен характеризуются морены на юге республики (Земгальская равнина) и др. районах, где количество их более 20%. Для этих компонентов установлено хорошо выявляющееся соответствие изменений по площади состава фракции 1.0-0.5 мм и петрографического состава крупнообломочного материала.

5.3. Влияние деятельности эрозионных процессов временных водотоков на формирование твердого стока рек и аллювиальных отложений террас и пойм

Расчеты, выполненные по материалам полевых наблюдений и дешифрирования аэрофотоснимков, свидетельствуют, что роль струйчатого смыва и линейной эрозии на расчлененной долинно-овражной сети лесистой придолинной территории (в полосе шириной от 1-2 до 5,5 км) в формировании твердого стока и, следовательно, отложений русловой и пойменной фаций аллювия в целом незначительна. Наиболее показательна в этом отношении придолинная часть глубокой (до 60-90 м) долины р. Гауя на участке между г. Валмиера и нас. п. Инчукалнс, где ее склоны и прилегающие к ним лимногляциальные и моренные равнины расчленены густой долинно-овражной сетью (рис. 5.13). Изрезанная эрозионными формами придолинная полоса (включая и водосборную площадь) преимущественно покрыта лесной и кустарниковой растительностью, занимающей на отдельных отрезках долины протяженностью до 10-13 км 61-86% от общей площади (рис. 5.14 А). Безлесные пространства, частью представляющие собой пашню, не превышают 14-39% водосборных площадей долинно-овражной сети. К тому же лишь часть постоянных и временных водотоков поступают непосредственно в реку, другая же - теряется в старицах и межгрядных понижениях первых террас и пойм, где и отлагается почти вся масса влекомых и взвешенных частиц перемещаемых этими водотоками. Выполненные расчеты показывают, что из всей площади, дренируемой водотоками, доля площадей, с которых водотоки поступают непосредственно в реку, составляют 40-75%. Необходимо иметь еще в виду высокую заселенность этих площадей, составляющую 35-83% территории (рис. 5.14 Б). Таким образом, лишь

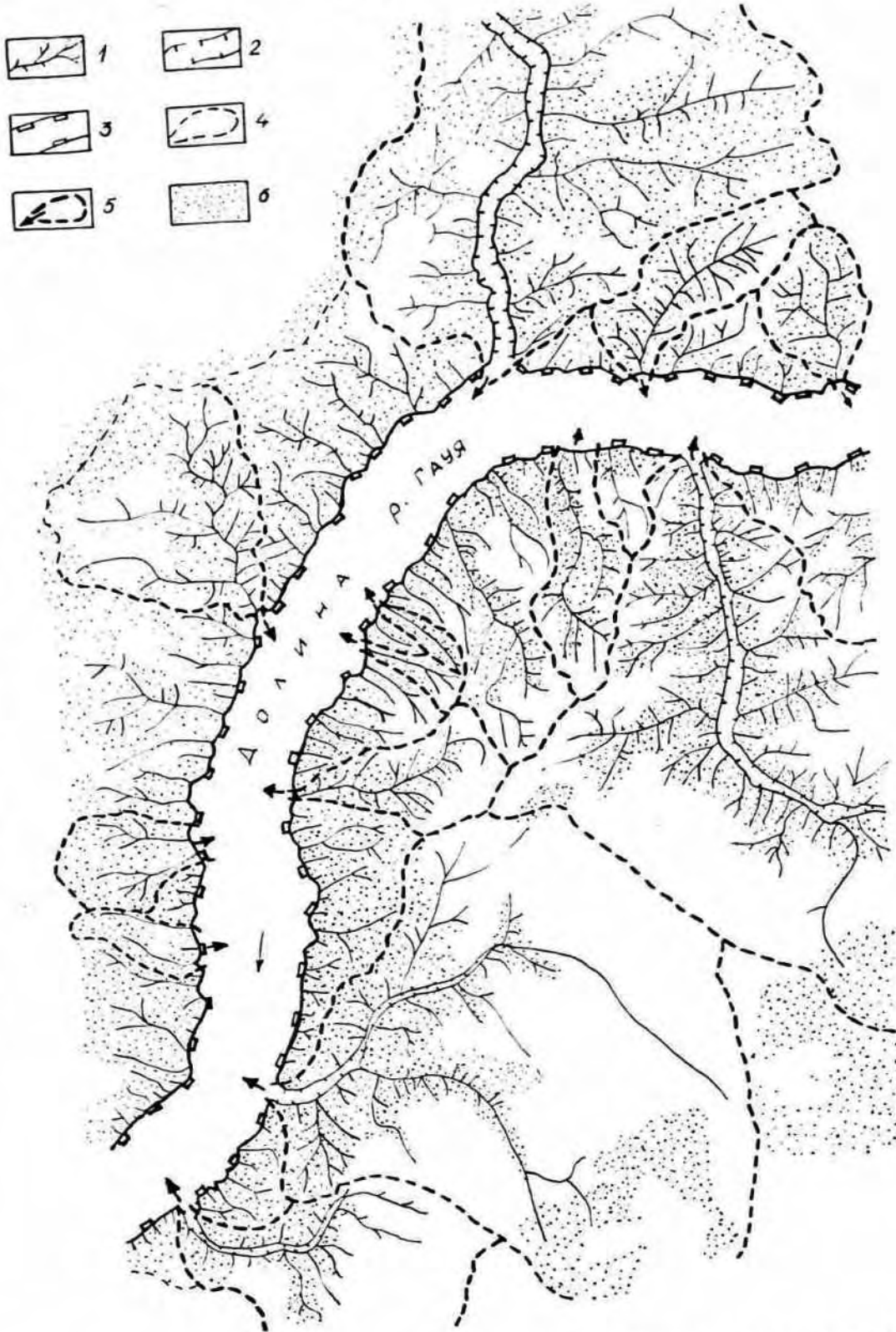
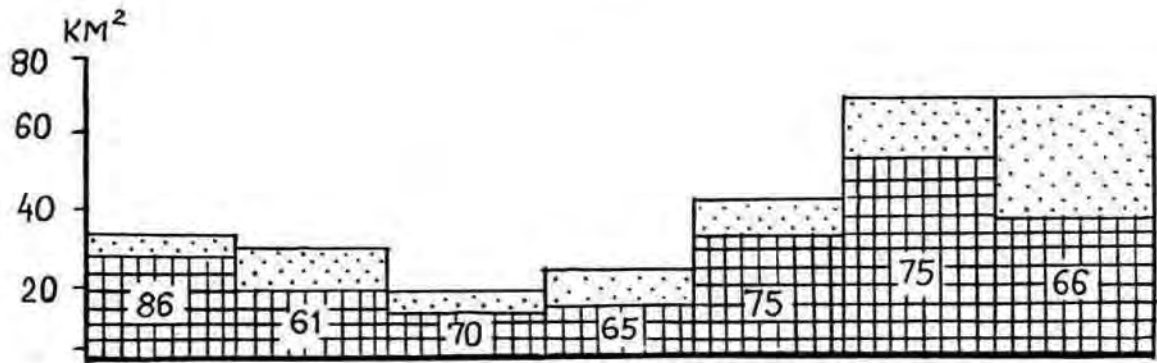
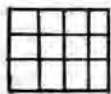


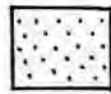
Рис. 5.13 . Распределение бассейнов линейных эрозионных форм расчленяющих придолинную часть р. Гауця в пределах нижнего течения /нас. п. Вилдога/
1-овраги, 2-террасированные долины притоков, 3-коренные склоны долины р. Гауця, 4-водосборная площадь водотоков, 5-площади с которых быстрый и твердый сток может поступать непосредственно в р. Гауця, 6-леса.



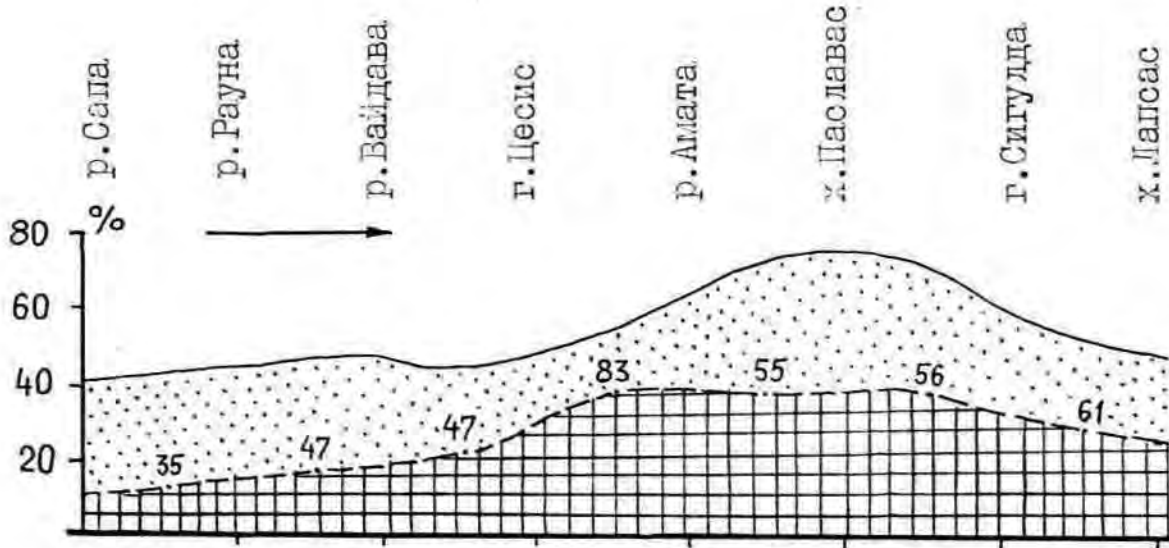
А Общая площадь стока с придолинной территории, в т.ч. покрытая лесом /в %/



леса



безлесные пространства, главным образом пахотные земли



Б Площадь с которой твердый сток может поступать непосредственно в р. Гауя /в % от общей площади стока/, в т.ч. с лесопокрытых территорий /в %/

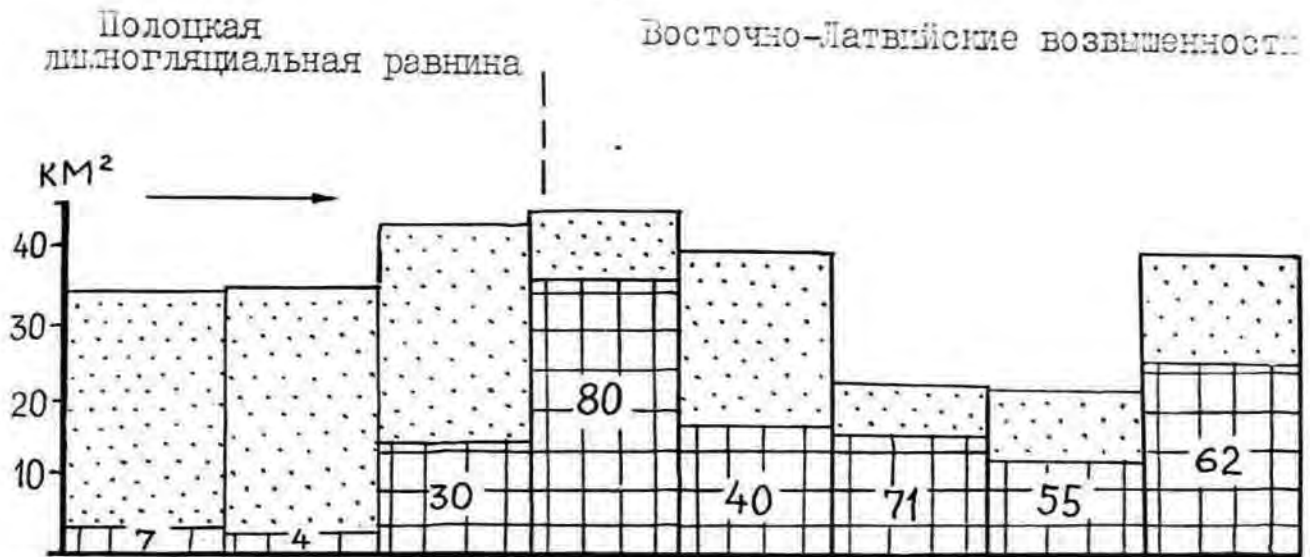
Рис. 5.14 .Площади стока с придолинной полосы и части этих территорий с которых твердый сток может поступать непосредственно в реку на верхнем участке нижнего течения р.Гауя и степени их залесенности

с 16% всей водосборной площади, на которой потенциально возможен струйчатый смыв, дренируемой временными водотоками на участке р. Сапа - г. Цесис и до 30-33% на следующем участке до г. Сигулда, смытый материал может поступать непосредственно в р. Гауя.

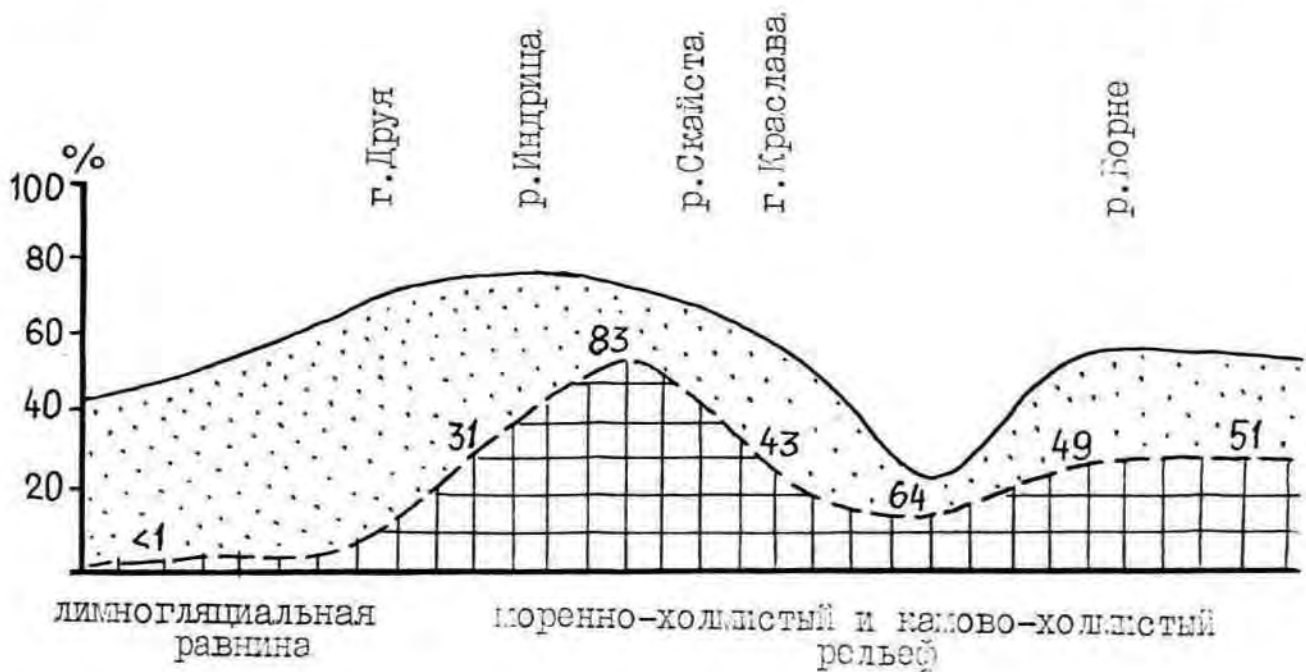
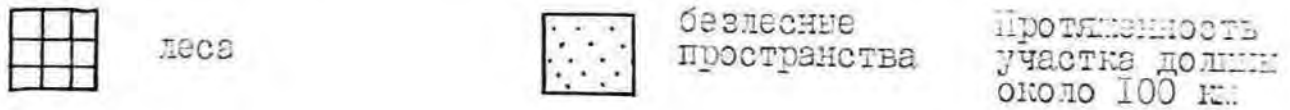
Несколько иные соотношения лесопокрытых и безлесных пространств наблюдаются вдоль глубокой (до 50 м) ложбины - долины р. Даугава в пределах Полоцкой лимногляциальной равнины и Восточно-Латвийских возвышенностей. В условиях незначительной (4-7%) лесистости придолинной территории в пределах Полоцкой низменности преобладающая часть ее подвержена струйчатому смыву и линейной эрозии (рис. 5.15 А). Однако, поскольку плоское дно долины р. Даугава занято I и II террасами, то в реку непосредственно поступает лишь часть поверхностного стока. Водотоки поэтому выносят влекомые и взвешенные частицы с пахотных и пастбищных территорий непосредственно в реку только с территории, не превышающей 15-30% от общей площади, подвергающейся эрозии (рис. 5.15 Б).

В пределах Восточно-Латвийских возвышенностей залесенность придолинной полосы возрастает и площади возможного поступления в р. Даугава твердого стока не превышают одной четверти общей территории водосбора временных водотоков. Из приведенных выше примеров следует, что придолинные территории, с которых продукты смыва поступают прямо в магистральные реки, не превышают 20-30% от общей площади. С преобладающей части придолинной территории (70-80%) эродированный материал водотоками выносится лишь в долины и рассеивается на поверхности пойм и террас, формируя пролювиальные конуса выноса, заполняя старицы и межгрядные понижения.

Гидрологи обычно считают, что модули твердого стока всегда возрастают по мере убывания процента лесистости на водосборах. Это правило действительно, однако, только при наличии однознач-



А Общая площадь стока с придолинной территории, в том числе покрытая лесом /в %/



Б Площадь с которой сток поступает непосредственно в р. Даугава, в том числе с лесопокрытых территорий /в %/

Рис. 5.15 Площади стока с придолинной полосы в пределах отдельных ее отрезков, их залесенной и части этих территорий с которых твердый сток может поступать непосредственно в реку на участке долины р. Даугава приуроченном к северо-западной части Полоцкой равнины и полосы стыка Латгальской и Лужиземской возвышенностей

ности прочих условий (расчлененности рельефа и т.д.). По данным многолетних исследований, выполненных Московским государственным университетом в области последнего материкового оледенения на территории Псковской и Новгородской областей, установлено, что твердый сток в реках составляет 13-15% от количества смытого материала на водосборах. Таким образом мутность вод в речных системах является лишь относительным показателем интенсивности эрозии почв на водосборах. Твердый сток в реках поэтому зависит не столько от общей лесистости водосборных территорий, сколько от наличия площадей пахотных земель с крутизной склонов более 2° , особенно более 5° и, следовательно, от распространения площадей со средне и сильно смытыми почвами (216). При этом на весну приходится свыше 80% жидкого стока и свыше 90% твердого стока.

Известно, что с залесенных территорий, а также площадей занятых долголетними травами, твердый сток не поступает. Однако по стационарным наблюдениям на конусах выноса склоновых оврагов, не выходящих своими верховьями на примыкающую к долине р. Гауя равнину, водосборная площадь которых полностью залесена, весной, а иногда и осенью, выносятся довольно значительный объем влекомых и взвешенных песчано-глинистых частиц. Мощность отлагавшихся на поверхности конусов выноса отложений изменяется от нескольких сантиметров до 10-40 см, что составляет от 1-5 до 100-200 м³ наносов в зависимости от площади водосбора и длины оврага. Такой значительный твердый сток из полностью залесенных территорий обусловлен не эрозией почв, а размывом и перемещением масс песчано-глинистых отложений, поступающих на днища оврагов в результате деятельности оползневых процессов. Об относительной роли временных и постоянных водотоков в поставлении в магистральную долину или в реку продуктов размыва ориентировочно можно судить

по плотности линейных эрозионных форм на один километр коренного берегового склона долины. Так, на I км долины р. Гауя на участке между гг. Цесис и Сигулда в среднем 20 оврагов. Общее количество оврагов на участке долины в пределах национального парка Гауя – более 6000. При этом вынос песчано-глинистого материала весной и осенью наблюдается в 50–60% оврагов. Таким образом, на указанном участке долины в русле р. Гауя ежегодно (главным образом весной) поступает до 10–16 тыс. м³ наносов. Этот объем однако в несколько десятков раз меньше объема наносов, который ежегодно поступает в русло при размыве берегов. На территории национального парка объем наносов, поступающий в русло в результате разрушения берегов, достигает 200–600 тыс. м³ в год (417).

В целом аналогичные выводы в соотношениях в формировании аллювиального материала, поступающего в результате размыва берегов и склоновой эрозии, установлены и исследователями (352) в пределах неледниковой области Висконсина США и Великобритании (279). В последнее время многими исследователями отмечается, что показатели количества русловых наносов не могут быть надежными индикаторами процессов на междуречьях.

5.4. Отложения пойменной фации и основные закономерности их накопления

Как следует из изложенного выше обзора региональных и местных изменений строения аллювиальных отложений, пойменная фация развита в аллювиальных свитах пойм и первых террас всех рек, находящихся в различных динамических стадиях развития, независимо от степени лесистости или заболоченности их бассейнов, распространения песчаных отложений, а также типа питания и различий гидрологического режима.

Свободно меандрирующие и немеандрирующие реки обычно характеризуются чередованием участков с нормальной и увеличенной мощностями пойменной фации, при чем последние не всегда соответствуют участкам рек отличающимися общей повышенной мощностью аллювия. Максимумы мощности пойменной фации приурочены к постоянно заливаемыми во время половодий, расположенным главным образом на отрезках резкой смены уклонов и скоростей течения и местам расширений поймы, где и происходит наиболее интенсивное накопление взвешенных частиц (407).

На реках или их участках, где современные эрозионно-аккумулятивные процессы находятся в условном динамическом равновесии и свободного горизонтального смещения русла не происходит (или имеет место лишь ограниченное смещение), относительная мощность отложений пойменной фации значительно превышает относительную мощность пойменных отложений рек с интенсивными свободными горизонтальными деформациями русла, составляя до 60-80% от общей мощности аллювия. Это обусловлено и более длительным периодом накопления на поверхности пойм свежего наилка, в то время как на свободно меандрирующих реках (в особенности, если ширина пояса меандрирования равняется ширине пойменной долины), происходит неоднократное уничтожение более древних сегментов пойм.

Продольная механическая дифференциация отложений пойменной фации при переходе врезания в условное динамическое равновесие реки обусловлено постепенным убыванием скорости течения во время половодий, что определяет повышение интенсивности оседания взвешенных частиц из взвеси. Если даже поток на вышележащем по течению участке реки ненасыщен взвешенными частицами, то все-таки при резкой смене динамического состояния речных процессов, в преобладающем числе случаев, наблюдается определенное возрастание относительной мощности отложений пойменной фации. При этом главная

роль в поступлении взвешенного материала, как представляется по натурным наблюдениям, на малых и средних (Югла, Тумшупе, Миса) и даже крупных реках (Гауя), принадлежит повышенной интенсивности горизонтальных смещений свободных излучин и лишь подчиненное процессам врезания.

Изменения мощности и гранулометрического состава отложений пойменной фации не имеют четкой непосредственной связи с особенностями состава пород, в которые врезана долина и русло реки. Более отчетливой она является с составом четвертичных отложений, развитых на водосборной площади выше конкретного участка долины.

Отложения пойменной фации слабо развиты у рек (их участков) находящихся в динамическом равновесии и характеризующихся значительной лесистостью и заболоченностью водосборных площадей (более 50-60%) и сложенных с поверхности преимущественно песчаными отложениями. В таких случаях относительная мощность пойменных отложений обычно не превышает 10-15%.

Для преобладающего большинства рек не наблюдается возрастание общей (и относительной) мощности пойменной фации вниз по течению. Изменения ее мощности обычно имеют сугубо индивидуальный характер. Из этого следует, что колебания мощности и состава отложений пойменной фации не имеют прямой линейной связи с возрастанием вниз по течению реки ее водности и соответственно наносотранспортирующей способности, а определены другими частными причинами: а) характером продольного профиля реки, б) особенностями гидрологического режима рек (т.е. режимом уровней воды по время весенних половодий и осенних паводков), в) геолого-геоморфологическим строением водосборной площади (типами и расчлененностью рельефа, литологии пород), г) степенью лесистости, озерности, заболоченности и распаханности территории, д) степенью антропогенного воздействия на территорию водосборной площади в течение

последних 1000-3000 лет.

На участках, характеризующихся повышенной мощностью отложений пойменной фации, протяженность которых не менее 10 км, обычно весьма отчетливо прослеживается продольная механическая дифференциация отложений (т.е. постепенное уменьшение крупности материала, формирующего пойменную фацию) от алевритистых песков, алевритов и супесей к суглинкам и глинам вниз по течению (315, рис. 5.16).

Так как чередующийся характер продольных изменений мощности и состава отложений пойменной фации свойственен всем изученным нами рекам, это явление правомерно рассматривать как общую закономерность строения аллювия рек области последнего оледенения. Из этого следует, что не является постоянной и высота положения контакта русловой и пойменной фации над меженью (рис. 5.16). Таким образом, данные об изменениях мощности отложений пойменной фации и положения контакта ее с русловой фацией для выявления молодых (современных) движений земной коры здесь не могут быть использованы. Указанные изменения как правило обусловлены конкретными местными условиями проявления флювиальных процессов (

415). Из изложенного выше также следует, что данные о мощности и гранулометрическом составе отложений пойменной фации и их изменениям, полученные в результате изучения отдельных разрозненных расчисток, не будут являться достаточно представительными.

Разработанная Е.В. Шанцером (380) общая схема строения и формирования перстративного аллювия в условиях динамического равновесия речных эрозионно-аккумулятивных процессов, как известно, хорошо отражает общие особенности латеральной механической дифференциации терригенного материала в направлении от русла в глубь поймы. Однако, те различия в характере и интенсивности осадконакопления, которые наблюдаются в пределах одного сегмента формиру-

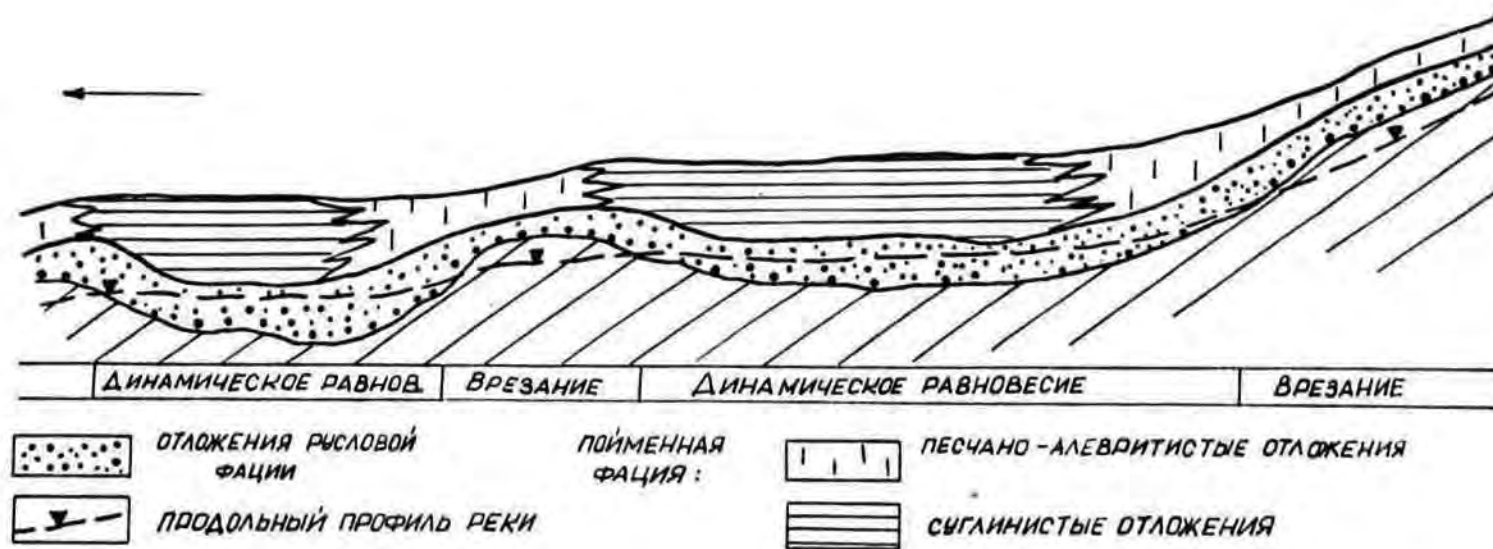


Рис. 5.16. Обобщенная схема продольного изменения мощности и состава отложений пойменной фации голоценовых пойм и первых террас

ющейся поймы вниз по течению реки, т.е. в продольном разрезе, пока в полной мере еще не выявлены. Выполненные нами детальные геолого-геоморфологические исследования и стационарные наблюдения, охватывающие период 5-8 лет, позволили вскрыть ряд новых общих особенностей и закономерностей пойменного осадконакопления. Основными объектами исследования служили молодые формирующиеся сегментные поймы рек Гауя и Маза Югла.

Все сегменты низкой и средней генераций пойм Гауи и низкие сегменты поймы р. Маза Югла покрыты кустарником или лесом. На всех поймах, на которых были заложены стационарные поперечные профили, кроме растущей прирусловой отмели (изредка с валом) развиты серии разновысотных грив. Если на верховой части поймы высота ее поверхности достигает 2,5-3,5 м над меженным уровнем реки, то вниз по течению она (и, следовательно, относительная высота грив) постепенно понижается до 1,0-2,0 м. В результате этого во время весенних половодий или летне-осенних дождевых паводков затопление таких пойм идет в основном с низовой части сегмента.

Другой тип пойм с преимущественно параллельными, малоизогнутыми сериями валов и грив, несомкнутых на верховой части поймы, характерен для пологоизвилистых участков русла, как например, молодых и сравнительно низких (1,5-2,0 м) сегментов пойм р. Гауя в районе устья р. Рауна. Во время весенних половодий затопление поймы здесь идет одновременно на всем протяжении, вода устремляется по межгривным понижениям.

Оба типа низкой, молодой поймы весьма существенно отличаются по характеру и скорости накопления пойменного наилка, т.е. формированию отложений пойменной фации. Наибольшие скорости современного осадконакопления свойственны низким сегментам пойм со слабоизвилистыми и почти прямолинейными гривами, с открытыми

вверх по течению межгривными понижениями по которым устремляются воды половодья. Они обусловлены постоянным приносом текущей водой взвешенных частиц и повышенной интенсивностью отложения их по время спада уровня половодья. Как можно судить по данным наблюдений нескольких лет продольная дифференциация скорости осадконакопления наблюдается в пределах даже одного сегмента. Мощность слоя свежего наилка возрастает вниз по пойме и в сторону русла реки (рис. 5.17), что обусловлено более продолжительным отрезком времени обводнения более низких частей поймы. Кроме того, в условиях наличия густых зарослей ивняка, покрывающих припойменную часть русловой отмели, при спаде скоростей течения и завихрениях, вызванных растительностью, значительная часть взвешенных частиц (преимущественно тонкопесчаные и алевритистые), уже на расстоянии 15-30 м от свободного от зарослей русла интенсивно выпадают из взвеси и оседают.

На верховых и центральных частях пойм с сериями параллельных, открытых вверх по течению межгривных понижений, накопление наилка незначительное, так как здесь наблюдаются значительные скорости течений по межгривным понижениям. Здесь наоборот на отдельных очагах происходит размыв, образуются ложбины глубиной до 1 м. Характерным примером является молодая левобережная сегментная пойма г. Гауя непосредственно ниже устья р. Рауна (рис. 5.18, 5.19). Общая схема интенсивности накопления отложений пойменной фации на сегментных, гривистых поймах, свободнопроточных во время весеннего половодья показано на рис. 5.17.

Иной характер накопления отложений пойменной фации на сегментных поймах крутых и нормальных излучин русла с веерообразно расходящимися вниз по течению изогнутыми сериями грив. Затопление поймы здесь обычно идет снизу по межгривным понижениям. И только во время исключительно высоких весенних половодий пойма залива-

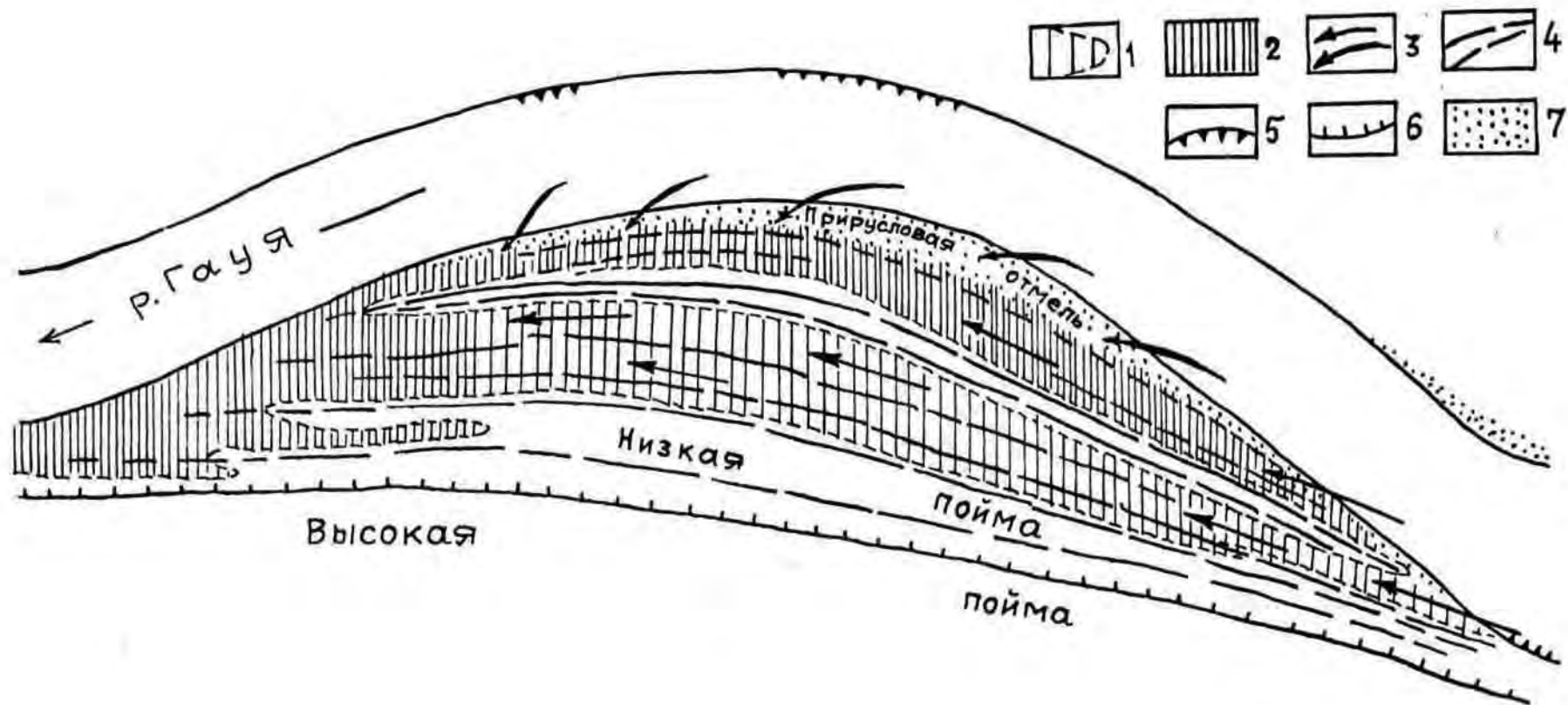


Рис. 5.17 .Схема накопления аллювия пойменной фации на сегменте низкой поймы проточными водами весеннего половодья

1-заливаемая часть поймы, 2-зона интенсивного накопления ила и песка, 3-поступление наносов, 4-гряды, прирусловые валы, 5-размыв берега, 6-уступ поймы, 7-растущая прирусловая отмель.

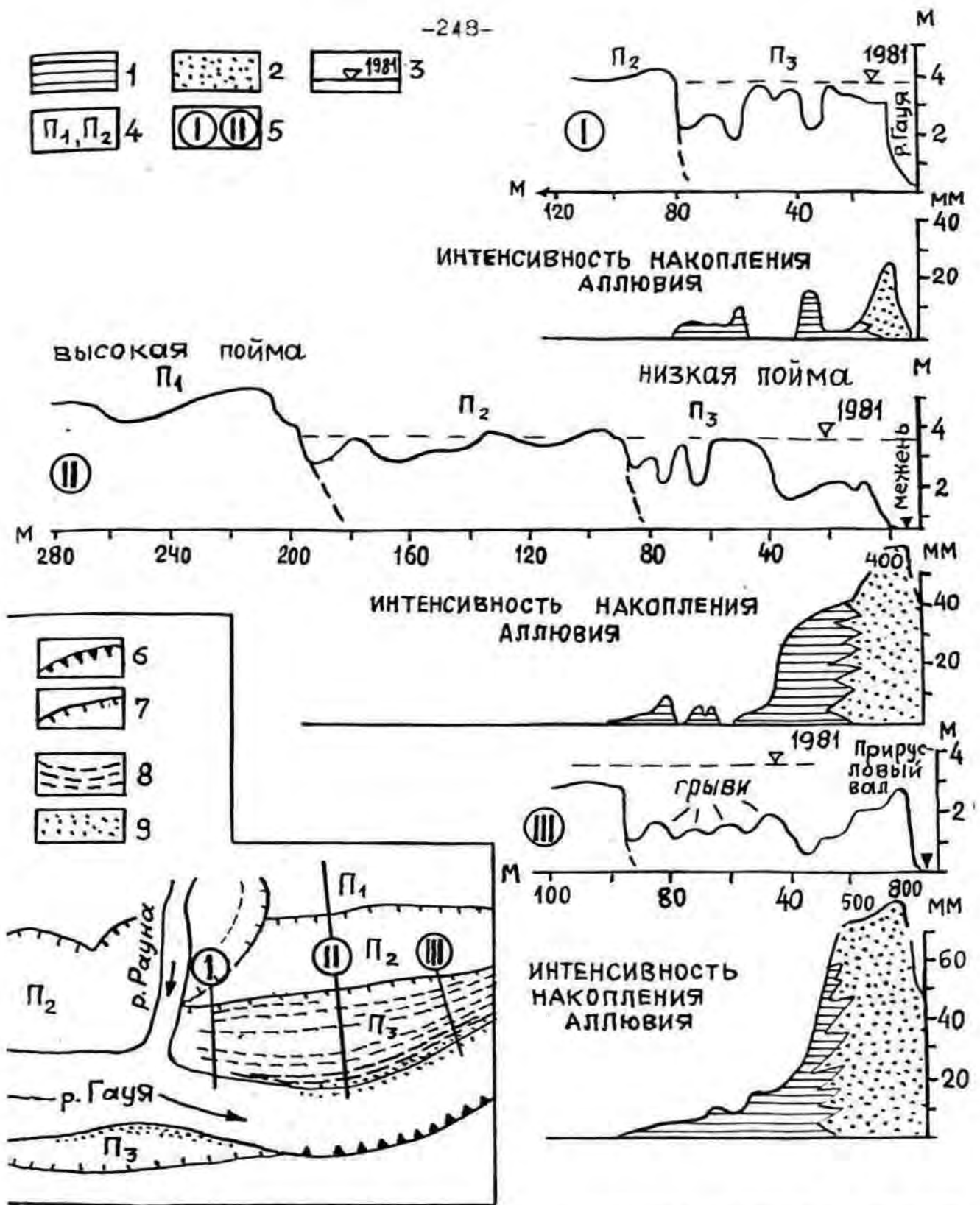


Рис. 5.18. Интенсивность и характер накопления аллювия на низкой сегментно-грядистой пойме со слабо изогнутыми грядками в условиях постоянной проточности полых вод /половодье 1981 года/ Отложения: I – пойменной фации, 2 – прируслового вала и прирусловой отмели, 3 – наивысший уровень весеннего половодья 1981 года, 4 – сегменты пойм различных генераций, 5 – номер и местоположение поперечного профиля, 6 – размыв берега, 7 – уступы пойм и террас, 8 – древние и современные прирусловые валы, 9 – прирусловая отмель.

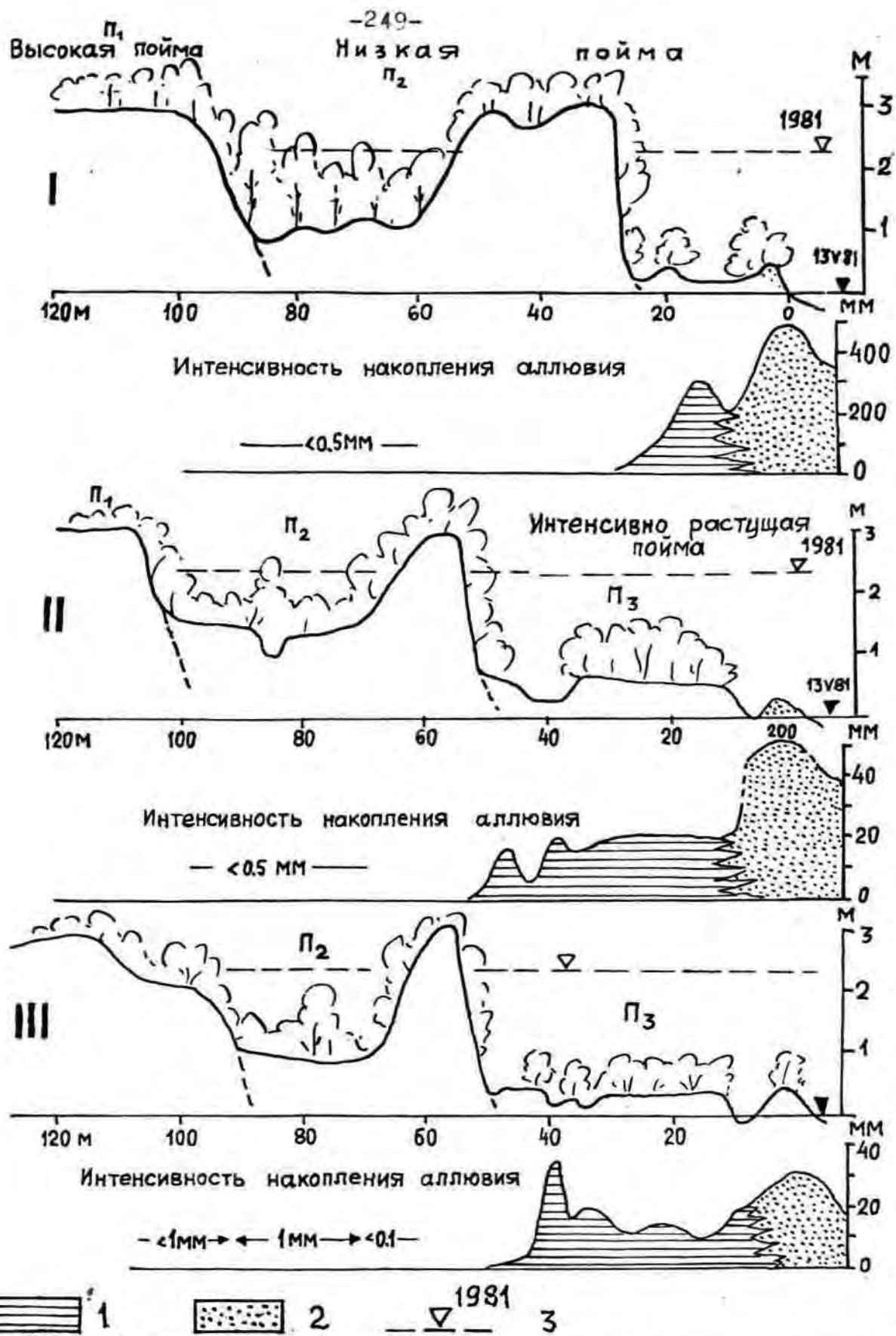


Рис. 5.19 . Интенсивность и характер накопления аллювия на низкой сегментно-гвивистой пойме со слабо изогнутыми гвивами р. Гауя выше р. Рауна. Половодье 1981 года.
 Поперечные профили поймы: I — приверх сегмента, II — середина сегмента, III — нижняя часть сегмента. 1 — отложения пойменной фаши/наилок/, 2 — отложения прирусловой отмели и прируслового вала, 3 — максимальный уровень воды во время весеннего половодья.

ется полностью. Если высокие уровни устанавливаются быстро и не наблюдается резких колебаний паводкового уровня, то интенсивное накопление отложений пойменной фации за счет выпадения из взвеси тонких частиц идет лишь на весьма узкой прирусловой полосе, составляющей 0,4–0,6 ширины меженного русла. На такое явление уже обращал внимание и И.В. Попов (399). В этой приречной полосе происходит постоянное пополнение свежими порциями мутной воды за счет поперечных циркуляционных течений в русле (рис. 5.20). На остальной, отдаленной от русла части поймы, в особенности в узких межгрядных понижениях, по которым вода проникает глубоко в пойменный массив, образуется зона застойных вод (рис. 5.20). Если паводковый уровень поддерживается весьма постоянный, то на этой части залитой поймы будет накапливаться лишь незначительный по мощности (менее 1 мм) слой ила, независимо от продолжительности затопления поймы (рис. 5.21). В этих условиях на частично заливаемых грядистых, покрытых лесом или кустарниковой растительностью поймах скорости осадконакопления резко убывают в поперечном разрезе (рис. 5.22) и возрастают в продольном направлении. Следовательно, на сегментных поймах свободно меандрирующих рек, когда основные руслообразующие расходы воды проходят в бровках русла и поверхность поймы заливается не полностью, в продольном разрезе сегмента контакт между отложениями пойменной и русловой фаций будет располагаться на различной высоте. Так, например, на участках среднего и нижнего течений рр. Гауя и Педедзе высота расположения контакта отложений пойменной и русловой фации в пределах одного сегмента формирующейся поймы обычно изменяется от 0,5 до 2 м над меженным уровнем реки. На таких поймах, как показывают полевые исследования фациального строения аллювия, верхняя первично наиболее высокая часть сегмента почти на всю видимую мощность состоит из отложений прирусловой отмели и прирусловых

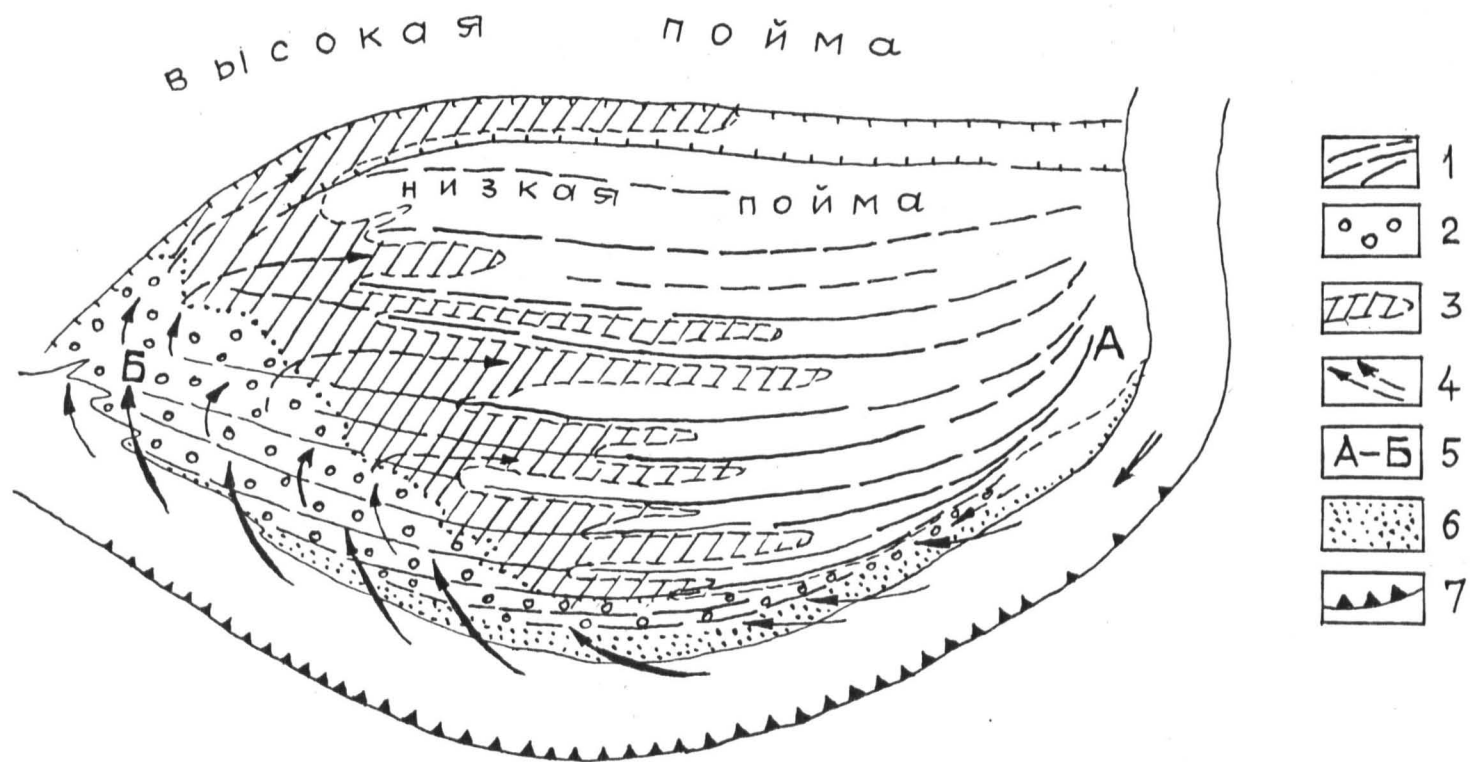


Рис. 5.20 .Принципиальная схема накопления пойменного аллювия на низкой сегментно-гривистой частично заливаемой пойме с изогнутыми гривами
 1-прирусловые вали, гривы, 2-зона интенсивного накопления пойменного аллювия/наилка/, 3-зона "заставивания" вод, 4-направление поступления мутных вод, 5-продольный разрез поймы/см. рис. 5.23 /, 6-прирусловая отмель, 7-фронт размыва берега.

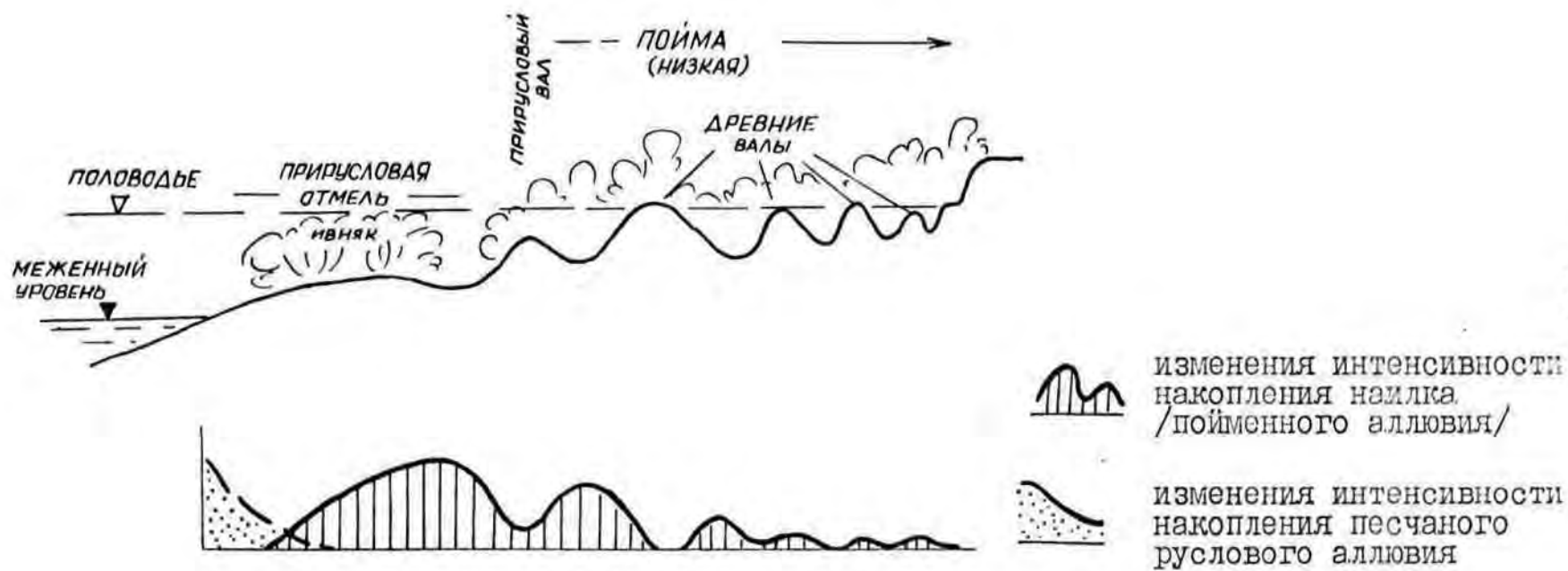


Рис.5.22.Схема интенсивности накопления аллювия в поперечном разрезе нижней части сегмента низкой поймы свободно меандрирующей реки

валов с прослоями заиления. Вниз по течению, вслед за понижением поверхности поймы, постепенно возрастает мощность пойменной фации и в нижней части составляет уже 0,5-0,9 от видимой мощности аллювия. Подобные закономерности были установлены также при исследовании строения молодой, формирующейся поймы р. Маза Югла на эталонном участке "Бунчи".

На основании полученного фактического материала составлена принципиальная схема соотношения пойменной и русловой фаций и расположения их контакта над меженью реки в продольном разрезе сегментной поймы (рис. 5.23). Из нее следует, как уже отмечалось выше, что использование данных об изменениях мощности отложений пойменной фации и высоте контакта их с отложениями русловой фацией, как показателей отражающих характер и интенсивности движений земной коры, лишено всяких оснований, по крайней мере для пойм свободно меандрирующих рек области последнего оледенения. На сложность использования этих данных для анализа новейших тектонических движений уже указывал и С.А. Сладкопевцев (329, 332).

Средние многолетние скорости смещения излучин р. Гауя на ее Сигулдском участке изменяются от 2,3 м/год (поперечные) до 3,9 м/год (продольные), поэтому здесь продолжительность периода интенсивного осадконакопления в приречной зоне составляет в среднем 15-25 лет, так как по мере расширения сегмента поймы и смещения русла, бывшая зона интенсивной пойменной аккумуляции постепенно переходит в положение внутренней зоны со слабой аккумуляцией пойменного наилка. В результате этого при гидрологическом режиме половодья, не обеспечивающем полное затопление, образуются поймы с резко различной относительной высотой грив и очень неравномерным распределением покрова пойменной фации. Как выяснилось по многочисленным расчисткам, верхние, наиболее высокие части таких сегментных пойм обычно почти не имеют отложений поймен-



Рис. 5.23. Обобщенный продольный разрез формирующегося сегмента низкой поймы свободно меандрирующей реки отражающий основные закономерности изменений мощностей отложений пойменной и русловой фации и расположения контакта между ними и по отношению меженного уровня реки

ной фации. И лишь нижняя и отчасти средняя части сегмента более выровнены и первичный рельеф грив и ложбин "замаскирован" сплошным плащом пойменных отложений. Такой характер соотношения пойменной и русловой фаций свойственен не только низким, еще интенсивно формирующимся сегментно-гривистым поймам, но и сегментам более древних генераций (средние и даже высокие поймы) реки Гауя на участках ее среднего и нижнего течения.

Таким образом, основными факторами, определяющими высоту контакта пойменной и русловой фаций в сегментах молодых формирующихся пойм являются гидрологический режим (т.е. высота средних многолетних уровней весенних половодий), количество влекомых наносов транспортируемых вниз по течению, скорости горизонтальных смещений русла, а также скорости обрастания прируслового вала кустарником. Чем больше скорости горизонтальных и, в особенности, продольных деформаций положений русла и, следовательно, короче время формирования прирусловой отмели и прируслового вала (валов), тем ниже будет располагаться контакт.

Если же скорости изменения плановых очертаний незначительны (в среднем менее 1-2 м/год) и при этом преобладает поперечное, а не продольное смещение, то успевает образоваться достаточно высокая обвалованная прирусловая отмель, что и определяет преобладание отложений русловой фации в видимой части аллювиального разреза. Но, поскольку гидрологический режим рек Прибалтики характеризуется чередованием маловодных и многоводных периодов (циклов), то естественно, аналогично чередуются и периоды различной интенсивности смещения русла. Таким образом, в поперечном и продольном разрезах пойм высота контакта основных аллювиальных фаций не может быть постоянной, а должна значительно колебаться, что совершенно четко и наблюдается на поперечных профилях пойм, как и ее продольных разрезах. Принципиальная схема формирования

поймы в перстративной фазе развития, разработанная Е.В. Шанцером (380, 382), для условий когда основные руслоформирующие расходы воды проходят при затопленной пойме таким образом не может быть механически применена для существенно отличающихся условий формирования пойм, которые возникают при гидрологическом режиме, когда основные руслоформирующие расходы проходят при уровнях воды, полностью не заливающих пойму. Тем не менее даже в указанных гидрологических условиях при формировании пойм прямолинейных или пологоизвилистых, горизонтально почти не перемещающихся русел местами проявляется как определенная поперечная зональность осадконакопления, так и увеличенная мощность отложений пойменной фации в приречной зоне, а также низко располагающийся контакт отложений пойменной и русловой фаций (415).

5.5. Отложения русловой фации и некоторые особенности формирования их состава

Основные закономерности и особенности формирования русловых отложений, как известно, обстоятельно изложены в работах Е.В. Шанцера (380, 382), Ю.А. Лаврушина (202), И.П. Карташова (150) и др. Установленные упомянутыми исследователями закономерности накопления и субфациальной дифференциации руслового аллювия вполне четко проявляются и в долинах области последнего оледенения. Тем не менее выявленные здесь некоторые характерные частные особенности проявления фациальной дифференциации отложений русловой фации в зависимости от направленности и фазы развития долины, типа руслового процесса, отложений в которых вырабатывалась долина и русло реки, заслуживает хотя бы краткого их рассмотрения.

Наиболее полным набором фациальных разновидностей руслового

аллювия выделяются поймы (террасы) сформировавшиеся в условиях динамического равновесия со свободным меандрированием русла по дну долины. Существенная редуцированность набора субфаций вплоть до возникновения однообразных нечетко слоистых русловых отложений обычно незначительной мощности наблюдается в условиях формирования аллювия при скачкообразных понижениях базиса эрозии или наличия значительных первоначальных уклонов водотоков. Поэтому наиболее однообразными в фациальном отношении являются русловые отложения ранних этапов развития долинно-речной сети, когда реки области последнего оледенения находились преимущественно на стадии постоянного врезания.

Общая мощность отложений русловой фации на инстративных поздне- и послеледниковых широких террасах крупных долин Даугава, Абава-Слоцене, Вента, Неман и др. не превышает 4-6 м, обычно же составляя лишь 1-2 м (395, 401). Перстративные голоценовые террасы (рр. Даугава, Абава, Салэца, Неман) имеют мощность русловых отложений в среднем 6-10 м, реже до 12-14 м. На средних и малых реках мощность руслового аллювия не превышает 2-8 м (401). Мощность отложений русловой фации одной и той же террасы или поймы обычно колеблется в значительных пределах, что обусловлено главным образом наличием участков с различными продольными уклонами русла, а также существенной неоднородностью пород в которые врезается русло в отношении их податливости размыву. Выделяются три основные разновидности руслового аллювия, отличительные черты которых обусловлены формированием их в следующих различных условиях (фазах развития долин): постоянного врезания, длительного состояния условного динамического равновесия и при значительном повышении основного базиса эрозии.

Разновидность руслового аллювия, формирование которого происходило в условиях постоянного врезания, широко распространено на

эрозионных, а иногда и на равновесных террасах и поймах. Русловой аллювий представлен преимущественно слабо сортированными и окатанными, не далеко транспортированными гравийно-галечно-ва-
лунными отложениями, представляющими остаточный продукт размыва моренных отложений, а местами частью и скальных коренных пород в которые происходило врезание русел (рис. 5.24, 5.25). Особенно слабой окатанностью и сортированностью выделяется базальная часть грубообломочного аллювия, заполняющая углубления русла. Мощность этого остаточного неслоистого материала обычно не превышает 0,5-2 м (рис. 5.26, 5.27). Основная же часть грубообломочного аллювия представляет собой стержневую субфацию и характеризуется слабо выраженной горизонтальной или линзовидной слоистостью, которая подчеркивается горизонтально или слабо наклонно залегающими линзами (мощность 0,05-0,5 м, длина 1-2 до 10-15 м) песчано-гравийного материала (рис. 5.28, 5.29) с чаще всего косой разнонаправленной или горизонтально-линзовидной слоистостью. У рек с развитым диагональным врезанием кроме основной, стержневой субфации, иногда в верхней части руслового аллювия развиты песчано-гравийные отложения субфации русловой отмели с характерной косой и косоволнистой слоистостью донной седиментационной фазы.

Вторая разновидность русловых отложений, формировавшаяся реками со свободным меандрированием в условиях динамического равновесия водотока, характеризуется наиболее полным спектром субфаций. Донная часть русловых отложений этой разновидности нередко представлена относительно грубообломочным гравийно-галечным материалом, который по простиранию распространен неравномерно, выполняя обычно бывшие плесовые ложбины. Преобладающая часть руслового аллювия представлена горизонтально или горизонтально-линзовидно залегающими сериями диагонально- и косослоистых песчано-гравийных отложений стержневой субфации. В современ-

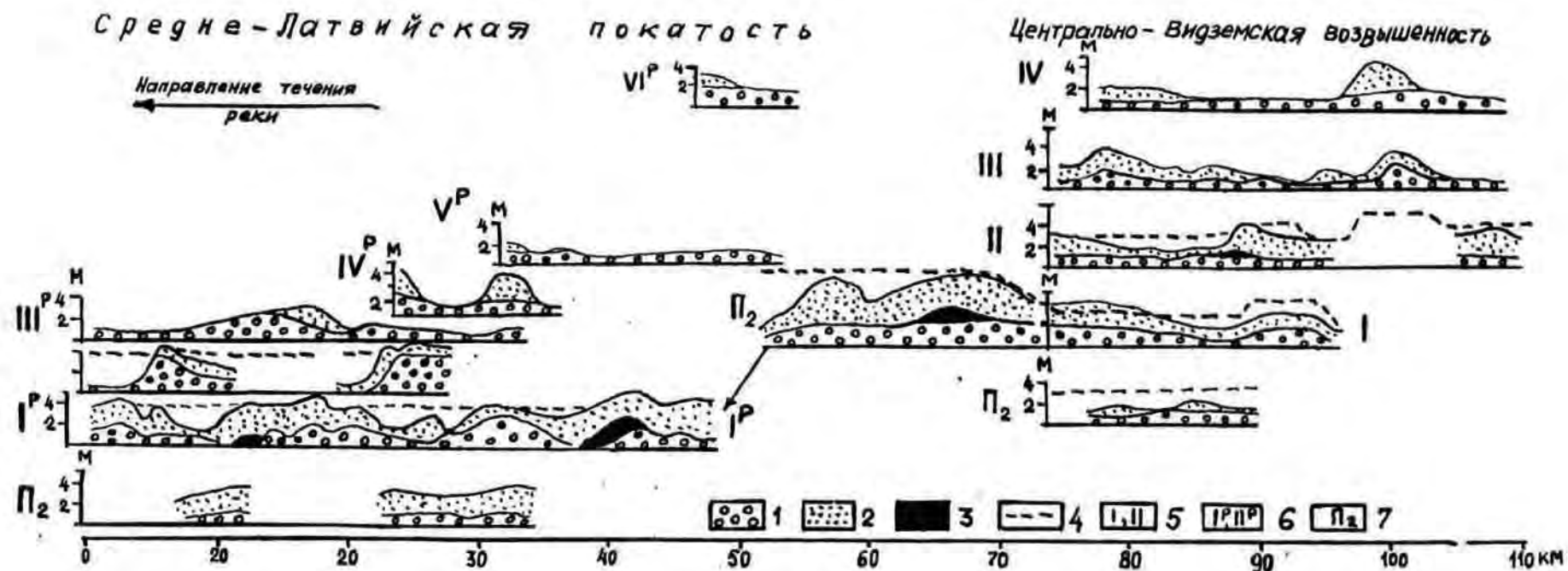


Рис. 5.24. Продольное изменение общей мощности аллювия террас и поймы реки Огре
 I—отложения русловой фации, 2—отложения пойменной фации, 3—отложения старичной фации, 4—теоретически
 возможная/"нормальная"/мощность аллювия, 5—террасы Видземского спектра, 6—террасы Ранковского спектра,
 7—высокая пойма.

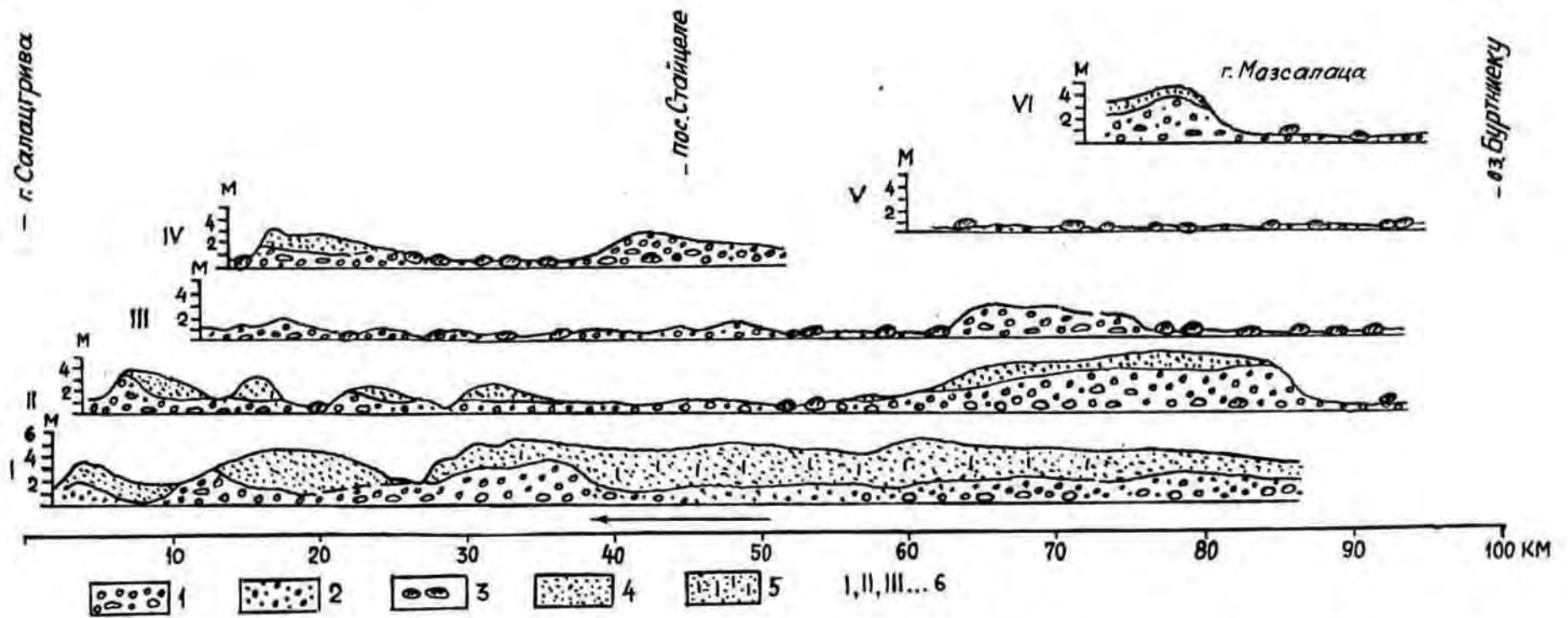


Рис. 5.25. Изменения мощности и состава аллювия реки Салаца.
 Русловая фация: 1-гравийно-галечные отложения, 2-пески разномерности, 3-валуны на поверхности эрозионных террас. Пойменная фация: 4-пески тонкозернистые, иногда глинистые, 5-пески алевритистые, иногда с прослоями алеврита и супеси, 6-порядковые номера террас.

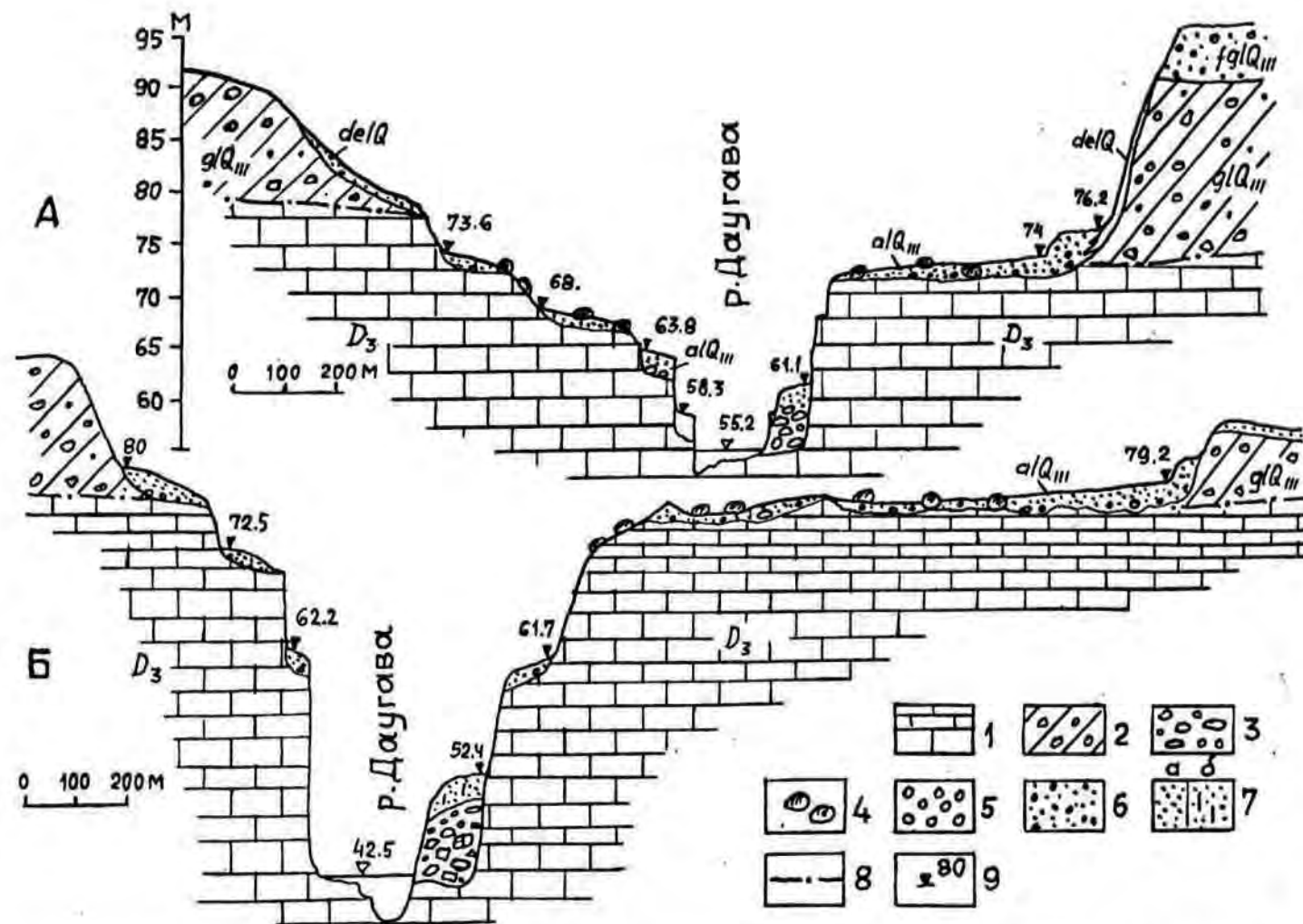


Рис. 5.26. Поперечные профили долины р. Даугава ниже г. Плявиняс /до создания водохранилищ/ А - 2 км ниже города, Б - 15 км ниже города. 1 - доломиты, доломитовые мергели, 2 - моренные суглинки, 3 - гравийно-галечная смесь, 4 - валуны, 5 - гравий, 6 - пески разнозернистые, 7а - пески тонко- и мелкозернистые, 7б - пески пылеватые, 8 - поверхность коренных пород, 9 - абсолютная отметка тылового шва террасы.

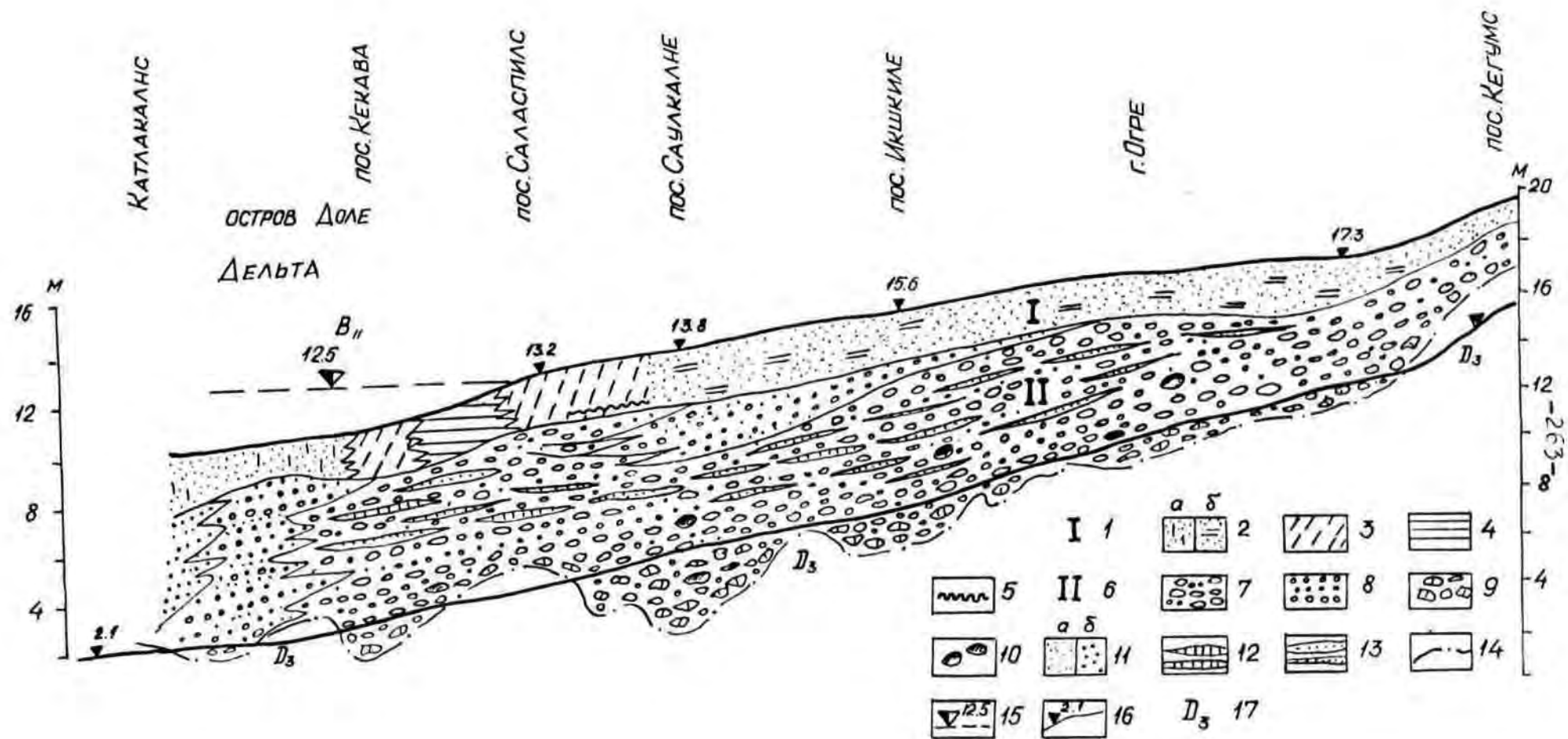


Рис. 5.27. Продольный разрез аллювия 5^й террасы устьевое спектра реки Даугава
 1—отложения пойменной фацции: 2а—песок пылеватый, 2б—песок глинистый, 3—супесь, 4—глина и суглинок, 5—
 деформации слоистости возникшие в результате промерзания и оттаивания грунтов, 6—отложения русловой
 фацции: 7—гравийно-галечные отложения, 8—гравий, 9—слабо окатанные глыбы местных коренных пород, 10—
 валуны. Песок: IIа—мелкозернистый, IIб—среднезернистый. Линзы: 12—алеурита, 13—песка. 14—подложка аллювия,
 15—абсолютная отметка уровня Балтийского ледникового озера, 16—продольный профиль реки, 17—горючие
 породы верхнего девона /доломиты, мергели, глины/.

Направление течения реки

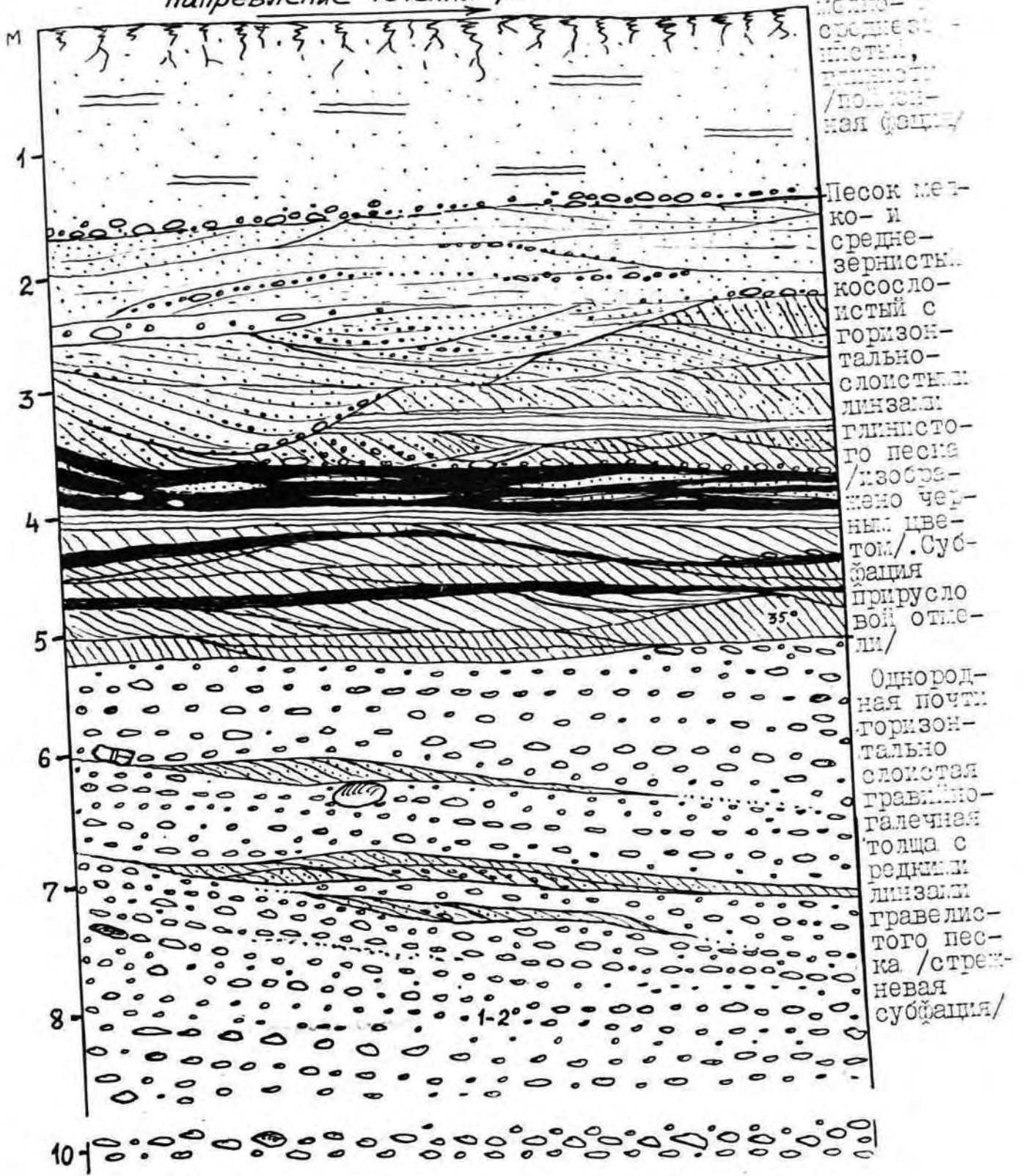


Рис. 5.28 .Разрез толщи аллювия U^a террасы устьевого спектра р.Даугава в районе нас.п.Даугмале /Навессала/

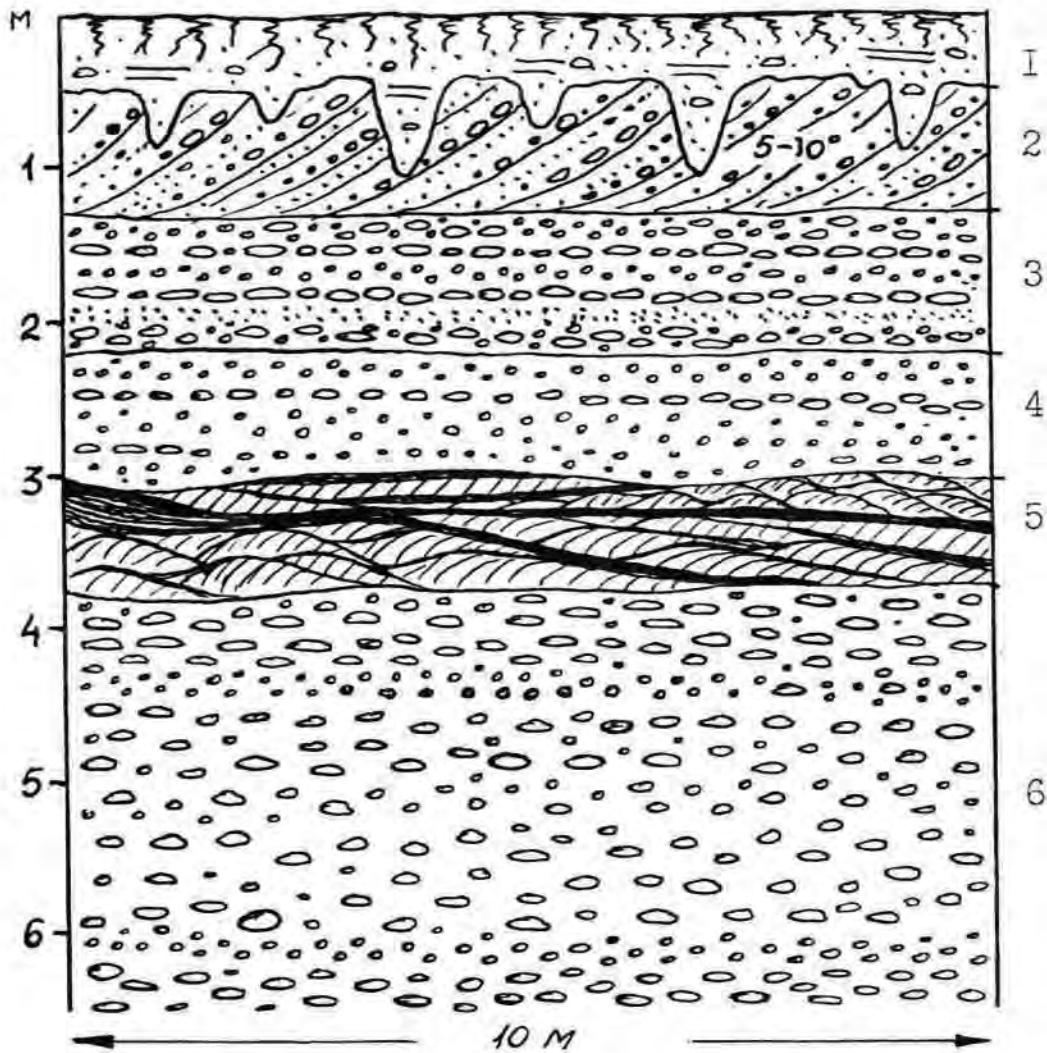


Рис. 5.29. Разрез гравийно-галечной толщи руслового аллювия U^a позднеледниковой террасы р. Даугава в районе нас.п. Юмправа

1-песок гумусированный с галькой, 2-гравий с галькой, хорошо окатанной, преимущественно карбонатных пород. 3-Гравий горизонтально слоистый с галькой карбонатных пород. 4- гравий горизонтально-слоистый с примесью гальки. 5- серии гравелистого песка и гравия косослоистого. Горизонтально-линзовидное залегание серий подчеркнуто тонкими прослойками алевролита /изображено черным цветом/. 6-галька и гравий осадочных и магматических пород, хорошо окатанная. Слоистость неотчетливо горизонтальная.

ных перстративных поймах они залегают ниже меженного уровня (иногда до I-I,5 м). Общая мощность их не превышает 2-6 м. У свободно меандрирующих рек в пачках этих отложений нередко встречаются горизонтально залегающие стволы крупных деревьев.

Наиболее же широко распространены отложения прирусловой отмели, представленные значительно лучше отсортированным песчаным (от тонко- до крупнозернистого) материалом, иногда с примесью гравия. Залегая над пачками стрежневой субфации, они занимают основную видимую, т.е. располагающуюся над меженным уровнем реки, часть русловых отложений современных пойм, как и составляют значительную часть отложений первой террасы рек Гауя, Педедзе, Маза Югла, Ирбе и др. (рис. 5.31, 5.32). Отложения прирусловой отмели характеризуются мелкой косой или косоволнисто-рябчатой слоистостью, однако встречаются в них также параллельная, горизонтальная, горизонтально-линзовидная и волнистая типы слоистости, свойственные многочисленным алеврито-глинистым прослойкам заиления, столь характерным для данной субфации. Основные различия между отложениями прирусловой отмели средних и крупных рек заключаются главным образом в составе прослоев заиления (401). Так в отложениях прирусловой отмели рек с незначительным количеством переносимых во время половодий и паводков алеврито-глинистых частиц, прослойки заиления представлены в основном прослойками заиленных песков или детрита (р. Педедзе), в то время как в пачках отложений прирусловой отмели рек со значительной мутностью воды наиболее типичны алевритистые прослойки заиления без значительной примеси органического вещества (р. Гауя). Очень часто отложения субфации прирусловой отмели свободно меандрирующих рек в продольном и вертикальном простираниях постепенно переходят в отложения прируслового вала или в пойменную фацию (рис. 5.32). Широко развиты отложения прирусловой отмели также на равновесных террасах и

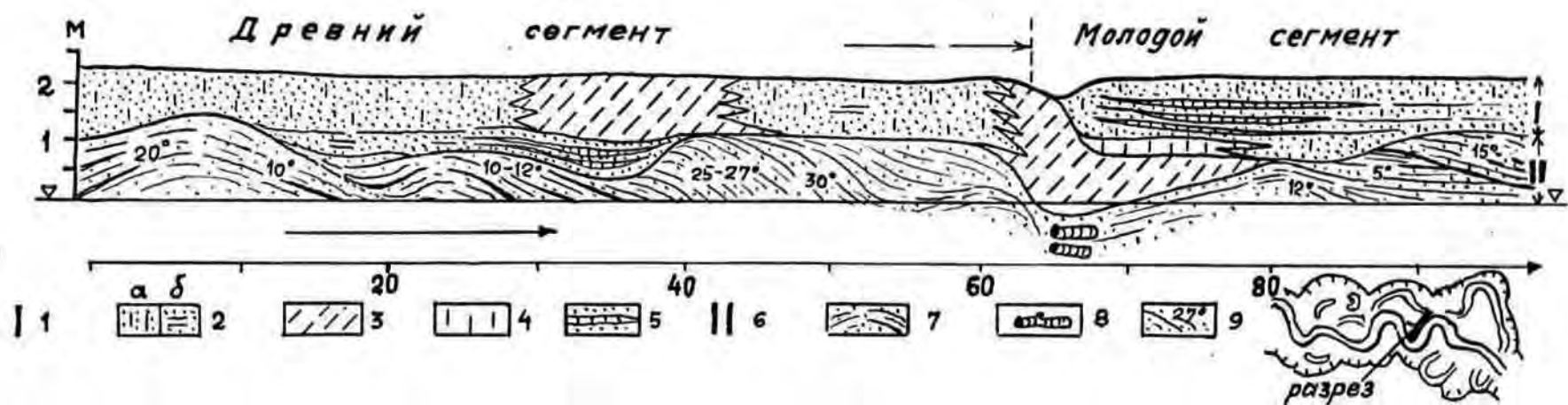


Рис.5.31 .Продольный разрез сегментной, выровненной поймы р.Маза Югла у нас.п.Бунчи

1-отложения пойменной фации.Скрытослоистые отложения внутренней зоны осадконакопления:2-пески;а-алефритистые,б-глинистые,3-супеси,4-алефриты,5-отложения приречной зоны осадконакопления/пески алефритистые с прослоями алефрита/,6-отложения русловой фации/субфация русловой отмели и прирусловых валов/,7-пески мелкозернистые со слоистостью ряби течения,8-стволы крупных деревьев,9-уклоны серий слоек песка.

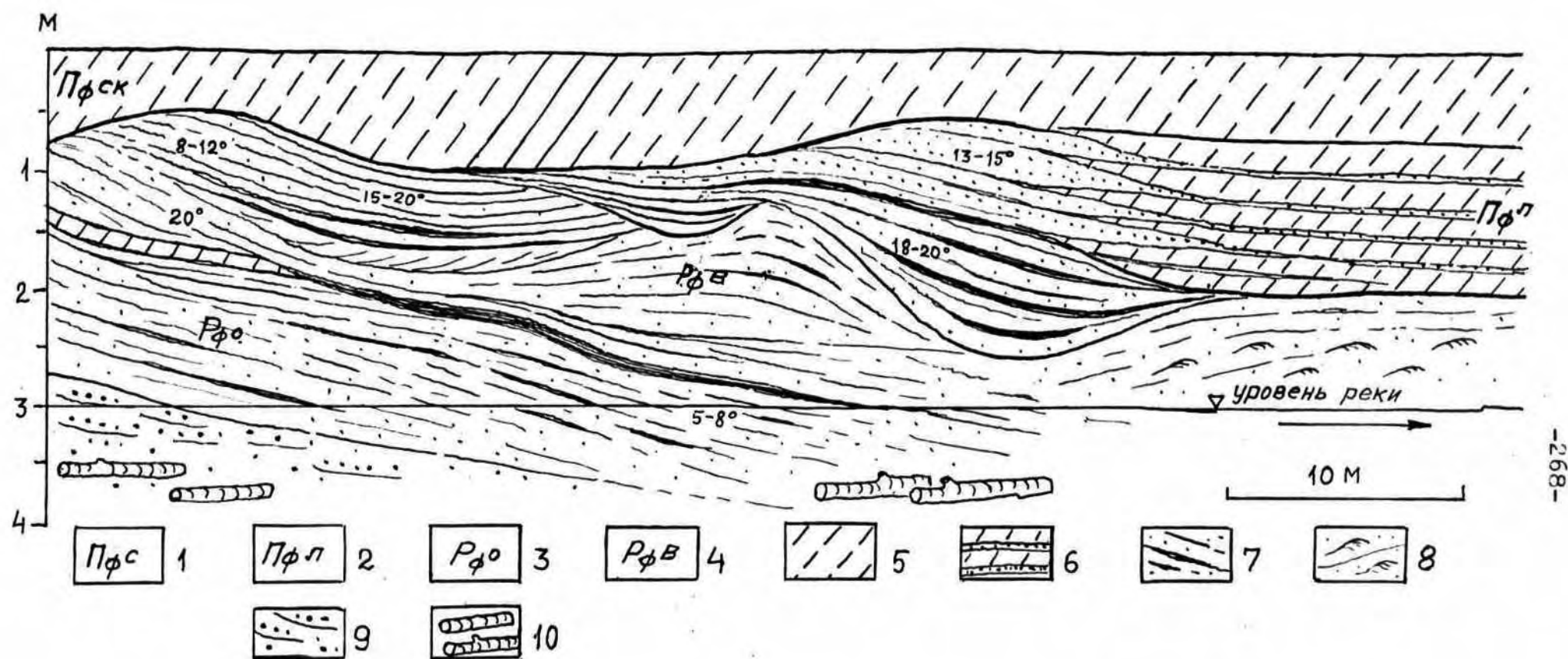


Рис. 5.32. Особенности строения сегмента выровненной постоянно заливаемой поймы р.Педедзе
 Пойменная фация: 1—скрытослоистые отложения внутренней зоны осадконакопления, 2—ленточные отложения приречной зоны осадконакопления. Русловая фация: 3—отложения прирусловой отмели, 4—отложения прируслового вала. 5—супесь, 6—супесь с тонкими прослойками алеврита или мелко- и тонкозернистого песка, 7—песок мелко- и среднезернистый с прослойками и линзами детрита и заиленного песка, 8—песок мелкозернистый со слоистостью ряби течения, 9—песок разнозернистый, 10—стволы деревьев.

поймах немеандрирующих, пологоизвилистых рек, располагающихся в пределах низменностей и характеризующихся побочным типом руслового процесса. Особенно характерно это для аллювия р. Даугава в пределах Полоцкой низины и Восточно-Латвийской низменности (рис. 5.33).

На поймах свободно меандрирующих рек помимо субфации прирусловой отмели широко распространены и отложения прирусловых валов, представленные обычно мелко-и среднезернистыми, реже крупнозернистыми песками с частыми, иногда довольно мощными (до 20-30 см, обычно в нижних частях) прослоями алеврита, супеси или суглинков. Последние по существу представляют отложения пойменной фации, которые позже, по мере роста прируслового вала погребались новыми сериями песка. Преобладает в них горизонтально-линзовидная и слоистость ряби течения.

Третья разновидность русловых отложений, формировавшихся в условиях свободного меандрирования или много рукавного типа руслового процесса, при регрессивном накоплении аллювиальных толщ, вызванных значительным повышением уровня базиса эрозии. Из-за постепенного роста толщи по вертикали при одновременном горизонтальном смещении русла по дну долины, рассматриваемая разновидность руслового аллювия отличается наличием в его строении двух аллювиальных свит (рр. Гауя, Абава), что характерно для контрастных аллювиальных толщ, суммарная мощность этих аллювиальных свит лишь на 15-25% превышает "нормальную" мощность аллювия данной реки (4 , 5). В толщах руслового аллювия этой разновидности наблюдаются в основном те же типы слоистости, что и в русловом аллювии выше рассмотренной его разновидности. Однако последовательность литоседиментационных фаз и соответствующих им типов слоистости выражена менее четко. Русловыми отложениями этой разновидности сложены третья терраса и пойма р. Гауя (4 , 5)

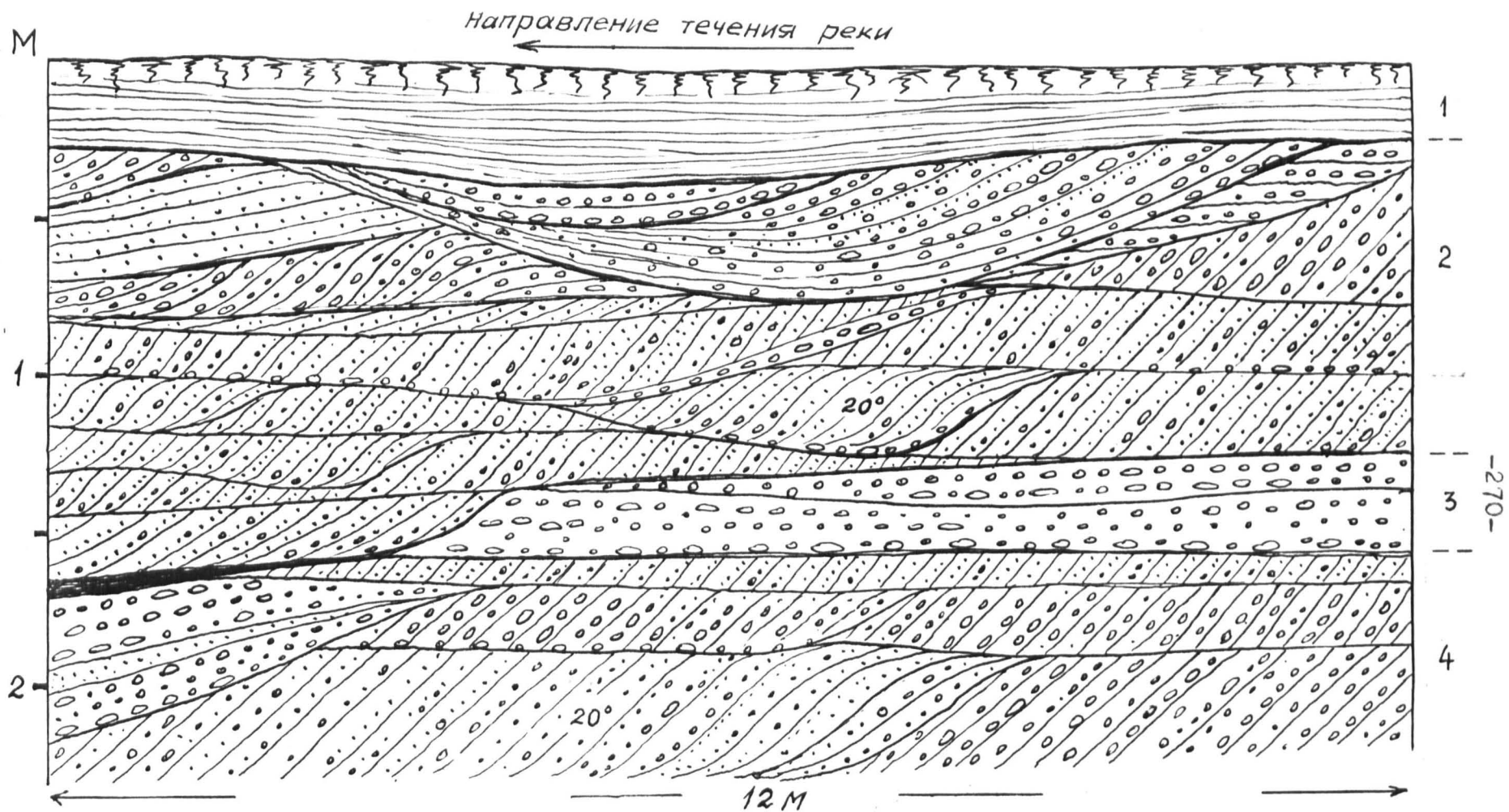


Рис. 5.33. Разрез аллювиальной песчано-гравийной толщи русловой фации первой террасы р. Даугава в пределах Восточно-Латвийской низменности у населенного пункта Ницгале

1—супесь легкая горизонтальнослоистая/пойменная фация/, 2—гравий с мелкой хорошо окатанной галькой, косослоистый, 3—песок разнозернистый, гравелистый с редкой галькой. Слоистость косая однонаправленная, 4—гравий с мелкой галькой. Слоистость преимущественно диагональная и косая выпукловогнутая.

и VI терраса р. Абава (рис. 5.34).

В литературе существуют различные точки зрения о влиянии длины переноса обломков в русле реки на их крупность. Наиболее убедительными представляются выводы исследований Н.И. Маккавеева (229), О.А. Борсука (34, 35), Н.В. Лебедевой (213), О.А. Борсука, Р.В. Лодиной (37, 218, 219), Б.С. Лунева (221, 222) и других выявивших, что это влияние сказывается лишь на горных реках, а на равнинах преимущественно наблюдается колебание крупности обломков около их среднего значения.

В равнинных реках, находящихся преимущественно в динамическом равновесии, транспортируемый им русловой материал в результате размыва берегов постоянно пополняется новыми порциями обломочного материала, чаще всего менее окатанного и отсортированного, реже совсем неокатанного и несортированного. Ю.А. Мещеряков (254), Б.С. Лунев (221) и некоторые другие исследователи изменения гранулометрической структуры осадка по долине реки склонны объяснять региональными неотектоническими движениями земной коры. Согласно этим представлениям изменения в гранулометрической структуре аллювия прослеживаются и в пределах локальных тектонических структур, а их "сущность заключается в волновом размещении обломков аллювия по долине реки от истока к устью по мере различной тектонической активности (221 , с. 48).

С целью выявления особенностей гранулометрического состава и продольной механической дифференциации руслового аллювия рек области последнего оледенения были выполнены исследования русловых отложений некоторых наиболее типичных свободно меандрирующих и немеандрирующих, чаще всего врезающихся рек, расположение которых показано на рис. 5.35.

Река Гауя является единственной среди крупных и средних рек Прибалтики, которая почти на всем протяжении (более 220 км) сво-

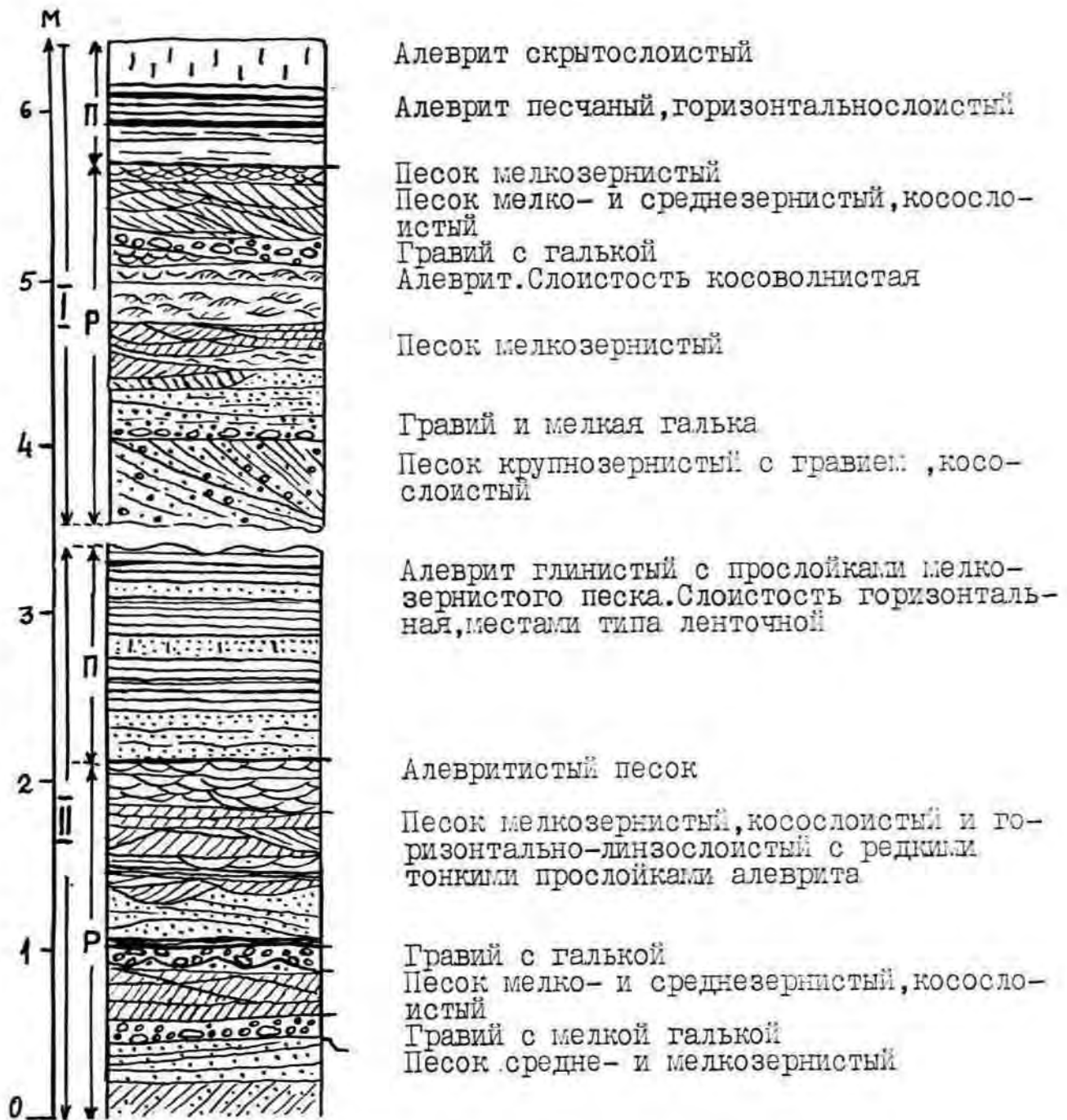


Рис. 5.34. Частичный разрез аллювиальных свит VI террасы реки Абава /по И.Г.Вейнбергу/
I, II - аллювиальные свиты. Отложения: П - пойменной, Р - русловой фации.

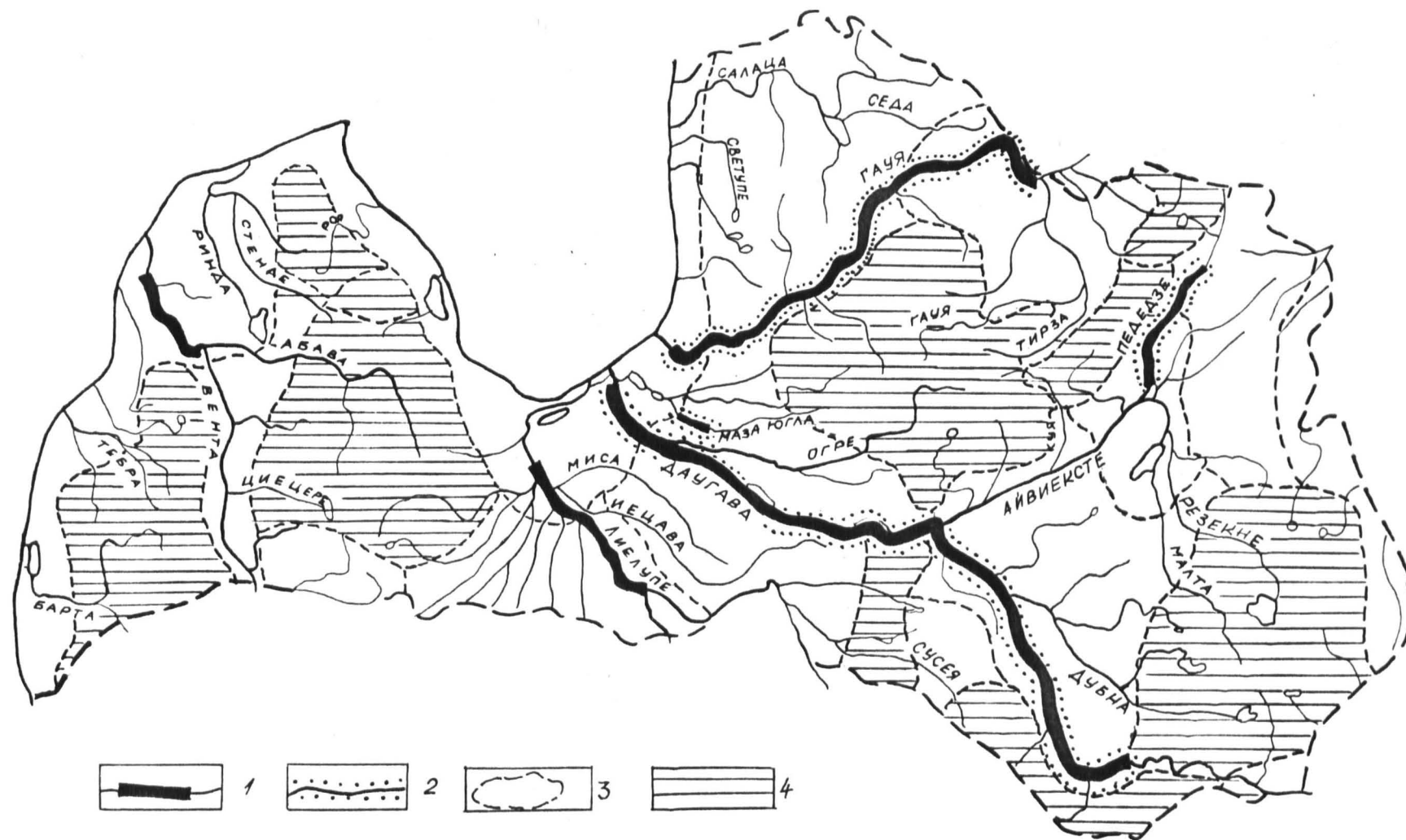


Рис. 5.35 . Расположение основных участков речных долин на которых выполнено гранулометрическое и петрографо-минералогическое изучение руслового аллювия -гранулометрическое изучение, 2-петрографо-минералогическое изучение, 3-границы геоморфологических районов, 4-возвышенности.

его среднего и нижнего течения (кроме устьевого отрезка ниже нас. п. Мурьяни) находится в стадии динамического равновесия. Поэтому она и была избрана в качестве эталона для изучения современного руслового аллювия свободно меандрирующих рек. На исследованном участке (пос. Гауиена - пос. Мурьяни) река пересекает ряд геоморфологических районов (рис. 5.36). Ее средние продольные уклоны обычно колеблются в пределах 0.13-0.30 м/км и лишь на отдельных коротких отрезках врезания (пороги Стренчу Крацес, Кюкю Крацес и др.) резко возрастают, достигая соответственно 1.0-1.6 м/км. Мощность современных русловых отложений постепенно возрастает вниз по течению от I-4 м до 10-16 м. Однако в пределах нижнего течения лишь верхний слой мощностью 4-6 м можно считать в полной мере современным, подвергавшимся перемещению и дифференциации. Нижнюю же часть, по-видимому, следует отнести к плитковому аллювию (по терминологии И.П. Карташова). Современный русловой аллювий р. Гауя представлен преимущественно разнозернистыми песками, иногда гравелистыми с примесью мелкой гальки.

Графики (рис. 5.37) построенные по рассчитанным параметрам гранулометрического состава (Md , s_o , s_k) весьма четко показывают, что средний размер зерен (Md) изменяется по отдельным участкам реки, сохраняя в пределах последних, за исключением отдельных отклонений локального характера, близкие значения. Выявляется некоторое укрупнение среднего размера зерен руслового аллювия в пределах отрезка нижнего течения реки (р. Рауна - нас. п. Мурьяни). По различиям показателей среднего диаметра песчаных зерен и характеру их изменений выделяется пять следующих обособленных отрезков реки (рис. 5.36).

Современные русловые отложения первого (Гауиенского) отрезка, протяженностью около 30 км, характеризуются резкими колебаниями гранулометрического состава, следовательно, значительными

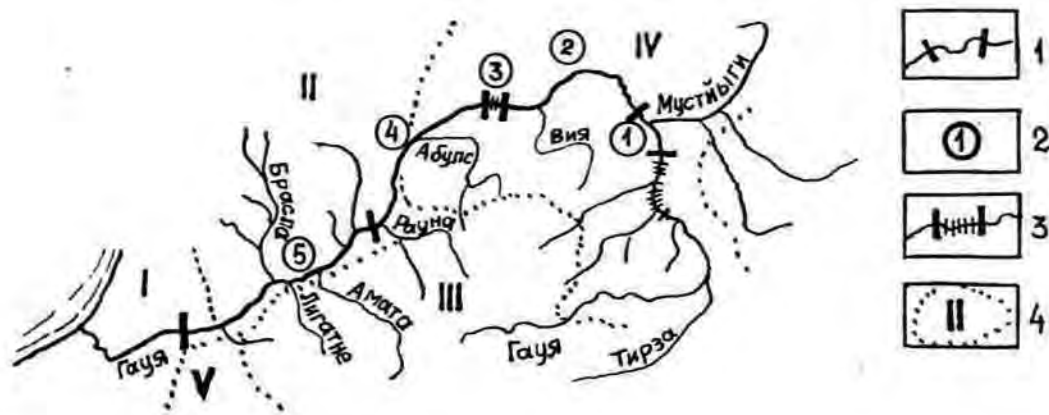
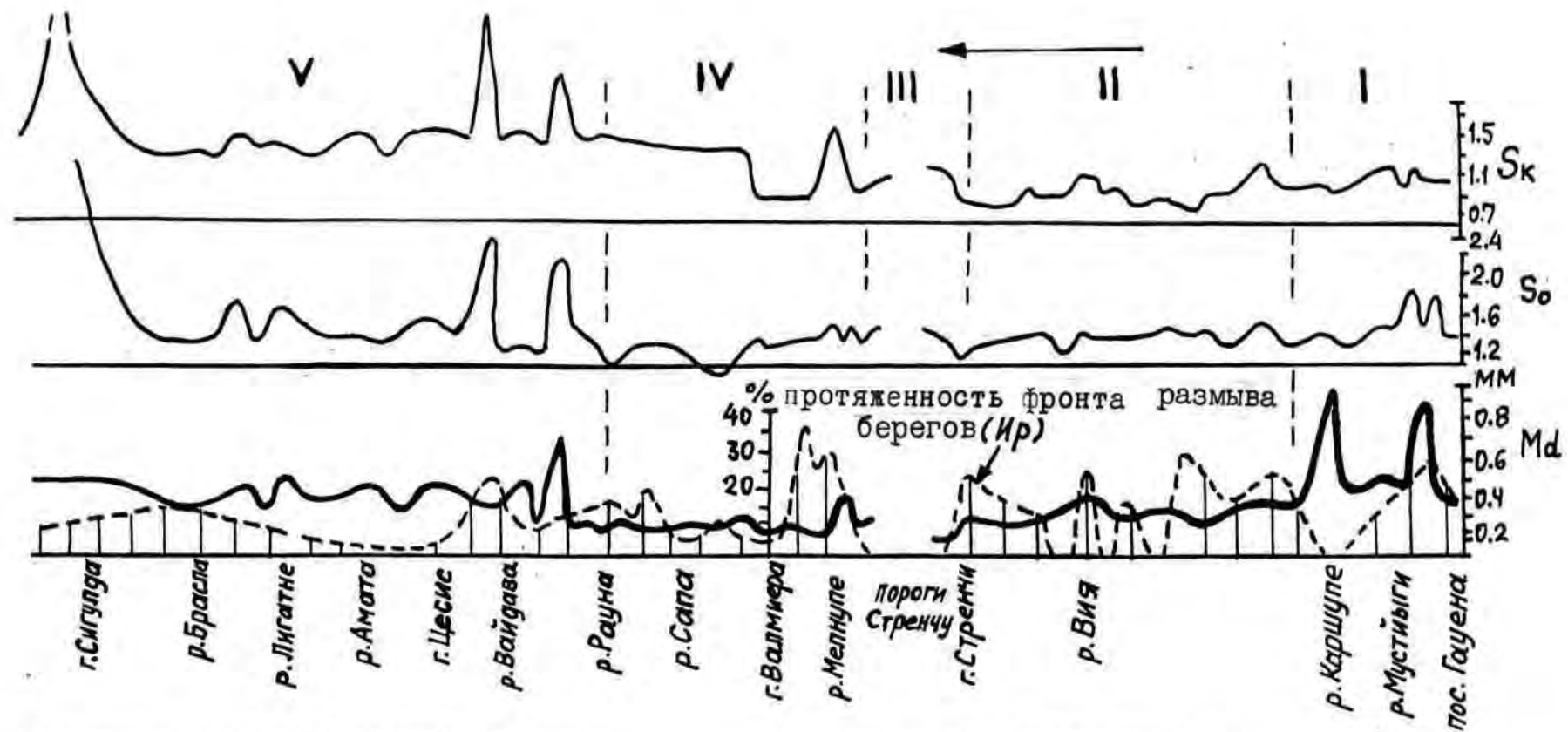


Рис. 5.36. Районирование реки Гауя по условиям формирования гранулометрического состава современного руслового аллювия

1—границы участков реки, 2—номер участка, 3—порожистый участок, 4—границы и номер геоморфологического района. Участки реки: I—Гау-ленский, 2—Вяяский, 3—Стренченский, 4—Валмиерский, 5—Лигатненский. Геоморфологические районы: I—Рижская песчаная равнина, II—Северо-Западно-Видземское поднятие, III—Центрально-Видземская возвышенность, IV—Средне-Гауйская впадина, V—Средне-Латвийская покатость.



Поднятие Северо-Западной Видземе

Средне - Гауйская впадина

Md 1 So 2 Sk 3 Ир 4 I, II.. 5

Рис. 5.37 .Изменения гранулометрических коэффициентов современного руслового аллювия реки Гауя на участках среднего и нижнего течения
 -средний диаметр частиц/мм/, 2-коэффициент сортировки, 3-коэффициент асимметрии, 4-протяженность фронта размыва берегов/в %/, 5-отрезки реки.

являются и колебания среднего размера зерен (0.4-1.0 мм), что, по-видимому, обусловлено поступлением более грубого материала с вышележащего участка врезания (пороги Сикшню), а также при размыве пойм, первой террасы и флювиогляциальных отложений, интенсивно проявляющимся ниже нас. п. Гауена.

На втором (Вияском) отрезке, протяженность которого составляет около 70 км, русловой аллювий в основном сложен более мелкими по сравнению с предыдущим участком и лучше сортированными песками с незначительными колебаниями средней крупности зерен (0,3-0,45 мм). Причиной этого является широкое распространение в районе этого отрезка реки лимногляциальных и флювиогляциальных мелко-среднезернистых песков и алевритов Средне-Гауйской равнины, которые вследствие интенсивного во многих местах размыва берегов в значительных объемах поступают в русло реки.

Наиболее однородными и тонкозернистыми (0,25-0,35 мм) являются русловые отложения в пределах четвертого (Валмиерского) отрезка, протяженностью около 45 км располагающегося за порогами Стренчу Крацес (рис. 5.37). Это свидетельствует, что поступление грубого обломочного материала размыва морены с вышележащего порожистого отрезка врезания не происходит. Следовательно, врезание на порожистом отрезке в настоящее время проявляется крайне слабо. Формирование гранулометрического состава современного руслового аллювия на этом отрезке реки таким образом происходит главным образом за счет размыва пойм, а в отдельных местах и террас. Общая тонкозернистость русловых отложений пойм и террас рассматриваемого отрезка реки, по-видимому, обусловлена тем, что совпадающий с наблюдаемой долиной древний врез Пра-Гауи здесь заполнен в основном лимногляциальными глинами и алевритами (5).

Пятый (Лигатненский) отрезок реки, протяженность которого бо-

лее 70 км, отличается прежде всего значительным возрастанием средней крупности (0,35-0,55 мм) русловых отложений, а также некоторым ухудшением сортированности наносов. Указанное частью обусловлено: размывом в ряде мест террас, сложенных грубыми песчаными и гравийно-галечными русловыми отложениями, представляющими собой в основном материал выноса левобережными притоками (Амата, Рауна, Ракступите) р. Гауя во время формирования ее третьей и второй террас. Определенное влияние на особенности гранулометрического состава современных русловых отложений рассматриваемого участка оказывает также деятельность временных водотоков (овражная эрозия), сильно расчленяющих террасы, коренные склоны долины и придолинную территорию, в особенности в пределах отрезка пос. Лигатне - г. Сигулда.

Изменения коэффициентов сортировки (S_0) и асимметрии (S_K) каких-либо общих закономерностей не выявляют (рис. 5.37). По шкале составленной Р. Фолком (466) современные русловые отложения на всем исследованном участке реки Гауя относятся к плохо сортированным, а на отдельных отрезках (например, ниже нас. п. Гауиена, в районе устья р. Амата, у г. Сигулда) даже к очень плохо сортированным (S_0 более 2,0).

Роль главных притоков в изменении средней крупности и сортировки современного руслового аллювия р. Гауя в настоящее время крайне незначительна или вообще незаметна. Это в первую очередь обусловлено тем, что основная часть транспортируемого ими песчано-гравийного материала оседает в низовьях самих притоков, не достигая магистральной реки, благодаря резкому убыванию их уклонов при поступлении в долину р. Гауи. К тому же вынос русловых наносов притоками происходит лишь во время весенних половодий (реже во время летне-осенних паводков), а объем влекомых ими наносов по сравнению с главной рекой в соответствующем створе не-

значительный. Поэтому влияние притоков "сглаживается" уже в пределах 100-200 м вниз по течению магистрального водотока.

Сравнение изменений статистических коэффициентов гранулометрического состава руслового аллювия р. Гауя с протяженностью фронта размыва ее берегов^ж (рис. 5.37), показало, что обычно прямая связь между ними не проявляется, за исключением уже отмечавшегося выше отрезка р. Рауна - г. Сигулда, где размыв грубообломочных отложений второй и третьей террас р. Гауя достаточно отчетливо отражается на показателях гранулометрического состава современных русловых отложений.

Кроме долины р. Гауя исследования гранулометрического состава современного руслового аллювия нами выполнялись также на ряде участков других свободно меандрирующих рек (Педедзе, Маза Югла), текущих по неглубоким пойменным долинам волнистых, покатых или плоских равнин. Выявленные особенности показателей характеризующих их гранулометрический состав и его изменения в целом аналогичны тем, которые были изложены выше по данным изучения р. Гауя. Следует лишь заметить, что на средних реках (протяженностью до 200 км) влияние различных локальных факторов (клоны, геологическое строение, антропогенная деятельность) на гранулометрический состав современного руслового аллювия проявляется еще отчетливее. На отрезках рек протяженностью в 2-5 км средний размер зерен руслового аллювия может изменяться в пять - шесть раз.

Следовательно, на изученных, как и по крайней мере преобладающем большинстве малых и средних рек продольная механическая

^ж Протяженность фронта размыва берегов - протяженность размыва склонов, выраженная в процентах от общей длины берегов на определенном отрезке реки.

дифференциация современного руслового аллювия не проявляется. Установленные изменения его средней крупности и сортировки всецело объясняются местными особенностями поступления обломочного материала.

Основные особенности гранулометрического состава современных русловых отложений немеандрирующих, преимущественно врезающихся рек изучались на реках Даугава, Лиелупе и, частично, Вента.

Даугава пересекает несколько крупных геоморфологических районов (488), в каждом из которых наблюдаются значительные различия в морфологии и геологическом строении долины (395 , 401). Различными являются также глубины вреза и продольные уклоны реки, как и породы, в которых выработано русло. Мощность современных русловых отложений почти на всем протяжении, кроме короткого устьевых отрезка, незначительная. Часто сплошной покров аллювия на дне русла вообще отсутствует, независимо от того, выработано ли русло в моренных суглинках, девонских доломитах или песчаниках и глинах. Как свидетельствуют данные поисковых работ, выполненных Управлением геологии Латвийской ССР, русловые отложения распространены лишь в виде вытянутых вниз по течению линзовидных тел длиной обычно в 200–300 м (редко до 1 км) и шириной в 50–140 м (реже до 200 м, при ширине русла реки до 200–400 м) на прямолинейных отрезках русла, а в расширениях – в виде осередков. Тела песчано-гравийных отложений чаще всего располагаются в виде побочней. Стрежневая часть русла либо совсем лишена наносов, либо имеет маломощный покров грубообломочного материала. На перекатах и быстринах часто распространены валунные мостовые и валы. Почти лишено донных наносов русло на прямолинейных отрезках, особенно на участке между г. Плявиняс и р. Лауце, где оно выработано в доломитах и доломитовых мергелях.

Некоторое скопление грубообломочного аллювия наблюдается еще

и непосредственно за порогами или за отрезками с аномальными продольными уклонами. Такой характер распределения русловых отложений наблюдается не только на отрезках врезания (нас. п. Пиедруя - нас. п. Наунене, нас. п. Трепе - о. Доле), но и на участках с динамическим равновесием современных эрозионно-аккумулятивных процессов (г. Даугавпилс - г. Ливаны).

Гранулометрический состав русловых отложений очень пестрый. Однако, несмотря на его изменчивость как по разрезу, так и по простиранию, все же выявлена одна общая закономерность: верхнюю часть русловых отложений обычно слагают разнотернистые пески, слабо сортированные, гравелистые с галькой. Базальная же их часть, залегающая непосредственно на морене или девонских породах, представлена, как правило, гравийно-галечной смесью с валунами (перлювием).

Характер изменений среднего состава русловых осадков вниз по течению иллюстрирует рис. 5.38, отчетливо отражающий непосредственную связь их с изменениями величин продольных уклонов на отдельных отрезках реки и глубиной вреза реки.

На общем фоне слабо сортированного, грубообломочного современного руслового аллювия основной части реки резко отличается устьевой отрезок ниже о. Доле. Здесь в связи с резким снижением продольных уклонов происходит интенсивное отложение донных наносов, возрастает мощность аллювиального слоя (8-12 м), намечается четкая продольная дифференциация - постепенное убывание обломков крупных фракций. На расстоянии около 10 км средний размер зерен русловых отложений уменьшается от 2 до 0,5 мм.

В отличие от свободно меандрирующих рек, когда при интенсивном блуждании русла по дну долины, современные русловые отложения постоянно пополняются аллювием пойм и террас, в руслах немеандрирующих, врезающихся в коренные породы или четвертичные от-

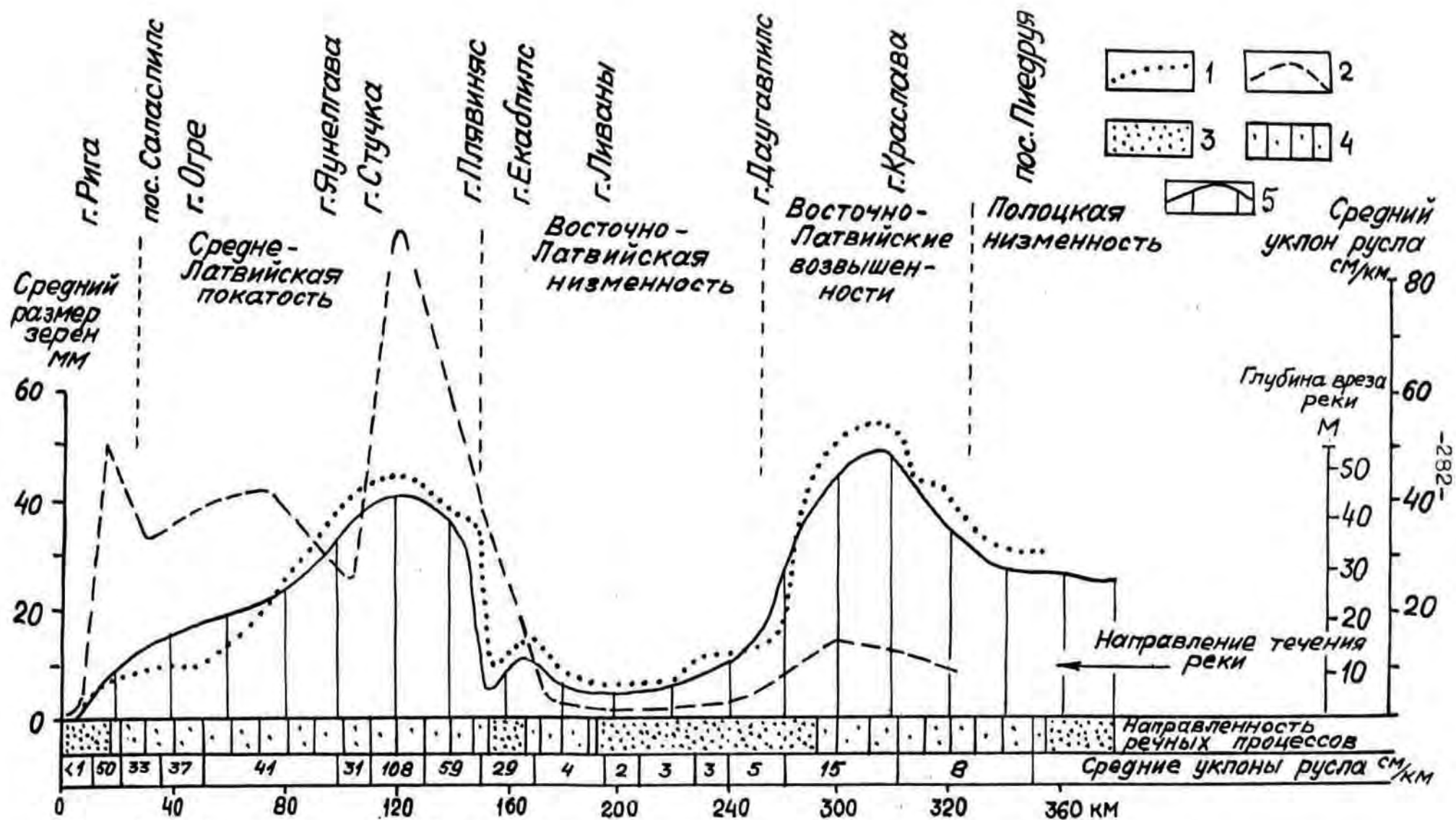


Рис. 5.38. Изменения средней крупности современного руслового аллювия реки Даугава. 1-средняя крупность русловых отложений, 2-средние уклоны русла реки, Направленность речной рельефообразующей деятельности: 3-динамическое равновесие, 4-врезание, 5-глубина вреза реки

ложения этот процесс имеет качественно иной характер. Часть обломочного материала, поступающего в русло со склонов, подготавливается выветриванием и доставляется гравитационными склоновыми процессами, овражной эрозией, и механическим воздействием льдов во время ледохода. Современный русловый грубообломочный материал, как свидетельствуют и натурные наблюдения (401), формируется почти исключительно за счет местных коренных пород. Следовательно, чем глубже врезается река и выше становятся подверженные выветриванию склоны русла и террас, тем больше в русло будет поступать выветренного обломочного материала (411). Средний размер обломков формирующегося на таких отрезках руслового аллювия будет зависеть от литологических особенностей пород и их естественной кусковатости, а также от избирательного осаждения более грубых частиц в донных аллювиальных наносах за счет убывания транспортирующей способности потока, вслед за снижением уклонов (411). Максимальные показатели средней крупности руслового аллювия поэтому выявляются на участке наиболее интенсивного врезания р. Даугава^х) между гг. Плявиняс - Яунелгава (до 44 км) (рис. 5.38), и на отрезке нас. п. Пиедруя - г. Даугавпилс (до 90 км), где в основном размываются ледниковые отложения. В низовьях же реки ниже г. Огре и в пределах Восточно-Латвийской низменности средняя крупность зерен современных русловых отложений не превышает 10-15 мм.

Аналогичный в целом характер изменений мощности и гранулометрического состава современного руслового аллювия выявлен и на крупнейшей реке Земгальской равнины - р. Лиелупе. На ее верхнем участке (г. Бауска - р. Вирцава), где русло врезано в корен-

^х) до сооружения водохранилища Плявиньской ГЭС у г. Стучка.

ные породы карбонатного комплекса, грубый гравийно-галечный русловой аллювий также развит лишь местами. На участке среднего течения, вслед за резким снижением уклонов и погружением поверхности коренных пород, на расстоянии около 25 км, средняя мощность аллювия постепенно возрастает (рис. 5.39). Соответственно меняется и его гранулометрический состав (рис. 5.39, гистограммы А-Е) и показатели средней крупности зерен.

Те же особенности распределения аллювия в русле и изменения его гранулометрического состава установлены и для современных русловых отложений р. Вента. Средневзвешенный гранулометрический состав этих наносов на изучавшемся участке протяженностью более 30 км (нас. п. Злекас - нас. п. Варве) по данным проведенных здесь поисковых работ характеризуется следующим распределением их по фракциям (в %):

Таблица 5.2

Средневзвешенный гранулометрический состав современного руслового аллювия реки Вента на участке
Злекас - Варве

> 5мм	5-2,5мм	2,5-1,25 мм	1,25-0,63 мм	0,63-0,31 мм	0,31-0,14 мм	< 0,14 мм
1,1-10,0	0,2-5,8	0,1-48,4	0,2-52,0	5,4-67,8	2,4-61,0	0,4-35,0
(3,8)	(2,1)	(8,1)	(14,0)	(40,2)	(25,8)	(6,0)

Таким образом материалы изучения рек Даугава, Лиелупе, Вента и некоторых других, свидетельствуют, что им свойственны резкие изменения крупности и сортировки современного руслового аллювия, обусловленные прежде всего различиями величин продольных уклонов соответствующих отрезков рек, как и позволяют утверждать, что влияние гидравлической сортировки особенно отчетливо проявляется на контактах разных обстановок осадконакопления, а умень-

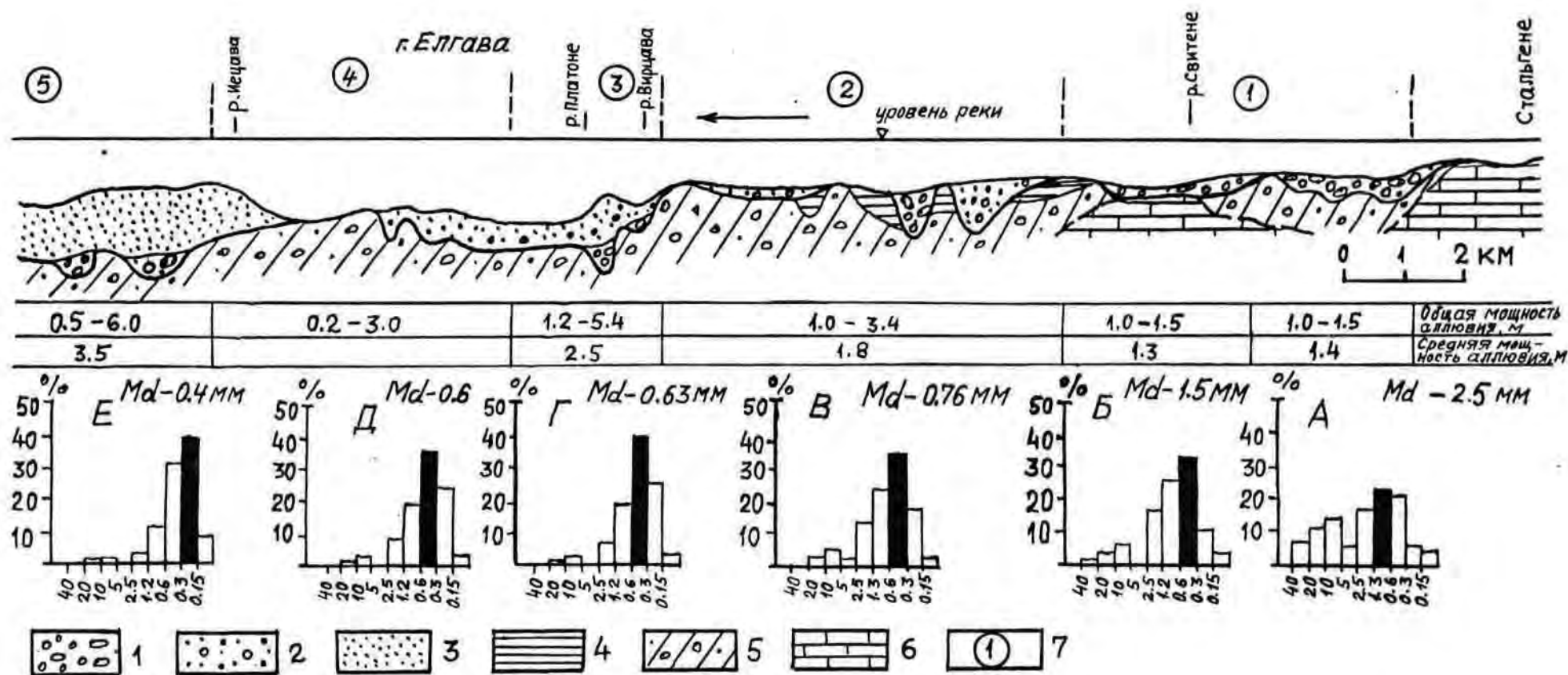


Рис. 5.39. Изменения мощности и гранулометрического состава современного руслового аллювия р. Лиелдупе

Современный аллювий: 1-гравий с галькой, 2-песок разнозернистый с гравием, 3-песок мелко- и среднезернистый. Породы вскрывающиеся в русле: 4-безвалунные глины, 5-моренные суглинки и супеси, 6-доломиты, 7-отрезки реки.

шение размеров зерен вниз по течению является результатом избирательного осаждения более крупных частиц в аллювиальных толщах, что подтверждается работами других исследователей (451). Могут быть выделены следующие типы продольного изменения гранулометрического состава современного руслового аллювия: волновой (р. Гауя), волновой с резким убыванием крупности на устьевом отрезке (преимущественно врезающиеся реки Даугава, Лиелупе, Вента и др.) и изредко встречающийся тип постепенного убывания (малые реки пологоволнистых песчаных равнин - Миса, Тумшупе и др.) или возрастания крупности к устью (малые реки равнин являющиеся притоками крупных рек с глубоко врезанными в твердые коренные породы долинами, например, притоки р. Даугава, Персе, Пикстере. Волновой тип продольного изменения гранулометрического состава также имеют реки возвышенностей. Наличие различных типов продольного изменения гранулометрического состава установлено и на территории Эстонии (224, 226). Уменьшение средней крупности русловых песчаных отложений вниз по наиболее крупным рекам Литвы, в том числе и р. Неман (рис. 5.40), выражено слабо (132, 423, 424, 425, 491) так как на формирование донных осадков значительное влияние оказывают размыв берегов и выносы притоков. Поэтому изменения крупности здесь также преимущественно имеют волновой характер.

Позднеледниковые аллювиальные отложения террас по петрографическому составу их грубообломочной составляющей отличаются от флювиогляциальных лишь несколько повышенным содержанием устойчивых магматических пород (112, 197, 198, 423, 424, и др.). В аллювии голоценовых террас и современного русла в петрографическом составе галечной и гравийной фракций местами значительно влияние местных пород размываемых рекой. Согласно И.Я. Данилансу "...обогащение аллювия обломками подстилающих коренных пород происходит не столько вследствие эрозии водными потоками выходов этих пород,

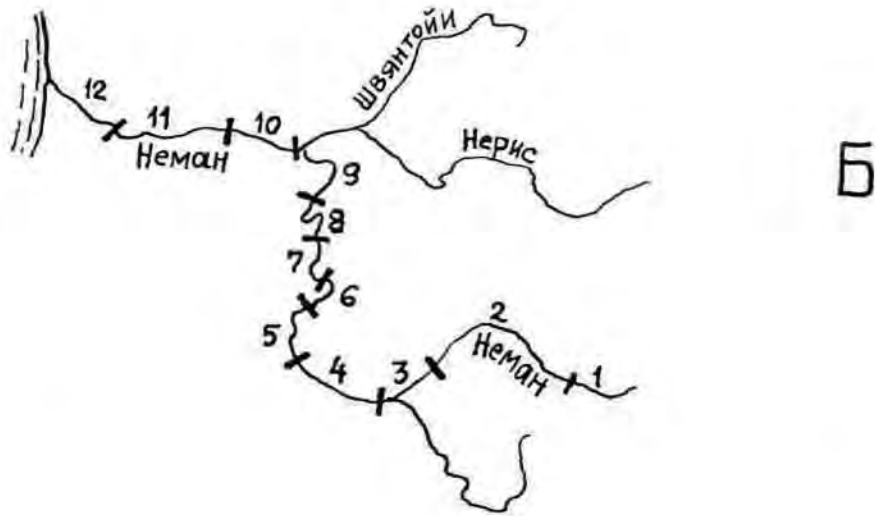
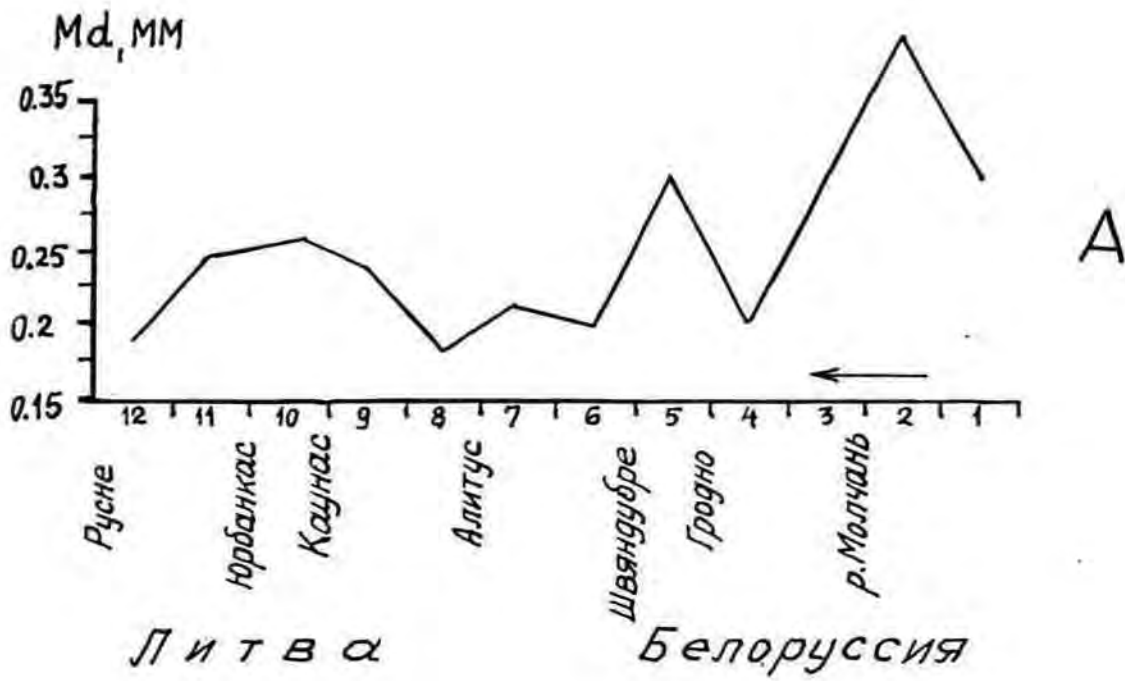


Рис. 5.40 .Изменение средней крупности русловых отложений реки Неман по течению /А/ и районирование долины Немана /Б/ по данным состава верхнеплейстоценового аллювия /В.А.Кузнецов и др., 1980/

сколько в результате размыва моренных и флювиогляциальных отложений, которые в районах близкого к поверхности залегания коренных пород, особенно в придолинных участках, нередко в весьма значительной степени представлены обломками местных пород" (112, с. 270). Указанное вполне справедливо, однако, лишь в отношении долин приуроченных к древним врезам, выполненным моренными и водноледниковыми отложениями.

В целях выявления влияния местных коренных пород на формирование петрографического состава аллювия были собраны и обработаны данные анализов по более чем 30 залежам песчано-гравийно-галечных отложений. Расчитанные по ним коэффициенты отношения доломитов к известнякам и карбонатных пород к магматическим и метаморфическим породам (411) хорошо отражают соотношения местных и дальнеприносимых компонентов. Сопоставление диаграмм петрографического состава и расчитанных для каждой из залежей коэффициентов показало наличие весьма существенных различий между аллювиальными отложениями сформировавшимся исключительно за счет размыва флювиогляциальных и моренных отложений и аллювием сформировавшимся на участках выходов коренных пород. Средние кривые изменений этих коэффициентов для указанных разновидностей аллювия приведены на рис. 5.41.

Так, в составе аллювиальных отложений террас, выработанных в карбонатных коренных породах и современном русловом аллювии этих участков, доломиты и доломитовые мергели в фракциях от 150 по 40 мм составляют от 80-100%, а во фракциях от 40 по 3 мм - чаще всего от 30 до 70%, в несколько, иногда даже десятки раз, превышая содержание принесенных ледником обломков известняка. Содержание их по отношению количества обломков доломитов наиболее высоким является в мелкогравийных фракциях (> 5 мм). В формировании петрографического состава аллювия грубообломочная часть ко-

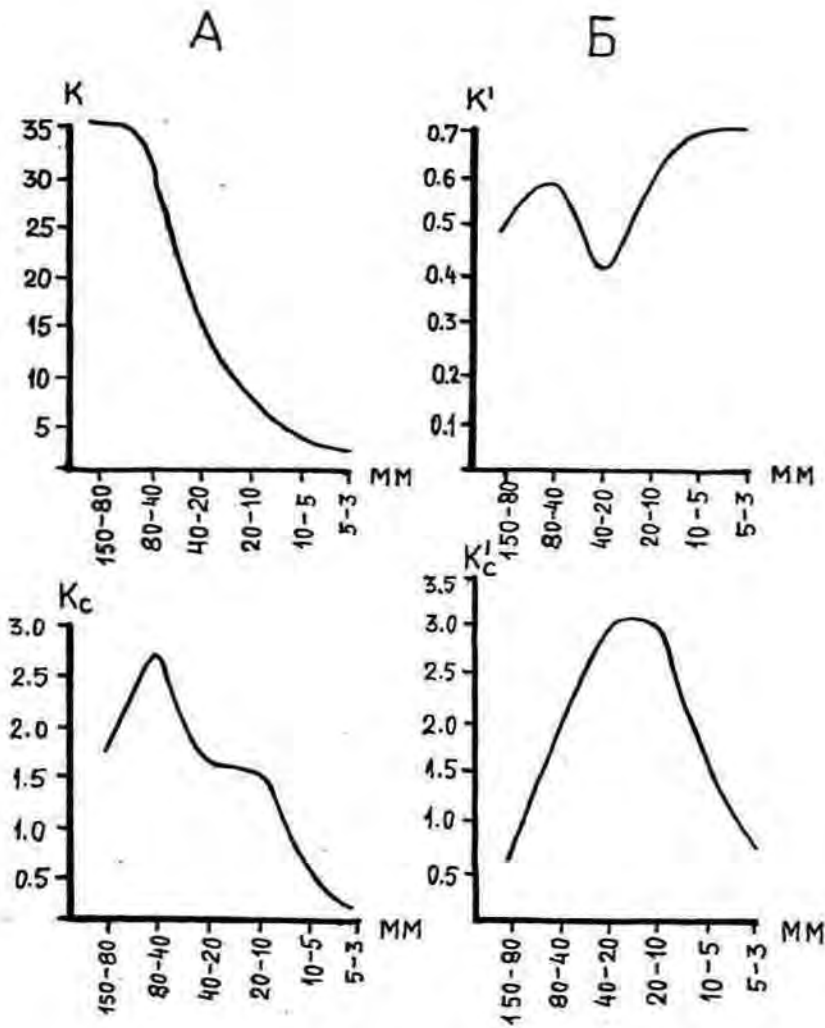


Рис. 5.41 .Изменения соотношения карбонатных пород в русловом аллювии рек Латвии
А-террасы и русла рек врезаны в доломиты.Б-террасы и русла рек врезаны в флювиогляциальные и гляцигенные отложения, К, К'-коэффициенты отношения доломитов и известняков, К_с, К'_с-коэффициенты отношения карбонатных пород и магматических и метаморфических пород.

того состоит преимущественно из обломков местных коренных пород, существенное значение имеют: глубина вреза долины в коренные породы, высота склонов, подмываемых рекой и подвергавшихся выветриванию, трещиноватость и закарстованность пород и некоторые другие. Чем выше склоны, и, следовательно, больше поверхность охваченная выветриванием, гравитационным процессам и механическому воздействию льдов во время ледохода, тем больше в составе грубообломочной составляющей аллювия местных коренных пород. Наиболее четко эта связь прослеживается на р. Даугава, где на ряде разновозрастных террас и в современном русле реки состав аллювия изучен весьма детально.

В аллювиальных гравийно-галечных отложениях разновозрастных террас долины р. Даугава на участке протяженностью более 100 км, где она выработана в карбонатные коренные породы, содержание доломитов в одних и тех же фракциях весьма постоянное (рис. 5.42). При этом максимумы их относительного содержания обычно приурочены к фракции 80-40 мм, а иногда и к фракции 40-20 мм (табл. 5.3).

Таблица 5.3

Среднее содержание доломитов и доломитовых мергелей в аллювии на участке р. Даугава между г. Стучка и нас. п. Саласпилс (в %)

Фракции, мм	г. Стучка, Iу ^a терра- са	нас. п. Айз- краукле, УI ^a терра- са	пос. Юмправа, УП ^a терраса	нас. п. Саласпилс УI ^I терраса
80-40	67	67	71	70
40-20	68	72	66	62
20-10	65	54	55	52
10-5	59	34	44	46

По всей вероятности это означает, что на всем участке долины как

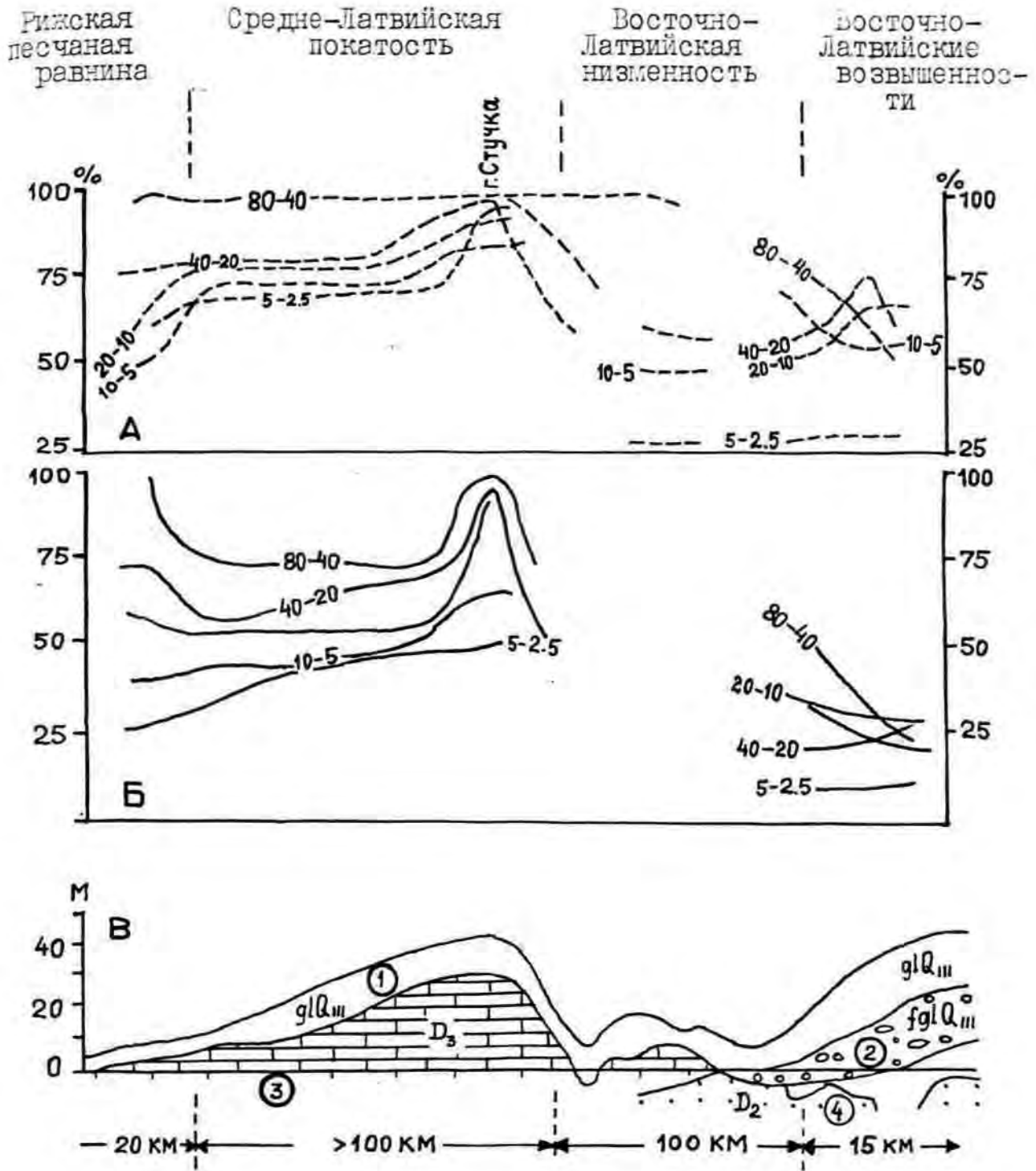


Рис. 5.42. Изменения общего содержания карбонатных пород и обломков доломитов и доломитовых мергелей в аллювии реки Даугава в зависимости от глубины долины и размывающихся пород

А-изменения общего содержания карбонатных пород по отдельным фракциям; Б-изменения содержания доломитов и доломитовых мергелей; В-глубина вреза реки и основные разновидности пород, вскрывающихся в бортах и на дне долины: 1-моренные суглинки и супеси, 2-флювиогляциальные песчано-гравийные отложения, 3-доломиты и доломитовые мергели, 4-песчаники, глины, алевролиты.

во время формирования отдельных террас, так и современного руслового аллювия (до сооружения водохранилищ Даугавского каскада ГЭС) происходило постоянное пополнение аллювия реки местным обломочным материалом, поступающим при разрушении склонов или в результате размыва террас. Об этом свидетельствует и наблюдаемое на побочнях и русловых отмелях высокое содержание слабоокатанных, угловатых обломков и целых плит доломита, как и наличие вдоль подножий высоких отвесных склонов полосы нагромождения глыбового материала (395, 401).

О существенном влиянии на формирование петрографического состава гравийно-галечных аллювиальных отложений местных коренных пород свидетельствуют также данные изучения петрографического состава аллювиальных отложений второй террасы р. Вента в районе нас. п. Нигранде и ниже, где долина врезана в пермские известняки (197).

Заметна в формировании петрографического состава ряда участков некоторых рек роль местных песчаников, хотя в целом содержание их невелико и мало значительно (1-4%). Возрастание содержания песчаников в отдельных фракциях (150-80 по 50-2,5 мм) в аллювии низких террас в районе слияния Абавской и Слоценской долин (Западная Латвия) обусловлено довольно широким распространением на склонах долин девонских песчаников.

Наиболее существенное влияние песчаников на петрографический состав аллювия выявлено также в долине р. Салаца (198), которая выработана в этих породах на значительном протяжении. Здесь, особенно в аллювии молодых террас, четко прослеживается высокое содержание песчаников, которое во всех фракциях крупнее 5 мм является преобладающим, а в отдельных из них местами даже превышающим 50% (рис. 5.43).

Состав грубообломочных фракций аллювия, формировавшегося в

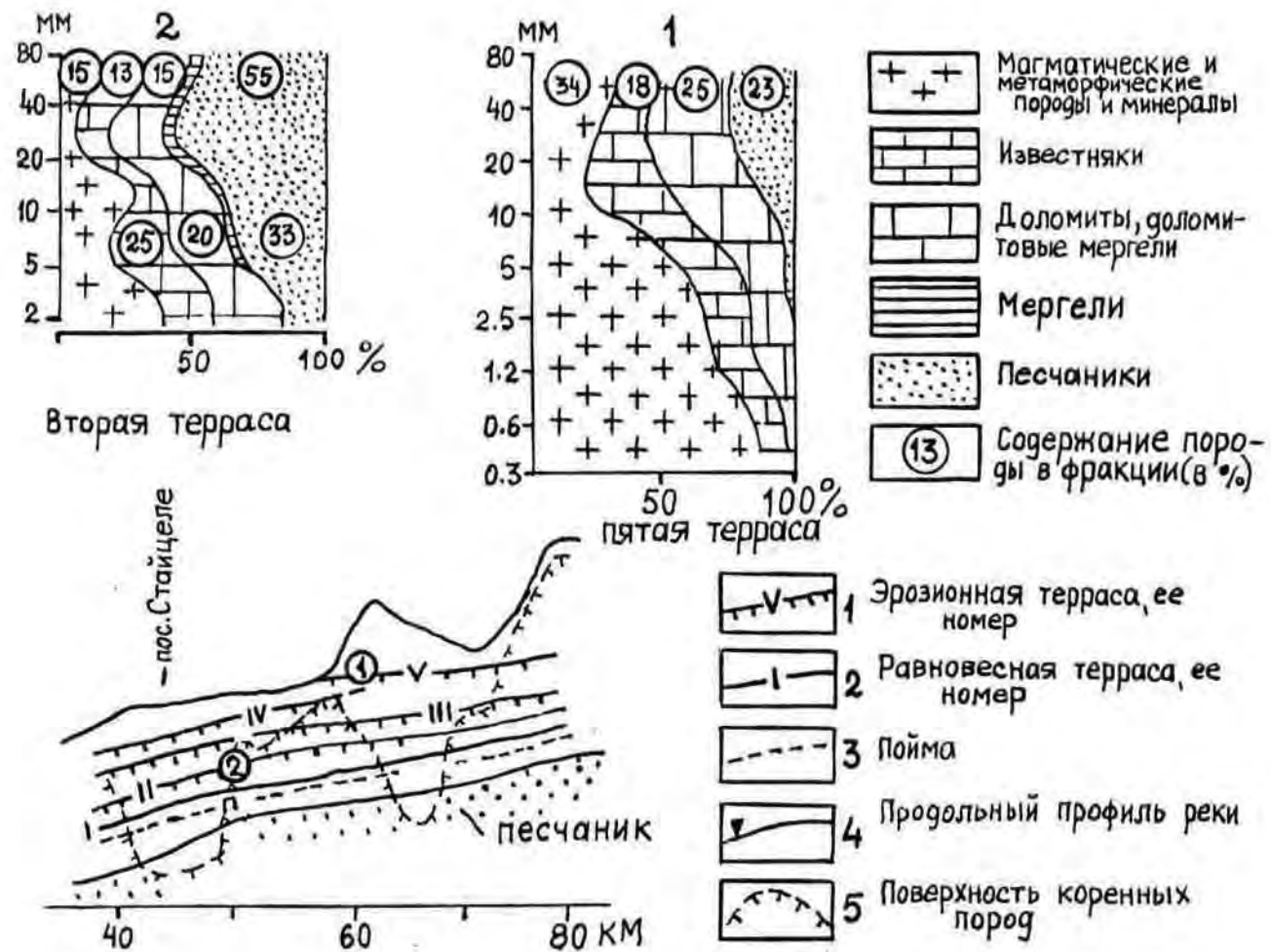


Рис. 5.43. Петрографический состав руслового аллювия разновозрастных террас реки Салаца в районе среднего течения

результате размыва моренных и флювиогляциальных отложений, отличается значительно более высоким содержанием далекопринесенного материала. Основной его особенностью, соответственно, является преобладание (за отдельными исключениями) известняков над доломитами (рис. 5.41). Кроме того, в аллювии, сформировавшемся за счет размыва морены и флювиогляциальных отложений, отмечается более высокое содержание обломков магматических и метаморфических пород, а, следовательно, общее содержание карбонатных пород значительно меньше, чем в аллювии рек, долины которых врезаются в местные карбонатные породы (рис. 5.42). Указанное хорошо проявляется не только по средним данным, но и на конкретных площадях. Так, например, флювиогляциальные песчано-гравийные отложения месторождения "Луйкас", расположенного на левобережном коренном склоне долины р. Даугава ниже г. Лунелгава, по преобладанию известняков во всех фракциях крупнее 1 мм существенно отличается от аллювиальных отложений этого участка, в грубообломочных фракциях которого значительно преобладают доломиты (411). Петрографический состав грубообломочного аллювия р. Даугава на участке между г. Плявиняс и нас. п. Саласпилс, где долина повсеместно врезана в коренные породы, который, судя по величинам показателей количественного соотношения обломков доломитов и известняков, в значительной мере формировался за счет обломков, вскрывающихся на берегах и русле доломитов, все же отражает определенное влияние на его состав и обломков ледникового комплекса. Так как во фракциях 20-10 и 10-5 мм аллювия содержание известняков убывает по сравнению с флювиогляциальными отложениями на 40-50%, можно полагать, что в грубообломочном аллювии террас, выработанных при врезании в доломиты, соответственно, доля обломков, происходящих из ледниковых отложений, также близка к 50% (411).

Особенности состава мелкозернистых фракций руслового аллювия и его изменений были изучены на реках Гауя, Педедзе и Маза Югла, различных по водности, физико-географическим условиям и водосборным площадям. Определялся состав фракций 2,0-1,0, 1-0.5, 0.5-0.25 мм, 0.25-0.1 и 0.1-0.05 мм, составляющих в сумме основную часть современного руслового аллювия этих рек.

Согласно графикам (рис. 5.44) изменений средних значений и пределов колебания содержания основных компонентов фракции 2.0-1.0, 1.0-0.5 и 0.5-0.25 мм современного песчаного аллювия р. Гауя на четырех ее участках (табл. 5.4) выявляются следующие тенденции их изменений вниз по течению реки.

Так отмечается весьма постоянное, но достаточно отчетливое увеличение среднего содержания кварца, максимальные содержания которого установлены в самом нижнем из изучавшихся участков. Особенно четко это проявляется во фракциях 1.0-0.5 и 0.5-0.25 мм. Резкое снижение содержания кварца во фракции 2.0-1.0 мм за счет возрастания содержания карбонатных зерен, "гранитоидов"^{х)} и полевых шпатов, наблюдающееся на участке реки расположенном ниже порогов Стренчу Крацес, объясняется более интенсивным размывом на порогах моренных отложений. В соответствии с указанным увеличением вниз по течению содержания кварца, происходит определенное уменьшение количества полевых шпатов и прочих компонентов, кроме содержания зерен полевых шпатов во фракции 0.5-0.25 мм.

Содержания основных компонентов в современном русловом аллювии р. Педедзе (рис. 5.45) несколько отличается от установленных на реке Гауя. В аллювии р. Педедзе выявляется более высокое содержание полевых шпатов (во всех фракциях), а во фракциях 2.0-1.0 и 1.0-0.5 мм также кварца. Меньшими являются в них содержания "гранитоидов", как и пределы колебаний содержания рассматри-

х) Обломки магматических пород и др.

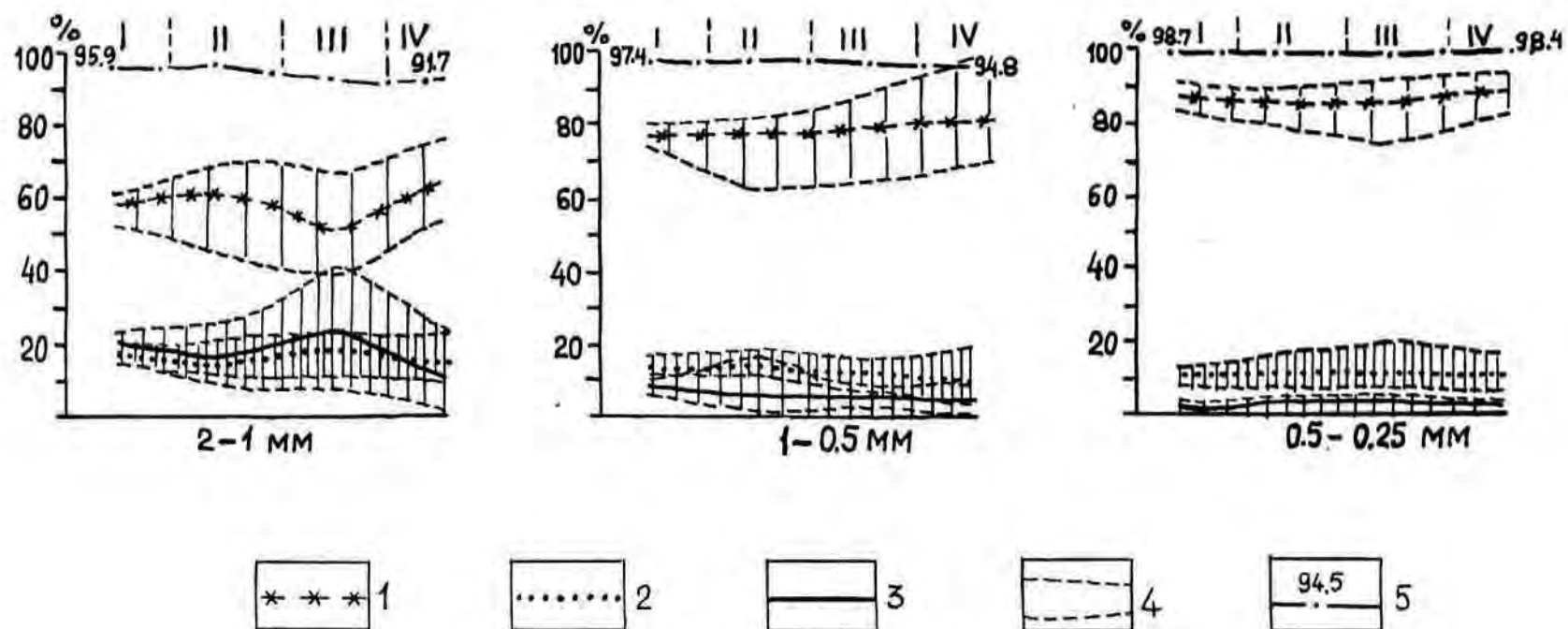


Рис. 5.44. Графики изменения средних значений и пределов колебаний кварца, полевых шпатов и "гранитоидов" в современном русловом аллювии реки Гауя
 Средние значения: 1-кварца, 2-полевых шпатов, 3-минеральных агрегатов /"гранитоидов"/, в основном: мелких обломков магматических и метаморфических пород и темных минералов. 4-пределы колебания отдельных компонентов, 5-сумма трех компонентов. Участки реки: I-Гауиенский, II-Вияский, III-Валмиерский, IV-Сигулдский.

Таблица 5.4

Содержание (%) кварца, полевых шпатов и "гранитоидов"^{х)} в современном русловом аллювии р. Гауя (средние данные и пределы колебаний по отдельным участкам)

Участки реки	2.0 - 1.0 мм			1.0 - 0.5 мм			0.5 - 0.25 мм		
	Кварц	Полевые шпаты	"Гранитоиды"	Кварц	Полевые шпаты	"Гранитоиды"	Кварц	Полевые шпаты	"Гранитоиды"
Участок I (нас.п. Гауиена-р. Мустйги)	58.5 52.8-62.3	16.8 15.0-17.8	20.6 15.7-23.7	76.5 73.4-79.7	13.3 10.5-16.7	7.6 6.0-9.5	86.4 85.0-90.0	10.7 8.0-12.7	1.6 0.5-3.0
Участок II (р. Мустйги-г. Стренчи)	61.7 45.3-69.3	16.0 12.0-21.5	18.5 8.8-26.0	77.3 63.4-81.3	14.1 10.8-17.4	6.0 1.5-16.7	84.7 79.5-89.3	10.9 7.2-17.0	2.5 0.7-4.0
Участок III (р. Лиелупе-р. Рауна)	52.1 39.7-66.7	18.5 10.3-22.5	21.8 8.3-41.4	79.0 65.0-88.0	12.2 6.0-15.2	4.7 1.8-8.0	85.4 74.8-91.5	10.6 7.0-19.5	1.8 0.2-3.0
Участок IV (р. Рауна-г. Сигулда)	63.8 52.8-76.0	15.2 10.2-22.8	12.7 2.3-24.5	81.0 68.8-90.7	9.5 2.3-17.8	4.3 0.0-9.5	87.8 81.5-92.3	10.1 5.8-15.8	0.5 0.0-2.2

х) Обломки магматических пород и др.

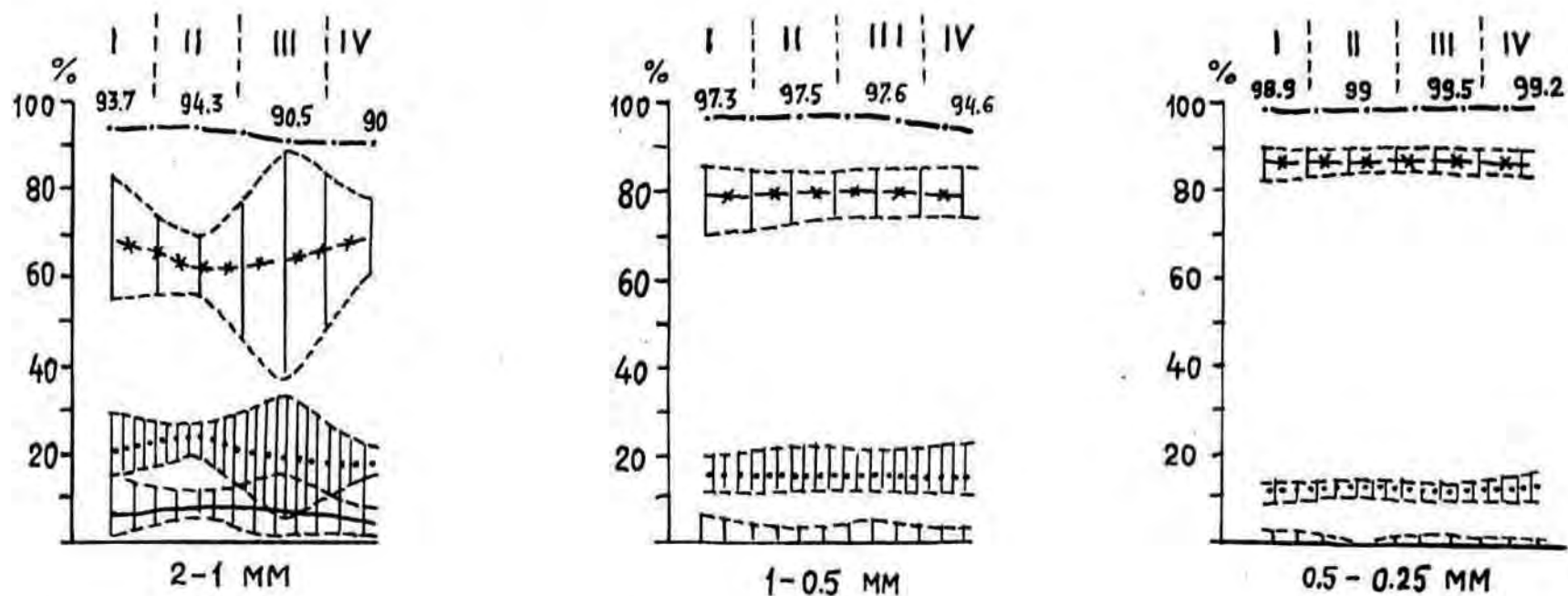


Рис. 5.45. Графики изменения средних значений и пределов колебаний кварца, полевых шпатов и "гранитоидов" в современном русловом аллювии реки Педедзе /среднее и нижнее течение реки/

Условные обозначения см. рис. 5.44.

Таблица 5.5

Содержание (%) кварца, полевых шпатов и "гранитоидов" в современном русловом аллювии р. Педедзе (средние данные и пределы колебаний по отдельным участкам)

Участки реки	2.0 - 1.0 мм			1.0 - 0.5 мм			0.5 - 0.25 мм		
	Кварц	Полевые шпаты	"Гранитоиды"	Кварц	Полевые шпаты	"Гранитоиды"	Кварц	Полевые шпаты	"Гранитоиды"
Участок I (нас.п. Малупе-нас.п. Яунанна)	68.0 55.5-82.7	20.0 15.0-28.3	5.7 0.0-15.0	79.7 69.2-85.5	15.5 12.0-19.8	2.1 0.0-6.0	87.0 82.7-89.8	11.6 9.3-13.7	0.3 0.0-1.0
Участок II (нас.п. Яунанна-пос. Литене)	62.2 57.5-69.3	24.0 20.3-26.2	8.1 6.5-11.3	80.7 72.7-84.0	15.1 11.5-22.5	1.7 0.0-2.5	86.1 84.8-87.8	12.9 11.5-14.0	0.05 0.0-0.2
Участок III (пос. Литенер. Сита)	64.3 37.3-89.0	18.9 5.5-33.3	7.3 1.2-15.5	79.6 75.0-85.5	16.2 12.5-20.3	1.8 0.5-4.3	87.2 85.5-89.0	11.8 9.7-13.2	0.5 0.0-1.3
Участок IV (р. Сита-мост Островиешу)	69.7 62.5-77.5	17.5 15.5-21.2	2.8 0.8-7.0	79.1 74.5-85.0	14.5 11.5-23.0	1.0 0.0-2.0	86.4 84.0-89.2	12.4 9.8-16.7	0.4 0.0-1.0

ваемых компонентов состава. Все же в целом содержания упомянутых компонентов в современном русловом аллювии рек Гауя и Педедзе весьма сходны, в особенности во фракциях 1.0-0.5 и 0.5-0.25 мм (табл. 5.5, 5.6).

Таблица 5.6

Суммарное содержание (%) кварца, полевых шпатов и "гранитоидов" в современном русловом аллювии рек Даугава, Гауя, Педедзе и Маза Югла.

Фракции, мм	2.0-1.0	1.0-0.5	0.5-0.25
Река			
Даугава (г.Рига)	среднее 94.0	среднее 97.0	среднее 99.0
Гауя (нас.п. Гауи- ена-нас.п.Мурьяни)	96.2-91.7	97.4-94.8	98.7-97.8
Педедзе (нас. п. Малупе-нас.п. Викшни)	94.3-90.0	97.6-94.6	99.5-98.9
Маза Югла (участок "Бунчи")	среднее 89.2	среднее 95.7	среднее 98.3

Из приведенной таблицы и суммарного содержания кварца, полевых шпатов и "гранитоидов" следует, что чем меньше река, тем меньше их в современном русловом аллювии.

Таким образом, в современном русловом аллювии рассматриваемой территории, 90-99% составляют кварц, полевые шпаты, а также обломки магматических пород. Остальную же часть (1-10%) составляют обычно обломки карбонатных пород (доломитов, известняков), реже пород песчано-глинистого комплекса (песчаников, алевролитов, глин).

Некоторые различия в составе песчаного современного руслового аллювия тех рек, русла которых на значительном протяжении врезаются в доломиты по материалам изучения одного из нижних отрезков р. Даугава, расположенного у о. Доле, выражается в увеличенном содержании обломков доломитов в фракции 2.5-1.25 мм, составляющих в ней в среднем 18,3%. Во фракции 1,25-0,6 мм увеличение количества доломитовых зерен уже мало значительно (среднее содержание до 5.5%), а во фракции 0.6-0.3 мм они вообще отсутствуют. Таким образом, основные различия в составе песчаного современного руслового аллювия свободно меандрирующих рек (Гауя, Педедзе) и немеандрирующих, врезающихся в доломиты (р. Даугава), выражается в пониженном в среднем на 10-20% содержаниях суммы основных компонентов во фракции 2.0-1.0 (2.5-1.2) мм и до 4-10% во фракции 1.0-0.5 мм за счет возрастания роли зерен местных доломитов.

На графиках (рис. 5.46), составленных по данным анализов более 120 проб аллювия р. Гауя четко выделяется три обособленных ее отрезка, отличающиеся повышенным содержанием обломков карбонатных пород во всех изученных фракциях современного руслового аллювия.

Первый из них (рис. 5.47), располагающийся между нас. п. Гауиена и р. Мустыги не характеризуется высоким общим содержанием карбонатов, однако отличается резким повсеместным преобладанием обломков доломитов над известняками, что обусловлено поступлением обломков доломитов в врезающееся русло реки со склонов долины на вышележащем участке (пороги Сикшню) протяженностью более 20 км. Повышенное содержание зерен карбонатных пород, которое появляется на участке реки г. Стренчи-р. Абулс, расположенном непосредственно ниже порогов Стренчу Крацес, где русло реки вреzano в моренные суглинки и супеси последнего оледенения, обусловлено возрастанием количества обломков известняков, которых

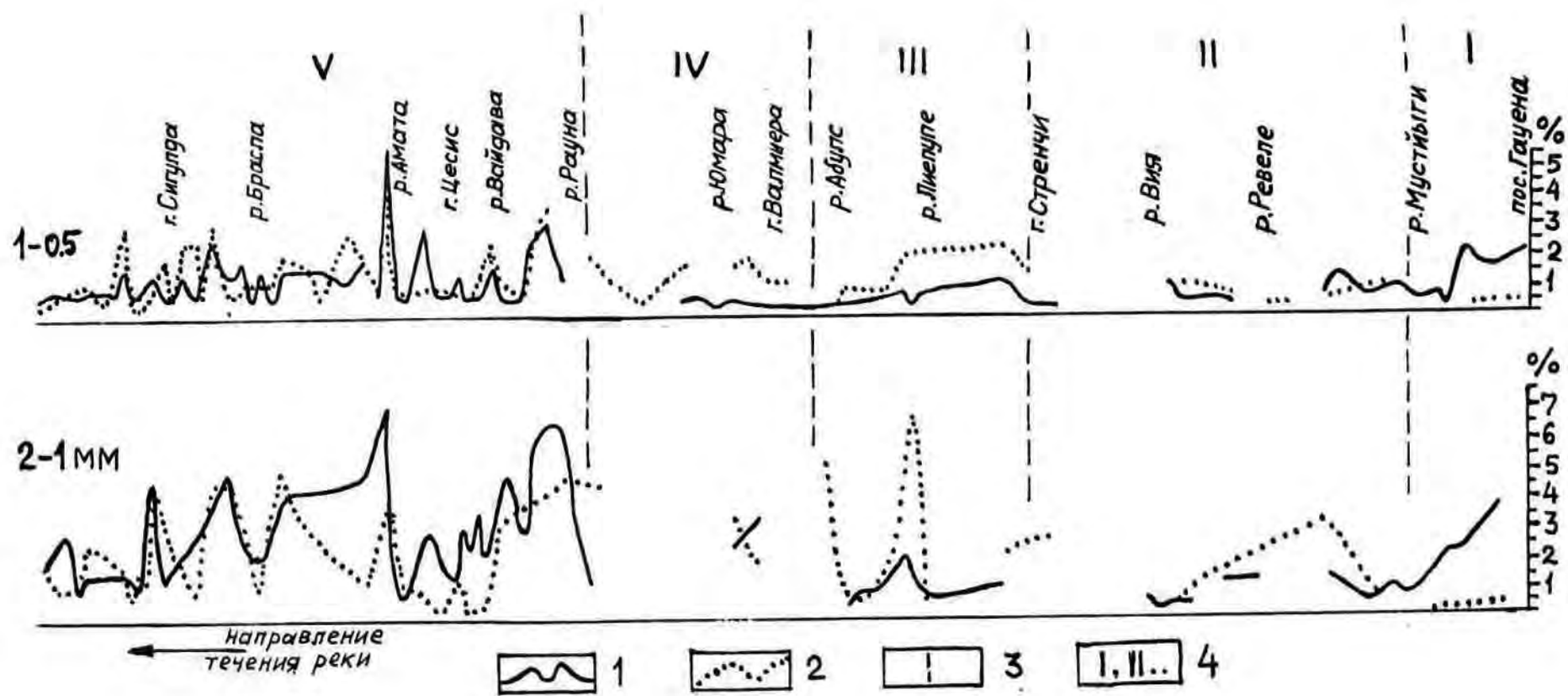


Рис. 5.46 .Изменения содержания обломков доломитов и известняков в современном русловом аллювии реки Гауя
 I—доломиты, 2—известняки, 3—границы участков реки с различным содержанием доломитов и известняков, 4—порядковый номер участка реки.

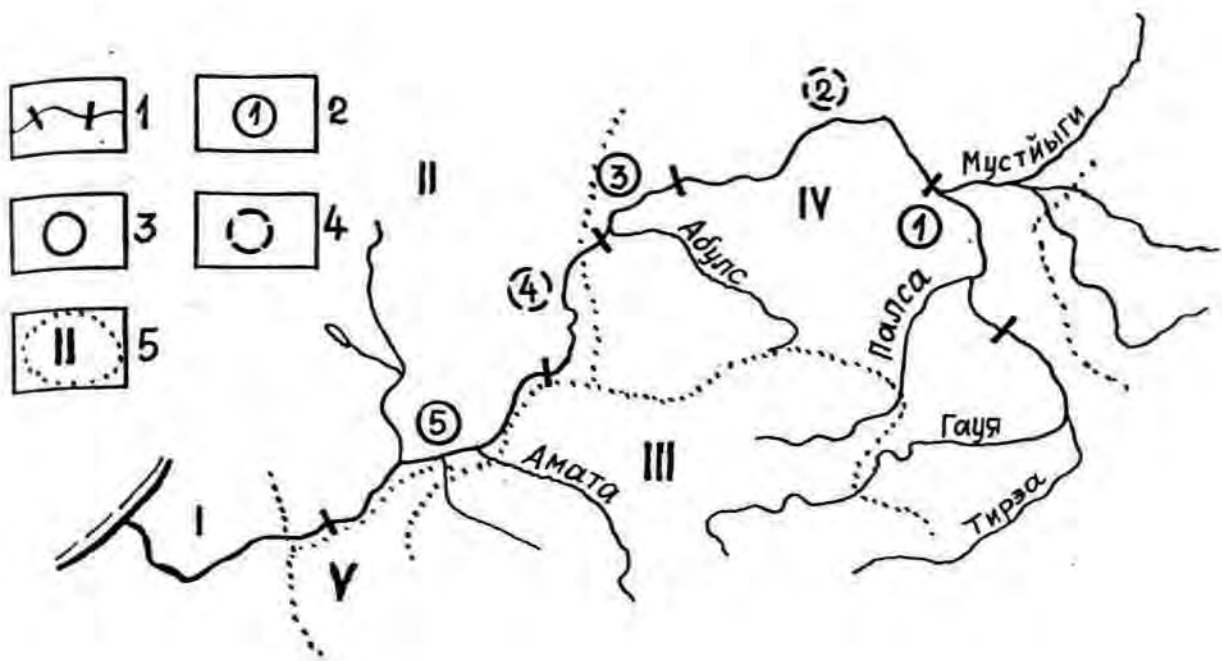


Рис. 5.47 .Схема районирования реки Гауя по изменениям содержания в современном русловом /песчаном/ аллювии карбонатных пород

I-границы участков реки, 2-номер участка, 3-участок с повышенным и 4-с пониженным содержанием обломков принесенных и местных карбонатных пород, 5-границы и номер геоморфологического района. Геоморфологические районы: I-Рижская песчаная равнина, II-Северо-Западно-Видземское поднятие, III-Центрально-Видземская возвышенность, IV-Средне-Гауйская впадина, V-Средне-Латвийская покатость.

здесь больше чем доломитов (рис. 5.46).

Основной максимум содержания обломков карбонатных пород выявлен на пятом участке долины протяженностью свыше 60 км, располагающимся между р. Рауна и г. Сигулда. Во фракции 2-1 мм в составе карбонатов чаще преобладают зерна доломитов, а в фракции 1.0-0.5 мм преобладание доломитов и известняков отмечается примерно в равном количестве случаев. Река Гауя здесь течет по дну долины, врезанной на 20-60 м в девонские песчаники и алевролиты, а на дне древнего вреза под перстративной толщей аллювия пойм и террас обычно залегает морена, алевриты или безвалунные глины (5). Повышенное содержание в современном аллювии доломитов, по-видимому, объясняется формированием русловых отложений участка р. Амата - г. Сигулда в основном за счет размыва песчано-гравийных отложений левобережных террас, отличающихся, как уже отмечалось, более высоким содержанием в них обломков доломитов, особенно на отрезках, расположенных ниже устьев рек Рауна, Амата, и Симтупите. Высокие, особенно на отдельных отрезках, содержания в аллювии известняков наиболее вероятно обусловлено размывом правобережных террас, русловые отложения которых в значительной мере формировались в основном за счет размыва морены и флювиогляциальных отложений как самой р. Гауя, так и ее правобережными притоками (Ленчупе, Брасла). Отмеченные выше изменения содержания карбонатных пород по отдельным участкам реки Гауя наиболее четко фиксируются коэффициентом отношения доломитов и известняков по представительным фракциям песчаного руслового аллювия (рис. 5.48), а также изменениями средневзвешенного содержания доломитов и известняков в аллювии (рис. 5.49), рассчитанного по методика Б.С. Лунева (221).

В современном русловом аллювии реки Педедзе в рассматриваемых фракциях 1.0-0.5 и 0.5-0.25 мм доломиты и известняки присут-

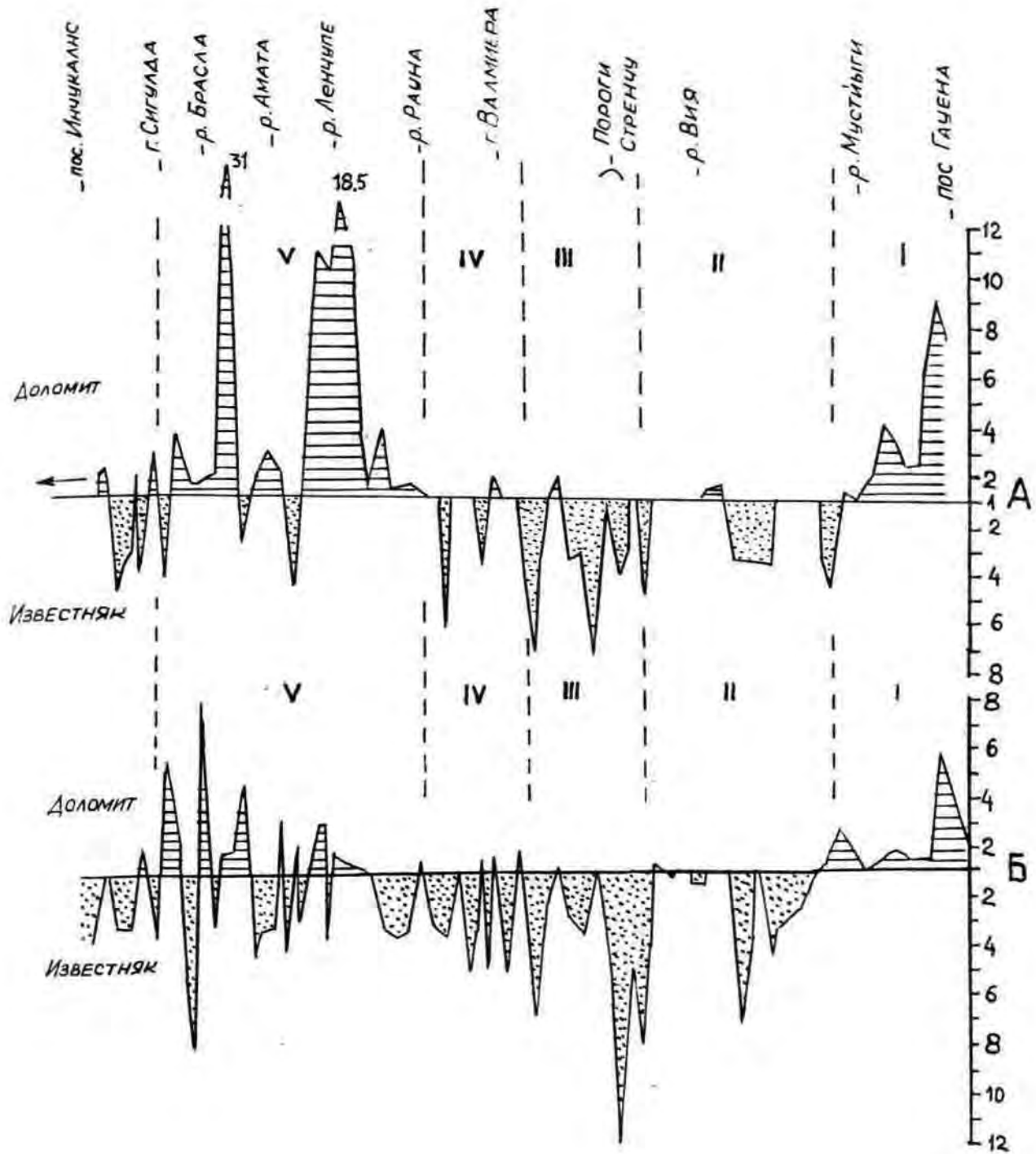


Рис. 5.48. График изменения коэффициента отношения доломитов и известняков в современном русловом аллювии реки Гауя
А - фракция 2-III, Б - фракция I-0,5мм

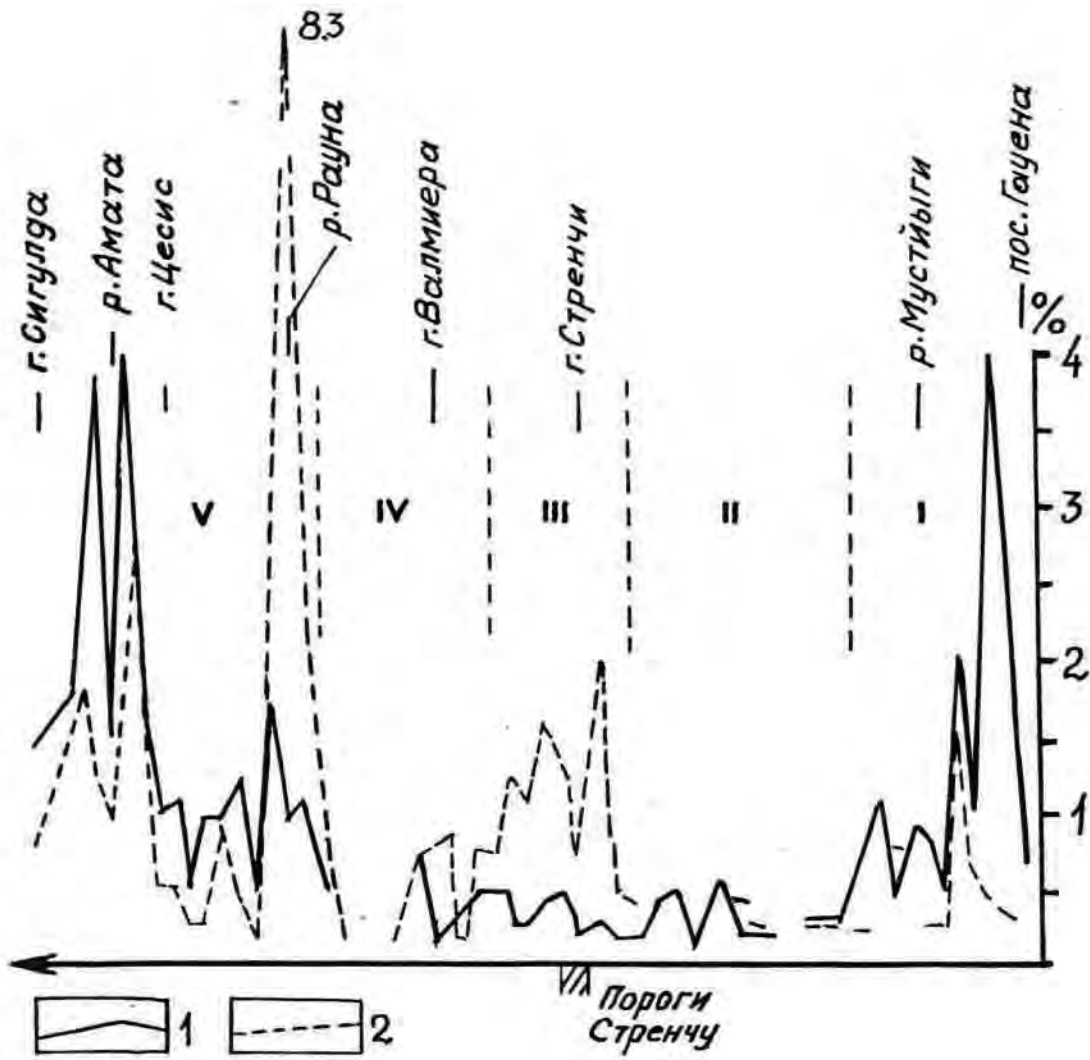


Рис. 5.49. Средневзвешенное содержание зерен доломита /1/ и известняка /2/ в современном русловом аллювии реки Гауя

ствуют лишь на отрезках реки, где происходит ее врезание в моренные суглинки и супеси (ниже нас. п. Малупе и на отрезке Юнанны-Литене). Ниже, где река свободно меандрирует, прокладывая русло в рыхлых лимногляциальных песчано-алевритистых отложениях и глинах, они появляются лишь спорадически или вообще отсутствуют. За редкими исключениями (по данным 50 проб) преобладают доломиты, составляя до 4,2% во фракции 2-1 мм и 2% фракции 1.0-0.5 мм. Коэффициент отношения доломитов к известнякам колеблется от 1.0 до 5.0. По В. Куршсу (197, 198) в петрографическом составе флювиогляциальных отложений (фракции 10-80 мм и 3-5 мм), а также в моренах последнего оледенения (112) на территории исследуемого района обломки доломитов преобладают над известняками. Следовательно, петрографический состав современного песчаного руслового аллювия по соотношению зерен доломитов и известняков сходен с флювиогляциальными отложениями второго подтипа по В. Куршсу и мореной Восточно-Латвийского региона по И. Данилансу.

На изучавшемся участке реки Маза Югла (Добелниеки-Бунчи) петрографический состав руслового аллювия обусловлен размывом морены. Влияние на состав аллювия обнажающихся здесь доломитов, по видимому, из-за ограниченного распространения порожистого участка (около 1 км) и в целом незначительной глубиной (до 2-3 м) вреза реки Маза Югла в доломиты почти не проявляется (за исключением фракции > 2.0 мм). Об этом свидетельствует преобладание во фракции 1.0-0.5 мм известняков над доломитами (табл. 5.7), что характерно и для морены последнего оледенения в недалеко расположенных разрезах Даугмале и Кайбала, хотя коэффициенты их отношения в аллювии более низкие.

Содержание основных компонентов карбонатных пород в современном русловом аллювии р. Маза Югла (участок "Бунчи")

22 пробы

Показатели состава	Ф р а к ц и и в м м			
	более 2,0	2,0-1,0	1,0-0,5	0,5-0,25
	пределы колебания (средние) %	пределы колебания (средние) %	пределы колебания (средние) %	пределы колебания (средние) %
Доломит	1,0-12,9 (6,6)	1,7-7,8 (3,7)	0,5-2,0 (1,1)	0,2-0,5 (0,4)
Известняк	1,5-11,4 (3,7)	0,3-10,3 (3,7)	0 - 3,9 (1,5)	0,2-0,8 (0,4)

Таким образом, влияние коренных пород при незначительном (до 3-5 м) углублении русел рек в них, существенного влияния на петрографический состав песчаного аллювия не оказывает, так как в русло поступает мало их обломков.

Содержание зерен песчаников и алевролитов в современном песчаном аллювии р. Гауя невысокое. Так, в рассматриваемых фракциях аллювия содержание их здесь чаще всего составляет от 0,5 до 3,0%, даже на участке протяженностью около 90 км, в пределах которого рекой часто подмываются высокие обрывы девонских песчаников с прослоями глин и алевролитов (р. Сапа-нас.п. Мурьяни). Незначительное, местами даже спорадическое присутствие песчаников объясняется как слабой цементацией песчаников, так и невысокой в настоящее время интенсивностью размыва р. Гауя и ее притоками этих пород. Сходные показатели содержания в современном песчаном аллювии зерен песчаников и алевролитов получены и для рр. Маза Югла и Педедзе, где также местами в русле, на цоколях террас и

на коренных склонах имеются выходы песчаников, алевролитов и глин. Содержание песчаников и алевролитов в современном песчаном русловом аллювии ниже чем в соответствующих фракциях флювиогляциальных и гляцигенных отложений.

Приведенный выше материал таким образом дает представление об особенностях состава современного песчаного руслового аллювия, формировавшегося как в результате размыва ледниковых и водноледниковых отложений, так и местных коренных пород, в которых выработаны русла рек. Некоторые имеющиеся данные, как и сходства условий формирования свидетельствуют, что все основные особенности составов руслового аллювия пойм и террас в целом аналогичны выявленным для современного руслового аллювия.

Как свидетельствуют изложенные выше материалы, изученные реки характеризуются частыми изменениями гранулометрического и петрографического состава аллювия, которые большей частью обусловлены сменой вниз по течению реки различных размываемых ею разновидностей четвертичных отложений и коренных пород. В настоящее время вынос аллювия притоками в русло магистральной реки является ограниченным и обуславливает обычно некоторые изменения состава аллювия лишь на весьма коротких отрезках реки. Причиной этого является малая в целом водность притоков и слабая интенсивность денудационных процессов в их бассейнах. Однако в конце позднеледниковья и в начале голоцена, когда склоновые и русловые процессы протекали интенсивнее, влияние тех же притоков на формирование состава аллювия было более значительным. В руслах малых и даже крупных рек формирование транзитного аллювия (с постепенным убыванием вниз по течению его крупности) не происходит главным образом из-за частых изменений гидродинамических условий рек. Так, по материалам изучения р. Гауя в условиях динамического равновесия современной деятельности реки, расстояние транспортировки даже

мелких обломков (2.0-0.25 мм) местных коренных пород не превышает 20-25 км. Поэтому четкой продольной дифференциации частиц по их среднему размеру и окатанности не происходит. На возможность проявления продольной дифференциации сказывается и поступление в русло магистральной реки новых порций обломочного материала в результате размыва берегов.

На участках, в пределах которых долины и русла рек врезаются в коренные породы, в составе грубообломочного материала аллювия почти всегда господствующее или значительно увеличенное значение имеют обломки местных коренных пород. Содержание их в составе грубообломочного аллювия тем выше, чем больше расстояние, на протяжении которого долины (русла) врезаются в эти породы и чем значительнее глубина вреза (411).

Изменения петрографического состава аллювия, формировавшегося за счет размыва ледниковых отложений в основных чертах подчинены региональным и локальным изменениям состава моренных суглинков и флювиогляциальных отложений последнего оледенения, выявленных исследователями Прибалтики (75,112,197,198,302,422,425 и др.). Основные направления убывания или возрастания содержания отдельных компонентов грубообломочной составляющей ледниковых и водноледниковых отложений по указанным материалам отражены на рис. 5.50. На основании выявленных особенностей петрографического состава грубообломочных фракций аллювиальных отложений и установленных изменений состава ледниковых отложений по площади, составлена картосхема, отражающая распространение отдельных разновидностей грубообломочного аллювия, выделенных по особенностям их петрографического состава (рис. 5.51). Краткая характеристика этих выделенных разновидностей грубообломочного аллювия приведена в таблице 5.8.

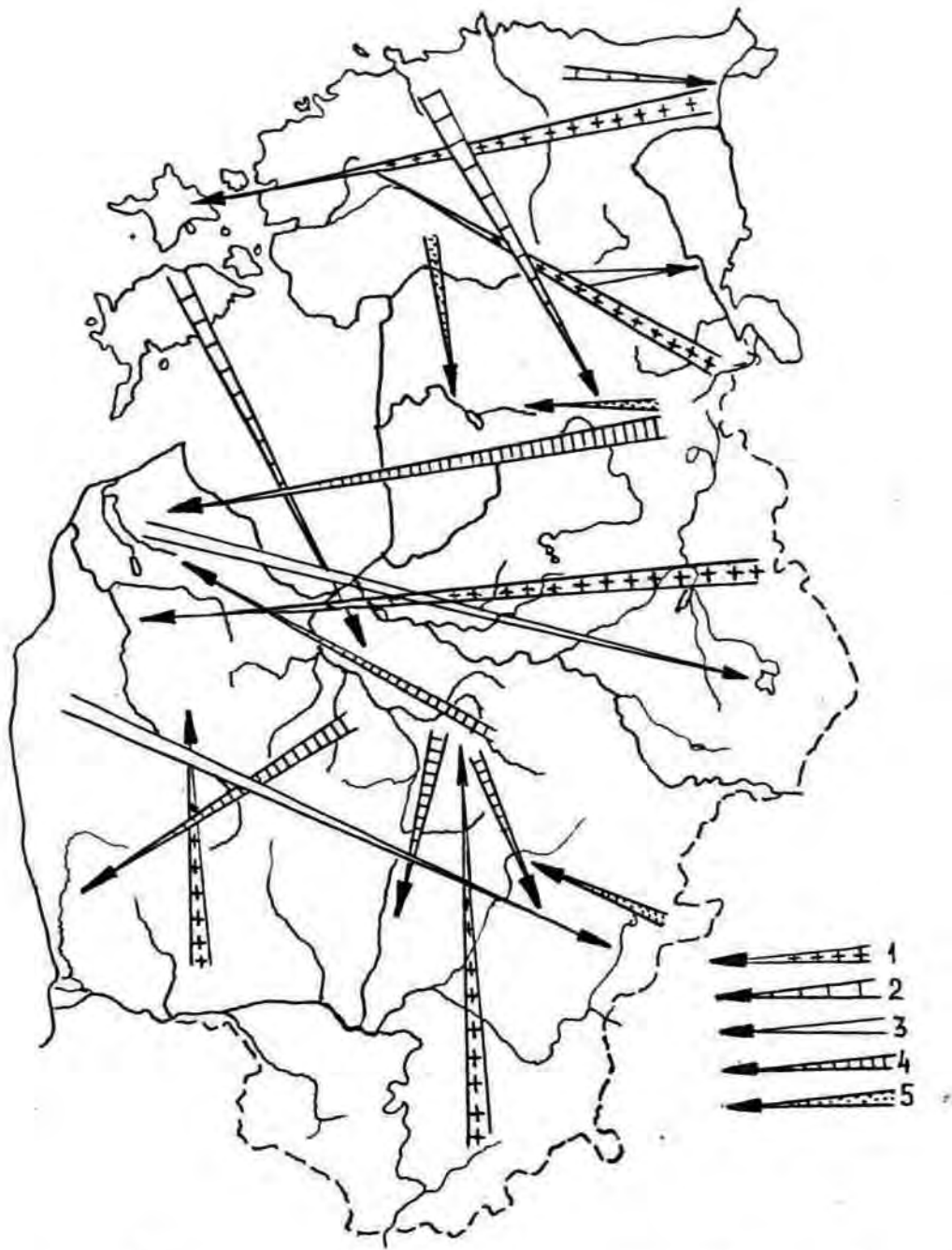


Рис. 5.50. Основные закономерности изменения главных компонентов петрографического состава гравийных и галечных фракций в верхней морене и в песчано-гравийных отложениях Прибалтики

Направления убывания содержания: 1—магматических и метаморфических пород, 2—карбонатных пород, преимущественно известняков, 3—известняков, 4—доломитов, 5—песчаников.
Схема составлена по опубликованным данным И.Я. Даниланса, А.И. Гайгалеца, В.М. Куршса, А.П. Микалаускаса, А.В. Раукаса, А.А. Юргайтиса и др.

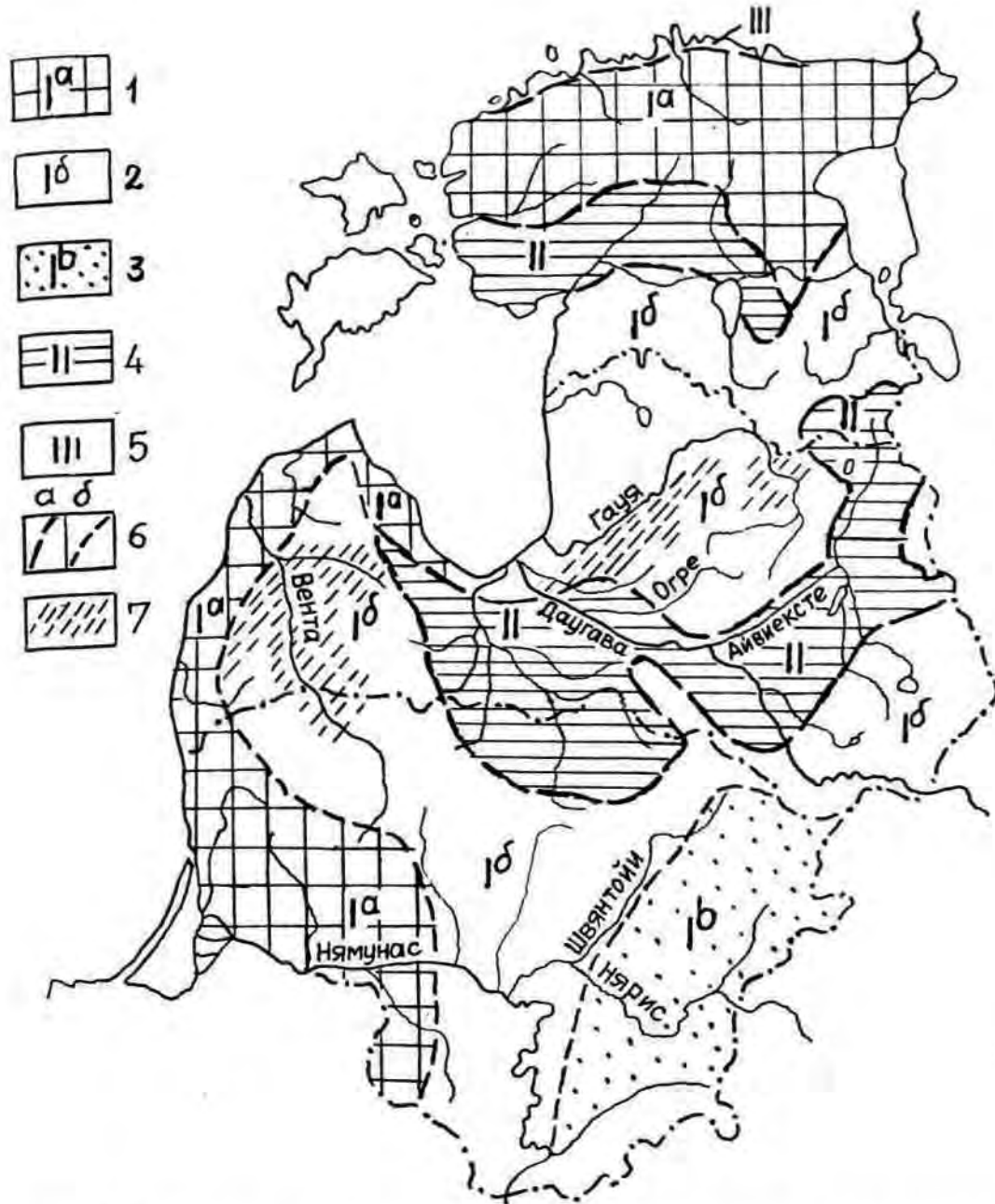


Рис. 5.51. Распространение петрографических разновидностей гравийно-галечного руслового аллювия в речных долинах Прибалтики

1-3 - разновидности аллювия первого подтипа /преобладание известняков над доломитами/, 4-аллювиальные отложения второго подтипа /преобладание доломитов над известняками/, 5-аллювиальные отложения третьего подтипа /абсолютное преобладание магматических и метаморфических пород/ Предполагаемые границы: 6а-подтипов руслового аллювия, 6б-разновидностей руслового аллювия в пределах одного подтипа, 7-районы, где региональные разновидности аллювия могут быть значительно изменены локальным влиянием местных коренных пород.

Петрографические разновидности песчано-гравийного
руслового аллювия

Тип	Разновид- ность	Характеристика по отношению основных компонентов осадочных пород
I	I ^a	Абсолютное преобладание известняков над доло- митами. Коэффициент отношения обычно более 2-5. Местами обломки доломита отсутствуют полностью.
	I ^b	Преобладание обломков известняков, но на от- дельных участках южнее границы выходов на по- верхность коренных пород девонских доломитов их соотношения одинаковы или даже местами обломков доломитов несколько больше чем из- вестняков.
	I ^b	Повышенное, по крайней мере местами, содер- жание песчаника до 10-15%. Соотношения доло- митов и известняка такие же как для разно- видности I ^b .
II	-	Преобладание доломитов над известняками, при некоторых возможных отклонениях в отдельных фракциях.
III	-	Абсолютное преобладание магматических и ме- таморфических пород. Карбонатные породы от- сутствуют, либо их содержание не превышает 5-10%.

Районирование территории Прибалтики, выполненное по особеннос-
тям петрографического состава гравийно-галечных фракций аллюви-

альных отложений, отражает региональные изменения соотношений важнейших его компонентов и может послужить основой для дальнейших исследований состава аллювия этой территории.

5.6. Распространение и основные разновидности старичных образований

Старичные отложения являются весьма характерной составной частью аллювиальных свит пойм и террас, которые в фациальной структуре аллювия Прибалтики появляются, как правило, только в голоцене. Наиболее широкое распространение они имеют, как известно, в перстративных и констративных аллювиальных свитах, т.е. в аллювии свободно меандрирующих рек. Позднеплейстоценовый аллювий речных террас, а также голоценовый аллювий инстративных пойм и террас рек Прибалтики часто отличается слабой фациальной дифференциацией, и, следовательно, недоразвитыми старичными образованиями или полным их отсутствием (119,263,395,401). Основные закономерности формирования старичных образований как и фациальной структуры аллювиальных свит в целом обстоятельно были изложены Е.В. Шанцером еще в 1951 году. Исследования старичных образований рек области последнего оледенения немногочисленны. Некоторые данные о составе, мощностях и распространении этих отложений в ряде долин Прибалтики изложены в работах О.П. Аболтыньша (4,5), К.Ф. Каяка (153), А.М. Мийдела (263,264), Г.Я. Эберхарда (395,398), А.Б. Басаликаса (431). В.В. Дварецкаса (447,448,449) и одной совместной публикации последних двух исследователей (450). Специальное изучение стариц, с выделением нескольких их разновидностей, проводилось лишь в Южной Прибалтике В.В. Дварецкасом (116).

Интересные материалы о строении старичных осадков, времени и

продолжительности осадконакопления в долинах равнинных рек перигляциальной полосы последнего оледенения и непосредственно на территории, подвергавшейся оледенению в последние два десятилетия, получены польскими учеными, проводившими исследования изменений палеогидрологических и палеоклиматических условий позднего плейстоцена и голоцена (459,460,461,462,465,498,499,500,501,519,520,542,544,545,546 и др.) На территории Польши появление в аллювиальных отложениях террас и пойм типичных старичных образований связано с аллередским потеплением климата и началом интенсивного проявления процесса меандрирования рек, когда там, по-видимому, наметился переход на гидрологический режим, близкий к современному.

На территории Прибалтики эти качественные изменения гидрологического режима рек, выражающиеся появлением образований пойменной фации, намечаются со второй половины аллереда (395). Однако, развитая фациальная дифференциация аллювиальных свит, включающая и формирование старичных образований, проявляется обычно с бореального и атлантического времени.

Мощность старичных отложений в аллювиальных свитах пойм и первых террас крупнейших рек Средней Прибалтики (Гауя, Вента, Даугава) достигает 2-6 м; у средних - (Педедзе, Огре, Айвиексте, Абава и др.) - 2-3 м, малых - 0,5-2 м. В Южной Прибалтике, где динамическое равновесие флювиальных процессов во время формирования первых террас и пойм было развито шире чем в Средней и Северной Прибалтике, старичные отложения имеют более широкое распространение, в особенности в долинах бассейна р. Нярис, но отличаются меньшей мощностью, чем в долинах Средней Прибалтики.

В долинах Эстонии (кроме южной части территории) старичные отложения почти не развиты (263,264). На основании разработанной Е.В. Шанцером (380) принципиальной схеме последовательности развития стариц и особенностей осадконакопления в них, В.В. Дварец-

кас (447), по данным изучения долины р. Швянтойи, предложена
дробная классификация стариц, в зависимости от того, какие фазы
своего развития они прошли. В развитии стариц В.В. Дварецкасом
выделяется до пяти фаз осадконакопления.

По материалам фациального анализа аллювия пойм и террас меан-
дрирующих рек Латвии, представляется целесообразным выделить
следующих четырех разновидностей старичных образований, фиксирую-
щих наиболее характерные варианты хода осадконакопления в стари-
цах.

Первая разновидность старичных образований развита в аллюви-
альных свитах перстративных пойм крупных меандрирующих рек (Гауя),
находящихся в динамическом равновесии по крайней мере с атланти-
ческого климатического оптимума. Развитие крупных и глубоких ста-
риц в них проходило по следующей схеме: слабо проточная, полуот-
члененная от действующего русла излучина - автономное старичное
озеро - периодически пересыхающий старичный водоем (иногда с по-
ступлением во время половодий наилка) - низинное болото. По мере
горизонтального смещения русла реки и приближения ее к старице
происходит захоронение старичных отложений осадками пойменной фа-
ции. Наиболее наглядно строение старичных образований этой разно-
видности выявляется на перстративной пойме р. Гауя в пределах
Средне-Гауйской впадины (рис. 5.52, старица А). Рассматриваемая
разновидность старичных образований, таким образом, отражает нор-
мальный ход развития глубоких стариц, с полным спектром субфаций.
Это однако, не исключает различные варианты отклонения, когда по
каким-либо причинам старица не проходит все указанные этапы сво-
его развития, как это хорошо видно на примере двух близко распо-
ложенных разновозрастных стариц р. Гауя (рис. 5.52, старицы А и
Б). Образование старичной фации рассматриваемой разновидности
обычно перекрыты отложениями пойменной фации - скрытослоистыми

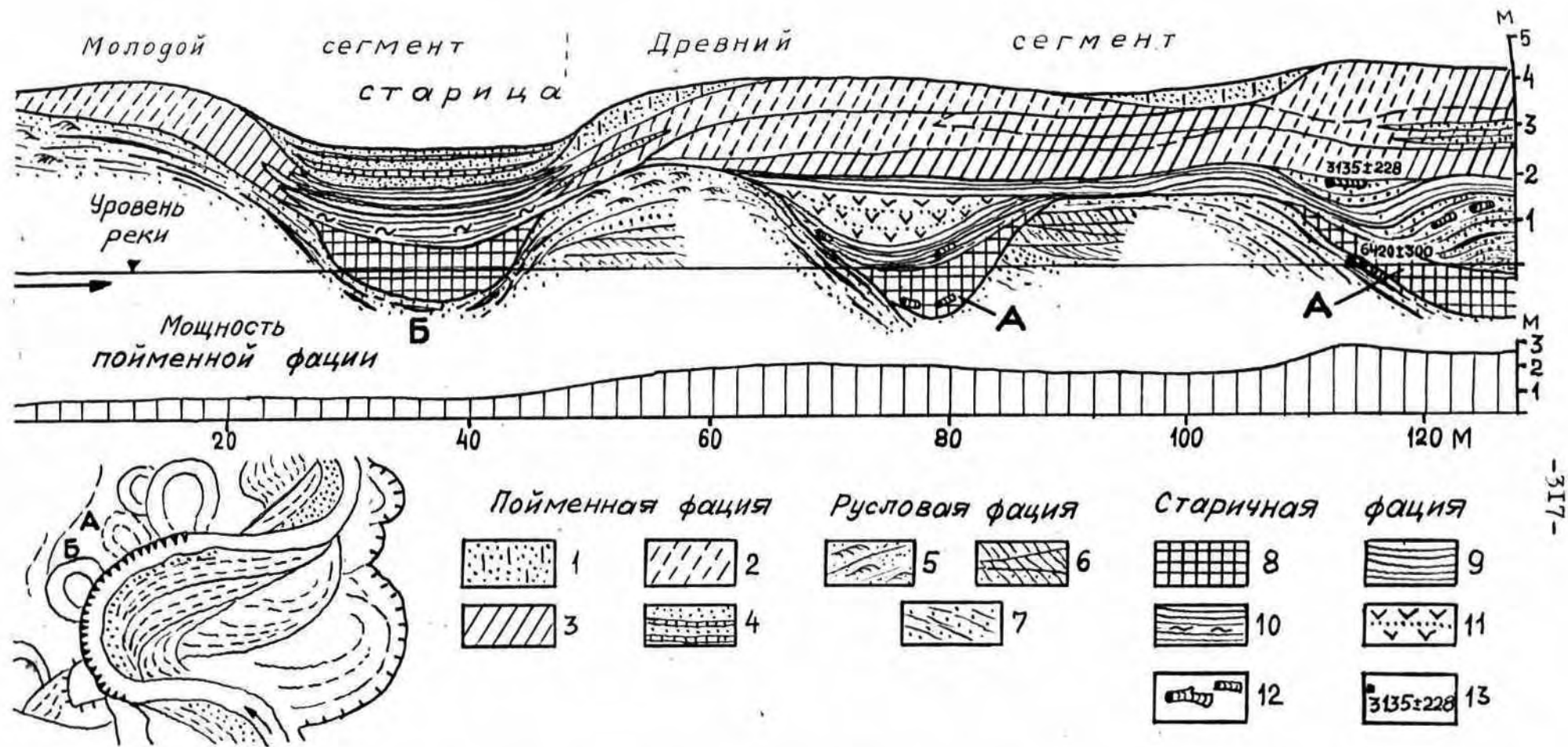


Рис. 5.52. Разрез поймы реки Гауры ниже устья реки Мустынгы

1—пески пылеватые, 2—супеси, 3—суглинки, 4—пески тонко- и мелкозернистые с прослоями алеврита, 5—пески мелко- и тонкозернистые со слоистостью ряби течения, 6—пески мелко- и среднезернистые, косослоистые, 7—косо падающие прослойки песка с линзами алеврита, 8—сапропели, 9—глины, серые, 10—глины серые, сильно заиленные, 11—торф травяной с тонкими прослойками песка, 12—стволы деревьев, обломки древесины, 13—абсолютный возраст датированной древесины.

осадками внутренней зоны осадконакопления, реже отложениями приречной зоны осадконакопления с ленточной слоистостью, или же субфацией отложений наложенного вала (рис. 5.52, старица Б).

Вторая разновидность старичных образований отличается отсутствием субфации автономных озер (т.е. органогенных озерных осадков - сапропелей). Нижнюю часть тонкодисперсных глинистых отложений, залегающих непосредственно на мелких заиленных песках начальной фазы развития, образуют сильно заиленные, иногда оторфованные серые глины и суглинки пересыхающих водоемов, иногда содержащие много листьев, обломков древесины, ветвей деревьев и целых стволов. Вверх по разрезу они замещаются травяно-древесными торфами, иногда глинистыми или с тонкими прослойками песка. Формирование старичных отложений этой разновидности происходит в небольших старицах, незначительной глубины, в связи с чем постоянные водоемы в них не возникают. Подобные старичные образования особенно характерны на поймах малых и средних рек, однако старичные образования близкие этой их разновидности, установлены и на первой террасе крупной немеандрирующей (но находящейся в динамическом равновесии) р. Даугава на отрезках, располагающихся в пределах Восточно-Латвийской и Полоцкой низменности (рис. 5.53, 5.54).

Третья разновидность старичных образований можно рассматривать как сильно редуцированный их тип, в котором отсутствует не только субфация автономного, но и субфация временно пересыхающего водоема. Она развита, по-видимому, на тех участках, на которых бывшие перекаты или прямые отрезки, отделенные от действующего русла излучин, были относительно мелкими и располагались далеко от реки. Поэтому в них во время половодий взвешенные частицы не поступали. Такие старицы обычно заполнены исключительно торфом.

Четвертая разновидность строения отложений старичной фации отражает более сложный характер осадконакопления, нежели охарак-

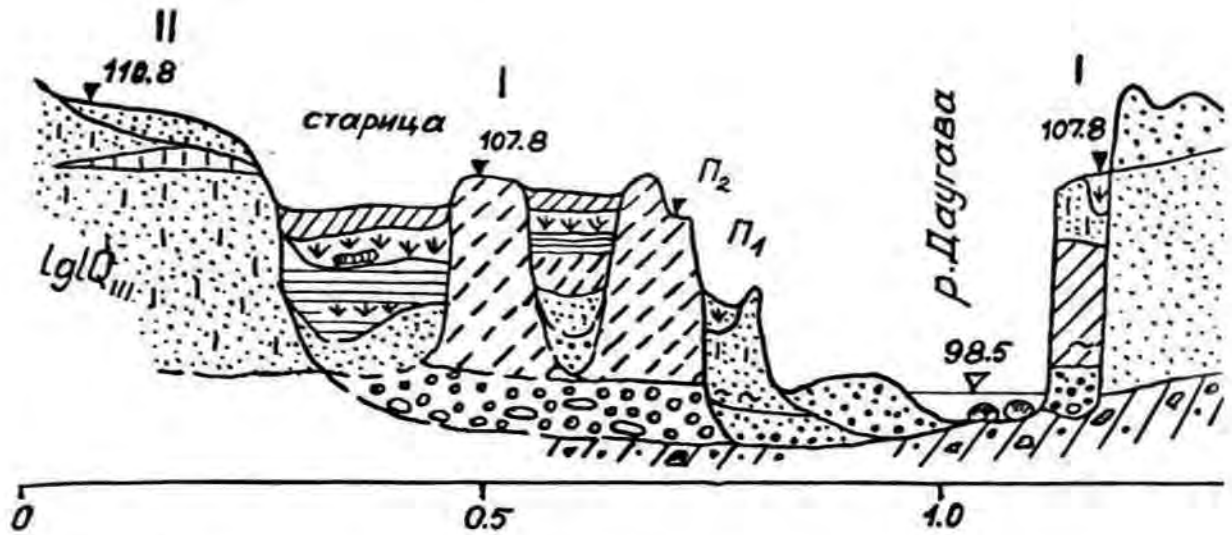


Рис. 5.53. Поперечный профиль нижней части долины реки Даугава выше пос. Пиедруя

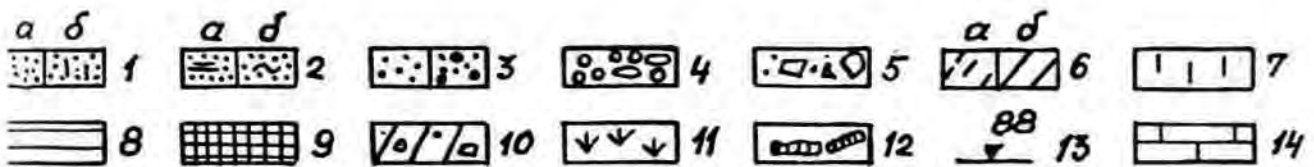
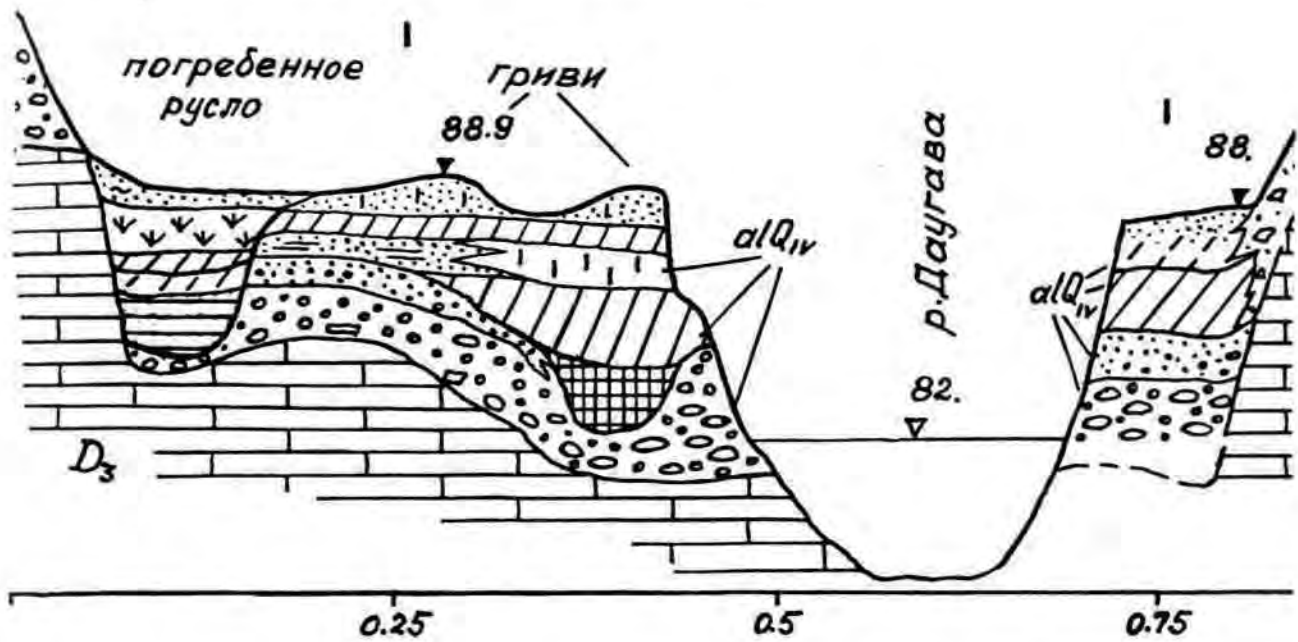


Рис. 5.54. Поперечный профиль нижней части долины реки Даугава 4 км выше г. Ливаны

Пески: 1а-мелко- и тонкозернистые, 1б-пылеватые, 2а-глинистые, 2б-запленные, 3а-средне- и 3б-разнозернистые, 4-гравий с галькой, 5-щебень, 6а-супеси, 6б-суглинки, 7-алевриты, 8-глины, 9-сапропели, 10-моренные суглинки, 11-торф, 12-обломки древесины, 13-абсолютные отметки, 14-доломиты.

теризованные выше, обусловленный неоднократной сменой в развитии стариц субаэральных и субаквальных условий осадконакопления. Поэтому пачки старичных отложений этой разновидности характеризуются чередованием вверх по разрезу сапропелей, сильно заиленных глин, алевроитов и торфа (рис. 5.55). Рассматриваемая разновидность старичных образований довольно широко распространена на относительно молодых поймах, а иногда и на первых террасах (р. Огре) средних рек, сформировавшихся за последние четыре-три тысячи лет, т.е. в суббореальное и субатлантическое время. Возможно, что формирование этих старичных образований обусловлено изменениями климата и увлажнения, а, следовательно, водности и гидрологического режима рек (т.е. режима уровней половодий и межени). Кроме того, в последние 2500-1500 лет стало заметно влияние деятельности человека (сведение лесов, обработка пашни), наиболее ярко проявляющаяся на малых и средних (р. Огре) реках возвышенностей и покатых волнистых моренных равнин.

В заключении обзора старичных образований необходимо отметить, что далеко не всегда наиболее широко распространенная субфация временно пересыхающих водоемов в разрезе аллювия пойм (и террас) просто выклинивается (т.е. образует линзы), как это до сих пор считалось. В ряде обнажений можно наблюдать непосредственный фациальный переход в разрезе старичных отложений в отложения пойменной фации, развитые за пределами старицы (рис. 5.52, 5.56). Указанное свидетельствует, что накопление заиленных, богатых органическими остатками старичных глин и суглинков, по-видимому, нередко во время весенних половодий синхронно с накоплением скрытослоистых пойменных суглинков и супесей (отложений внутренней зоны осадконакопления).

Необходимо также иметь в виду, что отсутствие одной или ряда фаз (озерной, болотной) развития стариц еще отнюдь не явля-

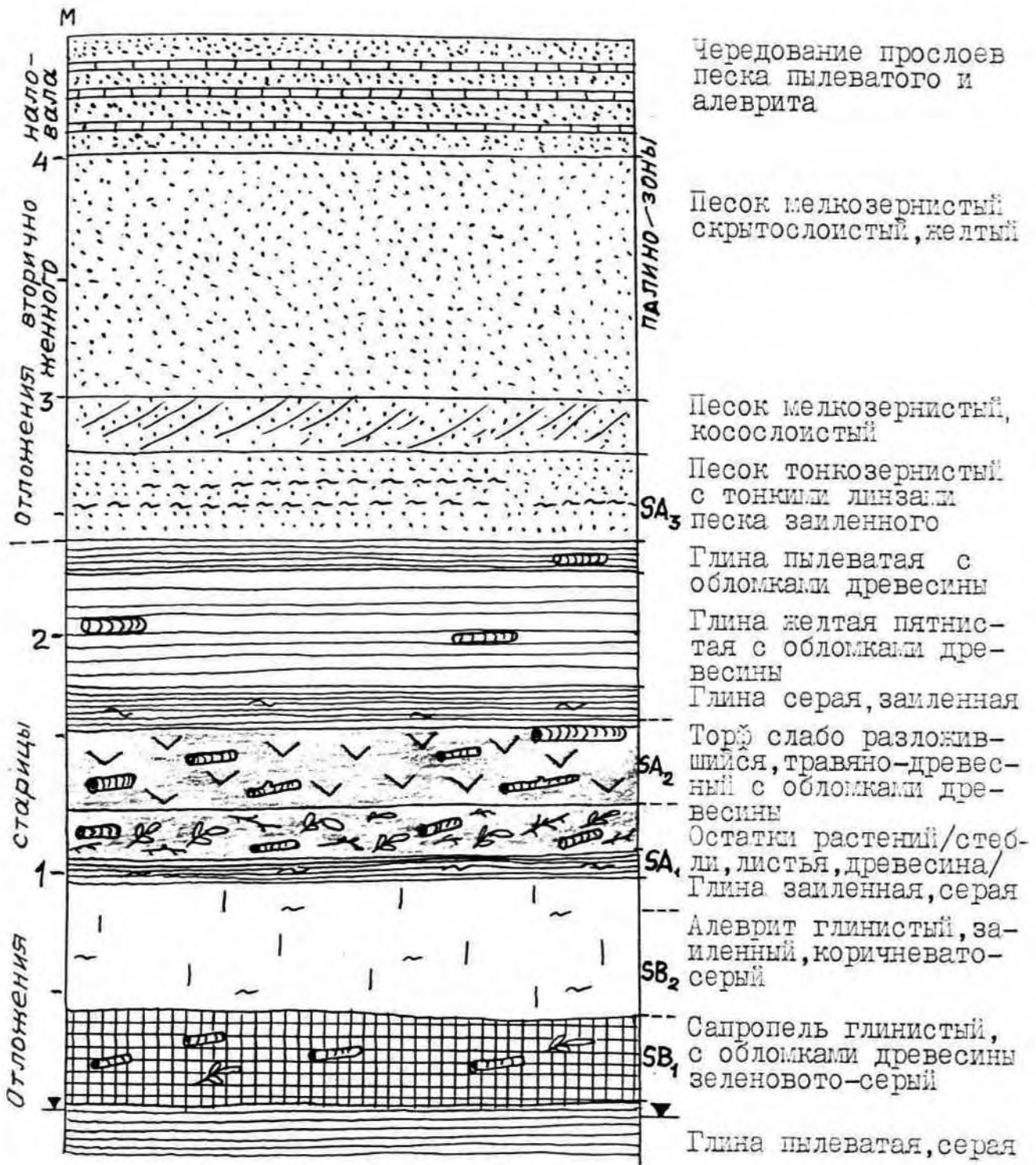


Рис. 5.55. Разрез отложений старицы на высокой пойме реки Огре в районе нас.п.Верене

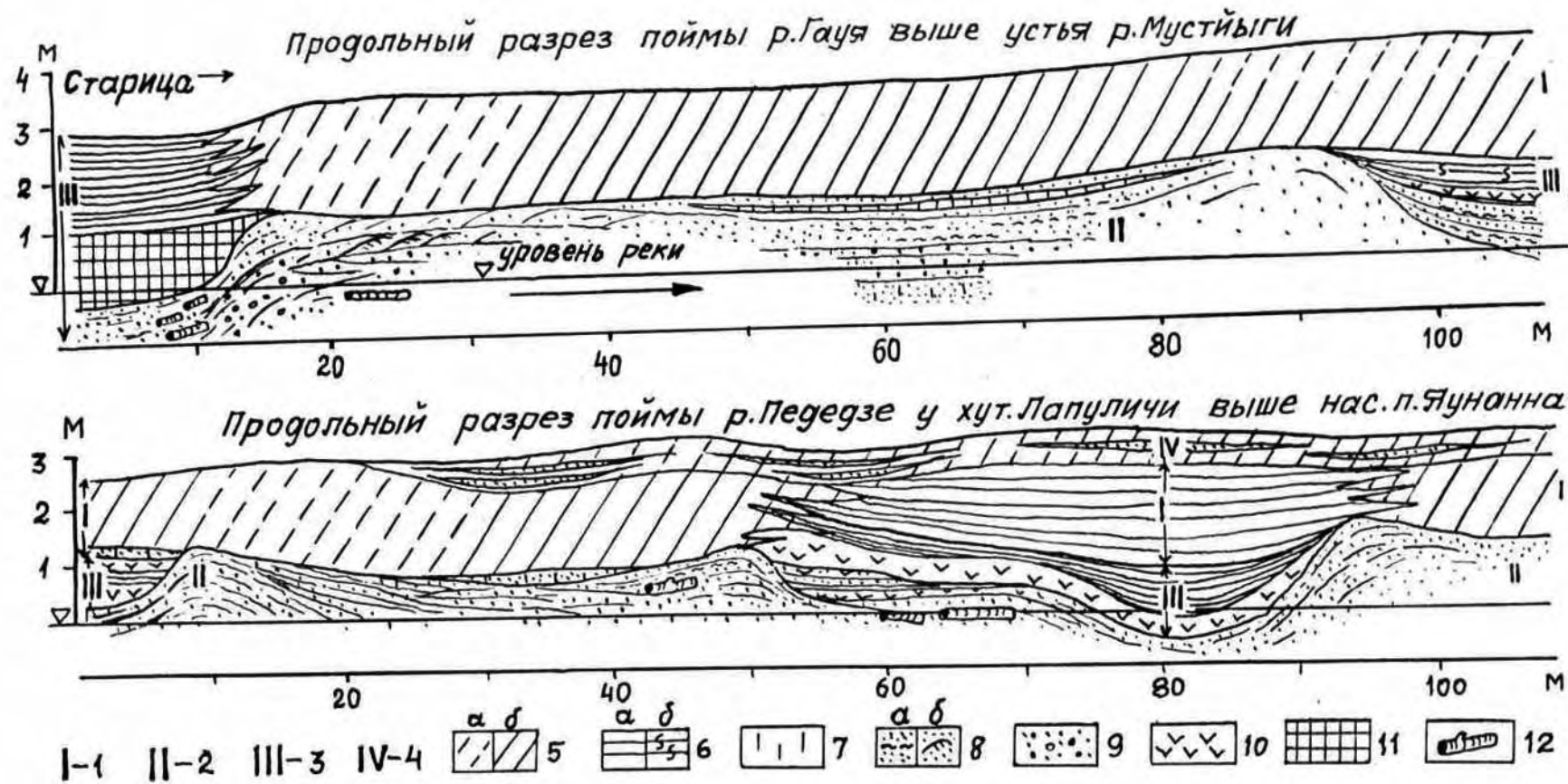


Рис. 5.56. Строение постоянно заливаемых пойм свободно меандрирующих рек
 I—отложения пойменной фации /преимущественно внутренней зоны осадконакопления/, 2—отложения русловой фации /субфации прируслового вала и русловой отмели/, 3—отложения старичной фации, 4—отложения вторично наложенного вала, 5а—супеси, 5б—суглинки, 6а—глины, 6б—глины сильно заиленные, 7—алевриты, 8а—пески мелкозернистые, заиленные, 8б—пески мелкозернистые со слоистостью ряби течения, 9—пески разнотернистые, гравелистые, 10—торф, 11—сапропели, 12—стволы деревьев.

ется свидетельством каких-либо существенных изменений в это время гидрологического режима реки и режима пойменного осадконакопления. Эти изменения вполне могут быть объяснены размерами, конфигурацией и распределением глубин в пределах брошенной рекой излучины при прорыве шейки меандра, т.е. распределением плесовых ложбин, перекатов и т.д. Так, в пределах недавно отчленившихся от реки полупогребенных излучинах значительной протяженности (0,5-1,5 км), весьма четко выделяются отдельные отрезки с различным характером осадконакопления (рис. 5.57, 5.58). В пределах бывших глубоких плесовых ложбин обособились глубокие (2-4 м) непересыхающие озера, в которых идет накопление сапропелей. В пределах же мелких плесовых ложбин, в которых водоемы обычно существуют лишь некоторое время после половодья, накапливаются серые, обогащенные растительным детритом глины, суглинки или супеси. На прямолинейных отрезках стариц, днища которых расположены на уровне грунтовых вод, формируются заболоченные почвы, идет накопление торфа. На отрезках бывших перекатов или осередков, образующих иногда повышения и сужения дна русла, при отсутствии привноса полыми водами наилка, накопление старичных отложений вообще не происходит (рис. 5.58). Такие же значительные изменения мощности и состава старичных образований четко выявлены на старицах террас, сформировавшихся 10-6 тыс. лет назад (рис. 5.59). В глубоких долинах (р. Гауя между г.г. Цесис и Сигулда) накопление озерных и озерно-болотных отложений может быть существенно изменено поступлением в старицы временных водотоков, оползней, источников и др.

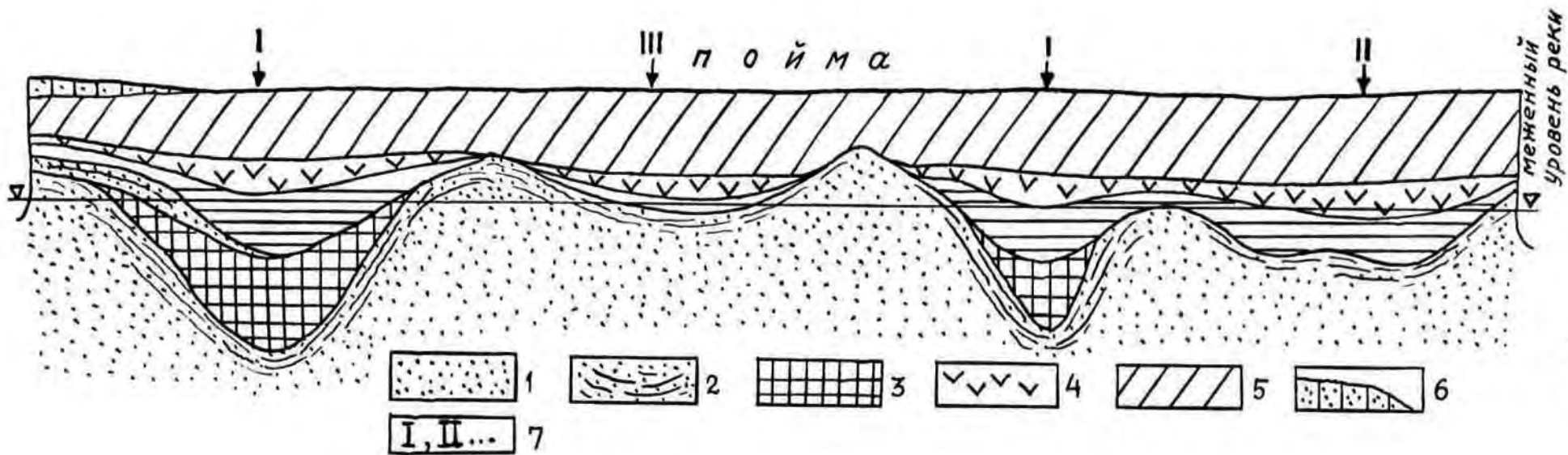


Рис. 5.57. Обобщенная схема изменений по простиранию сложной излучины отдельных разновидностей старичных образований

I — пески русловой фации. Отложения стариц: 2 — пески мелко- и тонкозернистые, заиленные с линзами детрита, 3 — сапропели, 4 — торф. Отложения пойменной фации: 5 — глины, суглинки, супеси, 6 — слоистые песчано-алевритистые отложения наложенного вала, 7 — разновидности строения отложений стариц.

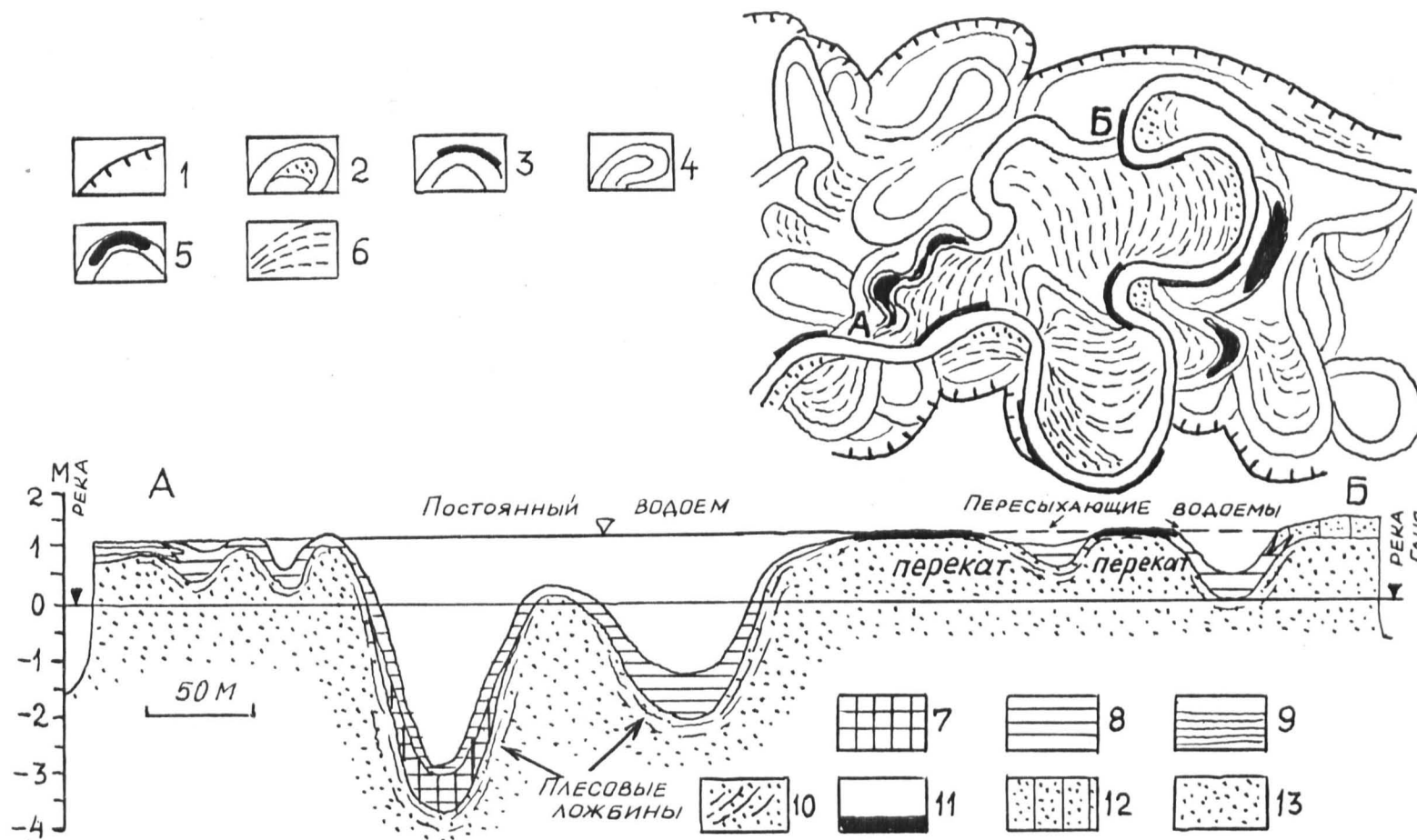


Рис.5.58 .Продольное распределение зон осадконакопления в морфологически сложной старице реки Гауя

1-коренный склон долины,2-русло с растущей прирусловой отмелью,3-интенсивно размываемый берег,4-старица,5-старица с озерами.Отложения:7-сапропель,8-серая глина и суглинок,9-суглинок и супесь пойменной фации,10-песок заиленный,11-глина/супесь/оторфованная,12-песок наложенного вала,13-песок мелкозернистый.

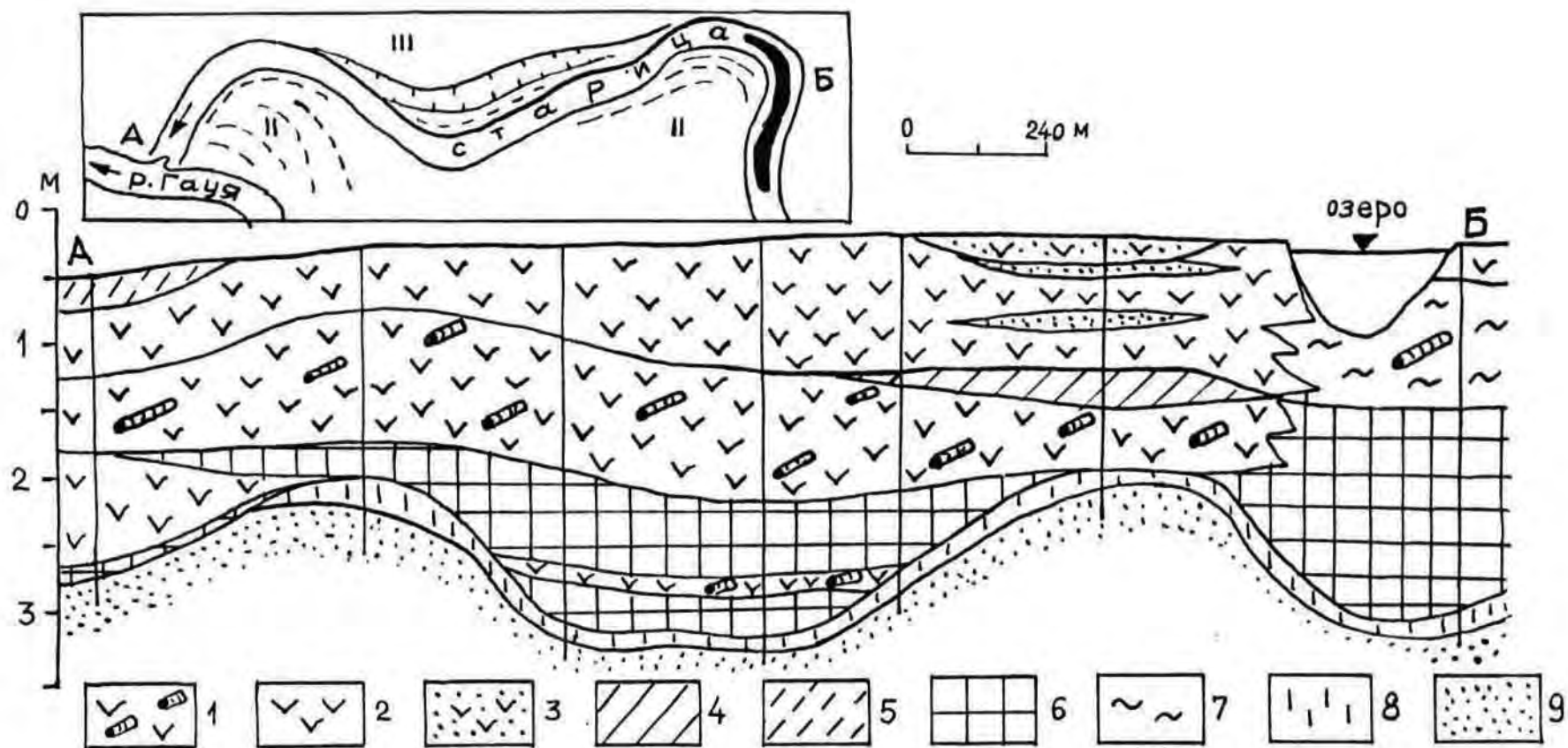


Рис. 5.59. Сводный продольный разрез старичных образований правобережной второй террасы реки Гауца ниже р. Рауна

Торф: I — травяно-древесный, 2 — травяной, 3 — песчаный, травяной. Отложения временных водотоков: 4 — суглинок, глина, 5 — супесь. Отложения озер: 6 — сапропель, 7 — ил органический, 8 — алеврит, 9 — песок тонко- и мелкозернистый.

6. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ

Речная сеть Прибалтики, как и всей области последнего оледенения, отличалась рядом специфических условий формирования и истории развития. На морфогенез флювиальной сети данного района непосредственно влияли быстрые изменения и взаимодействие в пространстве и во времени таких природных условий и факторов как особенности и скорости дегляциации ледникового покрова, колебания уровней базиса эрозии и продолжительность существования приледниковых и других бассейнов талых вод, интенсивность и характер молодых и современных движений земной коры, тип питания и гидрологический режим рек, резкие изменения физико-географических условий в течение последних I5-II тыс. лет.

6.1. Важнейшие этапы и скорости дегляциации последнего ледникового покрова

На территории Прибалтики выявлено более десяти крупных этапов дегляциации последнего ледникового покрова (9,343, рис. 6.1). Во время формирования бранденбургских и франкфуртских краевых образований на территории Латвии и Эстонии существовал сплошной ледниковый покров, а во время стояния края ледника на полосе краевых образований померанской стадии намечалась существенная перестройка гляциодинамического плана ледникового покрова (9). Наличие довольно значительных неровностей ледникового ложа и уменьшение мощности ледникового покрова вследствие интенсивного поверхностного таяния способствовали постепенному расчленению сплошного ледникового покрова на разные по динамическому состоянию части. Во время первых фаз померанской стадии на территории Средней Прибалтики начался острововидный этап дегляциации.

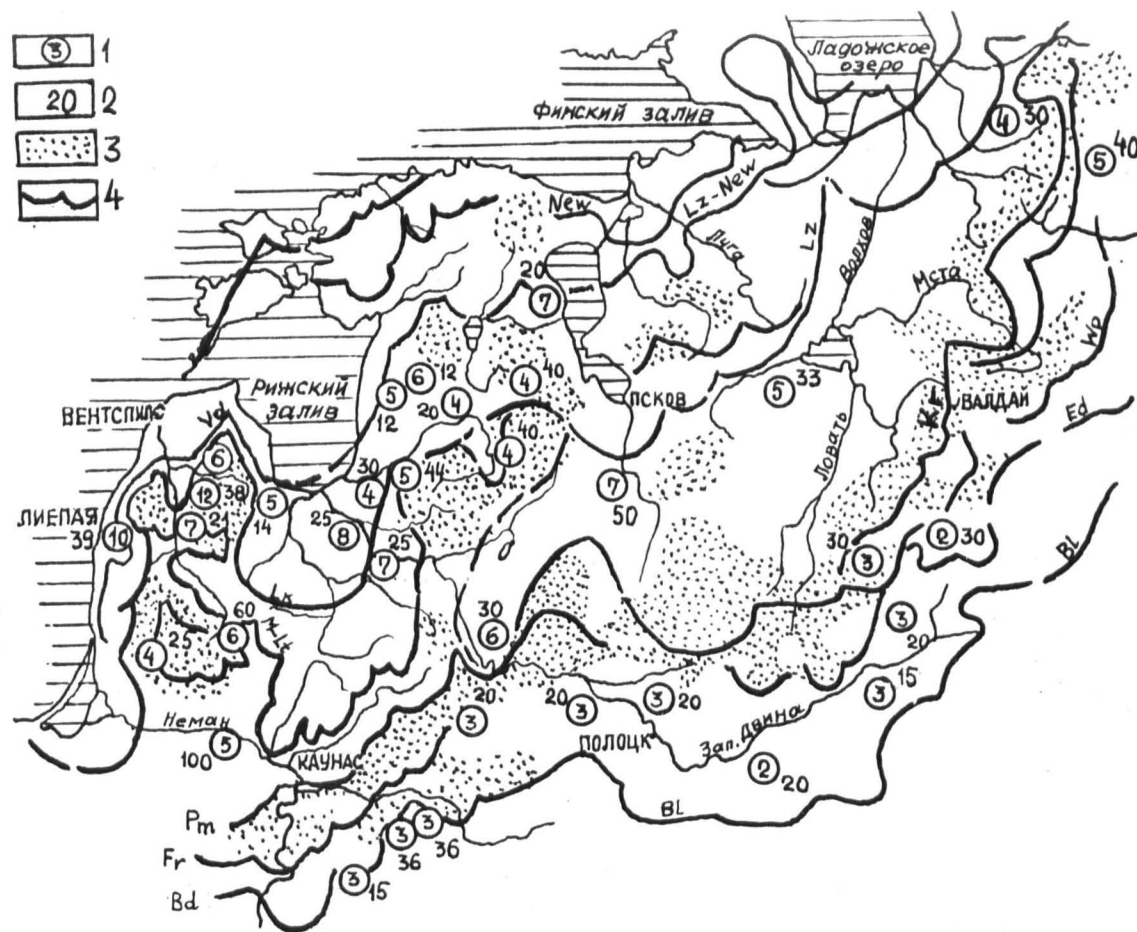


Рис. 6.1 .Картосхема локальных приледниковых бассейнов Северо-Запада, суммарных амплитуд их понижения и количества установленных уровней
 1—количество установленных уровней, 2—суммарная амплитуда понижения уровней водоема, 3—возвышенности, 4—границы стадий /фаз/ последнего оледенения: Vd—бранденбургской /бологовской/, Fr—франкфуртской /едровской/, Pm—померанской /южно-литовской, вепсовской/, M-Lt—средне-литовской/крестецкой/, Lk—линкувской/ Lz—лужской/, Vd—валдемаршилесской/Lz-New—лужско-невской/

С отступлением края ледника от Средне-Литовской конечно-моренной гряды талые воды из-за уклона поверхности в сторону ледника, образовали в пределах низменностей крупные приледниковые и приледниково-наледниковые водоемы. Наиболее продолжительное время такие водоемы существовали при остановках края ледника, отмеченных четко выраженными полосами маргинальных образований (9). На территории Эстонии во время максимального распространения ледников сакалаской (валдеарпиллской) фазы и особенно в ходе их отступления из-за особенностей подстилающего рельефа создались благоприятные условия для развития крупных озерно-ледниковых водоемов во впадинах Чудского и Выртсъярвского озер и на Западно-Эстонской низменности (9, 304).

В настоящее время продолжительность дегляциации территории Прибалтики оценивается в 5000 лет, т.е. между I6 и II тыс. лет назад. Освобождение территории Литвы произошло за 3000 лет (I6-I3 тыс. л.н.; 102, 103), Латвии - за примерно 2000 лет и Эстонии за 2000-2200 лет (I3-II тыс.л.н., 303, 323).

Скорости отступления края ледника на разных этапах дегляциации были различными. Так, средняя скорость отступления ледника от краевых образований померанской стадии до южно-литовских составляла 190-200 м/год (104). Дегляциация осуществлялась сравнительно медленно и прерывалась отдельными подвижками края ледника (три осциляторные краевые полосы). Сходный темп отступления края сохранялся и на следующем этапе дегляциации, между полосами Южно-и Средне-Литовских краевых образований. Стояние края ледника на рубежах Южно-и Средне-Литовских краевых образований было непродолжительным и составляло, соответственно, I30 и I20-I25 лет (104). Определения скоростей деградации ледника в пределах территории, располагающейся между Средне-Литовскими и Линкувскими (Северо-Литовскими, Лужскими) краевыми образованиями,

отсутствуют. Во время же отступления края ледника от Линкувской полосы, скорости деградации Рижской ледниковой лопасти достигали до 1000 м в год (199,543).

На территории Северной и Северо-Западной Эстонии скорости деградации ледника опять были значительно ниже. В районе Чудского озера они составляли 130-150 м/год (311) или несколько больше, а для территории к северу от краевых образований пандивереской стадии - около 300 м/год.

В Невской низменности скорости отступления ледника по расчетам К.К. Маркова (241,242,243,245) составляли до 500 м в год, а в районе Онежского озера - 160 м в год, в районе Лужской низменности - более 120 м/год. В Южной Швеции в различные этапы дегляциации скорости отступления ледника изменялись в пределах 150-200 до 300-400 м/год (438,508,524).

Значительное возрастание скоростей отступления в отдельных районах было обусловлено особенностями ложа ледника (323,343), способствующими преобладанию ареальной дегляциации краевой части ледниковых лопастей и сильной их обводненностью.

6.2. Особенности дегляциации, ледникового литоморфогенеза и зарождения гидрографической сети

Первыми озерными бассейнами были предфронтальные, развитые в перигляциальной зоне и внутриледниковые, возникающие в пределах рано омертвевших острововидных межъязыковых областей. Впоследствии возникали приуроченные к современным равнинам крупные надледниковые и наледниково-приледниковые и приледниковые озера, уровни которых были на 100-200 м ниже, чем внутриледниковых озер. Во время преобразования над-и приледниковых озер в остаточные

водоемы талых ледниковых вод на возвышенностях, в межхолмленных впадинах и других понижениях рельефа зарождаются озера, существующие в голоцене (111).

Как уже отмечалось, на территории Прибалтики первыми водоемами, наряду с водоемами, образовавшимися в перигляциальной зоне, были внутрiledниковые озера, возникающие в начале дегляциации в различного рода полостях на многих участках сильно радробленного льда в пределах омертвевших частей островных областей. Наряду с бессточными и слабопроточными внутрiledниковыми озерами (примерно в то же время), существовали проточные бассейны, в которые впадали мощные потоки талых вод, несущие большое количество обломочного материала (111). Озера эти, по-видимому, существовали весьма недолго, уровни их сильно колебались, но в отдельные отрезки времени они были не ниже уровней внутрiledниковых озер. Возникновение озер с уровнями, превышающими абсолютные высоты наблюдаемого рельефа, было возможно только в условиях омертвления сравнительно крупных участков ледникового покрова, расположенных на значительном удалении от районов, освободившихся из-под льда. Именно в таких условиях вследствие таяния льда формировалась и существовала замкнутая локальная гидрографическая сеть, на каком-то этапе не дренирующаяся в целом за пределы соответствующего района, окруженного динамически активными зонами ледникового покрова. Время существования на территории Прибалтики внутрiledниковых озер достаточно точно еще не установлено.

Прогрессирующее таяние ледникового покрова и усиливающаяся в связи с этим циркуляция талых вод, обусловили образование стока из ранее замкнутых локальных внутрiledниковых систем. Сток талых вод направлялся в сторону прилегающих участков преимущественно монолитного льда, располагавшегося в пределах низменностей и равнин, прокладывая в пределах возвышенностей ложбины стока.

Талые воды внутрiledниковых бассейнов, поступавшие с возвышенностей, первоначально накапливались на склонах возвышенностей и окраинах равнин, заполняя крупные системы трещин, возникшие на стыке омертвевшего и активного льда, создавая крупные грядовые, холмисто-грядовые флювиогляциальные формы, реже камовые террасы или волнистые флювиогляциальные равнины. Поступавшими водами вскоре оказались затоплены и значительные участки поверхности ледниковых лопастей на низменностях. Возник новый тип ледниковых озер - надледниковые озера, которые во время максимального их развития в отдельных районах (Восточно-Латвийская низменность, Северо-Западная Литва и др.) занимали обширные территории (341,342, 396,401). Глубины надледниковых озер обычно были сравнительно небольшими, а абсолютные отметки уровней - на 100-200 м ниже чем внутрiledниковых озер (111). Наиболее высокие первоначальные уровни надледниковых водоемов на территории Латвии не превышали 130 м над уровнем моря.

В дальнейшем приток талых вод с возвышенностей несколько сократился и происходил уже по определенным руслам (ложбинам), берега которых часто еще оставались образованы льдом. Эти потоки часто были приурочены к древним долинообразным врезам, в пределах которых еще располагались глыбы льда. Эти потоки формировали ряд эрозионно-аккумулятивных флювиогляциальных уровней, которые в настоящее время нередко хорошо прослеживаются в верхних частях долинообразных понижений и ложбин-долин. Уровни над-и приледниковых бассейнов, судя по абсолютным отметкам береговых линий и поверхности дельт, на территории Прибалтики располагались в широких пределах от 180-130 м (Юго-Восточная Литва, Восточная Латвия) до 30-15 м в пределах равнин, примыкающих к побережью Балтийского моря. Возникновение надледниковых озер на территории Латвии предположительно относится к раунискому време-

ни и раннему дриасу (13500-12500 лет назад) (111), а на территории Литвы еще более раннему периоду дегляциации. Позже они часто приобретают характер приледниковых водоемов. В дальнейшем уровни бассейнов, расположенных на равнинах, понижались, лед в их пределах, за исключением отдельных погребенных глыб, вытаявал, и надледниковые озера на новом этапе развития превратились в остаточные водоемы. На освободившихся из-под воды территории и на возвышенностях начинается заложение отрезков речной сети и формирование ложбин-долин и долин. По-видимому, почти одновременно с превращением равнинных над-и приледниковых озер в остаточные в межхолмных впадинах, субгляциальных рытвинах и других понижениях рельефа возвышенностей начинается формирование озерных бассейнов. В этапе дегляциации после отступления края ледника от Южно-Литовских краевых образований характерной особенностью литоморфогенеза фронтальной и предфронтальной полос ледникового края являлось образование приледниковых водоемов, значительные пространства гляциодепрессий, а местами возникающих у склонов острововидных и маргинальных возвышенностей. Понижение уровней и, следовательно, смещение береговых линий этих водоемов было неравномерным во времени и в пространстве (250,405), т.е. протекало индивидуально в пределах каждой гляциодепрессии, главным образом в зависимости от особенностей хода деградации занимающих их ледниковых лопастей (141,144).

Аналогично речным террасам, наблюдаемые в природе абразионные или аккумулятивные береговые формы приледниковых водоемов, далеко не всегда фиксируют все уровни водоема в ходе постепенной их регрессии (или трансгрессии). Отсутствие достаточно четко выраженных береговых линий может быть обусловлено как кратковременностью стабилизации их уровней, суровыми климатическими условиями (большой продолжительностью ледостоя), а также тем, что бе-

рега водоемов нередко, по крайней мере частью, были ледовыми (22, 53, 54, 169). Кроме того, приледниковые бассейны обычно отличались крайне пологими уклонами подводных береговых склонов, что также существенно сказывалось на морфологическую выразительность берега (169).

Основная краевая зона последнего ледникового покрова - Балтийская гряда, а также территория примыкающей к ней полосы перигляциальной зоны, как и территория, располагающаяся между грядой и Южно-Литовскими краевыми образованиями, характеризуются ограниченным распространением приледниковых бассейнов. Колебания их уровней, фиксируемых выраженными в рельефе береговыми образованиями, незначительны. При амплитудах общего понижения уровней этих водоемов, составляющих в среднем 20-30 м (максимальные до 40 м), количество зафиксированных береговых линий не более двух-трех.

На остальной территории, охватывающей главным образом районы развития острововидных возвышенностей и обширных разобщающих их гляциодепресссионных равнин, приледниковые водоемы более многочисленны и отличаются от водоемов краевой полосы более частыми изменениями уровней. При такой же величине общей амплитуды высот между высшими и низшими уровнями водоемов количество уровней, фиксирующих более или менее стабильное положение бассейнов в среднем достигает 4 - 7. Для отдельных районов Юго-Восточной Эстонии и Латвии количество уровней еще больше (Земгальского бассейна - 8, Вентского - 12, Верхнебартского - 10), рис. 6.2, 6.3. Указанное объясняется особенностями отступления края ледника Рижской лопасти и Балтийского потока.

Соответственно на территории периферийной полосы оледенения дистальнее краевых образований (средне-литовской стадии), дегляциация которой происходила в интервале времени I6-I3.5 тыс. лет

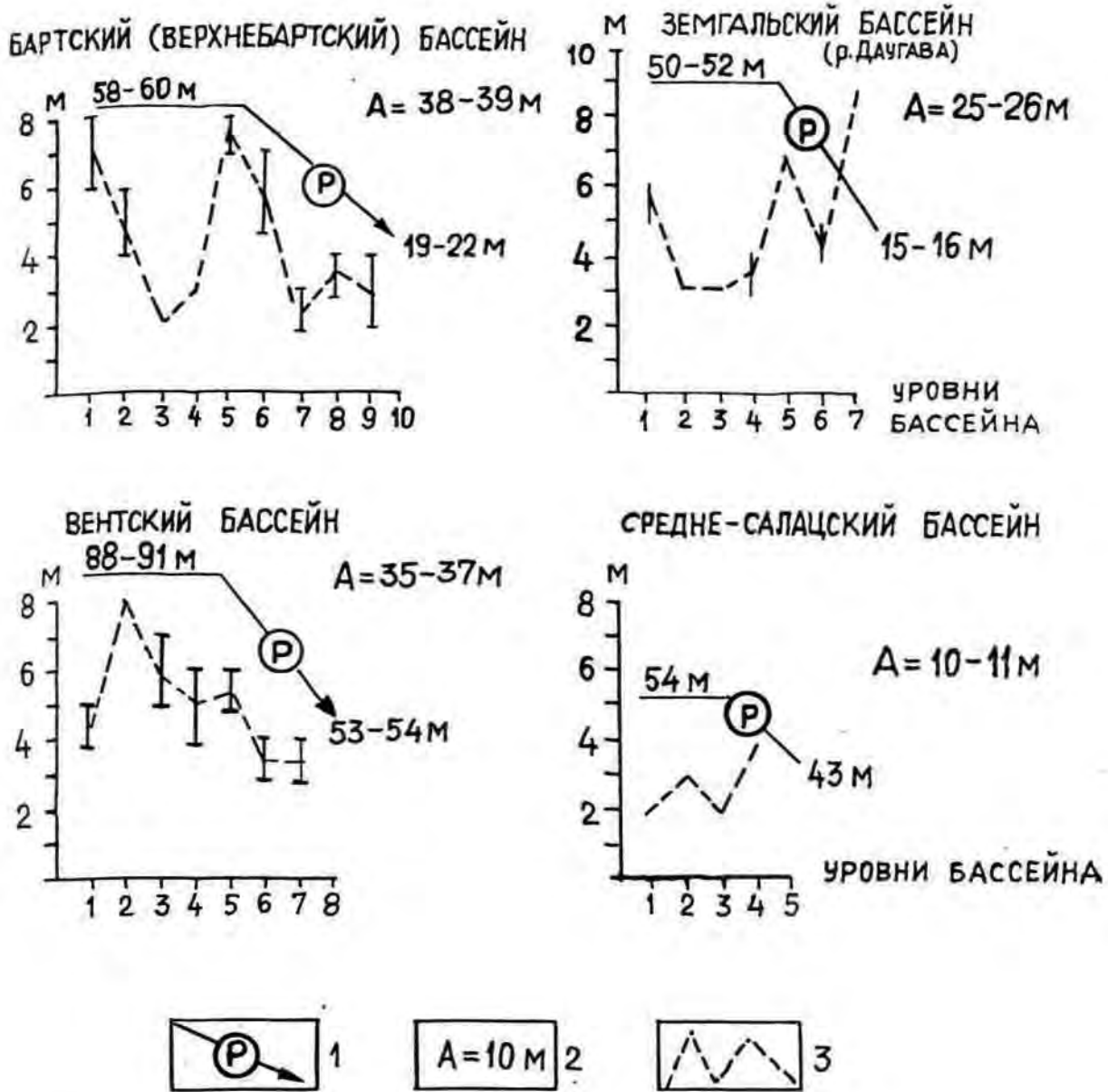


Рис. 6.2. Графики понижения уровней приледниковых водоемов возникших на заключительных этапах дегляциации
 1-Абсолютные высоты изменения уровней доледниковых бассейнов, 2-общая амплитуда понижения уровней приледникового бассейна, 3-изменением характера понижения уровней приледникового бассейна

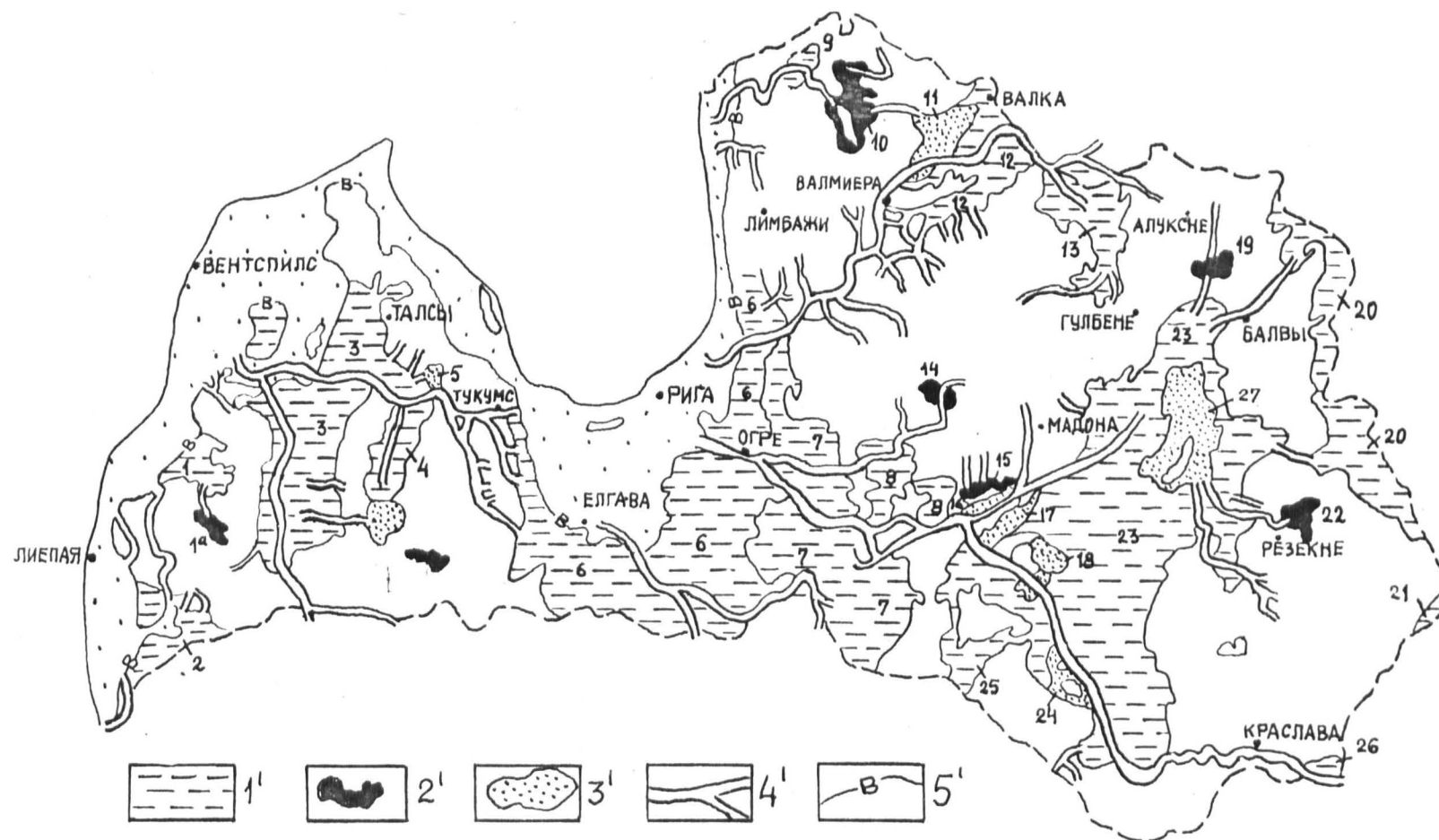


Рис. 6.3 .Схема распространения позднеледниковых бассейнов Латвии /по Я.С.Страуме, 1978/
 1'—подпруженные и подпруженно-надледниковые бассейны, 2'—изолированные бассейны, 3'—остаточные бассейны, 4'—основные долины стока, 5'—граница максимального распространения Балтийского ледникового озера. Наименование бассейнов: 1—Априкский, 1'—Курземский, 2—Вартский, 3—Вентский, 4—Садусско-Амудский, 5—Кандавский, 6—Земгалский, 7—Даудзевский, 8—Лобеский, 9—Средне-Салацский, 10—Вурниецкий, 11—Стренченский, 12—Ямилтенский, 13—Средне-Гауйский, 14—Валдолский, 15—Ружокский, 16—Кривецкий, 17—Крустпилсский, 18—Теретский, 19—Луаннаский, 20—Мигурский, 21—Освейский, 22—Бижский, 23—Индрагальско-Чубанский, 24—Гайльский, 25—Элкшньский, 26—Полоцкий, 27—Лубанский

назад, приледниковые озера отличаются значительными понижениями уровней, амплитуды которых составляли чаще всего 10-15 м, а иногда 20-30 м (рис. 6.1, 6.4). Установлены по крайней мере три разновидности характера понижения уровней: постепенное убывание амплитуд понижения (Ницгальский бассейн), одинаковых амплитуд понижения (Нижне-Нямунасское озеро, Полоцкий бассейн) и возрастания амплитуд понижения уровней на последних этапах развития бассейнов (Средне-Гауйский, Веленский бассейн). Такое разнообразие изменений взаимных превышений в спектрах древнебереговых линий указывает на индивидуальный ход развития локальных приледниковых озер, который определялся динамикой ледниковой лопасти (языка) в данном районе, условиями оттока талых вод и развитием долинно-речной сети.

На проксимальнее располагающейся территории, дегляциация которой происходила 13.5-II тыс. лет назад, приледниковые бассейны отличаются более сложной историей их развития. Количество береговых линий, фиксирующих отдельные фазы стабилизации их уровней, в два-три раза, а то и более превышает число их в бассейнах дистальной зоны. В связи с этим значительно меньшими являются и амплитуды отдельных понижений уровней, составляющими в среднем 2-6 м, и лишь в редких случаях достигающими 8-9 м. При этом наблюдается тенденция убывания величин этих амплитуд в направлении на северо-запад, запад (406, 410). Так, на последних этапах существования Средне-Салацского, Вентского и Верхне-бартского бассейнов (рис. 6.2) величины понижения их уровней не превышали 2-4 м. Спектры береговых линий приледниковых бассейнов рассматриваемой территории не отличаются определенной направленностью изменений амплитуд понижения их уровней, что также указывает на существенно индивидуальный характер развития приледниковых водоемов.

Барвометрические исследования лимногляциальных ленточных отло-

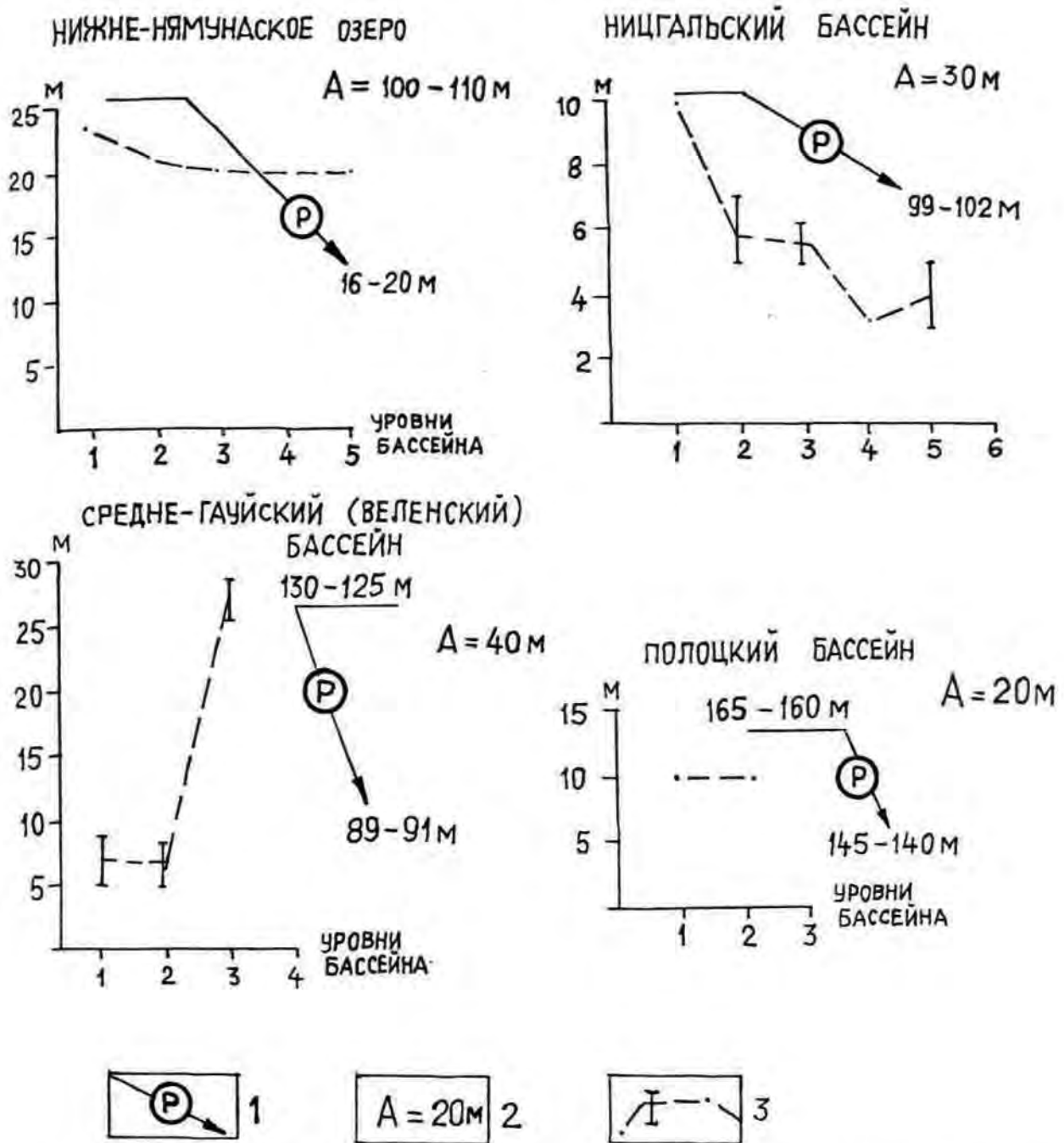


Рис. 6.4. Графики понижения уровней приледниковых водоемов возникших в первой половине дегляциации

1 — Пределы изменений абсолютных высот уровней локальных бассейнов, 2 — Общая амплитуда понижения уровней приледникового бассейна, 3 — Изменения амплитуд понижения уровней приледникового бассейна между отдельными этапами стабилизации

жений, выполненные в Прибалтике, Белоруссии и в Ленинградской области (132, 138, 149, 200, 241, 245, 268, 269, 270, 292, 293, 543), свидетельствуют, что в направлении центральных районов оледенения наблюдается определенное сокращение продолжительности существования локальных приледниковых озер. Так в пределах полосы, располагающейся дистальнее Южно-Литовской полосы краевых образований приледниковые водоемы отличались наибольшей продолжительностью их существования. Накопление ленточных глин в Вилейском озере длилось не менее 250-400 лет (138), в крупном Полоцком бассейне - до 1000-1200 лет (138, 343), и даже в периферийной его северо-западной части, расположенной на юго-востоке Латвии не менее 384 лет (543). Озерно-ледниковые водоемы, непосредственно примыкающие в полосе Средне-Литовских краевых образований, существовали несколько менее продолжительное время, все же составляющие не менее 300-350 лет (104, 268), а некоторые из них, например, располагающиеся в Ширвинтской и Вяркняйской гляциодепрессиях, не менее 350-400 лет (268).

На территории, которая располагается севернее Линкувских (Северо-Литовских, Лужских) краевых образований, продолжительность существования отдельных приледниковых водоемов резко сокращается, хотя мощности лимногляциальных отложений, накопившихся в более глубоких частях этих водоемов, не уступают мощностям осадков, формировавшихся в приледниковых бассейнах более ранних этапов дегляциации. Указанное согласно В. М. Куршсу и А. В. Стинкуле (200), объясняется не только более значительным поступлением обломочного материала непосредственно из ледника, а также интенсивным привносом его реками. На это указывает даже наблюдающееся увеличение мощности лент в верхней части разреза ленточных глин в Вентско-Усмском бассейне. К аналогичным выводам пригласили и эстонские исследователи (293, 304). Крупные довольно глубоко-

водные приледниковые водоемы, существовавшие в Западной Эстонии и на островах, отличались более устойчивым режимом накопления ленточных отложений, которое было блительным чем в других бассейнах этой территории (200–350 лет). Прочие же сравнительно небольшие и мелкие приледниковые водоемы Эстонии, приуроченные к понижениям гляцигенного рельефа, долинообразным понижениям или котловинам, отличались более высокой гидродинамической активностью среды накопления, более частыми изменениями их уровней и меньшей продолжительностью существования (530). Кратковременность существования подпруженных ледником бассейнов этой территории подтверждается довольно многочисленными варвометрическими данными. Так, продолжительность существования Земгальского бассейна лишь несколько превышает 50 лет, порядка 50–70 лет по данным варвометрических исследований, выполненных в районе нас. п. Угале, продолжительность существования и Вентско–Усмаского бассейна (543), а также бассейна, отложения которого изучались у нас. п. Лабрагс (59) на западной окраине Курземского полуострова.

Большинство исследователей (149, 200, 292, 293, 294, 530) по материалам изучения ленточных глин считают, что после линкувской подвижки края ледника каких-либо существенных новых надвиганий края ледника не было. Некоторые другие же (304, 323, 342) полагают наличие кратковременных подвижек края ледника в пльенскую и пандиверскую фазы.

Основной причиной указанных различий в продолжительности существования, а также гидродинамических условиях осадконакопления приледниковых водоемов, по всей вероятности, является значительное возрастание скорости отступления ледника на значительных этапах дегляциации территории Прибалтики. К тому же необходимо иметь в виду, что благодаря уклону поверхности гляциодепрессий освобо-

дившихся от ледникового покрова в сторону ледника, край его на многих участках был сильно обводнен, что способствовало ускорению дегляциации.

Таким образом, вырисовывается определенная связь между скоростями отступления края ледника, продолжительностью существования приледниковых водоемов, количеством уровней и амплитудами их понижения. Чем выше были скорости отступления ледника, тем меньше продолжительность существования водоемов. При этом, уменьшение продолжительности существования бассейнов, как бы компенсировалось увеличением сложности истории их развития в связи с чем количество выраженных в рельефе береговых линий, отражающих отдельные этапы стабилизации уровней и понижения, в кратковременно существовавших бассейнах обычно больше. Следовательно, меньшими, поэтому, для них являются амплитуды отдельных понижений уровней.

Эти особенности продолжительности существования приледниковых водоемов, изменения количества уровней и амплитуд их понижения оказали существенное влияние на заложение флювиальной сети и формирование их долин. По мере стока вод с одного бассейна на другой и постепенного освобождения территории из-под воды, в условиях существования проточных систем водоемов, речная сеть обычно закладывалась на отдельных участках различной протяженности. Только после полного спуска бассейнов и вытаивания льдов создавалась единая система рек, включающая разновозрастные участки ложбин, ложбин-долин и долин.

В зависимости от характера и уклонов рельефа, особенностей сокращения площадей питающих и приемных водоемов (т.е. базиса эрозии) длина рек, и, следовательно, их долин, возрастала вниз и в меньшей мере вверх по течению. Поэтому в пределах низменностей, вслед за частыми понижениями уровней приледниковых водоемов и значительным смещениям их береговых линий, долины основных рек

формировались главным образом путем регрессивной эрозии, распространяющейся обычно лишь на незначительном расстоянии вверх по реке.

Определенное влияние безусловно имели также позднеледниковые гляциоизостатические движения. Так суммарная амплитуда позднеледникового поднятия после отступления ледника в зонах бывшего периферического покрова и в значительной части склона щита была близкой. На юге Эстонии размах суммарного позднеледникового поднятия земной коры составляет всего 25 м (267,286), в Псковской низине 10-15 м (139,140). По амплитудам деформаций продольных спектров позднеледниковых террас в Латвии размах поднятия составляет не менее 8-10 м (400). Э.А. Левковым (212) и Е.Н. Былинским (43) амплитуда максимальных дифференцированных движений оценивается в несколько десятков метров.

Учитывая изложенное выше, следует, что интенсивное долинообразование, в особенности на территории Западной и Средней Латвии, было часто непродолжительным, формирование отдельных террасированных участков долин составляло всего несколько десятков, реже первые сотни лет.

6.3. Палеогеографические условия поздне- и после-ледниковья и влияние их на формирование и развитие долин

Циркуляция атмосферы северного полушария в позднеледниковое время, согласно А.А. Асееву (14) отличалась значительным непостоянством. В более теплые отрезки позднеледниковья преобладал западно-восточный воздушный перенос со сдвигом основных путей прохождения циклонов в область Северо-Западной Европы. Частые прохождения циклонов способствовали разрушению зимнего ледникового антициклона, нарушение температурных инверсий, увеличение

облачности. Усиление зональных элементов циркуляции способствовало смягчению зимы и удлинению бесснежных переходных периодов в перигляциальной области Европы. Во время отрезков похолоданий значительно усиливалось влияние антициклональных условий.

Наиболее ранний дораунисский этап дегляциации, завершившийся 13.7 тыс. лет назад формированием линкувских краевых образований, по-видимому, как и последующий этап дегляциации, отличался чередованием ряда похолоданий и потеплений. Было по крайней мере три значительных похолодания, обусловивших формирование южно-, среднелитовских и линкувских конечных морен и два разделяющих их потепления. К этому времени на территории Прибалтики от сплошного ледникового покрова освободилась почти вся Литва, за исключением некоторых ее северных и западных районов, началась деграция ледникового покрова в юго-восточной части Латвии и отчасти на острововидных возвышенностях.

Раунисское потепление (13700-13100 лет назад), обусловившее быстрое отступление края ледника от линкувской полосы краевых образований и освобождение от ледникового покрова основной части территории Латвии (112) таким образом представляло собой здесь один из важнейших этапов дегляциации. Это потепление сменилось раннедриасовым похолоданием во время которого условия произрастания растительности, особенно древесных пород, значительно ухудшились и поэтому на территории Латвии в это время они, по-видимому, отсутствовали полностью (112) и были распространены лишь местами в Литве.

Бёллингское потепление материалами изучения территории Прибалтики и смежных районов Северо-Запада Восточно-Европейской равнины еще охарактеризовано слабо, поэтому описание событий и условий этого времени не всегда однозначны. Происходит накопление осадков с повышенным содержанием органических веществ, местами возможно

даже торфа и сапропелей, что было обусловлено более широким развитием в это время растительности, в частности древесных пород, главным образом березы (375). По В.К. Гуделису (102) с бёллинским, а не рауниским, как это считает И.Я. Даниланс (112), потеплением связано отступление ледника от линкувских (северо-литовских) краевых образований. На территории Южной Прибалтики предполагается наличие редколесья (175, 176). На свободных от ледникового покрова возвышенностях Восточной и Средней Латвии бёллинг - предполагаемое время появления здесь первых древесных пород (112).

Бёлленгское потепление сменилось среднедриасовым похолоданием, во время которого лишь на весьма ограниченных площадях, увеличивалась роль кустарниковых берез, а также ксерафильных травянистых группировок. На территории Прибалтики в это время, по-видимому, преобладали элементы тундровой флоры (102) с участием некоторых элементов степной флоры (375). В Латвии преобладала травянистая растительность (112). Этот суровый климатический период со средней температурой июля $+10^{\circ}$ длился 300-400 лет. Согласно В.К. Гуделису (102) среднедриасовыми являются стояния края ледника на рубежах отепяской, сакалаской и пандиверской полос краевых образований, прослеживаемых на территории Южной Эстонии и, частично, в пределах Северной и Северо-Западной Латвии.

Аллерёдское потепление (II000-II200 лет назад) охарактеризовано в настоящее время довольно разнообразно и довольно большим геологическим и палеоботаническим материалом. В это время ледник окончательно покидает территорию Прибалтики (102). Предполагается, что накануне этого около II200 лет назад еще происходит кратковременное наступление ледника, сформировавшее паливерские краевые образования (302). Общая продолжительность аллереда, когда средняя июльская температура воздуха на территории Запад-

ной Европы достигала $13-14^{\circ}$, а на территории Литвы $11-12^{\circ}$ (146), составляла 900-1000 лет. Однако по последним реконструкциям В.П. Гричука (96,97) среднемесячные температуры наиболее теплого месяца в Прибалтике в это время составляли порядка $13-16^{\circ}$, а наиболее холодного месяца - $10 \pm -20^{\circ}$. Годовая амплитуда температур могла достигать $80-90^{\circ}$, а продолжительность безморозного периода 110-130 дней. Годовая сумма осадков оценивается в 500 мм, в том числе твердых осадков около 200 мм.

В аллерёде, с потеплением климата, происходят значительные изменения физико-географических условий. Древесная растительность продвинулась значительно севернее. В Литве, в ряде районов Латвии, а также в отдельных местах Южной Эстонии произрастали березовые и сосновые редколесья (95,108,146,302,338). Одновременно еще широко были распространены представители перигляциальной флоры. Многими исследователями Прибалтики отмечается интенсивное проявление в аллерёде термокарстовых процессов, и оврагообразования, начало в Южной Прибалтике накопления в межхолмных понижениях торфа.

Значительное позднедриасовое похолодание климата, вызвавшее последнее относительно крупное продвижение края ледника (стадия салпауселькя) имело место 11000-10000 лет назад. В условиях холодного и сухого субарктического климата на территории Прибалтики, по-видимому, преобладали безлесные ландшафты с тундровой и степной растительностью, а в более благоприятных для произрастания деревьев местах встречались редколесья (102,112,146). В Литве была развита кустарниковая тундра, которая к концу позднего дриаса приобрела лесотундровый характер (102, 375).

Считается, что в области валдайского оледенения многолетняя мерзлота возникла по мере отступления ледника (62,63,513). Территория, покрывавшаяся последним ледником, таким образом, являет-

ся, с одной стороны, одной из самых молодых областей с очень коротким периодом существования мерзлоты — от начала отступления ледника от полосы максимального распространения ледника, до голоцена. Зона многолетней мерзлоты как бы преследовала отступавший ледник с юга на север (62). По совокупности и выраженности следов ископаемых криогенных деформаций Прибалтика относится к северной зоне реликтовой криогенной морфоскульптуры (62), где прослеживается реликтовый мерзлотно-термокарстовый рельеф.

Хотя рядом исследователей Прибалтики признается существование в позднеледниковое время многолетней мерзлоты (23,44,56,80,117,190,302,433), приводимые ими признаки проявления ее в рельефообразовании и в нарушениях осадочных отложений оцениваются далеко неоднозначно. Более менее значительной перигляциальной переработке подвержены кроме перигляциальной зоны лишь полоса гляциального рельефа южнее средне-литовских, в особенности южно-литовских краевых образований (23). На остальной, преобладающей части территории рельеф последнего оледенения криогенными процессами преобразован слабо, нет резких криогенных нарушений (23,247,515), пока не установлен типичный структурный тип их проявления (псевдоморфозы по повторножильным льдам, инволюции, криотурбации и т. д.), который является свидетельством сильной континентализации климата (296,297). На территории Юго-Восточной Литвы однако псевдоморфозы по бывшим ледяным клиньям и жильным льдам обнаружены на поверхности третьей террасы р. Нямунас и ряда других рек, формировавшихся в бёллинге и среднем дриасе (115,117). В то же время в Западной Европе и Канаде установлены явные следы существования в позднем плейстоцене, на рубеже плейстоцена и голоцена устойчивой зоны многолетней мерзлоты (64,547), что обусловило и весьма широкое развитие криогенного микрорельефа в различных литолого-геоморфологических условиях (463,472,484,490,533,553). Соглас-

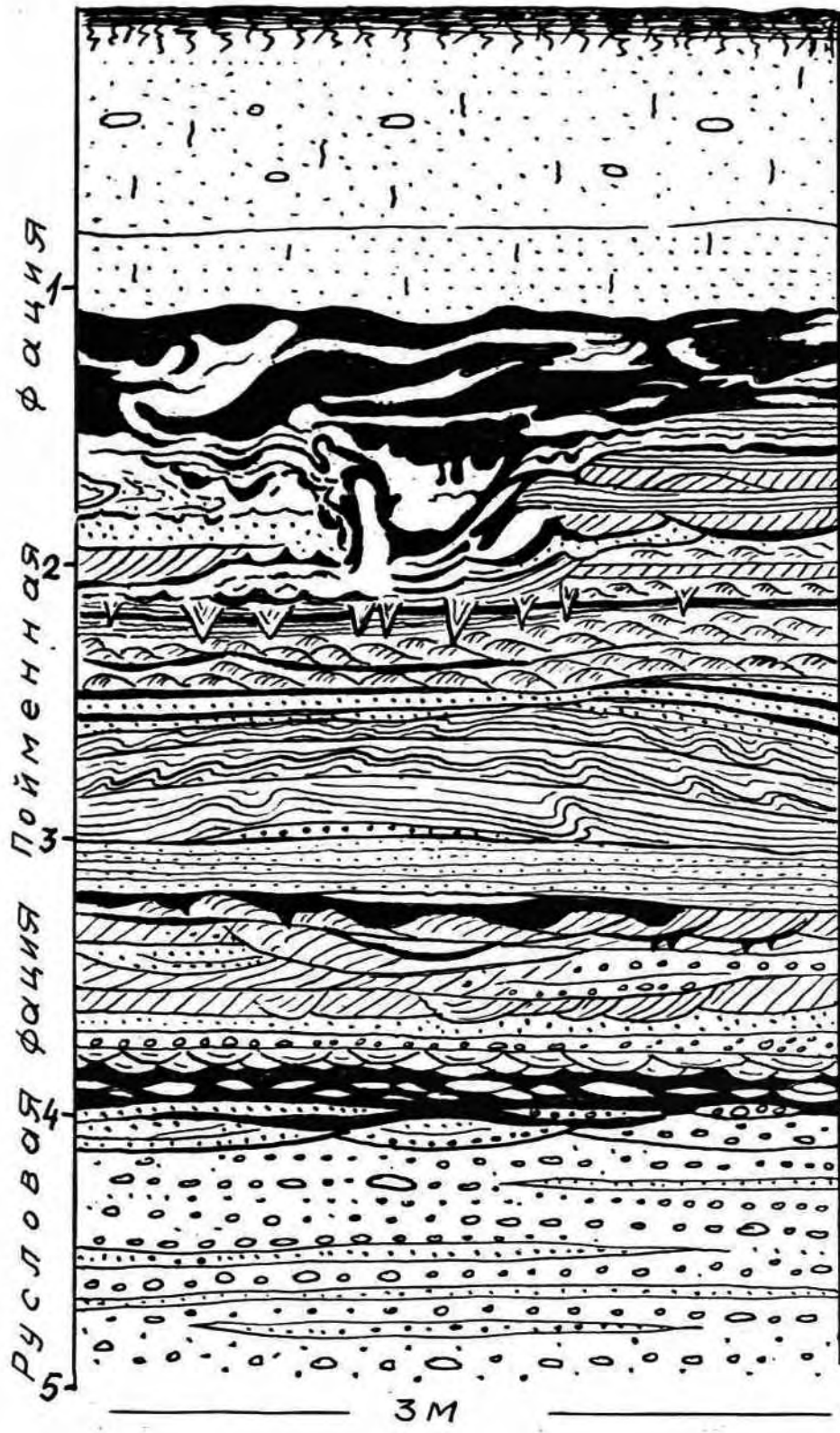
но спорово-пыльцевым и радиоуглеродным датировкам образование псевдоморфоз по ледяным клиньям тундрового полигонального рельефа, проявления солифлюкции и инволюций в Ирландии происходило не позднее II-IO тыс. лет назад (484), в западной части Вельса в Англии - между поздним оледенением и молодым дриасом (553), в Южной Швеции (полуостров Сконе) их образование происходило до бёллинга (490), в Канаде (Южный Квебек) - еще IO-IO,8 тыс. лет назад (472).

Реконструкция палеотемператур, продолжительности безморозного периода, суммы осадков, выполненные В.П. Гричуком (97) показывают, что в Прибалтике в верхнем дриасе природные условия в значительной мере соответствовали условиям мерзлотных зон со среднегодовыми температурами грунта от 0 до -1° . Однако известно, что повторно-жильные льды (мерзлотные клинья) возникают в условиях холодного континентального климата со среднегодовой температурой горных пород не выше -3° , т.е. в условиях устойчивой многолетней мерзлоты (62, 63, 345). Криогенные процессы в отдельных видах проявления на территории Прибалтики, по-видимому, могли проявляться еще до верхнего дриаса включительно. Отсутствие в это время здесь сплошной кустарниково-древесной растительности способствовало, по-видимому, весьма интенсивному проявлению в короткий летний период процессов солифлюкции и сплыву материала по склонам (23, 44, 56, 302 и др.). Травянистая и разреженная кустарниковая тундровая растительность не препятствовала образованию оползней-потоков (84). Судя по наличию весьма мощных позднеледниковых склоновых отложений и размерам площадей их распространения, в это время с положительных форм рельефа был снесен слой материала мощностью 2-3 м (56). Отсутствие на поверхности позднеледниковых речных террас Средней и Южной Прибалтики реликтовых структурных полигональных образований по всей вероятности объясняется

как менее благоприятными климатическими условиями, так и отсутствием песчано-алевритистых и глинистых отложений пойменной и старичной фаций, так как рост трещинно-полигонального льда происходит одновременно с накоплением отложений пойм (296,297).

Другими весьма характерными перигляциальными образованиями считаются следы былой солифлюкции или конгелифлюкции, криотурбаций, т.е. нарушения нормального напластования слоев осадков в виде завихрений, гофрировки, разрывов, смещений и т.д. Они редко простираются на глубину более 50 см, чаще всего в слое мощностью 20-30 см (296). Ископаемые нарушения песчано-алевритистых отложений иногда с прослойками оторфованных глин, алевритов или торфа в Прибалтике распространены весьма широко. Так на территории Латвии они установлены в верхних пачках отложений Балтийского ледникового озера (355), в верхних дельтовых сериях позднеледниковых рек (1, 395), а также в отложениях пойменной фации аллювия рек Даугава, Гауя, Абава, Вента и др., образовавшихся до пребореального времени. Однако типичные криогенные образования, связанные с многолетней мерзлотой, встречаются очень редко (рис. 6.5).

Исследованиями в Северной Америке, Гренландии, ФРГ, Бельгии и Англии доказано (509), что ископаемые криотурбации и им подобные нарушения нормального напластования слоев осадков, связанные с сезонально активным слоем, лишь часточно могут быть связаны с постоянной мерзлотой. Поэтому, как полагает А.И. Попов (296), эти нарушения вовсе не обязательно указывают на присутствие многолетней мерзлоты и лишь сочетание их с макроструктурными трещинными формами, грунтовыми жилами при определенных условиях может служить доказательством наличия постоянной мерзлоты. Имеющиеся датировки абсолютного возраста органических остатков и древесины из аллювиальных отложений террас рек Гауя, Даугава и др.



Песок мелкозернистый, алевритистый, скрытослоистый с редкой галькой

Песок алевритистый, скрытослоистый

Песок глинистый /показано черным цветом/ с включениями алеврита. Слоистость нарушена криогенными процессами.

Чередование горизонтально и горизонтально-линзовидно залегающих прослоев /мощность 3-30 см/ мелкозернистого песка и алеврита. Слоистость волнистая и мелкая косая.

Горизонтально слоистые разнозернистые, гравелистые пески с галькой, среднеокатанной. Слоистость подчеркнута линзами и прослойками песка /мощность до 5-10 см/, длина 1-10 см/

Рис. 6.5 .Разрез верхней и средней частей аллювиальной свиты U' террасы устьевое спектра террас реки Даугава выше острова Доле /хут.Тиши/

данные показывают, что нарушения нормального напластования аллювиальных отложений трещинами усыхания, криотурбациями и другими деформациями наиболее интенсивно проявлялись в отрезке времени между средним и поздним дриасом включительно.

Эти инволюционно-инъекционные нарушения пойменных отложений, по-видимому, связываются с глубоким промерзанием различающихся по пластичности и водонасыщенности грунтов в суровые зимы позднедриасового времени. Такой вывод также подтверждается результатами исследования Л.Н. Вознячука и М.А. Вальчика (68,69) в Белоруссии.

В области последнего оледенения нередко встречаются формы рельефа, связанные с вытаиванием глыб мертвого льда, погребенных под гляцигенными и ледниковыми отложениями. Некоторые исследователи (190,428,473,474,496,497,554) к термокарстовым образованиям относят также озерные впадины гляциального происхождения, в том числе и рытвинные, предполагая полное промерзание в какое-то время всей водной толщи этих водоемов и последующее погребение этого льда, известны в литературе, однако и значительно отличающиеся истолкования формирования гляциальных озерных впадин (11 и др.). В Южной Прибалтике термокарстовые процессы проявлялись уже в бёллинговое время (44,190,427), а возможно и еще раньше. Предполагается, что особенно интенсивно погребенный лед таял в аллерёде (44,190,433,473,474,537). Окончательное вытаивание погребенного льда согласно Ч. Кудоба (190) завершилось в конце бореала, однако по этому вопросу имеются и другие суждения (111).

Наличие крупных (глубина до 8-12 м) термокарстовых котловин на поверхности всех флювиогляциальных и эрозионных аллювиальных террас реки Даугава, включая вторую террасу Восточно-Латвийского спектра (401), указывает, что термокарстовые процессы в пре-

делах Восточной Латвии происходили еще после исчезновения Полоцкого и Восточно-Латвийского (Ницгальского, Лубанского) бассейнов, когда была выработана долина Даугавы выше г. Даугавпилс и существовала водная артерия, дренирующая Восточную Латвию, что по всей вероятности имело место в начале бёллинга. Данные о времени завершения термокарстовых процессов отсутствуют.

Термокарстовыми процессами преобразована поверхность всех позднеледниковых флювиогляциальных и аллювиальных террас в долинах Юго-Восточной и Восточной Литвы (до третьей включительно) и равнинной части Северной Польши (до второй террасы включительно). При пересечении на лимногляциальной Средне-Гауйской равнине дюнными грядами некоторых ложбин, наблюдаются провалы в гребневых частях этих дюн. Подобные явления известны также на перевейанных зандровых равнинах Польши и, следовательно, указывают, что дюнообразование здесь началось при наличии погребенных льдов. Термокарстовые формы отсутствуют на поверхности террас Средне-Латвийского спектра р. Даугава, террас Сигулдского спектра р. Гауя, а также рек Салаца, Мемеле, Муса, Лиелупе, Вента и лишь изредка слабо проявляются на верхних террасах Алавско-Слоценской системы долин. Формирование этих террас происходило после отступления ледника от линкувских (северо-литовских) краевых образований. Поэтому можно полагать, что к этому времени в Средней и Южной Прибалтике термокарстовые процессы в основном завершились. Не противоречит этому выводу и наличие на одном из участков курземского побережья Рижского залива измененного термокарстом или таянием остаточных глыб льда берег второй стадии развития Балтийского ледникового озера (53), относящейся обычно к второй половине аллерёда. Еще несколько раньше, по-видимому, завершилось вытаивание последних остаточных глыб льда. Об этом в частности свидетельствует то, что осадконакопление даже в глубоких отрица-

тельных формах рельефа, расположенных на севере Латвии (сендеи Витрупе и Светупе) накопление органогенных осадков началось еще в аллерёде (248).

Разреженный растительный покров позднеледникового времени обуславливал благоприятные условия для развития склоновых процессов и оврагообразование. Формирование оврагов интенсивно происходило в позднеледниковое время, о чем свидетельствует сочленение основной части отмерших оврагов и их конусов выноса с третьей террасой р. Гауя. Также и в долине р. Даугава в пределах участка, расположенного на стыке Латгальской и Аугшземской возвышенностей многие овраги, расчленяющие коренные склоны долины, прорезают поверхность высоких террас и открываются на уровне поверхности второй или первой террас. Первая терраса здесь начала формироваться еще в аллерёде (401). Овраги оканчиваются на террасах, сформировавшихся во время Балтийского ледникового озера и в других более крупных долинах Латвии (Абава, Вента, Дурбе-Вартая и др.). Интенсивное образование оврагов в позднеледниковье установлено также на территории Южной Прибалтики (23, 44, 117, 433).

Отдельные отрезки позднеледниковья отличались и повышенной активностью эоловых процессов. На территории Латвии они получили развитие главным образом на песчаных лимногляциальных равнинах, крупных дельтах, реже речных террасах и происходили преимущественно в позднеледниковое время. Так, например, дюнные массивы, расположенные на песчаной равнине Земгальского бассейна в районе пос. Кегумс и нас. п. Томе, отличающиеся преобладанием параболических дюн, и согласно радиоуглеродным датировкам, в позднедринское время формировались они главным образом при западных (50-70%) и юго-западных ветрах (314). Параболические дюны в пределах восточнее и гипсометрически несколько выше расположенной песчаной лимногляциальной равнины Даудзевского бассейна (Тауркалн-

ский донный массив) образовались однако при преобладании северо-западных (до 80%) и западных ветров. Возможно это указывает, что дюнообразование здесь происходило еще в среднедриасовое время. В долинах рек Латвии из-за преобладания на верхних ярусах долин эрозионных террас (5, 54, 55, 401) и грубозернистого состава аллювия или флювиогляциальных отложений эоловые образования формировались весьма ограниченно - они встречаются на поверхности III и II террас рр. Даугава (Восточная Латвия, Полоцкая низина), Гауя, Абава и др.

На территории Юго-Восточной Литвы формирование дон Дзукийского массива согласно Р.В. Вайтонене (47), началось в раннем дриасе, но наиболее активно проявлялось в среднем дриасе при преобладании западных ветров. В бёллингское и аллерёдское потепления в связи с распространением кустарниковой и древесной растительности, почвообразованием и повышением уровня грунтовых вод, дюнообразование почти прекращалось.

В долинах рек низменностей эоловые процессы происходили дольше и интенсивнее, чем на реках возвышенностей. Поэтому протекание эоловых процессов здесь могло повлиять на русловые процессы и формирование отличительных черт морфологии долин. Эоловый материал увеличивал твердый сток, ограничивал размеры горизонтального перемещения русла, определял возникновение своеобразного морфологического облика поверхности террас и геологического состава их отложений. В прадолинах Польши, ГДР и Юго-Восточной Литвы все высокие флювиогляциальные, а также и аллювиальные террасы (часто до третьей и второй включительно) более или менее существенно преобразованы эоловой деятельностью.

Уровни озер в конце позднеледникового были низкими. И.Я. Даниланс (107, 108, 111) на основании установленного в целом ряде разрезов залегания под озерными отложениями верхнедриасового тор-

фа приходит к выводу, что в позднеледниковое время многие озерные котловины были сухими. Относительно низкими уровни озер в аллерёде и позднем дриасе считают и литовские исследователи (322, 475, 480, 537 и др.). Низкими позднеледниковые уровни озер были и в Эстонии (287, 378, 512).

Заселение человеком территории Прибалтики происходит вслед за отступанием ледника. В Южной Литве появление человека произошло вскоре после отодвижения края ледника от краевых образований померанской стадии (105). Однако воздействие человека на природу в это время еще проявлялось весьма незначительно.

Палеогеографические условия, определяемые суровым климатом позднеледниковья, и, вероятно, распространением многолетней мерзлоты, наложили свой особый отпечаток на формирование и развитие долинно-речной сети Прибалтики. Даже потепления климата в бёллингское и аллерёдское время, по-видимому, существенно не изменяли речные эрозионно-аккумулятивные процессы, накопление аллювия и формирование террас, так как первые имели подчиненное значение. Ведущая роль принадлежала особенностям дегляциации и стока талых ледниковых вод, изменениям базиса эрозии и вертикальным движениям земной коры.

Изменения климата активизировали или ослабили деятельность во времени отдельных экзогенных (склоновых, оврагообразования, эоловых и др.) процессов, что в какой-то степени отражалось и на развитии долин и аллювия отдельных районов Прибалтики. Смена похолоданий потеплениями на территориях свободных от ледника и бассейнов талых вод, по-видимому, вместе с интенсивным таянием погребенных глыб льда и мерзлоты вызвало активизацию склоновых процессов, возрастание водности и изменения гидрологического режима рек и озер, в т.ч. увеличения твердого стока с водосборных бассейнов. Однако эти изменения гидрологического режима почти не

отражались на строение аллювиальных отложений врезающихся рек. Во время похолоданий, особенно позднедриасового времени, сток рек резко сократился, многие малые водотоки и озера перестали существовать.

Общеизвестно значительное влияние многолетней мерзлоты на речную деятельность, главным образом малых рек в условиях перигляциального климата. Это влияние выражается как в процессе рельефообразования, так и в осадконакоплении аллювиальных толщ целым рядом особенностей - преобладанием боковой эрозии над глубинным врезанием, подавлением последнего склоновыми процессами, формированием ассиметрических коренных склонов (23,45,102,122,344,345), накоплением преимущественно тонкодисперсных песчано-алевритистых аллювиальных отложений террас (50,51,52). Однако в большинстве долин Прибалтики, проходящих в позднеледниковье инстративную фазу развития, влияние отмеченных процессов, по-видимому, было ограниченным. Солифлюкционные течения мелкозернистых грунтов играли ведущую роль в расширении долин и развитии всего ледникового рельефа Прибалтики после отступления края ледника. На обогретых водой и прямой солнечной радиацией склонах происходило оттаивание мерзлоты, усиливались процессы оползания, обрушения и течения оттаявших, переувлажненных грунтов по берегам рек. В более теплые интервалы времени (бёллинг, аллерёд) к ним добавились термокарстово-просадочные процессы.

Во время доаллерёдского этапа интенсивного долинообразования в Прибалтике, судя по данным изучения условий накопления ленточных глин в приледниковых бассейнах (199,293), продолжительность интенсивного таяния снега и льдов за короткое лето, и, следовательно, вскрытие рек и озер, не превышало 2-3 месяца в году. Но даже в таких условиях, при наличии многолетней мерзлоты, как показывают исследования в районах распространения современной мерз-

лоты (344, 345, 441), при его оттаивании происходило быстрое глубинное врезание рек, а также разрушение и размыв берегов.

6.4. Стадии развития Балтики и новейшие движения земной коры

Образование в депрессии Балтийского моря единого бассейна явилось началом нового этапа в развитии рельефа и гидрографической сети Прибалтики и смежных территорий, принявшего воды локальных приледниковых водоемов. На первые стадии развития Балтики значительное влияние оказывали изменения положения края ледника, а в дальнейшем повышение уровня Мирового океана и изостатическое поднятие. Возникновение Балтийского ледникового озера, являющегося первым водоемом поздне-и послеледниковой Балтики, некоторыми исследователями относится к началу аллерёда и датируется временем примерно в II.8 тыс. лет назад (60, 154). И.Я. Даниланс, считая полученные датировки наиболее древних на территории Латвии отложений Балтийского ледникового озера, отнесенных к калнциемским слоям II875 ± II0 (TA - I29 A) и II950 ± II0 (TA - I29) несколько завышенными, предполагает, что накопление их началось в среднем аллерёде, т.е. не раньше II600 - II700 лет назад. Согласно Х.Я. Кессел и А.В. Раукасу (493) возникновение Балтийского ледникового озера произошло в конце аллерёда или II тыс. лет назад. Существование его длилось до конца позднего дриаса (I0 - I0,2 тыс. лет назад).

В Южной Прибалтике (южнее г. Клайпеда) береговые линии Балтийского ледникового озера находятся в пределах современной акватории ниже уровня моря. На северо-западе Литвы, севернее г. Паланга известна одна береговая линия ВГ II, трансгрессивного харак-

тера (99).

На территории Латвии выделяется 5 береговых линий водоема, первые две из которых - V_I и V_{II} являются трансгрессивными, а последние три представляют собой образования отдельных этапов стабилизации уровня регрессивные стадии V_{III} (V_{IIIa} , V_{IIIb} , V_{IIIc}) (58, 60, 95, 355). Амплитуда трансгрессий V_I и V_{II} согласно И.Г. Вейнбергу и др. (59) в районе нас. п. Лабрагс составляла соответственно не менее 29 и 26 м (таблица 6.1).

На территории Эстонии известны береговые линии пяти стадий (V_I - V_V) Балтийского ледникового озера (158,159,160,161,162,163,493), из них имеют трансгрессивный характер лишь уровни V_I и V_{III} (таблица 6.1). Амплитуды трансгрессий 25-30 м. По Х.Я. Кессел и А.В. Раукасу (163) возраст первой береговой линии - 10.9 тыс. лет.

Береговые образования пребореального Иольдиевого моря расположены выше современного уровня Балтийского моря лишь в Эстонии, севернее г. Пярну, где они прослеживаются в виде двух береговых линий (U_I и U_{II}). Первая из них (около 9700-9500 лет назад) была трансгрессивной (493). В пределах Средней и Южной Прибалтики береговые линии этого бассейна находятся ниже современного уровня моря. Предполагаемый уровень Иольдиевого моря в пределах побережья Латвии, в районе устья р. Даугава оценивается от 20-28.5 м (25) до 30-35 м ниже уровня моря (401). В районе устья р. Вента иольдиевые отложения залегают на отметках 6 до 25 м ниже уровня моря (124), а уровень этого водоема оценивается около 5 м ниже уровня моря (124). В пределах побережья Литвы и Юго-Восточной Латвии береговая линия Иольдиевого моря располагается уже 55-50 м ниже современного уровня моря (99,100).

Береговые образования пресноводного Анцилового озера развиты на территории Эстонии, где стадия Анцилового озера представлена одной трансгрессивной (A_I) и пятью (A_{II} - A_{VI}) регрессивными уровня-

Таблица 6.1

Уровни древних бассейнов Балтики,
установленных в пределах побережья Прибалтики

Стадии развития Балтики	Эстония	Латвия	Литва
Балтийское ледни- ковое озеро	$V_I \uparrow$ A=25-30м	$V_I \uparrow$ A=29м	
	$V_{II} \downarrow$	$V_{II} \uparrow$ A=26м	$V_{II} \uparrow$
	$V_{III} \uparrow$ A=?	V_{IIIa}	
	V_{IV}	V_{IIIb}	
	$V_U \downarrow$	V_{IIIc}	
Иольдиевое море	$U_I \uparrow$	Ниже уровня моря	Ниже уровня моря (-55 ÷ -50)
	$U_{II} \downarrow$		
Анциловое море	$A_I \uparrow$	$A \uparrow$ A > 10м	Ниже уровня моря
	A_{II}		
	A_{III}		
	A_{IV}		
	$A_U \downarrow$		
Литоринное море	L_I A=4.3м	$L_{Ia} \uparrow$ A=8-12м	L_I
	L_{IIa} A=2.9м		L_{II}
	L_{IIb}		
	L_{III}		L_{III}
	L_{IV}	$L_{Ib} \uparrow$	
Послелиторинное (лимниевое) море	$L_{im I}$		
	$L_{im II}$		
	$L_{im III}$		
	$L_{im IV}$		
	$L_{im U}$		

\uparrow - 1 \downarrow - 2 A - 3

1 - трансгрессия, 2 - регрессия, 3 - амплитуда трансгрессии (в м)

ми (493). На севере Курземского полуострова Латвии прослеживаются береговые образования одного трансгрессивного уровня на абсолютных отметках 10–17 м. Южнее линии г. Пилтене – пос. Роя береговые образования Анцилового озера срезаются береговой линией Литоринового моря (60). В вершине Рижского залива береговая линия этого бассейна располагалась от 5 м (109) до 8–9 м ниже уровня моря (401). Береговая линия Анцилового озера в пределах побережья Литвы у косы Куршю Нерия располагается ниже уровня моря (39,102,220).

Стадия Литоринового моря на территории Эстонии четко фиксируется пятью уровнями ($L_I - L_{IY}$), из них первые три L_I (7000–6800 л.н.), L_{Pa} (6500–6300 л.н.) и L_{Pb} (5800–5600 л.н.) в отдельных районах Северной и Северо-Западной Эстонии были трансгрессивными (163, 493). На территории Латвии образования Литоринового моря представлены отложениями и береговыми формами двух трансгрессий: Lit_a и Lit_b (95). Согласно радиоуглеродным датировкам (58) начало трансгрессии Lit_a в районе Вентспилсской лагуны может быть оценено менее 7100 лет назад, что неплохо сопоставляется по возрасту с трансгрессией L_I в Эстонии. Вторая трансгрессия (Lit_b) согласно палинологическим данным имела место в суббореальное время и датирована по C_{I4} не более 4470 ± 80 лет (58). На побережье Литвы установлена лишь одна береговая линия Литоринового моря.

Современный этап развития Балтики является ее Последелиториновая или Лимниевая стадия, начало которой в Эстонии датируется в 4200 лет назад. На побережье Северной Эстонии выявлено пять лимниевых уровней ($Lim_I - Lim_V$) и все они являются регрессивными (163, 493). На побережье Латвии и Литвы последелиториновая стадия развития представлена современными береговыми образованиями Балтийского моря. К тому же в Латвии начало этой стадии относят ко

времени суббореального и субатлантического климатических периодов, т.е. 2800 лет назад.

В тех районах побережья, где гляциоизостатическое поднятие было менее интенсивным и завершилось еще на ранних этапах позднего и послеледниковья береговые линии стадий развития Балтийского бассейна находятся ниже современного уровня моря. В районах же значительного гляциоизостатического поднятия береговые линии различных стадий развития Балтики более или менее отчетливо прослеживаются на побережье. Самые древние из них являются и самыми высокими, так как темп поднятия земной коры здесь обычно опережал скорости повышения уровня. Это обстоятельство хорошо отражают спектры террас древнебереговых линий Балтики, составленные различными исследователями (95,99,160,479,493,516,517 и др.).

Имеющийся в настоящее время геолого-геоморфологический материал свидетельствует, что в областях покровных оледенений наиболее существенное влияние на новейшие движения земной коры оказывает гляциоизостатия, обусловленная снятием ледниковых нагрузок. Ход гляциоизостатических движений земной коры лучше всего вырисовывается при анализе гипсометрического положения датированных морских и озерных береговых линий. По материалам изучения гляциоизостатических движений Фенноскандии, Канады, Гренландии и островов Арктического бассейна Канады (85,94,282,464 ; и др.), а также Эстонии (103,160) выявлены отчетливые изменения скорости воздымания во времени. На первом этапе, сразу после дегляциации, темп поднятия наиболее высок и достигает 4.5-14 мм/год (212). После периода максимальных скоростей, продолжающихся около 2000 лет, намечается постепенное замедление этих скоростей. В послеледниковое время движения земной коры в указанных районах сохранили знак движения, однако, скорости его заметно снижались (85).

В противоположность центральным областям исчезнувших матери-

ковых оледенений периферические зоны покровов характеризовались меньшей толщиной льда и значительно более кратковременными нагрузками. Во внешних областях, значительно раньше освободившихся ото льда, гляциоизостатический фактор поэтому, как полагают большинство исследователей, к настоящему времени себя полностью исчерпал. Не утратил своего значения полностью он еще, по-видимому, в районах сочленения склона Балтийского щита и плиты Восточно-Европейской платформы (212,325,326,518). Таким образом гляциоизостатический фактор ныне сказывается лишь на территории, внешний рубеж которой проходит примерно вблизи г. Лиепая, севернее г. Риги, на Йизану, западнее Кронштадта, через центральную часть Ладожского озера и на Сегозеро. С дистальной стороны нулевой линии намечается полоса незначительных компенсационных опусканий (212).

Особенно убедительные данные о воздымании обширных территорий после деградации льда дают материалы изучения древних береговых линий Балтики, хорошо изученных как в Швеции и Финляндии, так и в Прибалтике (60,95,90,154,160,161,162,163,244,285,452,453,534,535). Поэтому анализ их деформаций позволяет проследить ход гляциоизостатического поднятия, как и общую амплитуду. Установлено, что поверхности одновозрастных древнебереговых линий повышаются в сторону центра оледенения, при этом более древние из них наклонены круче, а молодые — положе. Анализ деформаций древнебереговых линий Балтики свидетельствует, что характер и скорости новейших движений в отдельные отрезки времени были различными (103). В конце позднеледниковья преобладало общее быстрое поднятие, наиболее интенсивно проявляющееся в конце аллерёда и в начале позднего дриаса, составляющее на севере Эстонии до 18-26 мм/год (160). Заметная перестройка характера и темпа активности вертикальных движений согласно В.К. Гуделису (103) произошла на ру-

беже иольдиевой и литориновой стадий Балтики, когда более отчетливо начинают вырисовываться области поднятия и относительного опускания (101, 103, 160). Конец атлантического и начало суббореального времени по материалам Северной Эстонии характеризуется относительной стабилизацией скорости поднятия, а некоторое их замедление приурочено к середине суббореального и началу субатлантического климатических периодов (160). Таким образом следует, что даже на территории Северной Эстонии, где, начиная с конца позднеледникового имело место постоянное восходящее развитие территории, процесс поднятия протекал во времени неравномерно - периоды относительно быстрого поднятия чередовались с периодами более медленных движений (160, 286). Кроме того, выявляются определенные изменения азимута направления максимального поднятия, что, по-видимому, отражает смещение центра поднятия на запад в связи с сокращением ледникового покрова Фенноскандии, а также уменьшение роли гляциоизостатического фактора в движениях земной коры.

Оценка характера и интенсивности вертикальных движений земной коры по материалам изучения береговых линий локальных приледниковых озер, несмотря на довольно детальное их изучение (140, 142, 143, 154, 275, 341, 405, 409 и др.), сложна и поэтому сопоставить их между собой и определить их деформации на более значительной площади до сих пор не удавалось. В значительной степени это обусловлено морфологически слабой их выраженностью в рельефе и часто прерывистым характером распространения. Кроме того, неоднократные попытки детального прослеживания террас приледниковых водоемов на расстоянии нескольких десятков километров выполнявшиеся в бассейне среднего течения р. Волхов (276) и в Латвии (57) показали отсутствие их регионального перекоса. Такое явление наблюдается не только в районах где простираение прослеженных бере-

говых линий совпадает с простираем изобаз послеледниковых вертикальных поднятий земной коры, но и в районах, где береговые линии приледниковых водоемов простираются примерно по азимуту максимального поднятия (Западная Латвия - Вентско-Усменский бассейн, Средняя Латвия - Даудзевский и Земгальский бассейны). Так, например, все восемь уровней Вентско-Усменского бассейна, прослеженные И.Г. Вейнбергом вдоль западного склона Восточно-Курземской возвышенности, располагаются горизонтально, в то время как береговые линии Балтийского ледникового озера значительно наклонены (рис. 6.6). Лишь незначительно (1-2 м) приподняты северо-западные отрезки береговых линий Даудзевского и Земгальского бассейнов, прослеживающиеся на расстоянии более чем 100 км. Исключение в этом отношении составляет территория Северной Эстонии, где установлен отчетливый перекося береговых линий приледниковых водоемов, порою имеющих размах деформаций выше, чем у послеледниковых береговых образований (160, 304).

Представляется все же, что указанное отсутствие перекося береговых линий целого ряда приледниковых водоемов объясняется не столько недостаточной точностью их прослеживания и сопоставления, сколько неполнотой изученности всех особенностей процесса гляциоизостатических движений. На это указывает также наличие горизонтально располагающихся высоких позднеледниковых террас в спектрах долин Даугава, Абава-Слоцене, Вента и в частью Салаца (рис.4.20,4.22), установленное несколькими исследователями (57, 400, 401, 402).

Как известно, процесс реакции земной коры территорий, освобождающихся от ледниковой нагрузки в ходе дегляциации, исследователями еще трактуется по-разному. Согласно одним исследователям (43, 48, 101, 103, 139, 142, 143, 212, 275) вслед за отступанием ледника на некотором расстоянии следовала волна гляциоизостатического поднятия ("передового вздутия"). В дальнейшем это "передовое

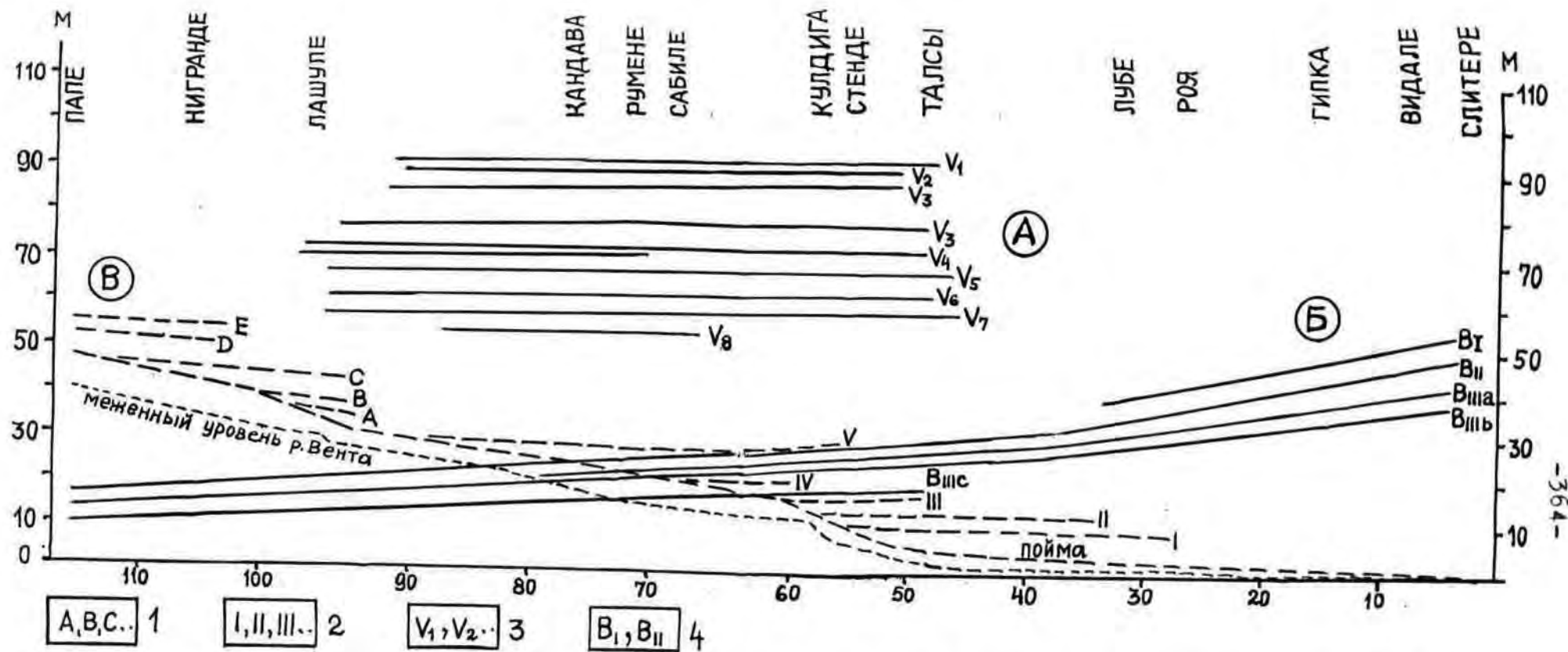


Рис. 6.6 .Сводная диаграмма береговых линий Вентско-Усмского приледникового бассейна /А/, террас долины р.Вента и береговых линий Балтийского ледникового озера /Б/. Построена вкрест изобазовой поверхности берега B_{III} в, азимут линии 295° .

I-индексы позднеледниковых террас, образовавшихся во время существования локальных приледниковых бассейнов, 2-индексы террас, связанных с различными стадиями Балтики, 3-индексы береговых линий Вентско-Усмского приледникового бассейна, 4-индексы береговых линий Балтийского ледникового озера /по И.Р.Вейнбергеру и В.Л.Стелле, 1967/

вздутие" постепенно затухало и в послеледниковье сменилось прогибанием. Амплитуда такой проходящей волны гляциоизостатического поднятия в зависимости от расположения относительно к центру оледенения оценивается различно - от нескольких десятков метров в зоне бывшего периферического покрова ледника, до нескольких сот метров в районах ледникового щита. В приледниковой зоне, еще не вовлеченной в гляциоизостатическое поднятие, возникали приледниковые водоемы. Предполагается, что формирование внешних, дистальных берегов этих водоемов определялось не только орографией, но в значительной степени зависело от расположения зоны интенсивного гляциоизостатического поднятия (139).

По Г. Гильбергу (476) поднятие земной коры в юго-западной части Швеции в позднеледниковое время происходило неравномерно, с перерывами, во время которых земная кора опускалась. Эти промежутки времени он назвал фазами возвращения ("reversion phases"). Были выделены шесть таких реверсионных фаз, четыре из которых относились к позднеледниковью. Они отвечают времени остановок (или подвижек) края отступающего ледника.

С проблемой гляциоизостатических движений в области материкового оледенения связан также вопрос о существовании так называемых шарнирных линий и т.д. (212). Первыми исследователями, обратившими внимание на существование шарнирных линий (506,534,535), был сделан вывод, что в процессе гляциоизостатической реакции на ледниковую разгрузку проявлялись линии - перегибы, вдоль которых менялся угол наклона деформируемых воздыманием уровней. По М. Саурамо отклонение таких линий от положения ледникового фронта не превышает 100 км. Более поздними исследованиями (103,282, и др.) доказано, что такие перегибы согласуются с тектонической структурой данного региона и представляют собой как флексурный изгиб, так и разрывы слоев. Поэтому шарнирные линии можно рас-

смаатривать как тектонические нарушения, проявившиеся на неотектоническом этапе (211, 212). Представляется возможным, что установленное горизонтальное положение ряда речных террас в спектрах некоторых долин, а также кажущееся отсутствие деформаций береговых линий локальных приледниковых водоемов объясняется именно наличием отмеченных выше явлений реверсии и существовании шарнирных линий, свидетельствующих о неравномерном ходе во время дегляциации, гляциоизостатического поднятия, прерывающегося кратковременными опусканиями земной коры. На территории Латвии по деформациям спектров речных террас можно предполагать наличие четырех случаев резкого изменения скоростей вертикальных движений земной коры, проявляющихся в пределах полос, которые в каждом из этих этапов располагались все далее на северо-запад (404, 405). Выявленные деформации продольных спектров в долинах рек Латвии в целом ряде случаев указывают на блоковый характер вертикальных смещений земной коры (404). Эти движения проявлялись в смещении вверх проксимальных, обращенных в сторону ледника частей блоков по разломам (рис. 6.7). Наличие шарнирных линий на территории Прибалтики, разграничивающих блоки с различным характером вертикальных движений, отмечается в работах ряда исследователей (27, 103, 160, 212, 261, 283), хотя в то же время исследования Х.Я. Кессел и А.В. Раукаса (163, 493) пока не говорят в пользу отмеченной выше гипотезы.

Еще одним свидетельством проявления гляциоизостатических движений служит заметный перекося крупных озерных ванн (65, 66, 134, 154, 267, 286, 287, 303, 503). Он выражается в относительном поднятии берегов, обращенных в сторону центра оледенения, сопровождающимся трансгрессией вод на дистальные борты озерных котловин. Указанное довольно отчетливо выявляется при изучении истории развития Чудского, Ладожского, Онежского озер. Признаки перекося выявлены также у

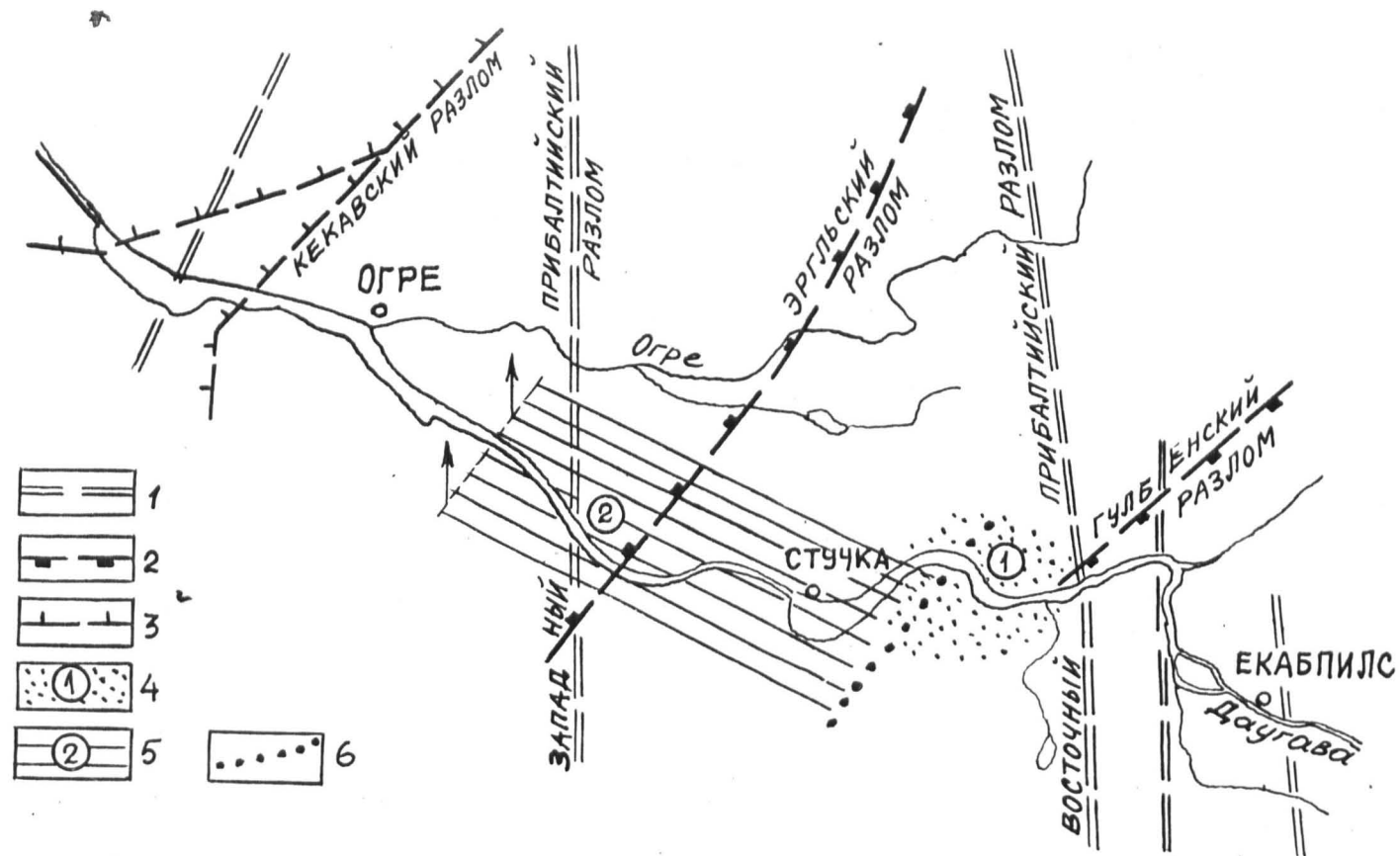


Рис. 6.7 .Схема разрывных нарушений и расположения зон деформаций продольных профилей террас р.Даугава /Средне-Латвийский спектр /
 Разрывные нарушения:1-не проникающие в осадочный чехол.Проникающие в осадочный чехол:2-краевые, региональные,разграничивающие структуры I и II порядков,3-субрегиональные,разграничивающие структуры III порядка,4-район с куполовидно деформированными речными террасами,5-блоковой характер деформаций продольных профилей террас с неравномерным ,наиболее приподнятым западным крылом,6-предполагаемая шарнирная линия

озер Вуртсъярв в Эстонии, как и ряда озер, изученных автором на территории Латвии (Лубанас, Буртниеку и Усмас).

Величина перекоса озер Северной и Средней Прибалтики составляет 1,5 - 10 м. Все они располагаются либо в районе сочленения склона Балтийского щита с плитой Восточно-Европейской платформы, либо несколько дистальнее этой зоны и приурочены к району сочленения склона центрального щита и периферического покрова последнего ледника (рис. 6.8). В пределах зоны преобладающей ледниковой аккумуляции случаи перекоса озер пока не известны. Это возможно указывает, что в пределах периферического покрова, где гляцио-изостатическое погружение было значительно меньше, меньший размах имело и воздымание (212).

6.5. Природные условия развития долин в голоцене

Весьма важным и характерным стратиграфическим и палеогеографическим рубежом, отражающим существенное изменение физико-географической обстановки, фиксирующим переход от безлесных или "парковых" ландшафтов верхнего дриаса к сомкнутым лесам явилось начало пребореального времени голоцена (112). Пребореальная фаза развития растительности в Прибалтике характеризуется преобладанием березовых лесов, местами при большом участии сосны (102, 112).

В бореальное время в условиях сравнительно теплого и сухого климата преобладали сосновые леса (бореальный максимум сосны), однако в конце его, в переходный период к атлантическому климатическому оптимуму, в лесах появляются лещина, ольха и вяз.

Атлантическое время, как известно, характеризуется потеплением климата и увеличением увлажнения, а также максимальным распространением широколиственных лесов, представленных вязом, липой и дубом, во второй половине атлантического времени появляется в составе лесов и граб. Много лещины, а также ели и ольхи. Установле-

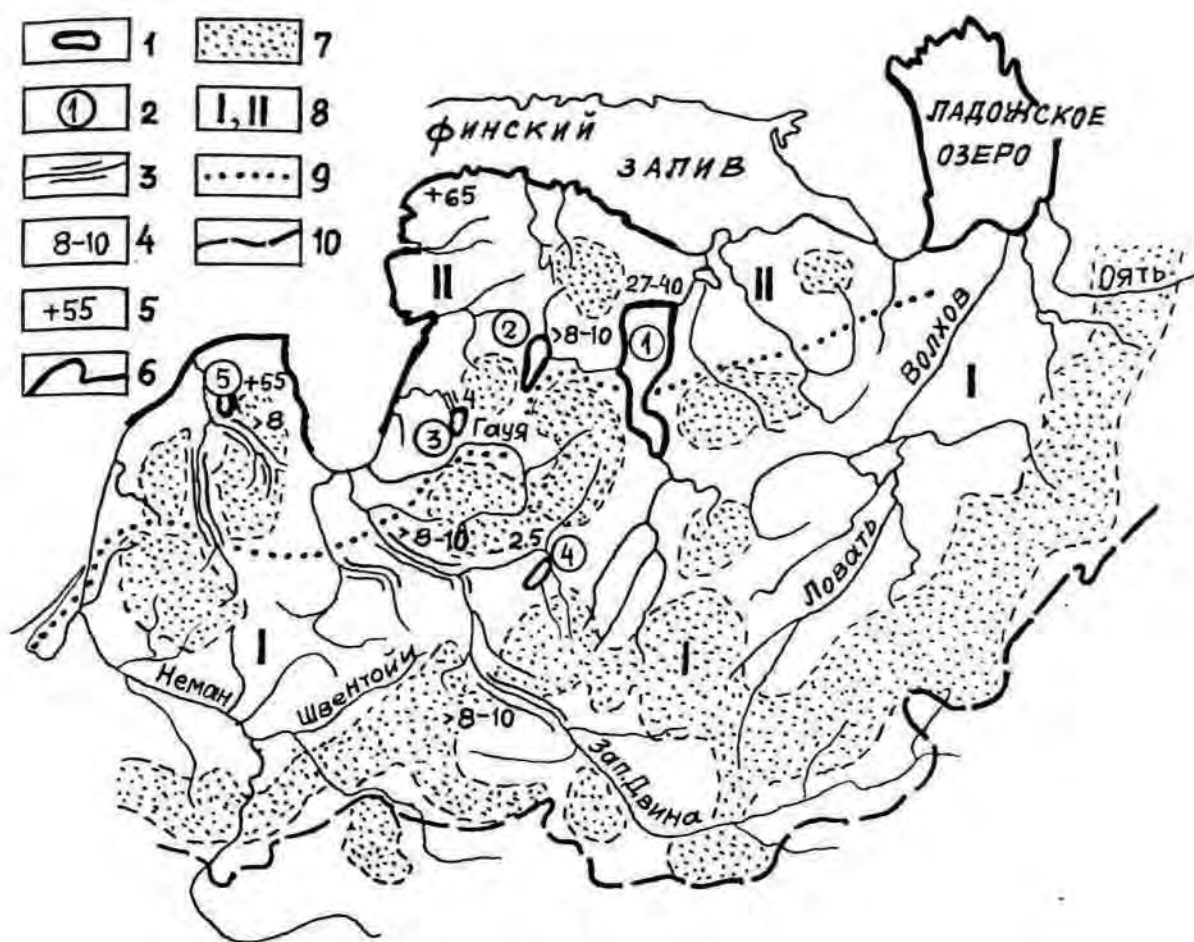


Рис. 6.8 .Картограмма распространения перекоса озер и верхних террас в спектрах речных долин Прибалтики и прилегающих территорий Северо-Запада Восточно-Европейской равнины

1 - перекоса озер, 2 - номер озера: I - Чудское, 2 - Выртсярв, 3 - Буртиньку, 4 - Тубанас, 5 - Усмас. 3 - деформации спектров речных террас, 4 - амплитуда перекоса верхних террас, 5 - суммарное поднятие территории по деформациям древнебереговых линий Балтики, 6 - полосы побережья в пределах которых зафиксировано поднятие территории, 7 - возвышенности, 8 - палеогляциологические зоны последнего ледникового покрова /по О.П. Болтыньку, 1973/: I - периферического покрова, II - склона ледникового щита. 9 - граница подножья ледникового щита, 10 - граница максимального распространения валдайского оледенения.

ние мягкого, теплого и влажного атлантического климата способствовало началу интенсивного торфообразования, а также ускорению накопления сапропелей.

Уменьшение влажности и некоторое понижение средних температур в суббореальное время привело к широкому развитию ели, сокращению широколиственных лесов. Происходит некоторое сокращение интенсивности торфообразования и повышение степени его разложения.

В начале суббореала в Балтику проникают земледельческие племена (105). Следовательно, можно полагать, что с этого времени начинается и более заметное влияние человека на природные ландшафты, что влечет за собой и усиление эрозии почвы и развитие оврагов, а также некоторое изменение гидрологического режима рек. На территории Латвии в конце I тысячелетия до нашей эры земледелие уже занимает основное место в хозяйственной деятельности населения (429).

Субатлантический этап развития природной среды характеризуется некоторым похолоданием и увеличением влажности. Происходит дальнейшее сокращение широколиственных лесов. Увеличение осадков (127), сопровождавшееся понижением температуры привело и к повышению грунтовых вод и уровней воды в озерах, переувлажнению почв, а, как следствие этого, интенсивное накопление торфа, в особенности верхового типа (112). А это в свою очередь могло повлиять на развитие земледелия (317, 318) или привести даже к общему хозяйственному упадку в начале субатлантического климатического периода (502).

В интервале времени I600-I000 лет назад в Прибалтике, в особенности на территории Эстонии и Латвии, отмечается максимум развития еловых лесов. Состав синантропической растительности дает основание полагать (318,531), что в начале этой фазы преобладала система подсечного земледелия, а в дальнейшем более значительную

роль стало играть лесное переложение и, быть может, паровое земледелие. Сведение лесов достигает довольно значительных размеров, о чем свидетельствуют и палинологические данные, согласно которым после верхнего максимума ели в целом ряде мест отмечается некоторое увеличение содержания в спорово-пыльцевых спектрах недревесной пыльцы. К этому рубежу приурочивается и начало сильного проявления почвенной эрозии, следы которой отчетливее выявляются в строении болот дельты р. Немунас (194,536), а также в изменениях хода осадконакопления на поймах рек возвышенностей Латвии (136). К этому времени на территории Латвии хорошо освоенными были значительные территории возвышенностей, а также дренированные покатые равнины. Верхний максимум сосны, наблюдаемый на пыльцевых диаграммах отложений последнего тысячелетия, поэтому частично обусловлен также развитием земледелия - уничтожением еловых лесов на плодородных супесчано-глинистых (моренных и др.) почвах. Нетронутыми оставались лишь лесные пространства на мало пригодных для земледелия песчаных почвах занятых сосновыми массивами.

Выводы об изменениях уровней озер в послеледниковое время пока неоднозначны. Так, согласно составленной для территории Литвы А. Гарункштисом и А. Станайтисом (473,474,475) кривой колебания уровней озер относительно низкие стояния их уровней характерны для бореального (5-6 м) и пребореального (2-3 м ниже) времени, а резкое повышение уровней для времени климатического оптимума голоцена (первая половина атлантического времени). По Р. Кунскому и др. (193,194,195,196), Н.П. Савукинене и А.А. Сейбутис (316) следы регрессий установлены в пребореале, бореале, в конце атлантического периода и суббореала, а также в середине субатлантического периода. Для озер водораздельных районов Балтийских и Жямайтских возвышенностей, моренных покатоств, и придолинных водораздельных участков характерна лишь регрессия второй половины атлан-

тического периода, отличающаяся сравнительным спадом уровня воды в озерах на 1-3 м, обусловленным самодренажной или гидрографической регрессией (193, 196). Колебания уровней озер Литвы подтверждены также данными диатомового анализа (147).

Низкое стояние уровней озер в пребореале, бореале и во второй половине суббореального времени указывается также для озер Эстонии (295), а максимальным уровень воды в большинстве озер этой территории был во второй половине атлантического климатического периода (145, 278, 512).

После атлантического климатического периода, когда многие мелкие и среднеглубокие озера либо были спущены реками, либо стали интенсивно зарастать, на их месте образовались болота. Так в Литве превратились в болота более чем 14000 озер, а в Латвии 1600 озер (214). Таким образом количество озер в настоящее время по сравнению с первой половиной послеледниковья значительно (в 3-4 раза) уменьшилось.

В некоторых работах, касающихся развития Лубанского озера и ряда других озер Латвии (125, 126, 401) предполагается тесная сопряженность изменений уровней этих водоемов с трансгрессиями и регрессиями Балтики. Выполненное автором при участии археологов АН Латвийской ССР (И. Лозе, Ф. Загорскис) детальное изучение залегания и сочленения озерных, болотных, аллювиальных, склоновых и антропогенных отложений на стоянках каменного века и геоморфологии этого района с точной инструментальной привязкой датированных слоев к абсолютной системе высот, позволило в настоящее время надежно реконструировать изменения уровня озера, кривая колебаний которого (рис. 6.9) в целом подтвердила достоверность аналогичной кривой, составленной несколько раньше (414). В отличие от озер Литвы и Эстонии кривая колебаний уровня оз. Лубанас отличается трансгрессивным повышением в пребореальное время,

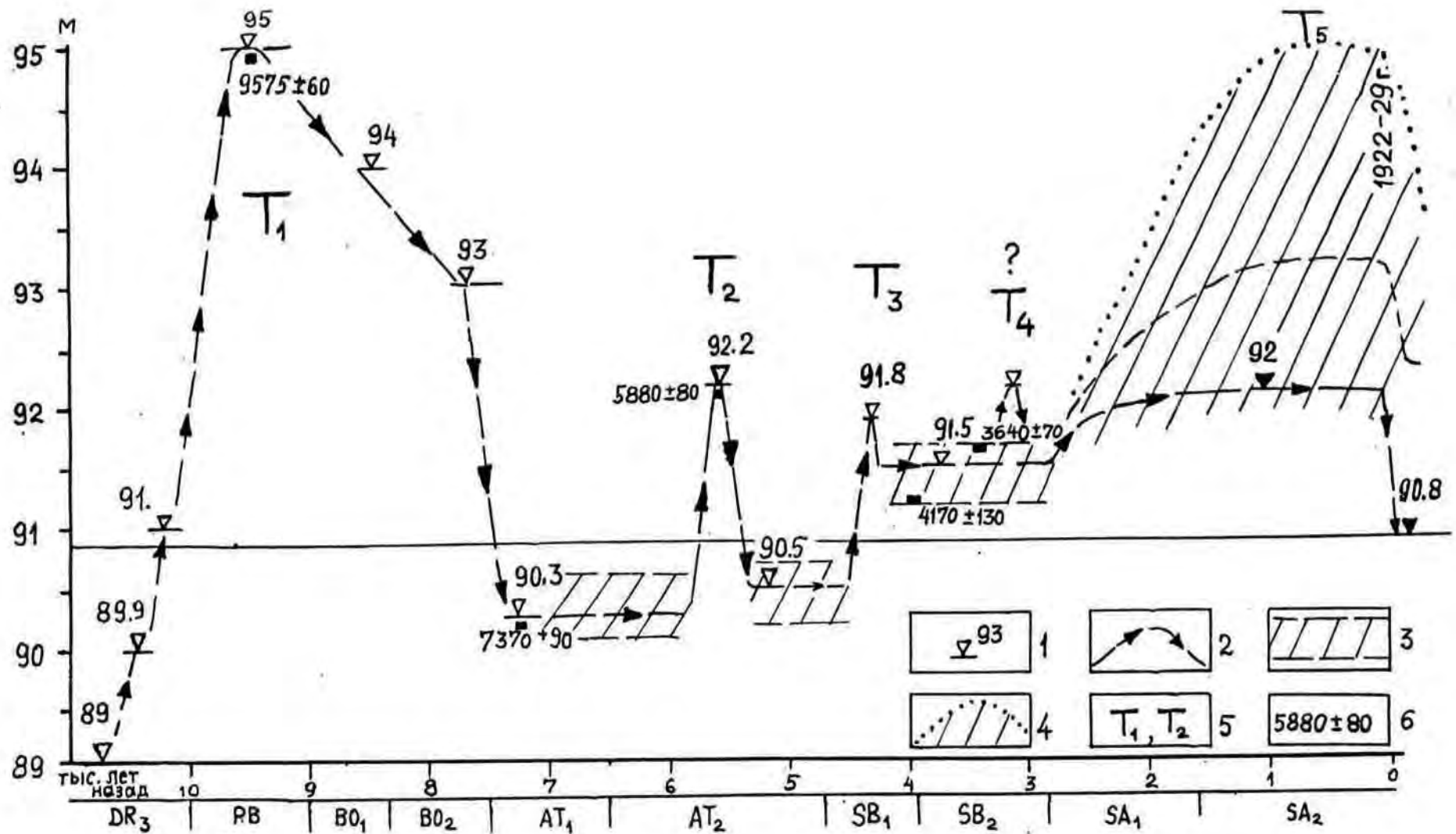


Рис. 6.9. Колебания уровня озера Лубанас в голоцене

1-абсолютные отметки уровня озера, 2-кривая изменений уровня озера, 3- возможные пределы колебания уровня озера, 4-максимальные уровни, 5- трансгрессии, 6-радиоуглеродные датировки.

в целом низким стоянием его (регрессии) во время атлантического периода и постепенным поднятием в течение последних 4-3 тыс. лет. Последняя трансгрессия субатлантического времени связана с возрастанием общей увлажненности и интенсивным торфообразованием, в особенности с возникновением и ростом крупных массивов верховых болот в пределах плоской низины вокруг озера, вызвавшим резкое сокращение объема озерной котловины и, следовательно, повышение уровня озера, особенно во время весенних половодий. Определенное влияние на повышение уровня озера в субатлантическое время, по-видимому, имело освоение водосборной площади озера (бассейны рек Педедзе, Балупе, Резекне, Малта и др.) человеком. По материалам исследования скоростей и характера накопления озерно-болотных отложений в малых замкнутых впадинах, выполненного на территории Эстонии (145), установлено, что общая увлажненность среды повышалась примерно 7000, 5200-4800, 3500, 2700-2500, 1700-1500 и 500 лет назад, а уменьшение увлажненности имело место 8200-7800, 5800-5400, 4200-3800, 3200-3000 лет назад. С отмеченными выше периодами уменьшения общей увлажненности среды хорошо коррелируют выявленные нами регрессии уровня оз. Лубанас в атлантическое и суббореальное время.

Однако в целом, на территории Прибалтики не наблюдается непосредственная связь трансгрессий и регрессий озер с повышениями и, соответственно, понижениями общей увлажненности природной среды (рис. 6.10) и, следовательно, общей кривой колебаний уровней озер. Они в значительной степени имеют индивидуальный характер колебаний их уровней, определенный размерами водосборной площади, характером рельефа и его геологическим строением, деятельности рек, вытекающих из озер (т.е. изменения высоты порога стока), а в течение последних 3-2 тыс. лет и деятельности человека.

Охарактеризованные изменения физико-географических условий в

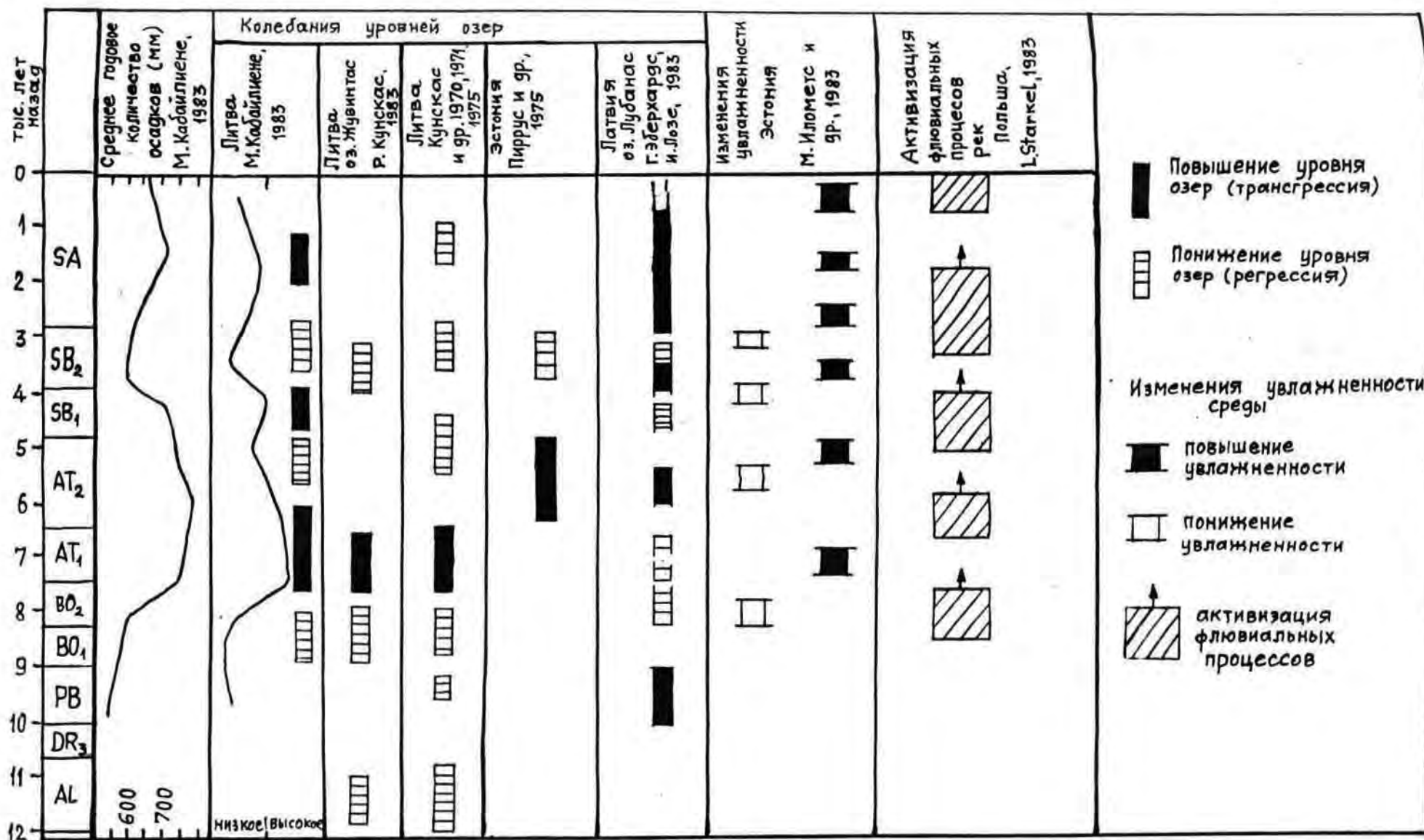


Рис. 6.10. Изменения увлажненности, колебания уровней озер Прибалтики в конце плейстоцена и в голоцене

той или иной степени сказывались на гидрологический режим озер и, соответственно, рек, в том числе и на их геологическую деятельность.

7. ОСОБЕННОСТИ И ЭТАПЫ ДОЛИНООБРАЗОВАНИЯ

7.1. Основные черты истории формирования и развития долин

Как следует из материалов, изложенных в предыдущих главах, природные условия в отдельных частях Прибалтики, охватывающих несколько бассейнов, реже один бассейн крупной реки, в поздне- и послеледниковья были весьма разнообразными. Интенсивность наиболее интенсивного проявления отдельных факторов не совпадала в пространстве и во времени. Поэтому совокупность воздействия природных условий, экзогенных и эндогенных рельефообразующих процессов, носящая региональный или локальный характер, непосредственно и определяла своеобразные черты истории формирования и развития речных долин. В первую очередь, как уже было отмечено, основные черты образования долинно-речной сети определялись особенностями дегляциации территории и различием ледникового рельефа.

На первых этапах убывания последнего ледникового покрова (бранденбургская и франкфуртская стадии, южно-литовская фаза), когда край ледника отступал в пределах Балтийской гряды, формировались дистальные ложбины и дистальные ложбины-долины стока (флювиогляциальные дистальные ложбины по А.Б. Басаликасу) Юго-Восточной Литвы (правые притоки рек Жеймяна, Нярис, Мяркис и др.) с несколькими флювиогляциальными террасами. Последние увязываются с отдельными полосами краевых образований (23).

В благоприятных условиях, когда ледниковые воды, стекавшие

малыми дистальными ложбинами, соединялись в мощную латеральную реку, воды которой устремлялись вдоль края ледника, была выработана широкая латеральная ложбина-долина стока (флювиогляциальная латеральная продolina по А.Б. Басаликасу), восточная часть т.н. Вильнюско-Варшавского урштрома, по которому ныне в юго-западном направлении текут реки Жеймяна, среднее течение р. Нерис, Воке, Мяркис и участок Немана выше впадения Мяркиса (23).

С юга и юго-востока в эти латеральные ложбины-долины стока впадали реки атмосферного питания, приносившие воды из перигляциальной области, скованной устойчивой мерзлотой. Они вырабатывали т.н. перигляциальные долины, содержащие мощные толщи крупнозернистого аллювия, несимметричные склоны солифлюкционного выколаживания, часто покрытые значительными делювиальными плащами (23). Широкие склоны перигляциальных долин были часто изрезаны сетью древних промоин.

На более поздних этапах убывания ледникового покрова (Средне-Литовские краевые образования), когда край ледника расчленился на довольно длинные лопасти, урштромы не возникали, а талые воды скапливались в гляциодепрессиях образуя обширные приледниковые водоемы (9). С их развитием связаны и новые типы долин. Одновременно существовало несколько приледниковых водоемов с различными уровнями. После переполнения талыми водами одной гляциодепрессии происходил быстрый прорыв вод в соседний, ниже расположенный, водоем. Отмученные воды сильно врезывались, образуя долины приледниковых прорывов, которые широко распространены в Литве и Латвии. В Литве долинами приледниково-озерных прорывов текут субмеридиональные участки рек Миния, Дубиса, Нявежис, Швянтойи, а также нижний участок р. Нярис, нижний Неман и участки многих малых рек (23). К этому времени относится также начало заложения долины прорыва р. Даугава в пределах Восточно-Латвийских воз-

вышенностей при сбросе вод Полоцкого бассейна на запад (Ницгальско-Лубанский бассейн). Приледниковые водоемы питались водами не только со стороны тающего ледника.

С противоположной стороны они принимали притоки атмосферного питания с перигляциальной области. Эти притоки приледниковых водоемов значительно уступали по водности притокам, соединившим отдельные водоемы, но они образовали более широкие долины (23). Врезание этих притоков происходило при понижении уровня приледникового водоема, а иногда (особенно на территории Литвы) сопровождалось сильной боковой эрозией и боковым смещением врезанных излучин. В результате возникли широкие долины приледниково-озерных притоков (23, 397, 401) с хорошо выраженными эрозионными, реже равновесными террасами. Последние часто имеют поперечный наклон в сторону русла и свидетельствуют об одновременном врезании и боковом смещении реки.

Начиная со стояния края ледника на полосе краевых образований средне-литовской фазы перед его краем (Нижне-Неманский и Вентской лопастями) образовался обширный Нижне-Неманский предледниковый водоем с абсолютными отметками 130-120 м (22, 433). Благодаря положению лопастей отступающего ледника и уклонам рельефа, в это озеро поступали воды, приносимые р. Неман, Нярис, Швянтой, Дубиса, Юра и др. Уровни озера (130-120, 115, 80, 40 и 20 м) при смещении его береговой линии служили базисом эрозии и способствовали образованию террас в долинах. В фазу развития, когда уровень Нижне-Неманского озера понизился до 40 м, этот водоем служил единым базисом эрозии для всей Неманской речной системы (22). Благодаря этому, однопорядковые террасы имеют и примерно одинаковый возраст, а их аллювий (кроме пойм и первой террасы) имеет инстративный, реже перстративный характер (44, 117, 120, 123).

Сильное глубинное врезание реки Неман в иольдиевое время сме-

нилось накоплением аллювия во время трансгрессии Литоринового моря, а изменения продольных уклонов в низовьях реки Неман и части ее притоков вызвало интенсивное горизонтальное смещение русел рек и уничтожение позднеледниковых террас.

Формирование и развитие основных систем долинно-речной сети Латвии отличалось целым рядом особенностей, predeterminedенных как самим ходом дегляциации, динамикой приледниковых водоемов, так и особенностями распределения форм ледникового макро-и мезорельефа. Поскольку территория располагается северо-западнее Балтийской гряды в полосе распространения острововидных возвышенностей, то здесь характерно распространение изолированных, реже связанных между собой всхолмлениями возвышенностей, разделенных весьма обширными гляциодепресссионными низменностями, имеющими уклон поверхности на запад, северо-запад. Такой характер поверхности в отличие от территории Литвы способствовал образованию нескольких самостоятельных систем долин, формировавшихся в различное время. Этому в значительной мере способствовал преимущественно лопастной характер дегляциации, образование и развитие большого количества локальных приледниково-наледниковых и остаточных бассейнов. Следовательно, позднеледниковая история формирования долинно-речной сети Латвии отличалась главным образом отсутствием для рек единого базиса эрозии. Только в самом конце позднеледниковья, когда край ледника отступал за пределы территории Латвии, с образованием Балтийского ледникового озера, установился единый для всех основных рек базис эрозии. Исходя из особенностей формирования все долины группируются в несколько систем - Даугавскую, Гауйскую, Абавско-Слоценскую, Вентскую, Западно-Курземскую, Лиелупскую, Салацкую и др.

Дегляциация территории Латвии начинается с Индраской и Калдабруньской фаз, когда Аугшземская, Латгальская, Видземская, а так-

же гипсометрически наиболее высокая часть Алуксненской возвышенности в конце Калдабруньской фазы представляли собой свободные от сплошного ледникового покрова территории, в пределах которых местами сохранились сравнительно обширные поля раздробленного мертвого льда (343).

После стояния края ледника на Калдабруньских маргинальных образованиях продолжается постепенное его таяние и расчленение в пределах всей территории республики на лопасти и языки, т.е. смена островного типа дегляциации языковым (6, 341, 343). В Гулбенскую фазу (она увязывается с третьим комплексом Средне-Литовской фазы; 342) на территории Латвии начинается формирование Ницгальско-Лубанского водоема в пределах Восточно-Латвийской низменности. Позже, при спуске Полоцкого озера в Ницгальско-Лубанский начинается врезание ложбины долины р. Даугава на участке Восточно-Латвийских возвышенностей (гг. Краслава-Даугавпилс) и долины Илуксте-Эглайне, а спуск вод Ницгальско-Лубанского водоема по ложбине р. Иодупе к югу (396,403). Образовался Восточно-Латвийский спектр террас р. Даугава и единый спектр террас системы долин Илуксте-Эглайне. Началось формирование ложбин-долин стока с возвышенностей (Весета, Арона, Индрица, Резекне, Малта и др.).

С отступанием ледника от полосы Гулбенских маргинальных образований начинается значительная плановая и динамическая перестройка ледникового покрова, так называемый второй этап языковой дегляциации. При этом во второй половине фазы происходит повторный, в целом незначительный, надвиг ледника и формирование линкувских краевых образований (7, 342). Во время линкувской фазы полностью исчезает Восточно-Латвийская ледниковая лопасть и, вслед за ней Ницгальско-Лубанский бассейн, сменившийся остаточными проточными Лубанским, Гайльским, Неретским, Криевциемским и др. озерами (401). Происходит формирование террасированной долины р. Дау-

гава и ее притоков (Айвиексте, Северная Сусея и др.) в пределах Восточно-Латвийской низменности. В результате освобождения от активного ледникового покрова Восточно- и Западно-Курземских возвышенностей возрастает степень обособленности Северо-Видземского языка и Средне-Латвийской лопасти, Вентского, Априкского и Бартского языков (342). Вслед за этим перед их краями формируются лимногляциальные бассейны. У края Средне-Латвийской ледниковой лопасти устанавливаются подпруженные Лобеский и Даудзевский бассейны. Начинается образование Средне-Латвийского спектра террас р. Даугава и системы долин Сеце-Лауце (401), р. Огре (Ранкский спектр) и др. В восточной части Северной Видземе возникает Средне-Гауйский бассейн и начинается формирование долины верхнего течения р. Гауя (1). В пределах Западной Латвии возникает Амульский, а несколько позже Вентский подпруженные бассейны (342).

Валдемарпилсская фаза характеризуется выравниванием ледникового фронта и постепенным сокращением и исчезновением лопастей и языков (342), хотя на западе территории Латвии еще сохранялись небольшие Вентский и Априкский языки, а восточнее - Валдемарпилсский и Рижский языки. Продолжается развитие приледниковых бассейнов и долинно-речной сети. На Средне-Гауйской впадине после спуска Средне-Гауйского бассейна возникает Стренченский бассейн, при спуске которого на запад, начинается формирование долины нижнего течения реки Гауя и Сигулдским спектром террас, формируются долины возвышенностей (рр. Амата, Рауна-Раунис, Лигатне и др.). Продолжается образование Средне-Латвийского спектра террас р. Даугава, связанных с Земгальским бассейном, возникшим перед краем Рижского языка вместо спущенного Даудзевского приледникового озера. Формируются долины средних и нижних течений реки Огре (Ранкский спектр), Маза Югла и Иецава, а также долины рек Мемеле и Муса, питаемых остаточными озерами на севере Литвы. Одновремен-

но возникает сложная сеть ложбин, ложбин-долин и долин прорыва Абавско-Слоценской системы, по которой, прорывая Восточно-Курземскую возвышенность, воды Земгальского бассейна проникали в Вентский водоем (55,342). С Вентским бассейном связано также формирование террасированной долины озерно-ледникового притока верхнего течения р. Вента выше нас. п. Скрунда, ее притоков (Вадакте), долин стока возвышенностей (Коя, Цицере и др.).

Вслед за сокращением Бартского и Априкского ледниковых языков появляются одноименные бассейны, формируются связанные с ними долины прорыва (долины рек Дубре-Вартая, ложбина р. Аланде), долины стока с возвышенностей (рр. Тебра, Вартая и др.).

Валдемарпилсские краевые образования предположительно сопоставляются с Сакалаской маргинальной зоной Эстонии (342). С отступанием края ледника от этой краевой полосы начинается Пандиверская фаза дегляциации, в первой половине которой территория Латвии полностью освобождается от активного покрова (342).

В аллереде и в верхнем дриасе на Побережье Латвии проявляются три стадии Балтийского ледникового озера (V_I , V_{II} , V_{III}), а в голоцене трансгрессиями Иольдиевого моря и Анцилового озера и Литоринового моря. В это время в низовьях рек, падающих непосредственно в отмеченные выше водоемы, происходит формирование террасированных долин. У более крупных рек (Светупе, Витрупе, Даугава, Вента и др.) самостоятельные устьевые спектры террас.

Таким образом на территории Средней Прибалтики, благодаря лопастной дегляциации, широкому развитию небольших быстро меняющихся приледниковых бассейнов, наличию островных возвышенностей и разобщающих их гляциодепресссионных низменностей, образовались системы ложбин и долин с несколькими многоярусными спектрами террас (р. Даугава - 3, р. Гауя - 4, рр. Вента, Огре, Амата и др. по два спектра).

В свою очередь, поздне- и послеледниковая история развития территории Эстонии отличается рядом особенностей, непосредственно отражающихся также на долинообразование. Во время стояния края ледника на Ханьяской, Отепяской и Сакалаской зонах краевых образований происходила в основном дегляциация территории Южной Эстонии с формированием холмистого рельефа одноименных возвышенностей и разобшающих их низин. В условиях дегляциации, которые были близки процессу деградации ледника на территории Латвии, здесь образовалась сложная система древних унаследованных ложбин стока, долинообразных понижений, долин и озерно-ледниковых притоков, долин стока с возвышенностей и рытвин.

После отступления края ледника от Сакалаской зоны краевых образований началась дегляциация преимущественно части Северной Эстонии. Слабая выработанность долинной сети стока талых вод здесь объясняется (301,304) особенностями рельефа коренных пород и неотектоническими движениями земной коры во время отступления ледника. Рельеф поверхности коренных пород в северной части рассматриваемой территории (т.е. Северо-Эстонского плато) в общих чертах повышается в южном направлении, а начиная с наиболее высоких отметок Северо-Эстонского плато и Пандиверской возвышенности понижается вплоть до южно-эстонских возвышенностей. Поэтому здесь было больше предпосылок для накопления талых вод и образования озер разных размеров, чем для стока по долинам. Только в определенном этапе дегляциации, когда край ледника остановился на Средне-девонской низменности, создавались более благоприятные условия для стока талых вод в маргинальном и южном направлениях, образованию приледниковых озер слабому развитию эрозионных русловых процессов способствовал также характер неотектонических поднятий земной коры. Суммарное поднятие в поздне- и послеледниковое время на северо-западе Эстонии, как известно (286,288), составляло око-

до 100 м. Поэтому в пределах впадин Чудского озера и оз. Выртсъярв, Валгаской низины, Харглаской и Выру-Пиузаской низин, а частично также Средне-Эстонского друмлинового поля существовали приледниковые и изолированные водоемы, слабый сток с которых происходил на юг (бассейн р. Гауя) и запад (304). В таких условиях были выработаны радиальная долина (ложбина) р. Кунда (304), маргинальная ложбина-долина р. Суур-Эмайыги, долина среднего и нижнего течения р. Амме, р. Лаэва, а также мелкие и короткие долины приледниковых прорывов (долина Кудина-Сева, долины Кадрина, Ильмьярве, Виузи, Акси и др. в пределах Саадъярвского друмлинового поля (304), а после полного растаяния льдов возникли многочисленные долинообразные понижения с озами и озерами.

После полной дегляциации территории Эстонии значительная ее часть на западе и севере заливалась водами Балтийского ледникового озера, а также последующих стадий развития Балтики (Иольдиевое море, Анциловое озеро, Литориновое море). Однако более интенсивное врезание рек, впадающих в эти водоемы, и формирование террасированных долин началось лишь по мере того, как береговые линии этих бассейнов перемещались севернее Северо-Эстонского глинта в пределах Предглинтовой равнины. В послеледниковье образовались террасированные долины малых рек Северной Эстонии (263, 264), пересекавшие глинтовый уступ или частично текущие не полностью погребенными палеоврезами (262).

7.2. Возраст террас

Основанием для определения возраста террас устьевых спектров долин рек, впадающих непосредственно в Балтийское море, служит увязка их с хорошо датированными береговыми линиями. Однако ввиду неодинаковой интенсивности проявления гляциоизостатического

поднятия различных районов побережья, одновозрастные береговые линии располагаются на значительно различающихся абсолютных высотах. Следовательно, речные террасы, имеющие одинаковую высоту или одинаковый порядковый номер, далеко не всегда одновозрастны даже в устьевых террасовых спектрах долин. Поэтому использование показателей — относительной высоты и порядкового номера террас для их Возрастного сопоставления в различных террасовых спектрах одной и той же реки, а тем более для сопоставления террас различных долин на рассматриваемой территории лишено всяких оснований. Такое сопоставление возможно лишь на основании данных радиоуглеродных датировок, спорово-пыльцевого анализа и некоторых других, полученных в результате изучения соответствующих аллювиальных отложений. Указанное предопределяет большую сложность и трудность датирования и возрастного сопоставления террас, особенно позднеледниковых и прежде всего доаллередских, аллювий которых слабо развит, а кроме того формировался в суровых климатических условиях, когда растительность еще была слабо развита и как следствие в аллювиальных отложениях этого времени органические остатки обычно отсутствуют. Поэтому возраст указанных террас определяется косвенными путями, руководствуясь реконструкциями этапов дегляциации территории, данными о характере и скоростях отступления края ледника в пределах конкретных районов, данных о продолжительности существования и особенностях развития отдельных приледниковых бассейнов, с определенными уровнями которых увязываются речные террасы и других. Изучение и датирование процессов изменяющих морфологию аллювиального покрова позднеледниковых террас таких как оврагообразование, формирование конусов выноса на поверхности террас, эоловые процессы, солифлюкционно-деллювиальные шлейфы и др. в лучшем случае могут дать лишь приближенный верхний предел возраста террас, а не истинное время образования их и корре-

лятных с ними аллювиальных отложений. Следует учесть и то, что выявление возраста отложений формирующих террасы (поймы) в одном разрезе (например, на участке среднего или нижнего участка ее распространения) еще не означает, что такой же возраст терраса будет иметь на всем ее протяжении. Особенно это относится к террасам, сформировавшимся в условиях проявления регрессивной эрозии.

Согласно данным радиоуглеродных датировок органического материала из аллювия террас бассейна р. Немунас (77) поймы основных рек этого бассейна образовались за последние 3000 лет. Формирование первых террас происходило в интервале времени 10-4 тыс. лет назад. Вторые террасы имеют возраст 11.9-10.5 тыс. лет назад, т.е. формировались они в аллередское время и первой половине позднего дриаса, а третьих террас - предполагается 13-12 тыс. лет назад. Данные радиоуглеродных датировок аллювия этих террас приведены в таблице 7.1 . При этом однопорядковые, даже различающиеся по их относительным высотам, террасы принимаются как одновозрастные.

Из приведенного списка датировок видно, что преобладающее количество определений получено из разрезов притоков среднего течения реки Немунас, расположенных на значительном расстоянии от основного базиса эрозии. Пока отсутствуют данные о возрасте аллювиальных отложений террас нижнего течения р. Немунас и основных на этом участке притоков Юра, Дубиса, Невежис. Поэтому, учитывая, что образование террас происходило в основном при распространении вверх по течению волн регрессивного врезания, следует полагать, что формирование аллювиальных свит соответствующих террас в нижнем течении реки началось раньше. К тому же имеющиеся в настоящее время данные вряд ли могут быть признаны достаточно представительными для заключения о повсеместной одновозрастности однопорядковых террас. Определенные отклонения в этом отношении

отчетливо проявляются и в приводимом перечне датировок старичных отложений вторых террас (река Нярис у г. Вильнюса, река Уосупе, Немунас у Гожи - Мо - 34).

Таблица 7.1

Радиоуглеродные датировки аллювия речных террас Южной Прибалтики (по А. Гайгалас, В. Дварецкас и др., 1981).

Название разреза	Характеристика датированного образца	Лабораторный индекс и номер	Возраст (лет до 1950 г.)
I	2	3	4
<u>Пойма (0,5-3 м)</u>			
Манчягире	Торф из верхней части старичных отложений р. Ула	V _s - I	1520 _± 225
-"-	Древесина из нижней части пойменных отложений р. Ула	V _s - 2	2895 _± 225
Сморгонь	Древесина из пойменных отложений р. Нярис	V _s - 53	2270 _± 60
Пятрашюнай	Древесина из старичных отложений р. Дисна	V _s - 5I	2810 _± 70
Гирайтишкес	Древесина из старичных отложений р. Нямунас	V _s - 59	2170 _± 180
Пикелёнис	Древесина из пойменных торфов р. Усупис	V _s - I20	2640 _± 160
Вильнюс	Древесина из пойменных торфов р. Нярис	V _s - 264	1980 _± 120
<u>Первая терраса (3-5 м)</u>			
Паваряй	Древесина из террасовых отложений р. Швянтойи	V _s - 52A V _s - 52B	4740 _± 90 5030 _± 100
Балакампай	Древесина в основании террасы р. Нярис	V _s - I63	4900 _± 130
-"-	-"-	V _s - I64	5690 _± 160

Продолжение

1	2	3	4
<u>Вторая терраса (6-13 м)</u>			
Зярвинос	Древесина из основания старичных отложений р. Ула	Vs - 42 TA-I24	II310+II0 II930+II0
"-	Торф в основании старичного аллювия р. Ула	Vs - 58 TA-I25 TA-I91	I3080+250 I2160+I20 I2650+I30
Памяркес	Древесина из нижней части старичных отложений р. Маркине	Vs - 45 TA-I92 TA-I92Б MO-340	II920+I60 II730+II0 II820+II0 I2200+I60
"-	Торф из верхней части старичного аллювия р. Мяркис	Mo-34I	II500+430
Манчягире	Древесина из основания старичного аллювия р. Ула	Vs - 46 TA-I88	I2000+I00 II630+I20
"-	Торф из основания старичного аллювия р. Ула	TA-24	II930+II0
Рудня	Древесина в основании старичного аллювия р. Ула	Vs - 43 TA-I90 И-675 И-2107	II530+II0 II530+II0 II970+I80 I2080+460
"-	Торф из основания старичного аллювия р. Ула	Mo-339	I2715+315
Вильнюс	Древесина из старичных отложений р. Нярис	Vs - 223	8070+906
Паусупе	Древесина из аллювия р. Уосупе	TA-I89	8790+90
Гожа	Древесина и шишки сосны из верхней части старичного аллювия р. Немана	Mo-34	8500+300
Гожа	Растительный детрит, шишки сосны и древесина из верхнего горизонта старичного аллювия р. Немана	Vib-4IA Vib-4IB Vib-4I Tln-I37	II050+I00 II080+I00 II060+I00 I0870+I00

Данные по возрасту террас основных рек Латвии и Эстонии существенно отличаются от изложенных выше для территории Литвы. Так, согласно радиоуглеродным данным накопление аллювиальных отложений перстративной третьей террасы р. Гауя в низовьях ее распространения завершилось II.3-II.1 тыс. лет назад, а в районе г. Валмиера у санатория "Личи" (т.е. ~ 90 км выше по течению) 10.5-10.2 тыс. лет назад (таблица 7.2), что хорошо согласуется с данными аллередского возраста на латвийском побережье трансгрессии второй стадии Балтийского ледникового озера V_{II} . Возраст третьей террасы у санатория "Личи" по данным спорово-пыльцевого анализа также соответствует верхнему дриасу (5). Близкие данные получены также для террас, связанных с трансгрессией V_{II} в других долинах: IV терраса долины Дурбе-Вартая - 10.8 тыс. лет назад, VI терраса в Абовской долине - 10.4 тыс. лет назад (таблица 7.2). Согласно данным спорово-пыльцевого анализа (57) старичные отложения VI террасы р. Абава в районе водопада Абава-Румба начали накапливаться со времени верхнего дриаса. Такой же возраст имеет VI терраса устьевого спектра р. Даугава. В районе пос. Саласпилс на ее поверхности расположена стоянка Лаукскола, которая археологами датирована концом палеолита, т.е. 9 тыс. лет до нашей эры (429). На одинаковый возраст упомянутых III террасы Сигулдского спектра р. Гауя и U^1 террасы устьевого спектра р. Даугава кроме того, указывает наличие нарушений типа криотурбаций в ленточных отложениях пойменной фации аллювия.

Возраст второй террасы Сигулдского спектра долины р. Гауя, четвертой и третьей террас устьевого спектра р. Даугава, четвертой и третьей террас р. Салаца, а также V террасы р. Вента, судя по отчетливой сопряженности их с береговыми образованиями Балтийского ледникового озера стадии V_{III} , может быть приблизительно 10 тыс. лет.

Первая терраса р. Гауя, прослеживаемая по всей долине среднего и нижнего течения, на нижнем участке долины увязывается с береговой линией Литоринового моря (5). Имеющаяся датировка из этой террасы - 8225 лет, поэтому, представляется удивительной (табл. 7.2). Формирование первой (7-8 м) террасы р. Даугава в пределах Восточно-Латвийских возвышенностей по спорово-пыльцевым данным (401) началось не позднее позднедриасового времени, а возможно еще в аллереде (338). Находки (И. Лозе) поселения бронзового времени на поверхности равновесной первой террасы р. Даугава в пределах Полоцкой низменности (выше нас. п. Пиедруя) указывают, что терраса была выработана уже в интервале времени 2000-1000 лет до нашей эры. Радиоуглеродное датирование древесины взятой из базальной части старичных отложений I террасы р. Западная Двина (Даугава) в районе г. Полоцка вблизи с. Сосница (323) определило возраст террасы от 7330 ± 80 (Mo-564) до 7920 ± 100 (МГУ-292) лет назад. Седиментация упомянутых старичных отложений в базальной части по данным спорово-пыльцевого анализа происходила в бореально-атлантическое время (323). Формирование этой террасы в пределах Восточно-Латвийской низменности, где высота ее 8-9 м, происходило еще в атлантическое время и несколько позднее (188,468).

Абсолютный возраст старичных отложений первой (3.5-4 м) террасы р. Огре в пределах участка нижнего и среднего течения (Средне-Латвийская покатость) составляет лишь 3,7 тыс. лет, в то время как выше и ниже по течению реки на отрезках свободного меандрирования примерно такой же возраст имеют высокие поймы (рис.54,7.1).

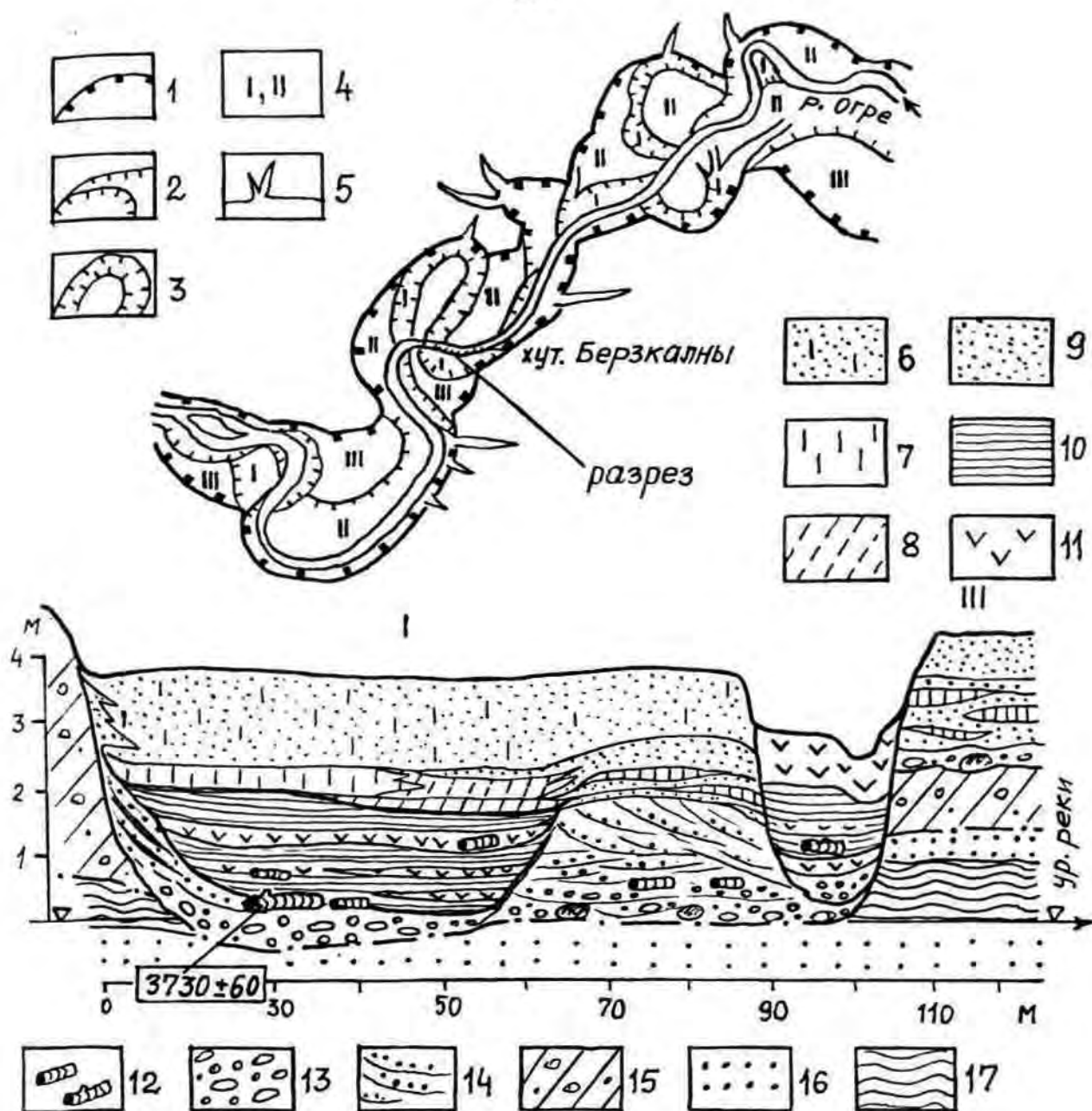


Рис. 7.1. Продольный разрез аллювиальных отложений сегмента первой террасы р.Огре в районе населенного пункта Рембате
 I-коренный склон долины, 2-уступы террас, 3-старицы, 4-номера террас, 5-овраги. Отложения пойменной фации: 6-песок алевритистый, 7-алеврит, 8-супеси, 9-песок мелко- и тонкозернистый. Отложения стариц: 10-глины и суглинки, 11-торф, 12-обломки древесины. Отложения русловой фации: 13-гравий и галька, 14-песок разнозернистый, косо-слоистый, 15-моренные суглинки. Коренные породы /верхний девон/: 16-песчаники, 17-глины.

Радиоуглеродные датировки эллювия террас и пойм
рек Латвии

По В.Я. Стелле и др., 1975 и материалам автора

Наименование разреза	Местоположение датированного образца	Лабораторный индекс и но- мер	Возраст (лет до 1950 г.)
1	2	3	4
Река Гауя: Виесулены	III терраса ниже г.Сигулда, гипновые мхи на цоколе террасы	Ri - 105 Ri - 11 Ri - 74	11270±23 11114±350
Личи (санаторий)	III терраса, ниже г.Валмиера, верхняя часть эллювиальной свиты, остатки растений	Ri - 33 Ri - 33A	10535±250 10282±250
Виесулены	I терраса ниже г.Сигулда	Ri - 75	8225±140
"-	сегмент средней поймы (2,5-3 м), старичные отложения, древесина	Ri - 76	1791±120
"-	сегмент низкой поймы (до 2-2,5 м), старичные отложения, древесина	Ri - 77	947±80
Яукалнс	Высокая пойма (4-4,5 м) ниже р. Мустйги, древесина из старичных отложений	Ri - 223 Ri - 224	6428±300 3135±223
Нурмижупите-I	Высокая пойма (4,5-5 м) выше г. Сигулда, древесина из отложений русловой фации	Ri - 256	2770±300
Сигулда (Кейзар-кресле)	Высокая пойма (4,5-5 м) ниже г. Сигулда, верхняя часть старичных отложений, древесина	TA - 1334	4620±60
Река Вартая (Вартая)	IV терраса, старичные отложения	Ri - 7A	10840±130
Река Абэва: Абэвас-Румба	Старица на поверхности VI террасы, старичные отложения, торф	TA - 163	10410±90

Продолжение

I	2	3	4
Долина р.р. Сеце-Лауце: Сеце	Торф и древесина под пролювиальны- ми отложениями на поверхности УI террасы	R _г - 36	10950 ₊₂₅₀
Долина р. Даугава: Тотаны	Упа терраса Средне- Латвийского спектра ниже нас.п. Серене. Погребенный торф на дне оврага.	R _г -	8470 ₊₉₀
Река Вента: Пацкуле	Отложения Анцилового озера по высоте увя- зывающиеся с II терра- сой р. Вента	R _г -189	9560 ₊₂₂₀
Река Огре: Стуриши	II терраса (5-5,5 м) в районе Централь- но-Видземской возвышен- ности ниже пос.Эргли Древесина из отложе- ний русловой фации	R _г -256	6520 ₊₂₅₀
Менгеле	Высокая пойма (4,5- 5,0 м) у нас.п. Мен- геле (Средне-Латвий- ская покатость), дре- весина на контакте пойменной и русловой фаций	ТА-1370	710 ₊₇₀
Мазсниекери	Высокая пойма (4,5- 4,8 м) в районе нас. п. Верене (Средне- Латвийская покатость), старичные отложения, древесина	R _г -226	3996 ₊₄₃₀
Берзкалны	I терраса (3,5-4 м) в районе нас.п. Рембате (Средне-Латвийская покатость), древесина на подошве руслового аллювия	ТА-1371	3730 ₊₆₀
Река Маза Югла: Бунчи-3	Высокая пойма (3,5 м) в районе нас.п. Бунчи (Рижская песчаная рав- нина). Древесина из отложений русловой фации	R _г -252	3248 ₊₁₅₀

Продолжение

I	2	3	4
Река Лиела Югла: Заки	Высокая пойма (4,5м) у пос. Закумуйжа, (Рижская песчаная равнина), древесина из отложений стариц	R _T -258	3745±150

Пока единичны датировки террас в долинах возвышенностей. Так, возраст эрозионной второй террасы (5-5,5 м) Видземского спектра р. Огре ниже пос. Эргли составляет 6520 лет (таблица 7.2).

Весьма различный возраст на отдельных участках имеет также пойма р. Гауя. На участке верхнего течения (район пос. Леясциемс) по данным спорово-пыльцевых исследований (5, 338), накопление аллювия в сегментах древних генераций (3,5-4 м) поймы началось во второй половине аллереда, а в пределах среднего и нижнего течения согласно имеющимся радиоуглеродным датировкам - 6,4 - 3,7 тыс. лет назад. Возраст средних генераций (до 3 м) на участке нижнего течения определен в 1,8 тыс. лет, а молодых сегментов (до 2-2,5 м) - около 0,95 тыс. лет.

В долинах других свободномеандрирующих рек, например, Огре, Лиела и Маза Югла, которым свойственно чередование участков динамического равновесия и врезания, возраст самых древних сегментов разновысотных (2,5-5 м) пойм с нормальной мощностью аллювия, различен, но обычно не более 3,5-4,5 тыс. лет. Это свидетельствует о том, что благодаря интенсивным горизонтальным смещениям русла по дну долин, более древние образования уничтожены.

В преобладающей части Эстонии (кроме юго-востока) речные террасы формировались главным образом в послеледниковое время. Поскольку большинство из них образовалось в результате интенсивно-

го неостектонического поднятия земной коры, уменьшающегося в направлении верховьев рек, при неоднократных, частых понижениях базиса эрозии, то они имеют преимущественно эрозионный характер (мощность аллювия меньше нормальной, преобладание русловых фаций аллювия, наличие цоколя, наклон поверхности террас, почти отсутствуют старичные отложения и включения органики и т.д.) (264), то датирование аллювия этих террас затруднительно. Поэтому возраст террас определен косвенно, по возрасту береговых образований древних бассейнов Балтики с которыми увязываются речные террасы. Эти данные изложены главным образом в работах А. Мийдела (263, 264), Э. Линкрус (505) и др. Большинство однопорядковых и одновысотных речных террас Эстонии также имеют различный возраст.

Выполненная для территории Прибалтики возрастная корреляция речных террас основных базисов эрозии - древних бассейнов Балтики, приведена на рис. 7.2 (410).

7.3. Некоторые общие особенности специфики развития долин области последнего оледенения

В некоторых работах, посвященных этапам развития долин Северо-Запада (300, 372, 373; и др.) содержатся предположения об общности главных фаз долинообразования во времени, и, следовательно, об одновозрастности однопорядковых террас. Однако последними исследованиями выполненными в Латвии и Эстонии (5, 55, 57, 263, 264, 401, 402, 410) выявлены существенные различия в истории развития нижних и средних течений рек Балтийского бассейна. Это обусловлено тем, что зарождение и первые этапы развития долинно-речной сети происходили в весьма разнообразных условиях формирующегося ледникового рельефа, который отличался значительной неодно-

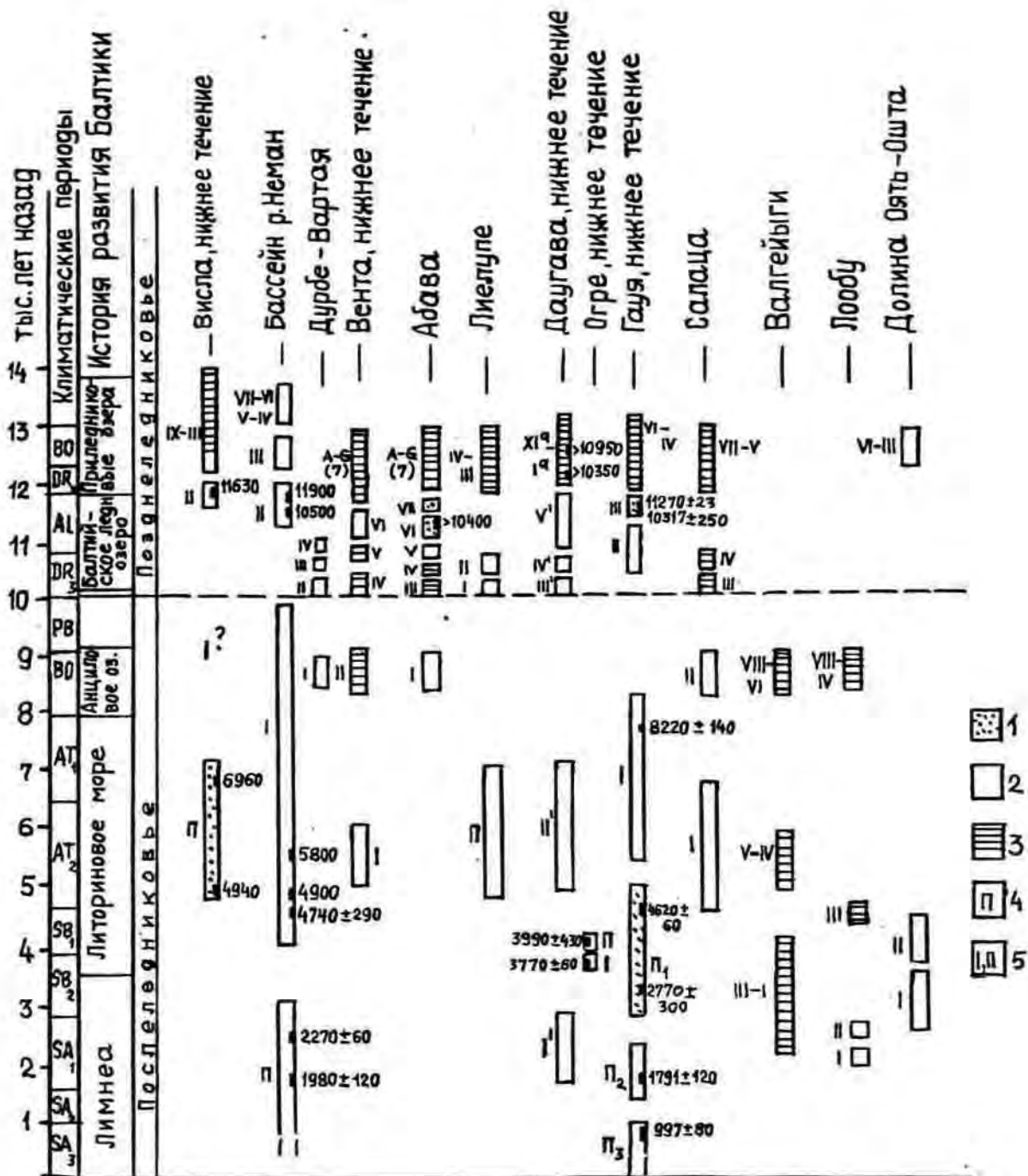


Рис. 7.2 .Сопоставление террас основных рек Балтийского бассейна /составлено с использованием опубликованных данных/ Террасы и поймы :I -аккумулятивные, 2- равновесные с нормальной мощностью аллювия, 3- эрозионные. 4- пойма, 5- порядковые номера террас.

родностью уклонов его поверхности и строения. Кроме того, одной из важнейших специфических особенностей ранних этапов развития долин явилось обусловленность этого процесса существованием большого количества приледниковых бассейнов, отличающихся относительно небольшой продолжительностью существования и крайней кратковременностью стабилизации их уровней. Указанное безусловно оказывало существенное влияние на особенности эрозионно-аккумулятивной деятельности различных отрезков рек и формирование их долин в условиях многократного поэтапного удлинения водотоков. Как известно (42,232, 233) при понижении базиса эрозии и удлинении рек, на новом участке далеко не всегда возникают условия благоприятные для террасообразования.

Анализ особенностей формирования долин при горизонтальном смещении базиса эрозии, выполненный для территории юга Средне-Латвийской покатости дренируемом р. Даугава и ее притоком Огре, Лиела и Маза Югла, где на расстоянии 80-100 км прослеживается до 14 береговых линий Даудзевского и Земгальского бассейнов, свидетельствует, что количество террас, выработанных при понижениях уровня базиса эрозии, в разнопорядковых речных долинах резко различается (таблица 7.3).

Таблица 7.3

Количество террас в долинах междуречья
Даугава и Гауя

Река	Количество уровней приледниковых водоемов	Количество террас, сопряженных по высоте с уровнями базиса эрозии
Даугава	I4	I4 (кроме того, большое количество локальных структурных террас)
Огре	I3-I4	6
Лиела и Маза Югла	I0-I2	2-3

Расстояния между береговыми линиями регрессирующих приледниковых бассейнов здесь составляли от нескольких сот метров до 10-20 км, но чаще всего 1-4 км. Амплитуда понижения уровней, уклоны рельефа, величины горизонтального смещения береговой линии, а также протяженность распространения связанных с ними речных террас в долинах приведены на рис. 7.3, 7.4. Из него следует, что влияние указанных факторов на протяженность распространения в долинах террас, (т.е. волн регрессивного врезания водотоков) сколько-нибудь отчетливо не проявляется. При различных амплитудах понижения уровней (3-9 м), горизонтальных смещениях базиса эрозии (3-13 км) и средних уклонах поверхности (0,5-3,0 м/км) протяженность соответствующих террас Средне-Латвийского спектра р. Даугава (30-90 км) примерно одинаково. То же самое выявляется и для реки Огре (рис. 7.4). Самое основное, однако, заключается в том, что при одинаковом количестве импульсов террасообразования, вызванных понижением базиса эрозии, количество террас в долинах малых и средних рек значительно меньше чем в долинах крупных рек (рис. 7.3, 7.4). Основной причиной сокращения количества террас в долинах низких порядков (третьего-четвертого) по сравнению с высокопорядковыми долинами, является меньшая эрозионная способность первых, т.е. меньшая их водность и низкая зарегулированность стока. Этой причиной объясняется и различное количество голоценовых речных террас, связанных с уровнями различных стадий развития Балтики, в однообразных по направленности развития базиса эрозии и неотектонических движений земной коры районах (например, Северная Эстония).

Аналогичная тенденция убывания количества речных террас от более крупных к мелким водотокам наблюдается также на территории Западной Латвии (бассейн рек Вента и Абава). В магистральных долинах р.р. Вента и Абава-Слоцене по данным И.Г. Вейнберга (55,57)

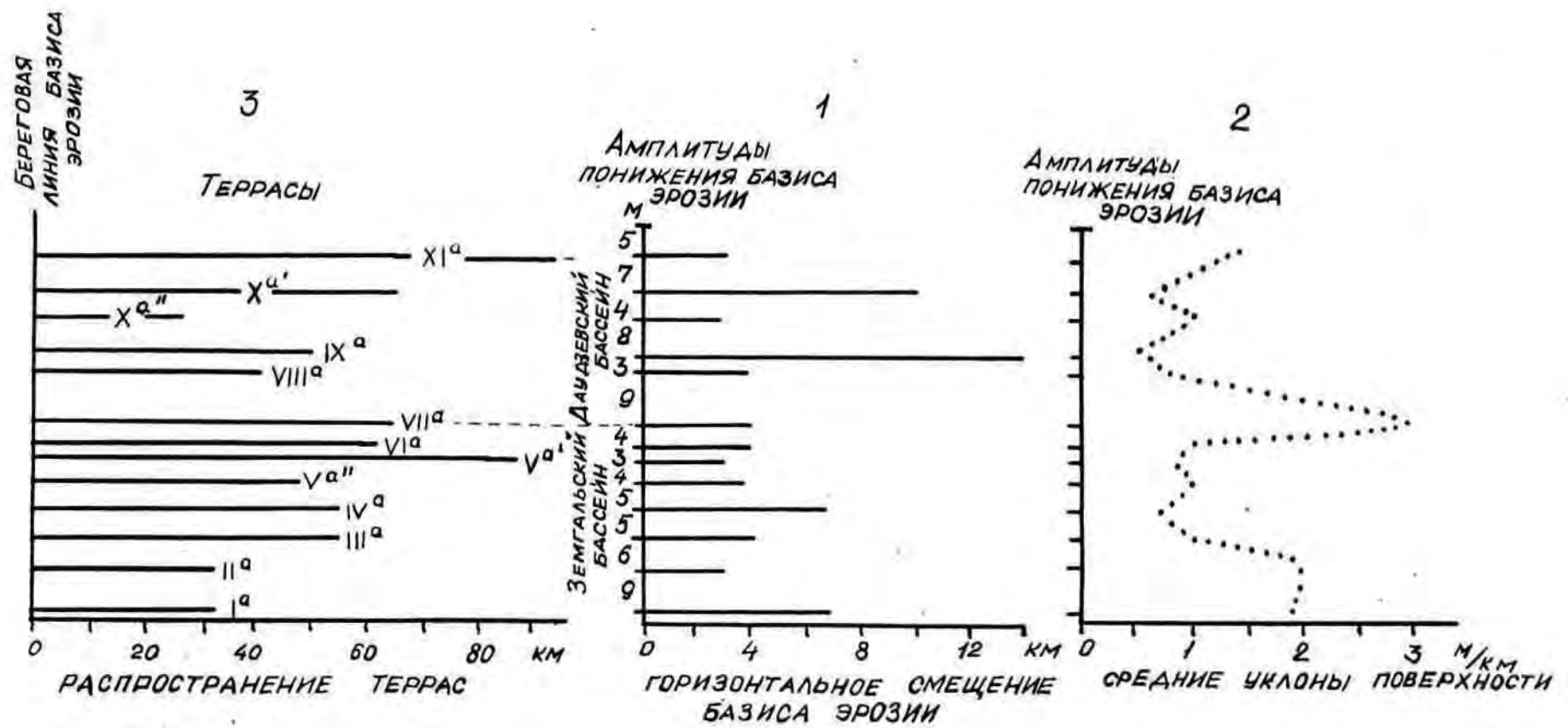


Рис. 7.3 . Амплитуды понижения уровней , горизонтальные смещения береговых линий позднеледниковых базисов эрозии /1/, изменения средних уклонов поверхности в районе удлинения реки /2/ и расстояния распространения вверх по долине соответствующих террас Средне-Латвийского спектра реки Даугава /3/.

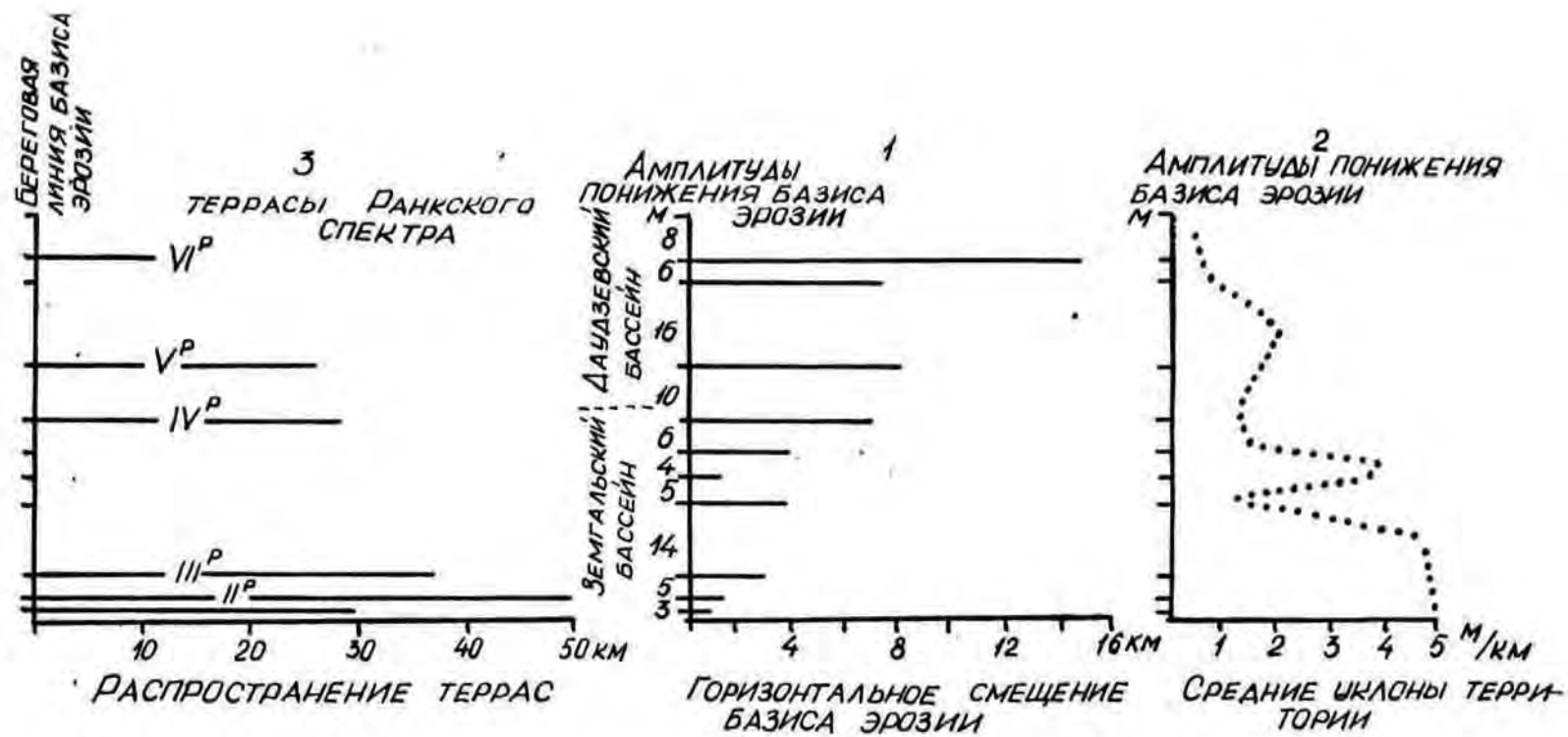


Рис. 7.4 . Амплитуды понижения уровней, горизонтального смещения береговых линий позднеледниковых базисов эрозии /1/, изменения средних уклонов в районе удлинения реки /2/ и расстояния распространения вверх по долине соответствующих террас реки Огре в пределах Средне-Латвийской покатости /3/.

ко всем уровням приледниковых бассейнов привязаны определенные речные террасы (часто с дельтами). В то же время в долинах основных притоков (Циецере, Амула, Имула, Коя и др.) по материалам наших исследований, количество террас достигает всего 5 (рис. 7.5), а то и меньше.

Влияние зарегулированности стока на террасообразование наиболее наглядно прослеживается на примере небольших рек-притоков р. Вента-Циецере, Коя, Риежупе, Шкеде (Варма). В долинах первых двух из них во время долинообразования, сток которых регулировался системами изолированных рытвинных озер, возникло до 4-5 террас (рис. 7.6). В то же время в долинах Риежупе и Шкеде, не имеющих озерного питания, количество террас еще меньше (одна-две) и они развиты только в устьевых участках рек.

Другой существенной особенностью истории развития долин рассматриваемой территории является то, что интенсивное долинообразование и формирование террас происходило не только путем роста водотоков в сторону верховьев, но чаще всего в результате удлинения устьевых участков. В позднеледниковье это обычно происходило в условиях понижения уровней локальных приледниковых бассейнов и спуска вод одного в другой расположенный гипсометрически ниже. Регрессивное врезание поэтому здесь имело не столь существенное значение чем одновременное врезание водотока на всем протяжении удлиняющихся их участков (397, 400, 401). Указанное имело место и во время атлантического климатического оптимума голоцена, когда в связи с преобразованием (вследствие повышения уровней) ряда бессточных озер, в сточные, местами заложились гидрографическая сеть низких (I-3) порядков. Поэтому однопорядковые долины могут иметь различный возраст, что и подтверждается выполненными нами расчетами распределения порядков долин в бассейнах рек Гауя и Вента (рис. 7.7). Из сводных диаграмм



з. 7.5 .Количество террас в спектрах речных долин Прибалтики
Картохема составлена с использованием опубликованных
данных А.Басаликаса, В.Дварецкаса, М.Бяцониса, А.Мийдела,
Э.Линкрус, О.Аболтыньша, И.Вейнбергса и материалов автора.
1-количество террас в спектрах, 2- распространение террас данно-
го спектра, 3- возвышенности.

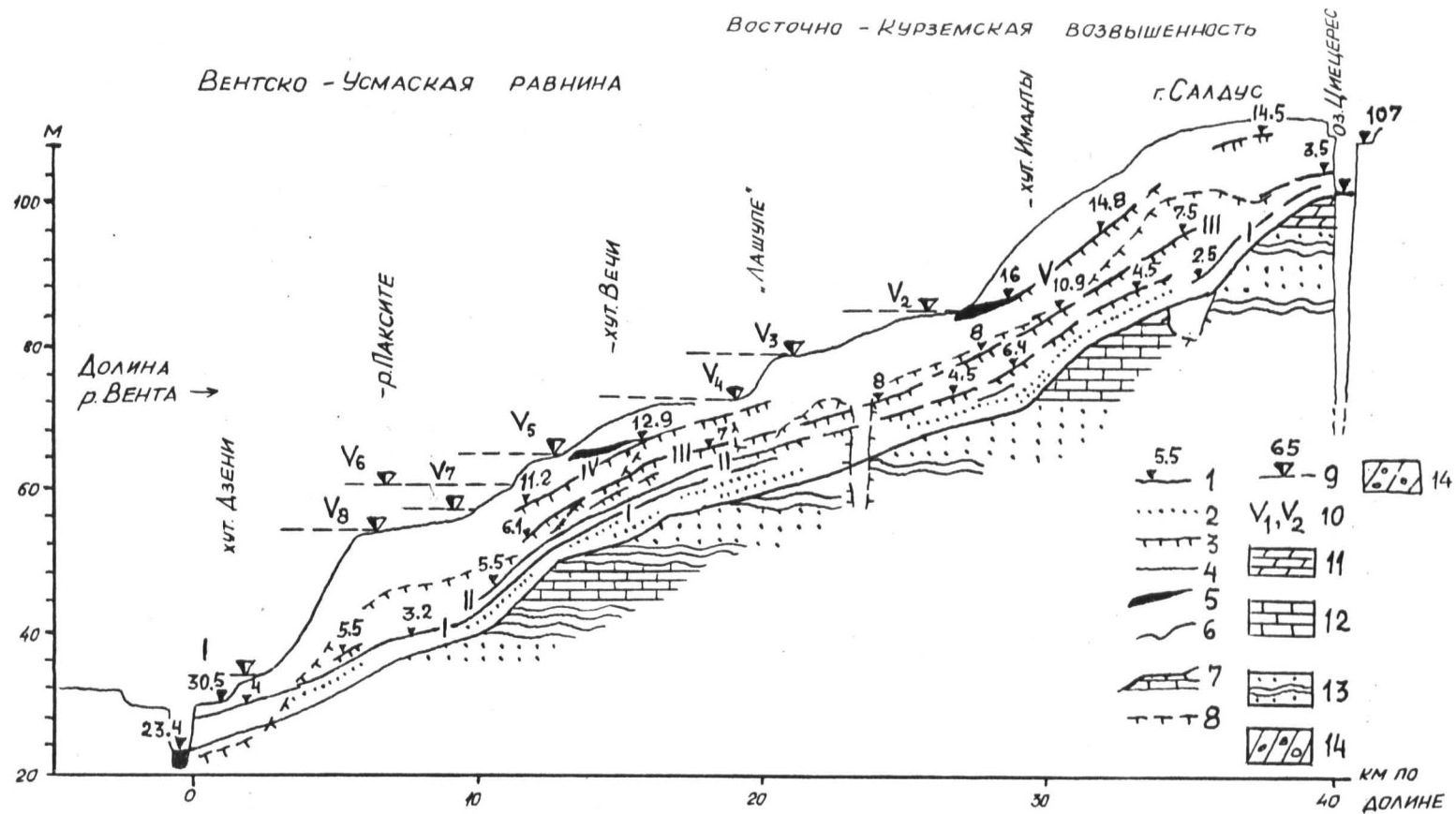


Рис. 7.6 .Спектр террас долины реки Циецере

I - относительная высота и порядковый номер террасы, 2 - пойма, 3 - инстративная терраса, 4 - перстративная терраса, 5 - дельта, 6 - поверхность рельефа у бровки долины, 7 - продольный профиль реки, 8 - поверхность коренных пород, 9 - абсолютная отметка уровня приледникового бассейна, 10 - уровни Вентско - Усмского бассейна, II - известняк, I2 - доломит, мергель, I3 - песчаник с прослоями глин, I4 - моренный суглинок.

(рис. 7.7) следует, что в бассейнах рек Гауя и Вента 70 и 82% долин I-го порядка образовалось преимущественно во второй половине голоцена, из долин 2-го порядка являются образованиями второй половины голоцена 31 и 40%, образования первой половины голоцена являются 48 и 34% долин, однако довольно значительная часть их (21 и 27%) были заложены еще в позднеледниковье. Примерно половина долин 3-го порядка и до 70-80% долин 4-го порядка имеют позднеледниковый возраст. Долины высоких (5-8) порядков обычно состоят из различных по возрасту участков. При этом выделяется два варианта изменений возраста долин: 1) возраст убывает в сторону устья (рр. Гауя, Вента, Даугава, Лиелупе, Немен и др.), 2) от средней части течения к устью и верховьям (рр. Салаца, Витрупе, Светупе и др.). Таким образом утверждение, что "внутри одного бассейна долины одного и того же порядка примерно одновозрастны" (121,361,362) для области последнего оледенения далеко не всегда правомерно.

В районах где основным фактором, определяющим террасообразование, являлись волны регрессивного врезания или трансгрессивной аккумуляции, обусловленные изменением уровней Балтики, определенные различия в развитии долин отдельных районов было predeterminedено значительно различающимся количеством уровней этого бассейна (базисов эрозии) выявляющимся при сравнении Северной Прибалтики с ее южными районами. Так, например, на севере и северо-западе Эстонии выявляются 23 уровня, большинство которых имеет регрессивный характер, однако, ввиду интенсивного гляциоизостатического поднятия этой территории отчетливо, выражаются в рельефе побережья.

На территории Латвии максимальное число уровней базиса эрозии (5-8 уровней) прослеживается на севере Курземского полуострова и севере Видземского побережья Рижского залива (севернее р. Витру-

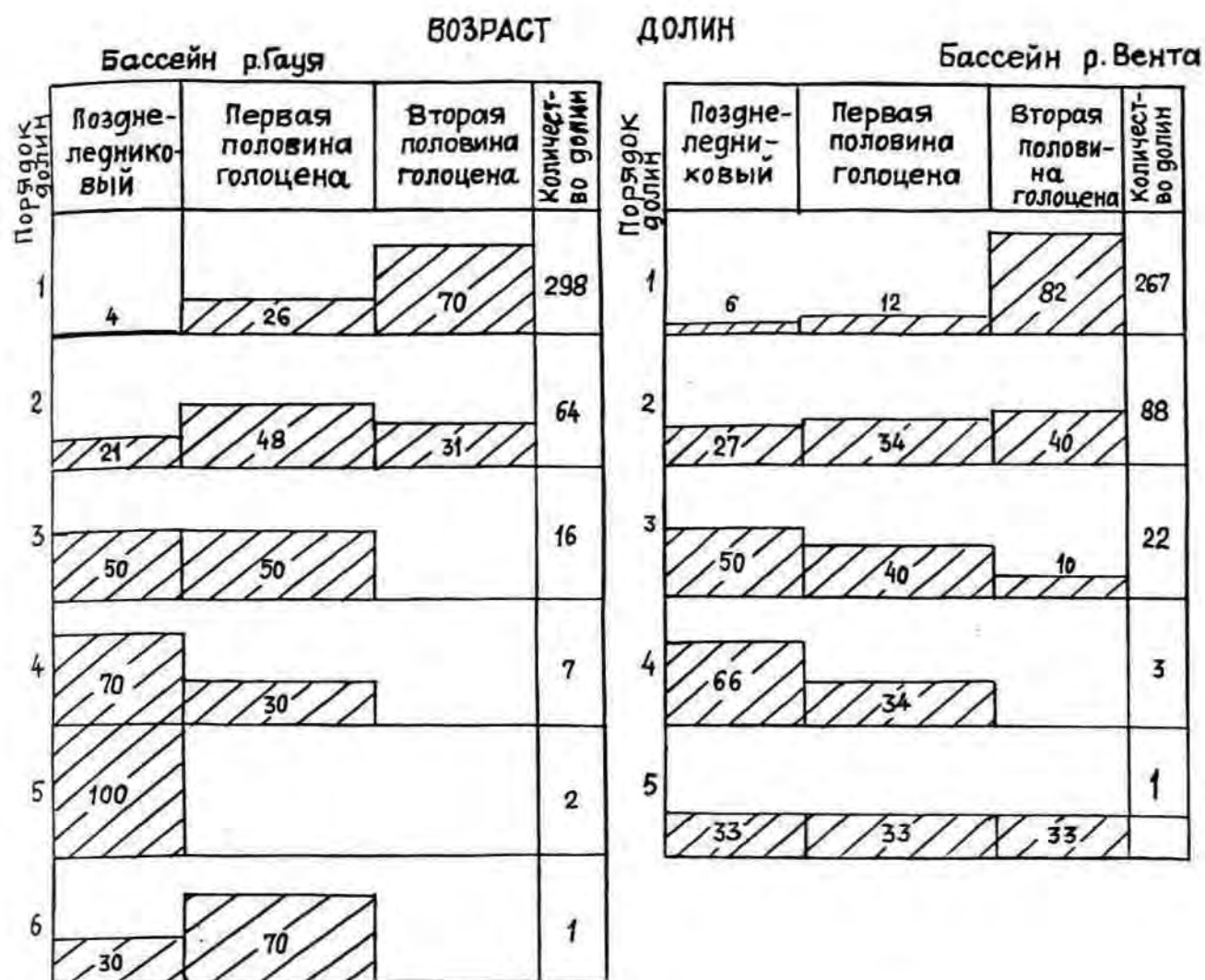


Рис. 7.7 . Распределение однопорядковых долин бассейнов рек Гауя и Вента по возрастным группам /в процентах к общему числу долин каждого порядка/

пе). В остальных районах побережья Латвии прослеживается 4-5 береговых линий.

На побережье Литвы севернее г. Клайпеда установлены одна-две трансгрессивные береговые линии Балтийского ледникового озера и Литоринового моря. Южнее залива Куршю Марес все береговые линии Балтики расположены ниже современного уровня моря, так как здесь, особенно с послелиторинового времени, преобладало постоянное опускание земной коры (103). Следовательно, регрессии бассейна здесь, в условиях постоянного повышения уровня моря, проявлялись слабо и не могли обусловить образование террас на сколько-нибудь значительном расстоянии вверх по долинам. Образовавшиеся террасы, вскоре при последующем повышении уровня базиса эрозии, были размывы или погребены более молодыми отложениями. Этим, видимо, объясняется факт, что в низовьях долин региона кроме молодой поймы отсутствуют террасы голоценового возраста (18,19,20,21,28).

На территории Эстонии вырисовывается общая тенденция убывания амплитуд понижения уровней базиса эрозии от 5-10 м (Балтийское ледниковое озеро) до 1.5-2.5 м (Лимниевая стадия).

В Латвии в районах наиболее интенсивного гляциоизостатического поднятия земной коры (Северо-Западная Видземе и Северная Курземе) амплитуды понижения уровня составляют в районах устьев р. Салаца 2-5 м, р. Абава 3.5-6 м и р. Вента 2-5 м (соответственно различны в разных районах и относительные высоты однопорядковых террас на участках нижних течений рек (таблица 7.4)).

Взаимосвязи между интенсивностью вертикальных движений земной коры, количеством уровней базиса эрозии, амплитудами их понижения и террасами (таблица 7.5) наиболее наглядно устанавливаются при сопоставлении спектров древнебереговых линий с количеством и относительной высотой сопряженных с ними речных террас (405,412), приведенном на рис. 7.9. Выявляется, что вслед за увеличением

Относительная высота террас основных рек
Балтийского моря в пределах их нижних и
средних течений

Название реки!	Террасы, их относительная высота, м						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
ПОЛЬША:	Террасы доалвередского возраста						
Висла, нижнее течение	6-7	8-9	12-13	16-18	28-30	32-33	35-37
ЛИТВА:							
Нямунас	3,2-5	7-13	11-19	20-25	25-30		
Нярис	3,2-5	7-13	11-19	20-25	25-30		
Швянтойи	3,2-4,8	6-11	10-15	20-23	23-30		
Невежис	3,2-4,8	5-6,4	7-9	13-15			
Кра	3,2-4,8	6,4-8	9-16	18-21	23-30		
Миния	3,2-4,8	6-10	11-12,5	20-21			
ЛАТВИЯ:							
Вента	8-9		10-13	17-18	20-22	24	
Абава	9	12	15	18-19	12-13	14-15	18-19
Лиелупе	6-7	7-9	7-13	10-14,5			
Даугава	5,5-6,5	6,5-7	8	8,5	8,5-9		
Гауя	4,5-8	8-16	7-20	18-21		25-40	
Светупе	2,7-3,7	3,5-5	6,5-7	11-12,5			
Салаца	3,5-5	4,5-6,5	6,4-9	10-12			
ЭСТОНИЯ:							
Валгейыги	2-2,7	2,5-3,5	3-5	5-6,5	6,5-8	2-5	3,5-6,5

Таблица 7.5

Количество береговых линий стадий развития поздне- и послеледниковой Балтики и количество террас на приустьевых участках рек

Количественная характеристика речных террас и уровней базиса эрозии	Регион, бассейн реки	Л а т в и я							Литва ⁽²⁾
		Эстония ⁽¹⁾	Салаца, Витрупе	Гауя	Даугава	Лиелупе	Вента, Абава	Дурбе-Вартая, Тебра	
Количество уровней базиса эрозии (береговых линий Балтийского бассейна), выявляющихся на соответствующих участках побережья		16	6-7	3	5	3	4-7	2-4	2
Количество речных террас		средн. 4-6 макс. 8-13	2-4	3	3-4	3	8	3-4	2

(1) По А. Мийделу (263),

(2) По В. Дварецкас (117).

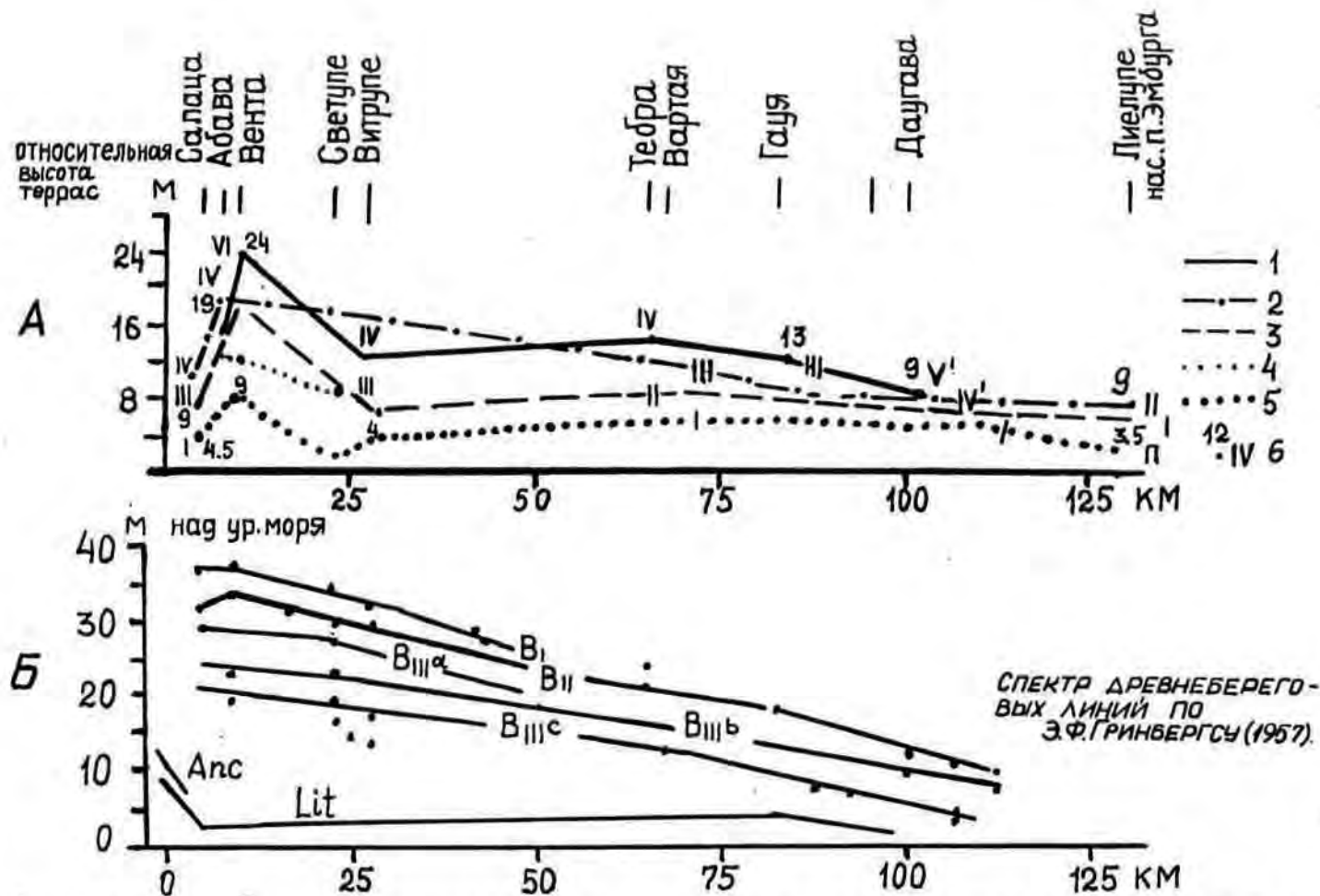


Рис. 7.8 .Спектры изменения относительных высот и порядкового номера одновозрастных речных террас/А/ и абсолютной высоты береговых линий Балтийского ледникового озера, Анцилового озера и Литоринового моря на побережье Латвии. Спектр составлен по азимуту наибольших градиентов поднятия земной коры.
Речные террасы соответствующие по возрасту: Балтийскому ледниковому озеру I-стадии B_{II}, 2-фазы B_{III}^а, 3-фазы B_{III}^б, 4-Анцилового озеру, 5-Литориновому морю, 6-номер террасы и ее относительная высота.

в северо-западном направлении суммарного поднятия земной коры и возрастанием в этом направлении количества проявляющихся в рельефе уровней базиса эрозии, в речных долинах Латвии (рис. 7.8 Б) соответственно возрастает количество террас, увеличивается их относительная высота (рис. 7.8 А). Следовательно, меняются и порядковые номера одновозрастных террас как и продолжительность их формирования. Однопорядковые (т.е. первые, вторые и т.д.) террасы различного возраста и относительную высоту имеют даже в долинах одного Северо-Эстонского района (таблица 7.6, 7.7).

Таким образом в долинах нижних течений рек, впадающих непосредственно в Балтийское море, однопорядковые, а также и одновысотные, террасы обычно имеют различный возраст. В пределах Средней и отчасти Южной Прибалтики, учитывая колебательный характер изменений главного базиса эрозии (трансгрессии и регрессии с амплитудой 20-30 м) помимо отмеченной выше закономерности, а также однопорядковые и одновысотные одновозрастные террасы кроме того, могут иметь также различное строение и мощность аллювия. Так, террасы рек Северной Эстонии (р.р. Пирита, Ягала, Вальгейыги, Лообу и др.), в пределах Предглинтовой равнины из-за поднятия земной коры и регрессии главного базиса эрозии, имеют явно выраженный эрозионный характер (263, 264). В Латвии же, где как отмечалось ранее, изменения уровня базиса эрозии имели колебательный характер, в устьевых спектрах распространены преимущественно равновесные, реже эрозионные или аккумулятивные террасы. Лишь севернее р. Гауя они преимущественно эрозионные.

Указанные особенности обусловлены небольшими амплитудами изменений базиса эрозии, кратковременностью стабилизаций его уровней, а нередко также наличием локальных базисов эрозии и водность^ю реки. Так, в долинах рек Северной Эстонии, где амплитуды понижений уровней главного базиса эрозии составляли 1.5-3 м, а глинистый

Таблица 7.6

Относительная высота и типы террас, сопряженных с береговой линией второй стадии Балтийского ледникового озера B_{II} в долинах Прибалтики

	Эстония	Л а т в и я									Литва
	Реки Северной и Западной Эстонии	Салаца	Светупе	Витрупе	Гауя	Даугава	Лиелупе	Абава	Вента	Вартая	Неман
Высота террас, м	-	9-12	11-12,5	-	7-20-11	8,5-9	-	24	14-15		6-13
Динамическая фаза развития террасы	-	Э	Э	-	Pa	p	-	Pa	P	P	P-Э
Мощность аллювия, м	-	I-3	I-2	-	I2-I4 (I8)	8-10 (I2)	-	5-6 (I4)	2-6	2-4	3-5

Террасы: Э - эрозионная, P - равновесная, Pa - равновесно-аккумулятивная.

Террасы рек Северной Эстонии и их связь
с определенными уровнями Балтики

(по А. Мийделу, 1967)

Фазы разви- тия Балтики	Речные террасы, сопряженные с определенными уровнями Балтики						
	Пирита!	Ягала!	Валь- гейыги!	Лообу!	Селья!	Пуртсе!	Пюхайыги!
Анциловое озеро	A _I		IV		VI		II
	A _{II}			УШ	У		
	A _{III}				IV	IV	
	A _{IV}			УП			
	A _V			VI			
	A _{VI}						
Литориновое море	I						
	IIa						
	IIb			У		III	
	III	VI	III	IV		II	IV
	IV	У			III		
Лимниевое море	I	IV	II	III			I
	II	III			I		
	III	II	I	II	II		III
	IV			I			II
	У	I			I		I

уступ служил локальным базисом эрозии, террасы выработаны лишь в нижнем течении рек, приуроченных к Предглинтовой равнине и обычно не прослеживаются южнее Северо-Эстонского глинта. Распространение террас поэтому здесь ограничивается короткими отрезками долин протяженностью от 3 до 17 км (263, 264).

На территории Латвии в условиях отсутствия выраженных в рельефе региональных уступков коренных пород, меньшего числа импульсов понижения базиса эрозии, распространение волн регрессивной эрозии происходило на более значительные расстояния. На малых реках (Светупе, Витрупе, Тебра и др.) они достигли 15-25 км, а на большинстве средних и крупных рек (Даугава, Вента, Абава, Лилупе) до 30-40 км (405), рис. 7.9. Резко выделяются лишь реки Гауя и Салаца. В долине р. Гауя формирование равновесных (или аккумулятивных) террас, соответствующих по времени Балтийскому ледниковому озеру и Литориновому морю, происходило на расстоянии в 4-5 раз превышающем те же показатели других, выше отмеченных крупных и средних рек Латвии. Это обусловлено унаследованностью современной долиной древнего вреза, который заполнен сравнительно легко размываемыми отложениями и имел выположенный продольный уклон. В то же время реки Даугава и Вента уже 10-30 км выше устьев врезаются в твердые коренные породы. Образование террас р. Салаца происходило в долине, сформировавшейся в результате спуска древнего оз. Буртниеку в Балтийское ледниковое озеро (403), поэтому врезание реки происходило сравнительно равномерно на всем протяжении.

Распространение послеледниковых равновесных террас в основных долинах бассейна р. Немунас на значительные расстояния, в отличие от большинства рек Северной и Средней Прибалтики во многом обусловлено более продолжительным отрезком времени их формирования, незначительными изменениями главного базиса эрозии, широким

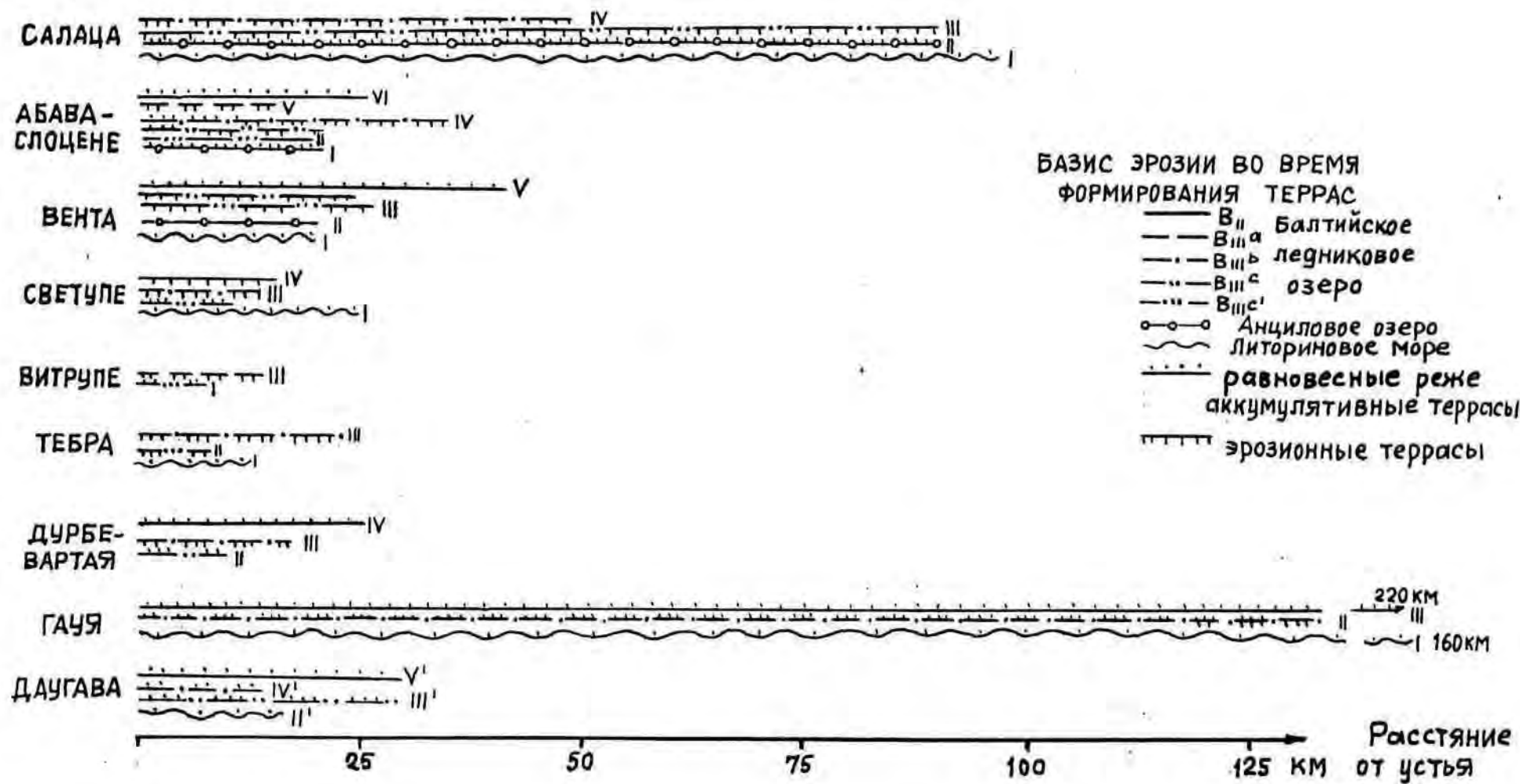


Рис. 7.9. Схема распространения циклов регрессивной эрозии и трансгрессивной аккумуляции в долинах рек Латвии непосредственно впадающих в бассейны Балтики

распространением четвертичных отложений, более выположенными к началу голоцена продольными профилями рек, и, следовательно, отсутствием значительных локальных базисов эрозии.

Как следует из составленной карты (рис. 7.10), глубин вреза рек на этапе их развития предшествовавшем образованию Балтийского бассейна, резко отличающаяся в различных районах, интенсивность проявления этого процесса была обусловлена прежде всего взаимодействием таких факторов как рельеф и уклоны поверхности, региональные различия развития приледниковых бассейнов, скорости дегляциации и некоторых других.

Величины вреза рек на этом этапе их развития, который с некоторой степенью условности можно назвать доаллередским, почти во всей Прибалтике (кроме Северной Эстонии) превышают эти же показатели за последующий отрезок времени в среднем два-четыре, а в отдельных районах (бассейн рек Немунас, Южная Эстония) - четыре-семь раз (таблица 7.8). Сравнительно близкие величины долин послеаллередского врезов установлены лишь в долинах рек Гауя и Абава.

Таблица 7.8

Глубина вреза основных рек Прибалтики

Река	Глубина вреза, м	
	До образования Балтийского бассейна	После образования Балтийского бассейна
I	2	3
Неман и ее притоки (Литва)	40-60 (Нярис до 60-80 м)	5-10 (максимальный 10-15 м)
Миния (Литва)	20-40	5-10
Вента (Латвия)	10-20	5-10 (максимальный 10-15)
Абава (Латвия)	20-40	15-20 (максимальный 24)

Продолжение

I	2	3
Даугава: Восточная Латвия	20-40	10-13
Средняя Латвия	20-40	5-10
Гауя (среднее и нижнее течение)	40-60	15-20
Малые реки Южной Эстонии	20-40	5-6
Малые реки Северной Эстонии	-	15-30 (максимальный 34)

Региональные изменения глубин послеаллередского вреза рек в значительной степени обусловлены амплитудами поднятия земной коры за этот отрезок времени. Поэтому в пределах Предглинтовой равнины на севере Эстонии (рис. 7.11) максимальные глубины (15-34 м) вреза рек (263, 505). Глубины вреза основных рек Литвы (Нямунас, Нярис и некоторых других) и Латвии (р.р. Гауя, Даугава, Вента, Абава и ряд других) за рассматриваемое время составили 5-15 м. Глубины вреза остальных рек всего 3-5 м (рис. 7.11). В районах, которые в это время не испытывали постоянного поднятия, глубина вреза рек в большинстве случаев прямо пропорциональна их водности.

Оценка влияния на террасообразование изменений гидрологического режима рек затруднительна, особенно в связи с тем, что преобладающее большинство террас формировалось в условиях интенсивного врезания водотоков за короткие отрезки времени и не имеют старичных образований, которые наиболее четко отражают палеогидрологические особенности рек. Поэтому в Прибалтике для палеогидрологических исследований обычно пригодны лишь поймы, реже первые террасы, формировавшиеся преимущественно в последние 4-8

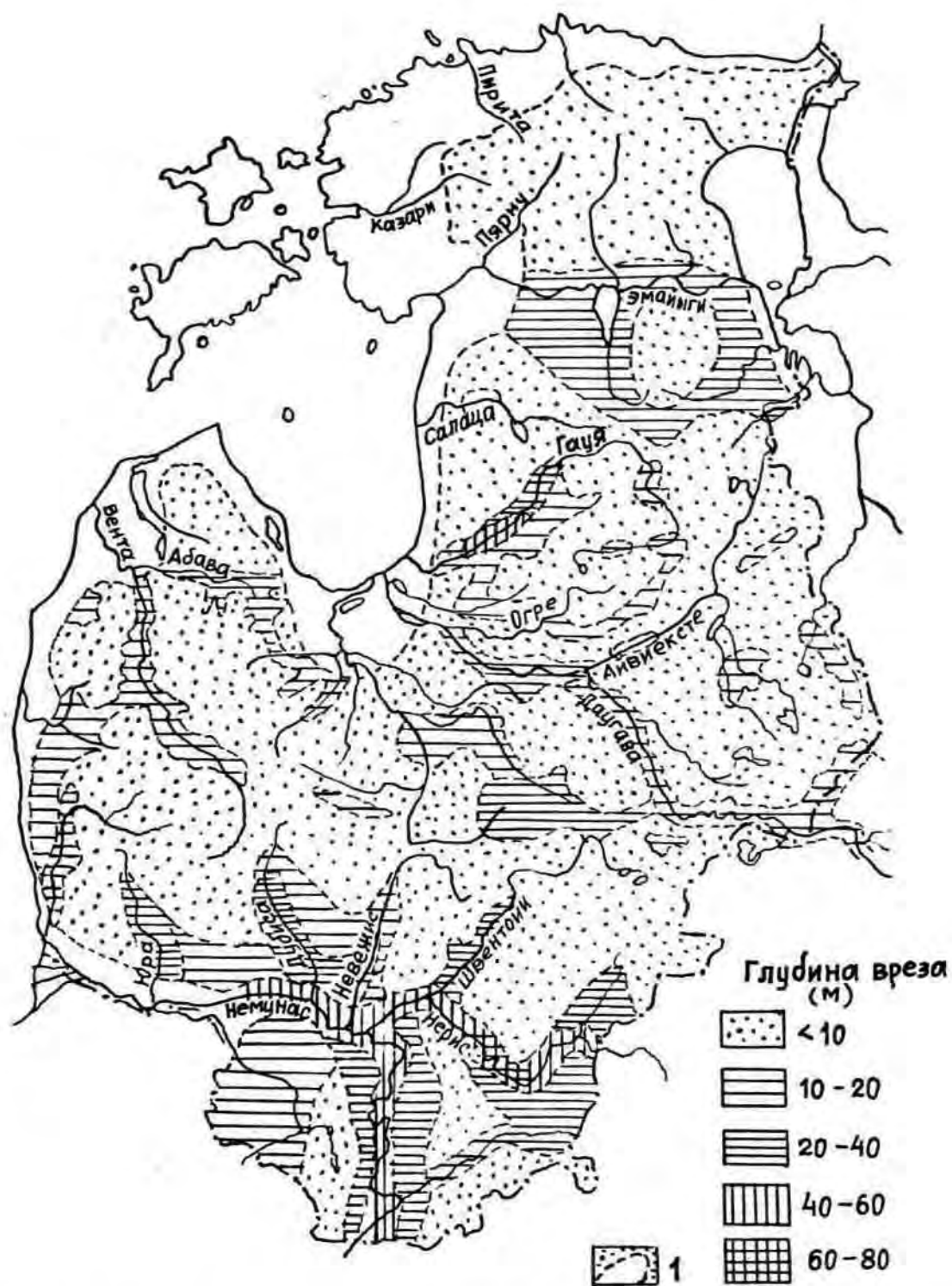


Рис. 7.10 .Глубина вреза рек Прибалтики до образования Балтийского ледникового озера.Картосхема составлена с использованием опубликованных данных А.Басаликаса, В.Дварецкаса, О.Аболтынша, И.Вейнбергса, А.Мийдела и автора. I-побережье в пределах которой определение глубины вреза затруднительно.

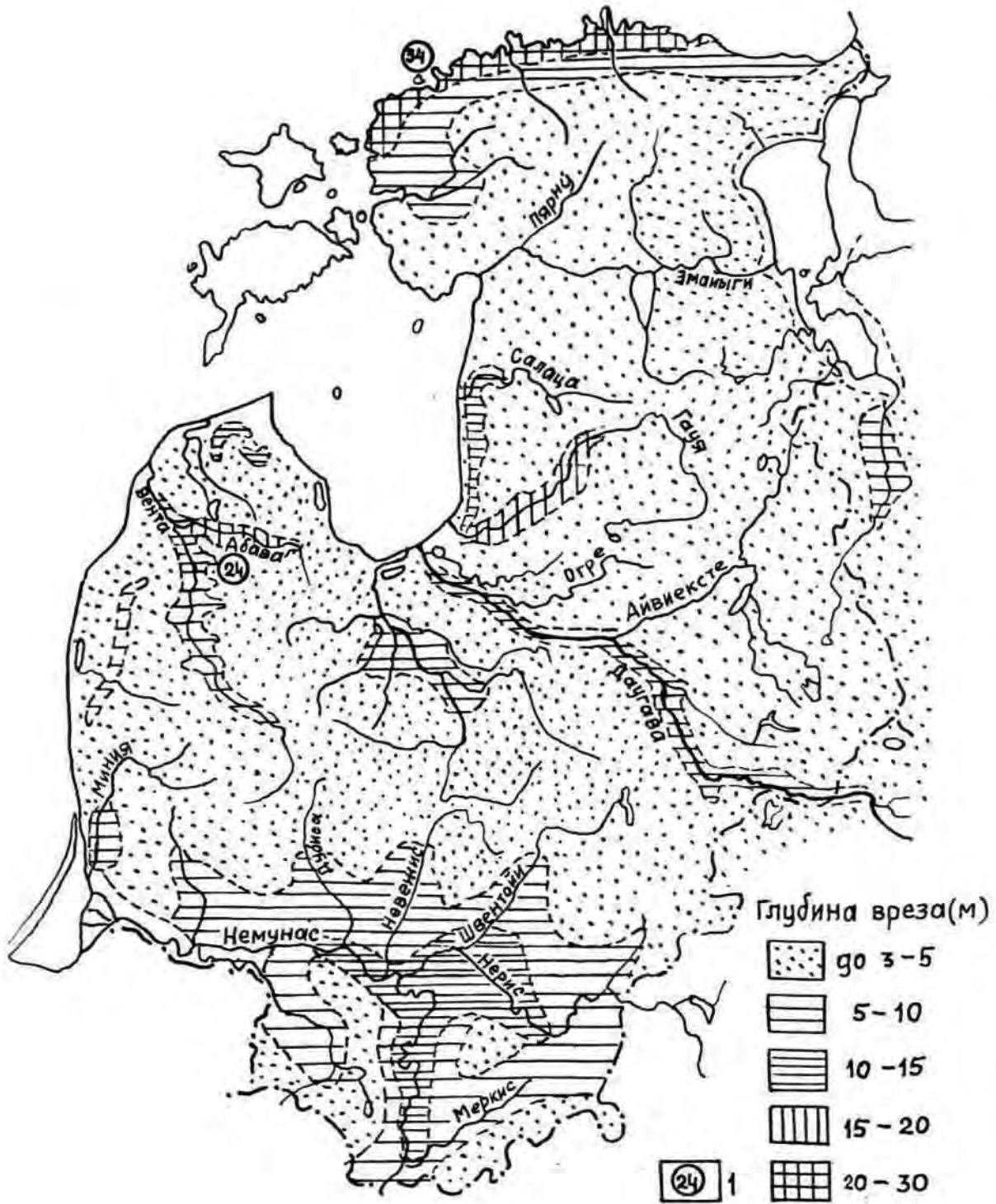


Рис. 7.11 .Глубина вреза рек Прибалтики после формирования Балтийского бассейна
I- максимальная величина вреза /в метрах/.

тыс. лет. Некоторым исключением являются долины Юго-Восточной Литвы, а также долина нижнего течения р. Гауя в пределах развития ее Сигулдского спектра, где аналогично с Польшей, наиболее благоприятные условия палеогидрологических исследований.

С. Шамм (378,538,539) первым обратил внимание исследователей на целесообразность анализа палеорусел (т.е. стариц) для целей восстановления палеогидрологического режима в связи с изменениями климата в позднеледниковье. Работами польских исследователей (459,460,461,462,496,498,500,501,544,545,546 и др.) выявлено наличие в долинах рек Висла, Варта и их крупных притоков следов смены русловых процессов от типа мелководных блуждающих русел ("braided rivers") на свободное меандрирование с равновесным типом эрозионно-аккумулятивной деятельности реки. Кроме того, были выявлены резкие изменения морфометрических параметров - радиусов и ширины излучины стариц в сторону их убывания при переходе от первых террас к поймам и к современному руслу (рис. 7.12). В свою очередь с семнадцатого столетия намечается обратный процесс, т.е. переход опять на многорукавные русла, как следствие избыточного поступления в реки влекомых и взвешенных наносов с освоенных водосборных площадей. Аналогичная тенденция смены руслового процесса, а также возрастания ширины русла установлена в Великобритании (482,483) и ряде других стран.

При этом оказалось, что смена типа руслового процесса не связана с определенными климатическими изменениями как это первоначально предполагалось, а охватывает отрезок времени от бёлинга по пребореал включительно (498,499,500,501). Смена типа руслового процесса была выявлена также в реках, берущих начало в горных районах Альп и Карпат (494,552). С. Козарский и К. Ротницкий указывают, что характер и направленность переработки дна долин обусловлены как локальными факторами (литологией, топографией)

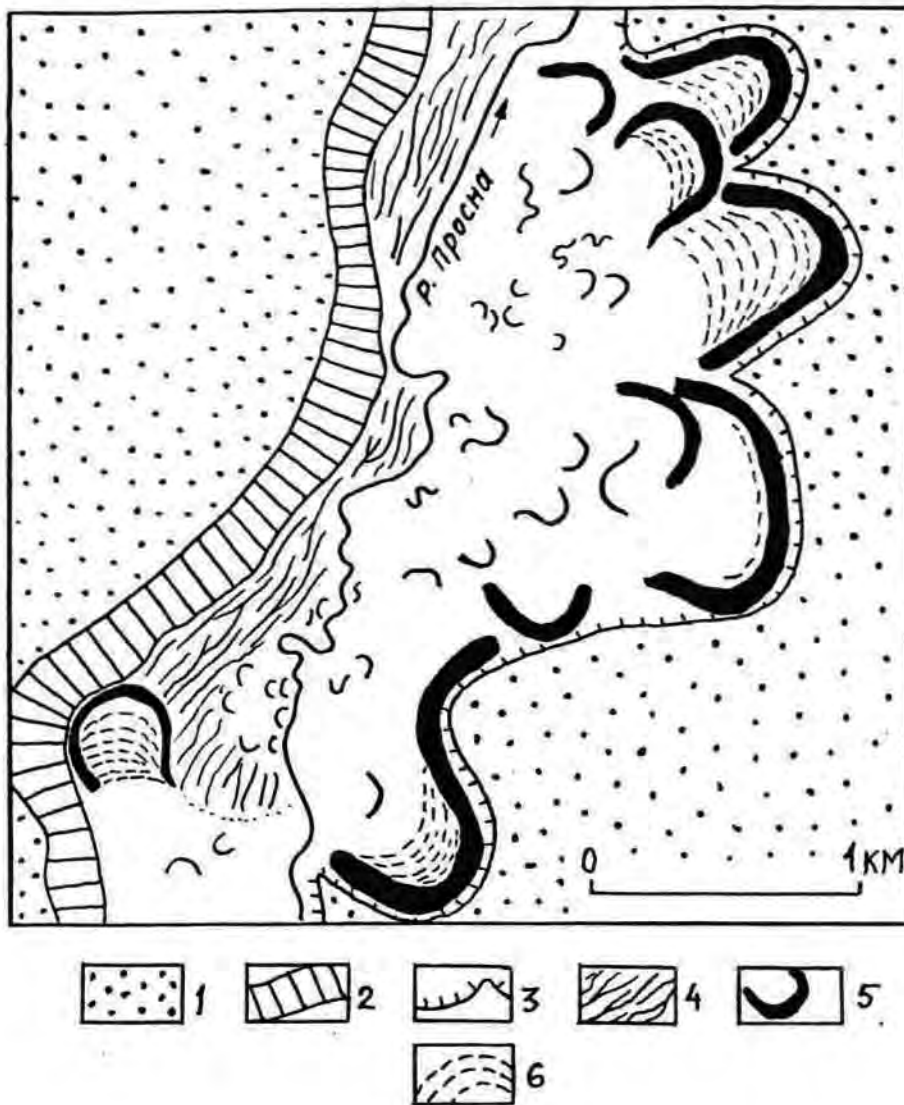


Рис. 7.12 .Следы палеорусел в долине реки Просна у Виерушкова /перигляциальная зона/. По S.Kezarski, K.Rotnicki, 1977

1-позднеледниковые террасы со следами блуждающих потоков, 2-склон разграничивающий позднеледниковые террасы и дно долины, 3-уступы террас, 4-неясные следы блуждающих потоков, 5-заполненные органическими осадками ложбины палеомеандр, 6-древние валы.

дренируемого бассейна и русла, так и климатическими факторами (прежде всего общее и сезонное распределение осадков). Изменения размеров стариц могут быть связаны также с изменениями величины стока, а увеличенный сток в позднеледниковье - с интенсивной деградацией многолетней мерзлоты (501), а также влиянием многочисленных озер, образовавшихся при деградации ледника и сохранившихся в результате их консервации мертвым льдом (513). Только два события, изменение на рубеже позднеледниковья и голоцена физико-географических условий и деятельность человека в течение последних столетий, вызвали коренные изменения в развитии речных систем (541).

Судя по особенностям морфологии террас и пойм, и фациального строения их аллювия, наиболее ярким из которых является отсутствие отложений пойменной и старичной фаций в аллювиальных отложениях русел, этот тип руслового процесса характерен прежде всего для ледниковых и позднеледниковых водотоков, отличающихся поступлением в них повышенного количества обломочного материала. Качественно иные условия гидрологического режима - появление весенних половодий и летней межени как следствие перехода водотоков преимущественно на атмосферно-грунтовое питание (395, 398) способствовали в благоприятных условиях переходу рек на свободное меандрирование. Однако эта смена типа руслового процесса происходила не в какой-то один короткий отрезок времени, а охватывала довольно значительный по продолжительности период, так как реки отличались значительным разнообразием рельефа, литологии и всего комплекса природных условий в пределах их бассейнов, а также различной степенью выработанности продольных профилей дна долин и водотоков (рис. 7.13).

Следствием изменения гидрологического режима рек в сторону увеличения распределения неравномерности стока (т.е. четко выра-

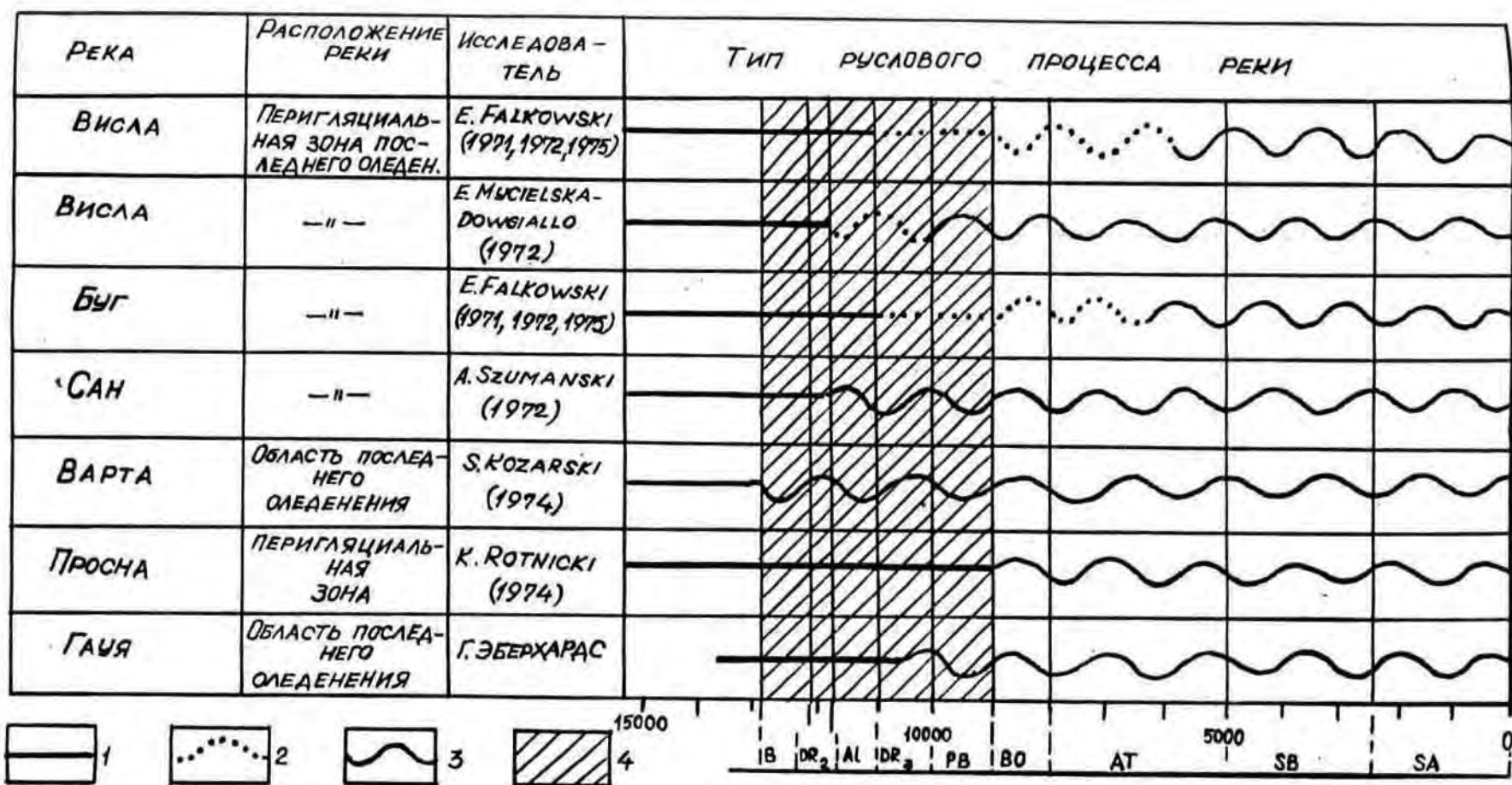


Рис. 7.13 .Изменения типа руслового процесса рек Балтийского бассейна в течение позднеледниковья и голоцена
 1- блуждание потока в прилощинном или пологоизвилистом русле, 2- предположительное свободное меандрирование, 3- свободное меандрирование, 4- период смены типа руслового процесса.

женных весенних половодий и летней межени) явилось начало дифференциации формирующихся аллювиальных свит на русловую и пойменную фации. В условиях Прибалтики последнее обычно предшествовало периоду смены типа руслового процесса рек. В пределах перигляциальной зоны Польши и Литвы отложения пойменной фации в аллювиальных отложениях низких террас или пойм появляются одновременно с переходом на меандрирование. Указанное возможно объясняется весьма широким распространением песчаных отложений в пределах упомянутой перигляциальной зоны, вследствие чего в руслах рек поступало меньшее количество взвешенных частиц.

Выполненные нами расчеты изменения морфометрических параметров стариц на террасах и пойме по отношению к современному руслу р. Гауя по трем участкам нижнего течения протяженностью 90 км, позволили установить следующие их изменения (таблица 7.9, 7.10), проявляющиеся лишь в изменениях средних величин радиусов излучин стариц и современного русла. Ширина же русел, а также их глубины существенные направленные изменения не претерпели (рис. 7.14). Общая тенденция убывания морфометрических параметров русла здесь наблюдается лишь с первой половины голоцена (рис. 7.15). Однако, начиная с суббореального климатического периода по настоящее время, намечается обратная тенденция, т.е. возрастание радиусов излучин стариц на поймах. Можно полагать, что это возрастание руслоформирующих расходов обусловлено антропогенной деятельностью в бассейне реки. Так, только за последние 150 лет лесопокрытая площадь водосборного бассейна р. Гауя сократилась примерно на 30% и ныне равна 40%, площадь мелиорированных земель возросла до 14%, а пахотных земель - до 20% от общей площади. Примерно 40% от общей длины малых и средних рек бассейна спрямлено и углублено.

Примеры весьма значительного возрастания морфометрических па-

раметров современных русел, связанные с деятельностью человека, на территории Европейской части СССР установлены Н.И. Маккавеевым и Н.В. Хмелевой (363), Р.С. Чаловым (367), а также на территории Польши (500), Венгрии (440) и др. районах(70).

Таблица 7.9

Средние величины радиусов излучин современного русла р. Гауя и стариц на пойме и террасах в пределах национального парка "Гауя"

Участок долины	Длина участка, км	Количество излучин русла	Средние величины радиусов				Изменения средних радиусов излучин русла с 1927 по 1968 гг. (м)
			террасы		Средняя и высокая пойма	Современное русло	
			вторая	первая			
I							
рр. Юмара-Ракступите	39	42	170	135	170	280	-1.1
II							
рр. Ракступите-Брасла	25	23	278	153	217	214	+53.0
III							
р. Брасла-пос. Мурьяни	33	33	280	210	258	305	-30.0

Изменение отношения средних радиусов излучин современного русла р. Гауя, стариц на пойме и террасах в пределах национального парка "Гауя"

Участок долины	Отношение средних радиусов			
	$\frac{R_p}{R_{II}}$	$\frac{R_p}{R_I}$	$\frac{R_p}{R_{II}}$	$\frac{R_{II}}{R_I}$
I				
рр. Юмара-Ракступите	1,6	2,0	1,6	1,2
II				
рр. Ракступите-Брасла	0,95	1,4	0,8	1,9
III				
р. Брасла - пос. Мурьяни	1,2	1,4	1,0	1,3

Средние величины радиусов излучин по отрезкам долины:

R_p - современного русла реки Гауя,

R_{II} - стариц на высокой и средней пойме,

R_I - то же, на первой террасе,

R_{II} - то же, на второй террасе.

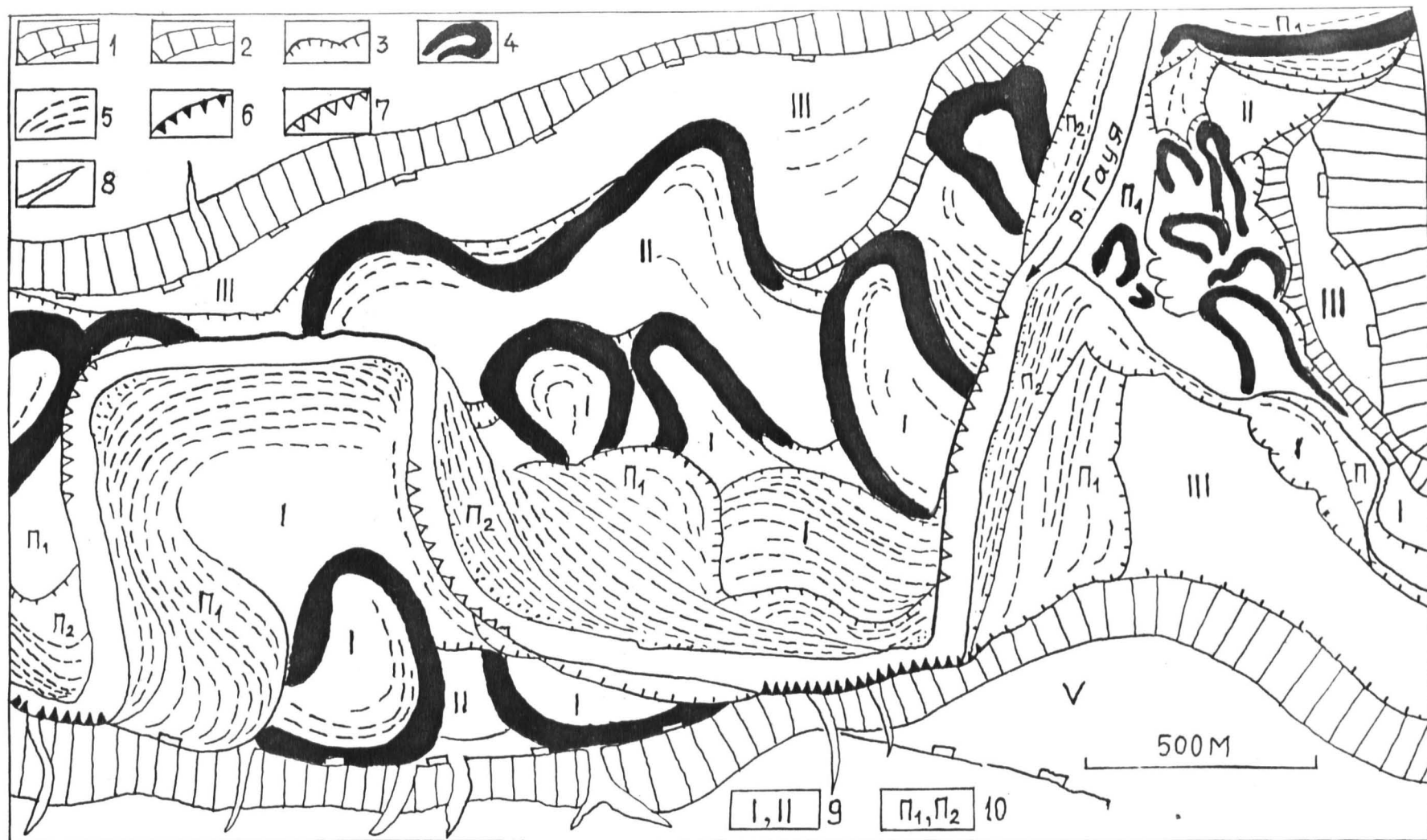


Рис. 7.14 .Геоморфологическая схема долины р.Гауя ниже устья р.Рауна
 I- коренный склон долины, 2- склон, 3- уступ террасы, 4- старица, 5- гривы и прирусловые валы, 6- об-
 рыв коренных пород, 7- подымаемый рекой берег, 8- овраг, 9- порядковый номер террасы, 10- уровни
 поймы.

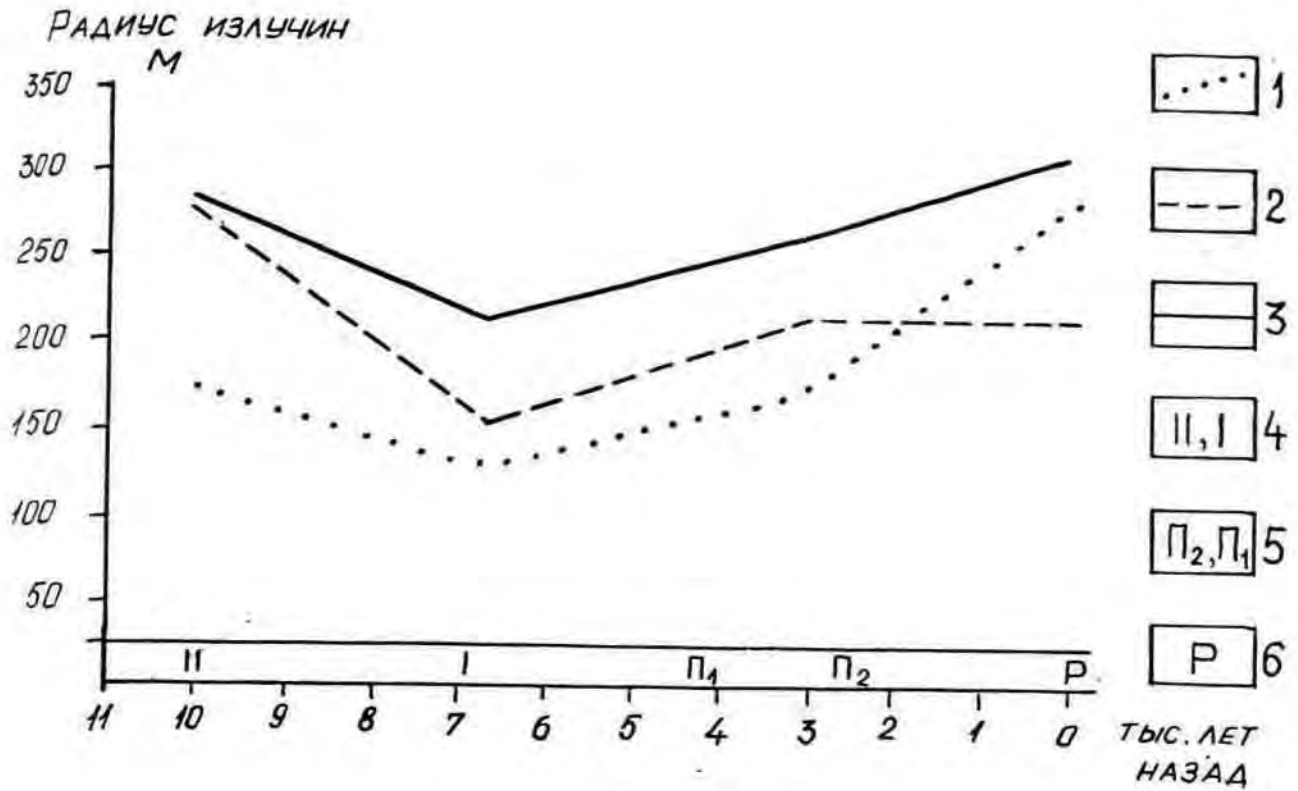


Рис. 7.15 .Изменения средних величин радиусов излучин современного русла и стариц на поймах и террасах реки Гауя в пределах национального парка /нижнее течение реки/

Радиусы излучин реки и стариц в пределах отдельных участков долины: 1- рр.Имера-Ракстуните, 2- рр.Ракстуните-Брасла, 3- р.Брасла- нас.п.Мурьяни, 4- вторая и первая террасы, 5- высокая и средняя поймы, 6- современное русло реки.

Как известно, интенсивная антропогенная деятельность за последние 200–300 лет на водосборных бассейнах рек Западной Европы вызвало в ряде бассейнов переход от свободного меандрирования на многорукавный тип руслового процесса в связи со значительным увеличением твердого стока, а также и повышение уровней воды во время весеннего половодья. Последнее явление заметно также на юге Прибалтики и, в частности, Средней Прибалтики. По данным А.Б. Басаликаса (432) в течение последних 136 лет (1812–1948 гг.) уровень паводков р. Немунас у Смалининкуосе повысился, в среднем, на один метр.

7.4. Циклы террасообразования и районы их проявления

Сопоставление дегляциации, динамики локальных приледниковых бассейнов, истории развития Балтийского моря на побережье Прибалтики с данными о высотах и возрасте речных террас дает основание для выделения следующих трех циклов террасообразования, каждый из которых наиболее отчетливо проявляется в пределах зоны террасообразования (рис. 7.16).

Первый (условно доаллередский) цикл террасообразования охватывает раннее позднеледниковье, когда на развитие долин и их террас первостепенное влияние оказали характер и скорости дегляциации территории и во многом обусловленное этим распространение, продолжительность существования и стока приледниковых и остаточных водоемов, количества и амплитуд понижения их уровней, во взаимодействии с гляциоизостатическим поднятием земной коры (рис.7.17).

Зона проявления этого цикла террасообразования охватывает всю Южную и значительную часть Средней Прибалтики. Здесь наиболее интенсивное формирование террас происходило, когда базисами эрозии служили локальные приледниковые и остаточные бассейны талых

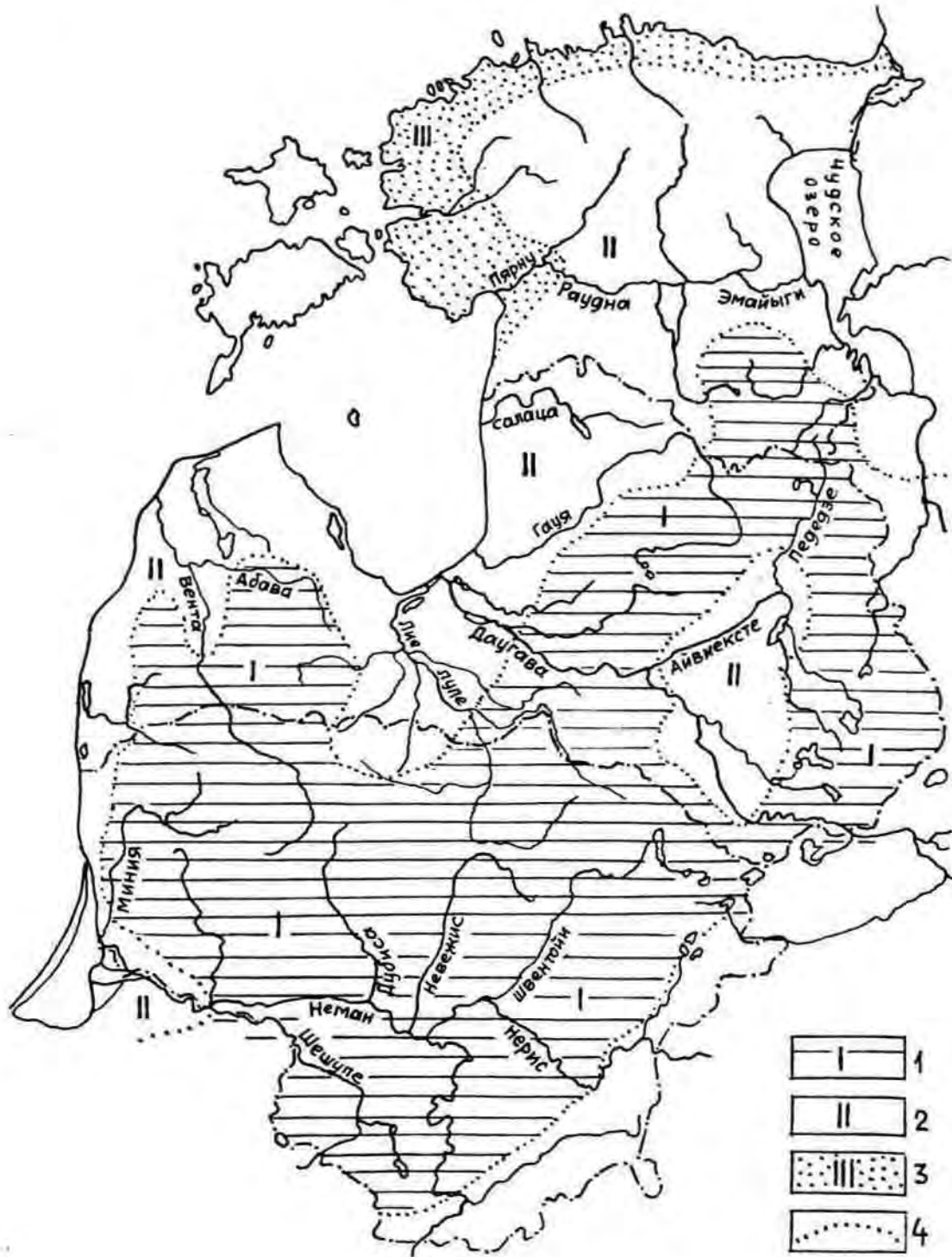


Рис. 7.16 .Расположение разновременных зон террасообразования

Зоны террасообразования: I- до возникновения Балтийского бассейна/условно доаллередская/, 2- аллеред-раннеголоценовая, 3- средне- и позднеголоценовая/послебореальная/, 4- примерные границы зон.

Польша, Литва,
возвышенности Латвии

Латвийское побережье
Балтийского моря

Северная и Северо-Западная
Эстония

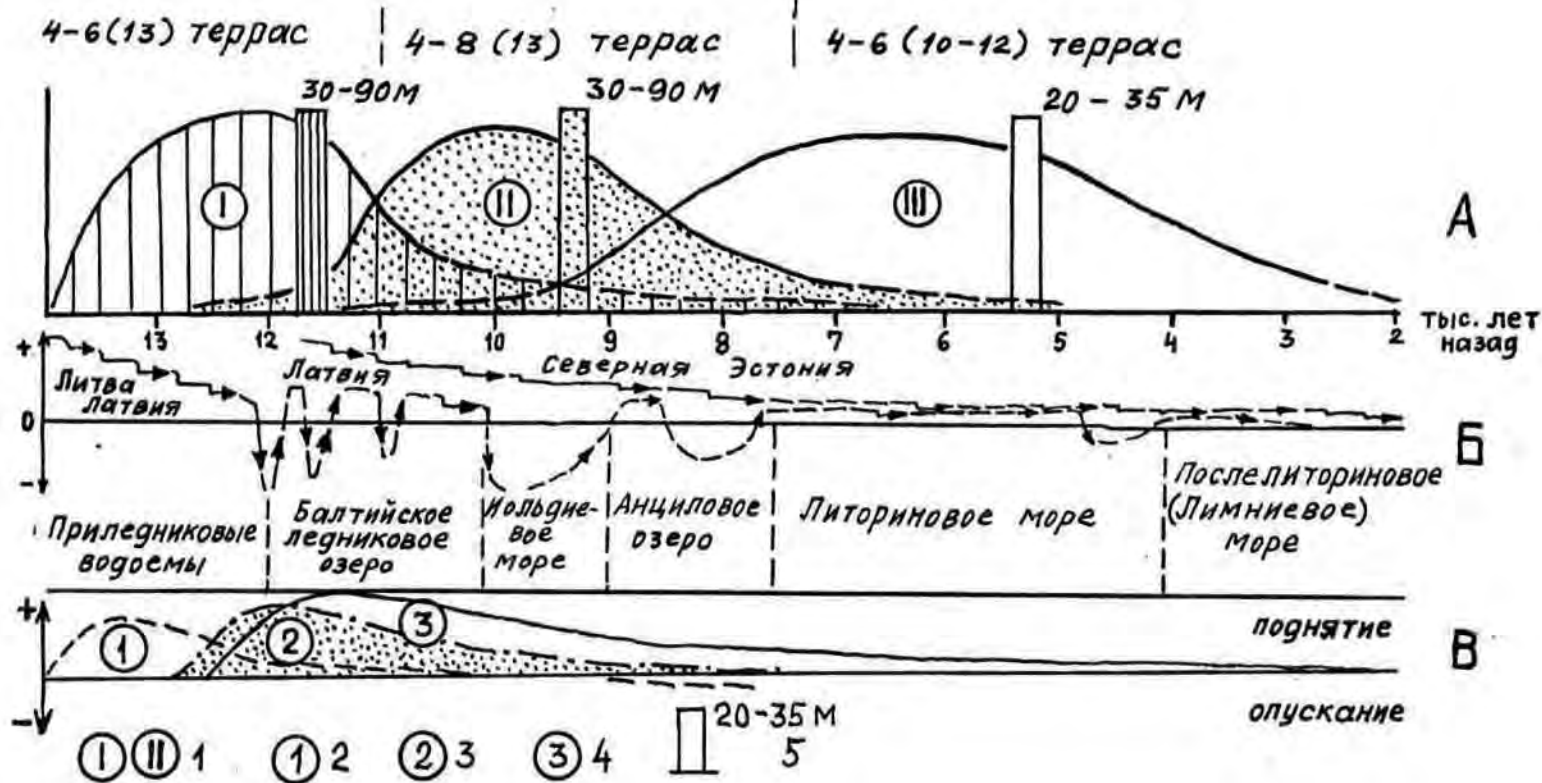


Рис. 7.17 .Основные циклы террасообразования в главных долинах Прибалтики
 А. Основные циклы террасообразования. Б. Характер изменения базиса эрозии. В. Изменения интенсивности вертикальных движений земной коры во времени. I-циклы террасообразования, 2-Литва, 3-Латвия, 4- Северная Эстония, 5- максимальная глубина вреза основных рек /в метрах/.

ледниковых вод.

Второй цикл террасообразования (аллеред - бореал) проявлялся в основном в пределах побережья и примыкающих к нему равнин (рис. 7.16). Формирование долин во время этого цикла происходило при чередовании регрессий и трансгрессий главного базиса эрозии (т.е. Балтики). Поэтому в большинстве долин образовались не только эрозионные и равновесные, но в отдельных долинах и аккумулятивные террасы. Этот цикл террасообразования проявлялся исключительно в пределах побережья и примыкающих к ним низин. Исключением является лишь территория Восточно-Латвийской низменности, которая относится ко второй зоне.

Третий - средне-и позднеголоценовый цикл террасообразования (послебореальный) проявляется исключительно на побережье Северной и Северо-Западной Эстонии, испытывающем в это время еще довольно активное поднятие территории.

Намечается постепенное возрастание продолжительности циклов. Так, продолжительность первого (доаллередского) цикла может быть оценена в 2.0-2.5 тыс. лет (I4-I2 тыс. лет назад), продолжительность второго составила 4 тыс. лет (I2-8 тыс. лет назад), а третьего - 8 тыс. лет. Следовательно, продолжительность каждого нового цикла террасообразования возросла в два раза. Однако, максимальная глубина вреза долин и количество террас в каждом из них были примерно одинаковыми (рис. 7.17). В первом и третьем циклах террасообразования в долинах образовались преимущественно эрозионные, редко равновесные террасы с фациально развитым аллювиальным покровом (первый цикл), либо с редуцированной пойменной и старичной фациями (третий цикл). И только во втором цикле террасообразования, вследствие взаимодействия неравномерных во времени и в пространстве вертикальных движений земной коры и эвстатического поднятия уровня Балтики, в основных долинах происходи-

до формирования главным образом равновесных террас, тем не менее местами формировались также эрозионные и аккумулятивные террасы.

Взаимодействие различных факторов и природных условий, в первую очередь таких как частые понижения базиса эрозии и смещения их в пространстве, интенсивное гляциоизостатическое (или собственно тектоническое) поднятие земной коры, а также чередование различных макро-и мезоформ рельефа (возвышенности, низменности, впадины, уступы и т.д.) в пределах отдельных зон осложняли процесс террасообразования, способствуя формированию нескольких (т.е. многоярусных) спектров террас. Образование многоярусных спектров было особенно характерно во время первого и третьего циклов. Во время же второго цикла, который распространялся на территории побережья и примыкающих непосредственно к ним территорий, где сформировались волнистые или плоские равнины, создавались условия для формирования только одного спектра террас.

7.5. Основные этапы перестройки долинно-речной сети

Под перестройкой речной сети следует понимать изменения направления стока рек, изменения конфигурации эрозионной сети в плане, возникшие в результате появления или исчезновения водотоков, как в пределах одного водосбора, так и при объединении или разрыве соседних бассейнов или их частей. В этом смысле речные перехваты можно считать частным случаем перестроек речной сети (38, 393).

Исследователями Прибалтики, однако, выделяются доледниковый, межледниковые, а также поздне- и послеледниковый этапы развития долинно-речной сети. Доледниковый и межледниковые (межстадиальные) этапы развития, однако, вряд ли можно считать началом заложения современной гидрографической сети, так как унаследован-

ность в целом не высокая. После отступления материковых льдов речная сеть в условиях нового аккумулятивного рельефа формировалась заново. Со времени дегляциации последнего ледникового покрова в развитии долинно-речной сети представляется возможным выделить позднеледниковый, второй половины послеледниковья и современный этапы.

Позднеледниковый этап характеризовался заложением основных магистральных артерий, формировавшихся в результате дренажа талых вод, поступающих непосредственно из края ледника, а также спуска наледниковых и приледниковых бассейнов. Пути направления потоков талых вод на этапе дегляциации территории закладывались либо по поверхности полей мертвых льдов, по подледниковым тоннелям и открытым трещинам, либо вдоль края ледника, далеко не всегда согласно уклонам и абсолютным высотам формирующегося гляциального рельефа. Этот процесс еще осложнялся вытаиванием мертвых льдов. На гидрологический режим основных рек существенное влияние также оказывали как крупные бассейны, питаемые талыми водами, поступающими непосредственно от края ледника, так и многие остаточные озера, потерявшие непосредственную связь с ледником. На скорости врезания рек и количество развитых в долинах террас сказывалось влияние интенсивности и характера гляциоизостатических вертикальных движений земной коры, а также скорости смещения основных базисов эрозии. Таким образом позднеледниковый этап образования долинно-речной сети по способу перестройки может быть отнесен к перезаложению (по терминологии С.В. Лютцау).

После полного вытаивания остатков льда вследствие некоторых изменений высотного положения, и уклонов топографической поверхности водосборов, происходящих благодаря гляциоизостатическим движениям, в ряде мест имело место некоторое перераспределение

водосборных площадей отдельных рек как следствие приспособления гидрографической сети к новым условиям поверхности.

Пассивные и частично активные перехваты рек происходили главным образом в долинах, заложенных стоком вод одного приледникового бассейна на другой. Таковыми являлись, например, Абавско-Слоцкая и Верхне-Берзеская системы долин, Дурбеско-Вартайская, Аландская и некоторые другие долины (рис. 7.18).

В этапе, начавшемся со второй половины климатического оптимума атлантического периода, когда в связи с установлением теплого и влажного климата, увеличением количества осадков и повышением уровня грунтовых вод, повысились уровни существующих озер, а местами возникали новые водоемы. Часть бессточных озер стали проточными, соединяясь между собой протоками. В этот период отдельные районы, в особенности периферийных частей холмистых возвышенностей и всхолмлений, ранее не имевшие стока, были включены в общую гидрографическую сеть. Поэтому возросли водосборные площади ряда рек. Благодаря этому, а также повышенной водности, и, следовательно, эрозионной способности водотоков в целом ряде мест происходила определенная перестройка эрозионных систем, главным образом верхних звеньев долинно-речной сети в районах слабо дренированных позднеледниковыми водотоками. Перестройка эрозионной сети на данном этапе происходила путем изменения сложившихся ранее направлений стока, менялись лишь очертания эрозионных форм в плане в соответствии с изменившимися условиям. Главные же "стволы" эрозионных систем свою ориентировку и направления течений водотоков сохранили. В результате саморазвития эрозионных систем произошло нормальное перерасчленение. Возрастание водности рек как за счет перерасчленения, так и в результате увеличения увлажненности, вызвало в пределах отдельных участков возвышенностей и покатых равнин, примыкающих к возвышенностям, некоторое

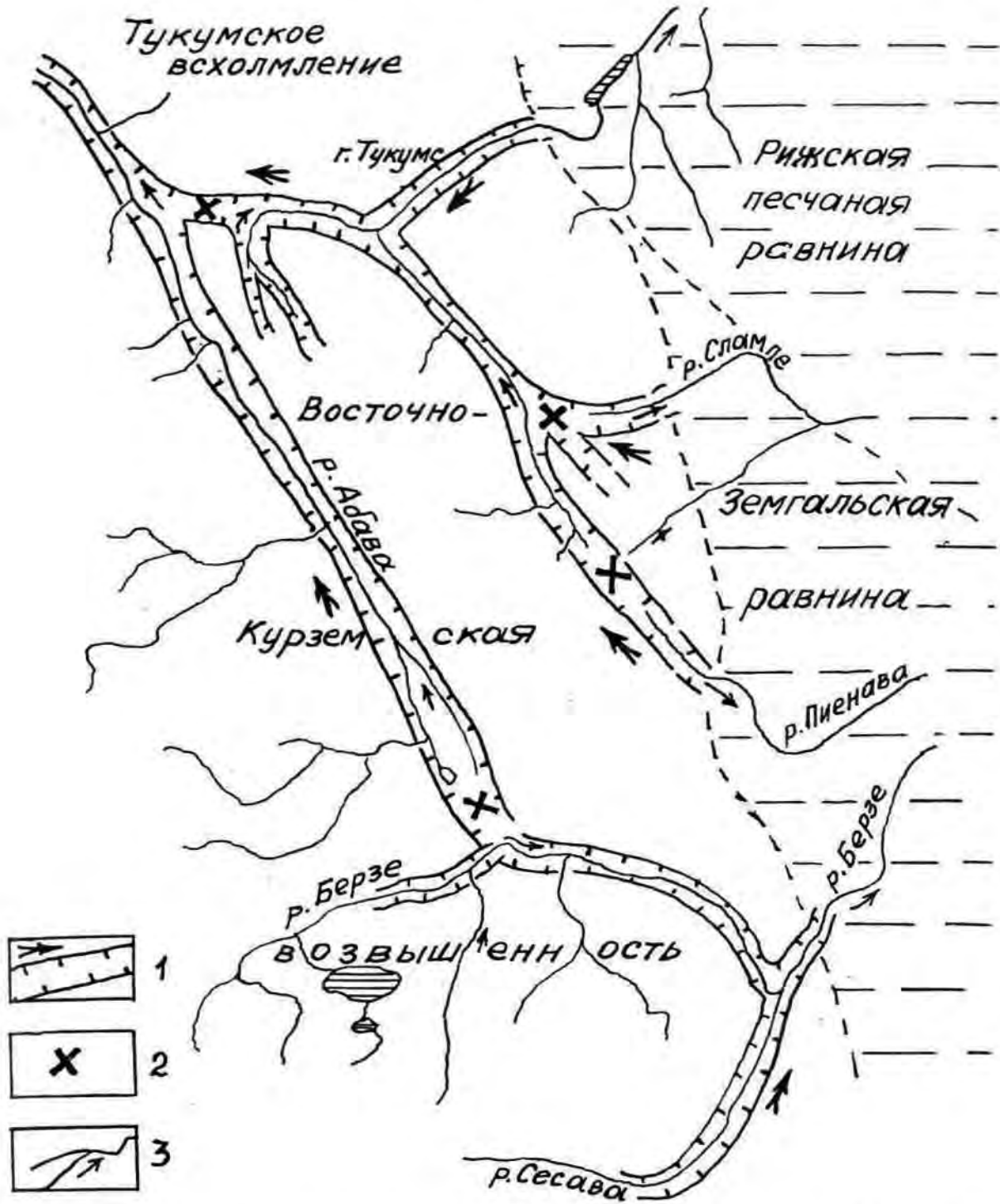


Рис. 7.18 .Схема перестройки речной сети Абавско-Слоценской и Верхне-Берзеской системы долин произошедшей после исчезновения приледниковых Земгальского и Вентско-Усмского бассейнов

1-позднеледниковые долины и направление стока вод в них, 2-водоразделы на днищах позднеледниковых долин, возникшие в результате перестройки речной сети в конце позднеледниковья, 3-направление течения рек после перестройки речной сети.

возобновление врезания рек (вместо динамического равновесия).

Современный этап развития долинно-речной сети, охватывающий последние 100-300 лет, в основном обусловлен прямым и косвенным антропогенным воздействием на реки или их водосборы. Поэтому он характеризуется, главным образом, искусственной перестройкой речной сети (углубление и спрямление рек, создание обводных каналов и водохранилищ, осушение малых озер, мелиорация сельскохозяйственных угодий, лесов и болот и т.д.). О значительных масштабах изменений поверхностных водотоков свидетельствует то, что почти 50% малых рек и ручейков Латвии подвергались регулированию, а протяженность открытых искусственных дренажных систем достигает несколько сот тысяч километров.

Весьма существенные антропогенные изменения конфигурации водотоков низких порядков установлены также в отдельных бассейнах рек Литвы (бассейн р. Невежис и др.) за последние 50 лет (481).

8. ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ И НАПРАВЛЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ

8.1. Основные черты современного гидрологического режима рек

Гидрологический режим рек Прибалтики характеризуется высокими весенними половодьями, низкими летними и зимними меженными уровнями, летне-осенними и зимними, иногда многопиковыми паводками, которые по высоте уровней воды нередко превышают весеннее половодье. На реках западных приморских районов (Вента, Ужава, Барта и др.) максимальные расходы осенних и зимних паводков в отдельные годы значительно превосходят максимальные расходы весенних половодий (477). Зимняя и летняя межень с низким стоянием уровня воды непостоянны, летом, но в особенности осенью, она часто нарушается дождевыми паводками, а зимой - оттепелями. Поэтому зимняя межень от летней отличается большей водностью. Весеннее половодье начинается в середине марта - в конце апреля. На западных реках максимум половодья наблюдается в конце марта, на остальных - в середине апреля. Продолжительность весеннего половодья рек Латвии 40-90 дней, в среднем - 60 дней. На малых реках продолжительность половодья в два-три раза короче (477). На реках западных районов после теплых, неустойчивых зим весеннее половодье слабо выражено или вообще может отсутствовать. Таким образом, распределение стока различных рек по сезонам года может довольно значительно варьировать. Многолетние средние данные некоторых рек обобщены в таблице 8.1.

Продолжительность ледостава от 2-2,5 месяцев на реках западных районов возрастает до 3-3,5 месяцев в восточных районах. Вскрытие рек происходит неравномерно по их длине, что способству-

Распределение стока (в %) наиболее крупных рек Латвии по сезонам года (по L. Glazačeva 1975).

Река	Точка наблюдений (пост)	Осень IX-XI	Зима XII-II	Весна III-V	Лето VI-VIII
Даугава	Дзелзлеяс (до 1968г.)	18	15	52	15
Лиелупе	Межотне	19	20	48	13
Вента	Абава	21	29	40	10
Айвиексте	Лубана	19	16	44	21
Салаца	Лагасте	25	22	40	13
Гауя	Валмиера	22	18	45	15
Барта	Дукупьи	29	33	32	6

ет образованию заторов льда. Последние имеют определенное влияние на изменения уровней воды, очертаний берегов русла и островов крупных рек (Даугава, Немунас, Лиелупе, Вента и др.). Режим уровней и высота половодья каждой реки определяется спецификой и расположением ее бассейна. Существенными факторами, влияющими на изменения высоты уровней даже в пределах одной реки, являются особенности морфологии долины и продольные уклоны русла. По характеру изменений высоты уровней половодья реки подразделяются на две группы (401). Первой группе рек свойственна частая смена участков с различной высотой подъема уровней, а второй - постепенное увеличение высоты уровней в сторону устья (кроме устьевого отрезка). Частые изменения высоты уровней половодья по отдельным участкам реки приводит к тому, что, формирование русла и,

следовательно, пойм на отдельных участках происходит при постоянно затопленной пойме, на других - в бровках русла при частичном затоплении низкой и средней поймы. Наивысшие уровни воды на безозерных реках составляют 4-6 м над меженью, но иногда (при заторах льда) на р. Даугава могут достигать 8-12 м.

Указанные особенности гидрологического режима рек приводит к тому, что основной перекоп донных наносов и русловые деформации совершаются в период весеннего половодья.

Наибольшая мутность воды, наблюдаемая во время половодий у крупных рек не превышает 50 г/м^3 . За этот период проходит 85-95% твердого стока. В течение летней и зимней межени, за исключением высоких дождевых паводков, транспортировка донных наносов вниз по течению почти (кроме р. Гауя) не происходит. Переработка вогнутых берегов свободных излучин поэтому может осуществляться лишь в короткие отрезки максимумов половодий и дождевых паводков, продолжительность которых для малых и средних рек составляет от 10-15 суток, а для крупных до 20-25 суток.

8.2. Критерии и методы оценки современных горизонтальных смещений рек

Обычно при характеристике современных процессов, проявляющихся преимущественно в плановых (горизонтальных) смещениях реки, в геоморфологической и гидрологической литературе употребляются такие показатели как "характер" и "интенсивность" смещения (размыва). Под характером размыва (или нарастания) берегов понимается вид (форма) отступления (нарастания) в зависимости от состава и строения склона, высоты подмываемого берега, гидрологического режима реки, типа смещения русловых форм, растительности и др. В свою очередь интенсивность размыва (нарастания) берега определя-

ется продольной и поперечной скоростью смещения излучин, выраженных в метрах или размытой площадью в квадратных метрах на I км протяженности русла, или угловой скоростью, т.е. изменением угла разворота излучин в градусах (177,234,298,299,269,370,485,486,487).

Выполненные нами исследования показали, что целесообразно использование трех основных характеристик современных горизонтальных смещений рек. Это - "характер размыва" в изложенном выше понимании; "протяженность фронта размыва берегов", определяющаяся как отношение протяженности фронта размыва берегов ко всей длине обоих берегов, выраженное в процентах (210, 417) и "скорость размыва берега", выражаемая в метрах (сантиметрах) или в квадратных метрах на I км реки в год или за более короткий отрезок времени, если съемка подмываемых берегов излучин производится несколько раз в году.

Если скорости горизонтального смещения излучин определяются с использованием аэрофотоснимков и планов съемки различных лет, охватывающих обычно отрезки времени порядка 30-50 лет, путем их совмещения, вычисление осредненных многолетних скоростей производится по методике, разработанной в ГГИ и широко применяемой в СССР гидрологами и географами. Вычисляются также поперечные, продольные и нерасчлененные скорости по методике, предложенной Московским государственным университетом (Экспериментальная геоморфология). Однако этим методом невозможно определить роль различных факторов (гидрологический режим, геологическое строение, растительность, прямое антропогенное воздействие и др.) на годовой ход разрушения и отступления подмываемого берегового склона, тем более использовать его для установления сезонной изменчивости переработки берега. Влияние отдельных факторов возможно проследить лишь многократной съемкой в течение года большого количества различных по морфологии излучин на разнопорядковых реках, что

позволяет выявлять определенные типы переформирования берегов. Некоторое представление о современных процессах и направленности их развития дает детальный анализ морфометрических параметров современного русла и стариц на пойме, изменения количества и размеров островов, наблюдения за аккумуляцией на заливаемых поймах и другие исследования, результаты которых изложены далее.

8.3. Протяженность фронта размыва берегов

Протяженность фронта размыва берегов рек характеризует степень подвижности русла в горизонтальной плоскости на определенном участке долины. Эта величина может быть установлена путем сопоставления планов съемки русла или аэроснимков различных лет. Первые графики протяженности фронта размыва берегов на территории Латвии нами были составлены по материалам дешифрования аэрофотоснимков и ежегодного (1977-1982 гг.) картографирования протяженности фронта размыва. Сопоставление этих материалов показало, что участки размыва берегов за 10-25 лет смещались незначительно и тяготеют в основном к одним и тем же излучинам или группам излучин. Мало изменялась протяженность фронта размыва за отмеченный выше отрезок времени. Это, по-видимому, связано с тем, что излучины перемещаются вниз по долине в среднем примерно в двое быстрее чем в сторону от оси пояса меандрирования. Таким образом, как бы происходит скольжение вниз по долине всей системы излучин. К тому же скорости смещения излучин невысокие, поэтому за указанный период существенное перемещение их не произошло.

На составленном для реки Гауя графике (рис. 8.1) видно, что участки реки, в пределах которых фронт размыва составляет 25-37% от протяженности берегов, распределяются неравномерно. Обычно отрезки реки с значительной протяженностью размыва берегов,

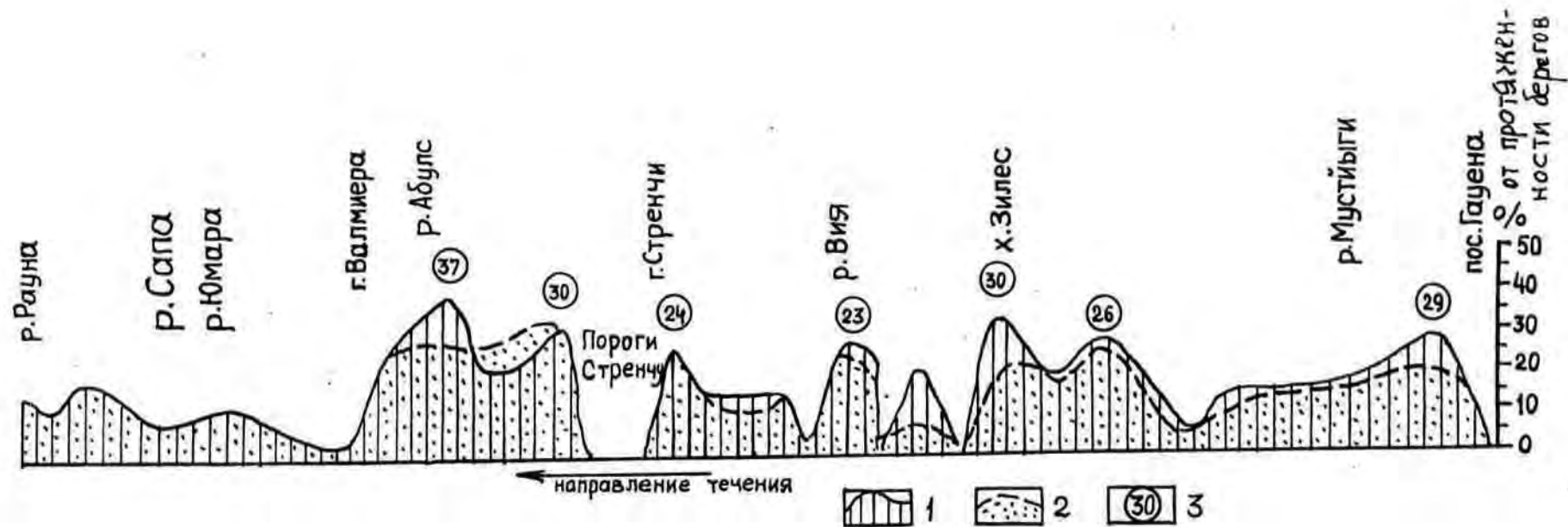


Рис. 8.1. Изменение протяженности размыва берегов реки Гауя в пределах Средне-Гауэйской впадины. Протяженность фронта размыва берегов: 1- в 1979 году, 2- в 1953 году, 3-максимальные величины.

длиной до 1-3 км (особенно в пределах Средне-Гауйской водноледниковой равнины), чередуются с отрезками, в пределах которых берега вообще не размываются.

На участках среднего и нижнего течения р. Педедзе (Восточная Латвия), характеризующихся свободным меандрированием, однако значительно меньшими продольными уклонами (5-20 см/км) чем у р. Гауя, протяженность фронта размыва берегов крайне незначительна. В среднем она составляет 5-12% и лишь на коротком участке в районе впадения р. Игриве, где происходит резкое убывание средних уклонов русла, достигает 22%. Близкие величины характерны также для р. Огре.

Особо выделяется нижнее течение р. М а з а Ю г л а, приуроченное к Рижской песчаной равнине. Здесь у нас п. Бунчи на отдельных участках длиной в 1-2 км протяженность фронта размыва берегов достигает 50-80%. Близкие величины протяженности фронта размыва берегов установлены также на р. Тумшуне (приток р. Лиела Югла).

Анализ пространственного размещения отрезков повышенной интенсивности воздействия руслового потока на берега показывает, что они, как правило, приурочены к отрезкам смены продольных уклонов. Очаги со значительной протяженностью фронта размыва берегов располагаются непосредственно за наиболее отчетливо выраженными изгибами продольного профиля меандрирующих рек. Указанное обусловлено не столько изменениями высоты паводкового уровня, сколько некоторым падением транспортирующей способности потока (переход части взвешенных частиц в положение влекомых) и интенсивным перемещением донных русловых форм (побочней). Аналогичные очаги повышенной активности горизонтальных русловых смещений наблюдаются также выше этих изгибов продольных профилей рек.

Отрезки повышенной интенсивности воздействия руслового потока на берег представляют собой группы (серии) излучин, отделен-

ные от аналогичных смежных групп прямолинейными участками русла или же относительно стабильными излучинами, крутые вогнутые берега которых за период наблюдений (3-7 по 10-15 лет) не подвергались заметной переработке и покрыты травянистой или кустарниково-древесной растительностью.

Для меандрирующих рек характерно серийное расположение излучин. По вопросу о количестве взаимосвязанно развивающихся в таких сериях излучин высказывались самые различные и противоположные точки зрения (183, 367, 369 и др.). Обычно отмечается, что число излучин в каждой серии от двух до пяти.

По данным полевых исследований целого ряда участков рек Латвии (различных порядков) со свободным меандрированием максимальное количество в настоящее время интенсивно смещающихся излучин в серии достигает 8-9 (43, табл. 8.2), при этом обусловленность количества их порядком реки, показателями ее водности, а также продольных уклонов русла никак не проявляется. Преобладают серии, состоящие из 2-5 излучин. Количество излучин в сериях в течение довольно продолжительного времени (по крайней мере 5-15 лет) постоянно. Количество интенсивно развивающихся излучин в серии при повторяющихся высоких половодьях или осенних паводках может увеличиться за счет начала размыва берегов ранее относительно стабильных излучин.

Таблица 8.2

Серии излучин на изучавшихся участках
меандрирующих рек

Участок реки	Максимальное количество излучин в серии	Преобладающие группировки излучин
I	2	3
Нас.п. <u>р. Гауя</u> Леясциемс-р. Тирзиня	4	4

Продолжение

I	!	2	!	3
Нас.п. Гауиена - р. Мустйыги		7		-
р. Мустйыги - г. Стренчи		9		4,3,2
р. Лиелупе - г. Валмиера		5		5
р. Юмара - р. Ракступите		9		6,4
р. Брасла - нас.п. Мурьяни		6		-
<u>р. Педедзе</u>				
Игривский		8		2
Ситаский		5		3
Викшненский		5		-
<u>р. Маза Югла</u>				
Тинужский		8		-
Бунчский		8		-

8.4. Скорости горизонтальных смещений русел рек

Формирование морфологического типа речного русла с присущим ему характером переформирований обусловлено комплексом факторов, среди которых ведущую роль играют гидрологический режим и геолого-геоморфологическое строение долины и русла реки. Определяющими в формировании русла и развитии русловых деформаций являются геолого-геоморфологические условия. Распространение в долине трудноразмываемых пород ограничивает развитие русловых деформаций и обуславливает на столько малые их скорости, что морфологический эффект русловых смещений может проявиться лишь через продолжительный отрезок времени, исчисляемый по крайней мере сотнями лет.

При этом степень влияния ограничивающих факторов на реках разных порядков неодинакова (28). В области последнего оледенения не только на малых, но и на средних и крупных реках (Даугава, Неман) горизонтальные деформации часто замедлены также на участках, где русло врезано в валунные суглинки и гравийно-галечные отложения. В таких местах обычно формируются малоподвижные врезанные русла. Основными элементами, сказывающимися на скорость размыва берегов, являются уклоны русла, высота, интенсивность подъема и спада уровней, продолжительность высоких уровней половодий и паводков, а также количество пиков высоких уровней. Скорости плановых деформаций русел, как известно (28,113,235,298,369,370), неодинаковы для разных их типов. Они совершаются быстро на свободно меандрирующих реках и в десятки, даже сотни, раз медленнее на врезанных руслах.

Установлено, что вогнутые берега излучин наиболее быстро разрушаются на начальных стадиях их развития, когда они являются еще сравнительно пологими. При больших скоростях смещений вдоль русла побочней, противолежащие им берега размываются слабо и, наоборот, при малых темпах движения побочней размыв противоположного берега может быть значительным (28).

Исследования на эталонных участках рек Латвии свидетельствуют, что за последние 5-8 лет в условиях постоянно возрастающих максимальных уровней половодий (рис.8.2, 8.3) у одних и тех же излучин средние и максимальные скорости довольно существенно изменяются. При этом интенсивное разрушение берегов отдельных нормальных и пологих излучин, поросших кустарниково-древесной растительностью, чаще всего происходит лишь в какой-то короткий отрезок времени, охватывающий несколько лет, после чего следует отрезок "затишья", исчисляющийся обычно двумя-тремя годами (иногда больше), когда вогнутый берег почти не разрушается. Однако при этом, для опреде-

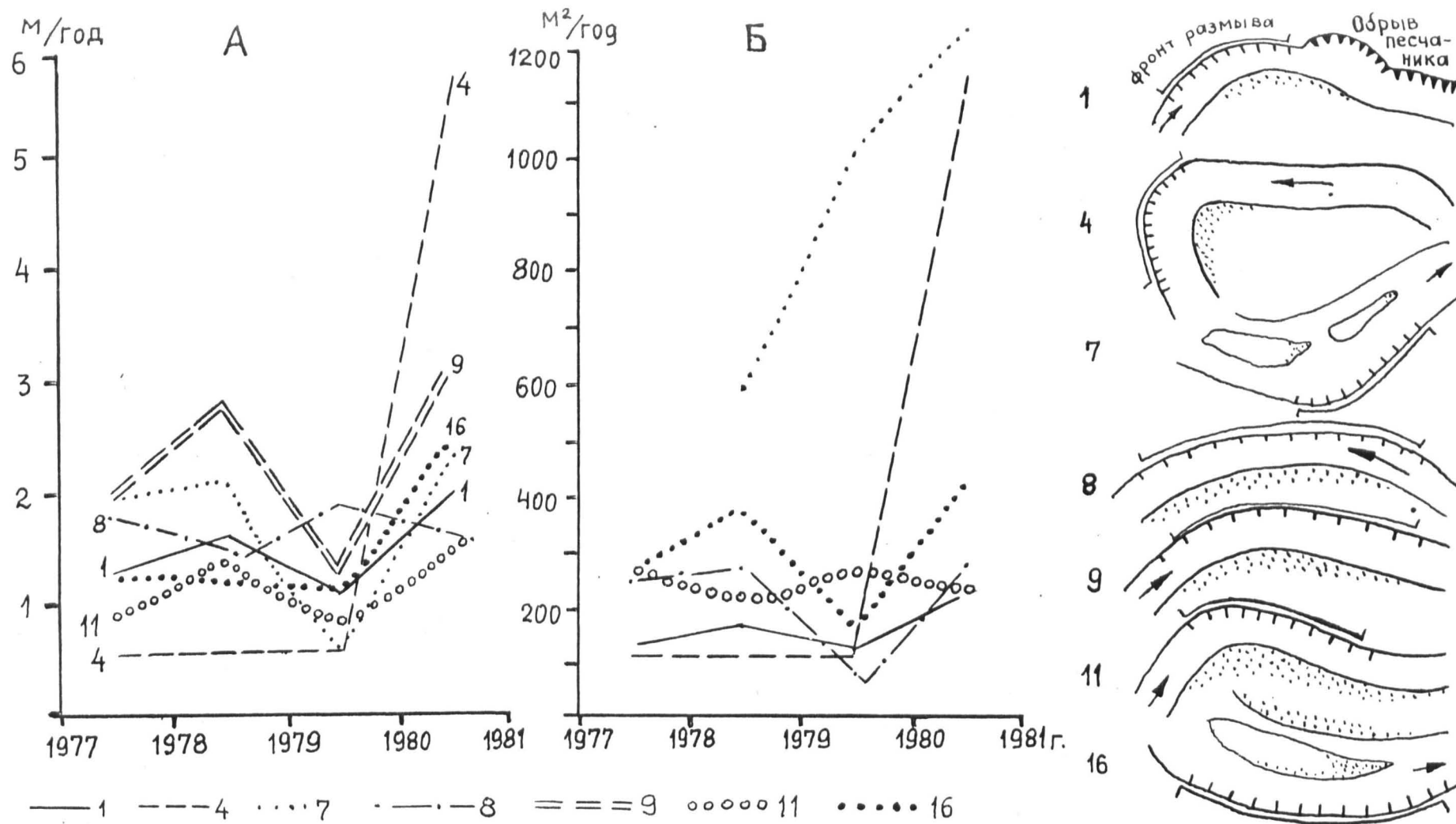


Рис. 8.2 .Средние скорости размыва /А/ и размывные площади /Б/ вогнутых берегов морфологически различных излучин р.Гауя в пределах национального парка
 Г -16 -средние скорости размыва и размывные площади берегов на отдельных излучинах по годам.

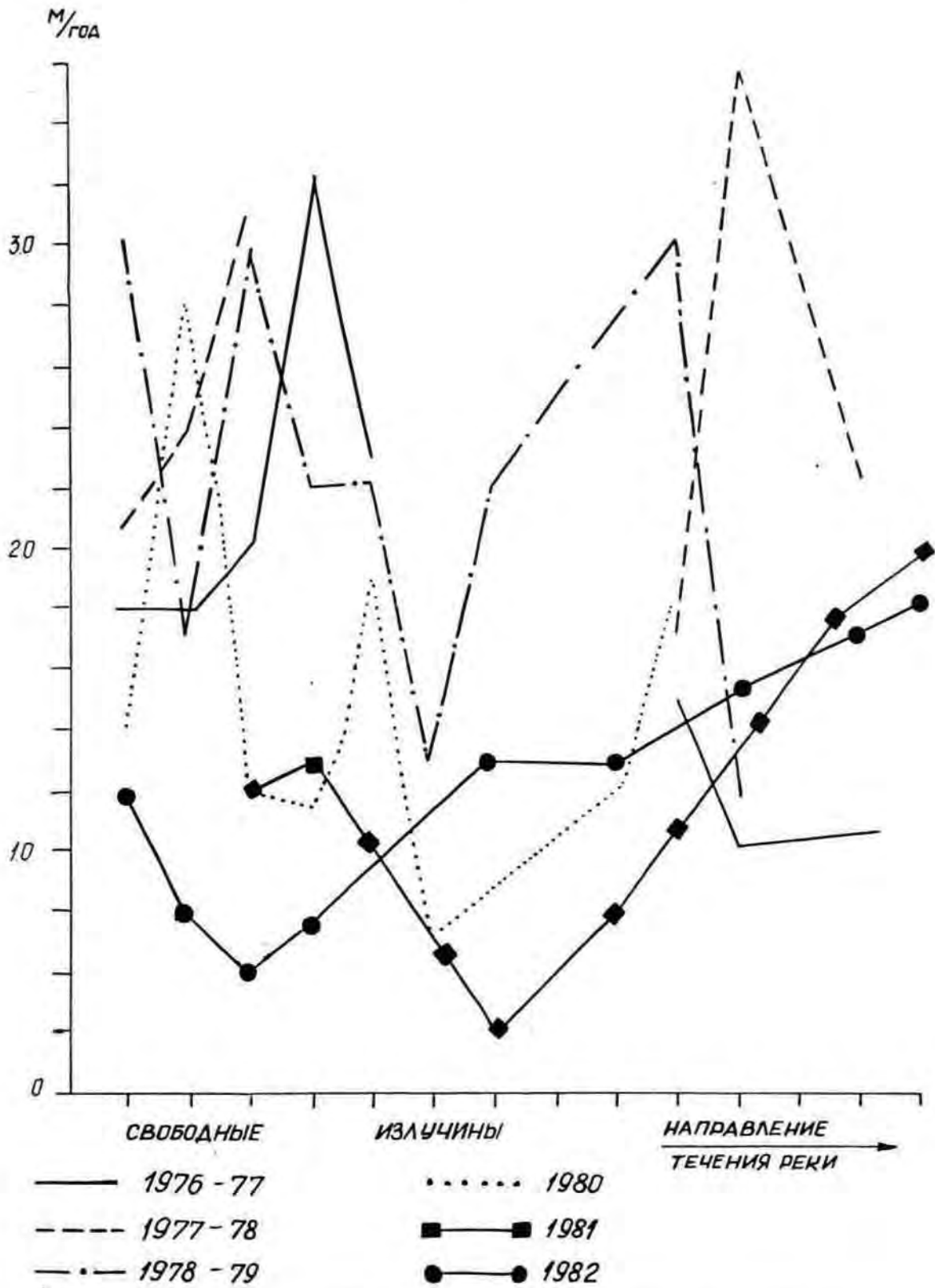


Рис. 8.3 .Максимальные скорости отступания берегов свободных излучин реки Маза Югла в пределах эталонного участка "Бунчи"

ленного участка реки в целом все же наблюдается постоянное возрастание средних скоростей смещения (рис. 8.4).

Самые низкие скорости отступления берегов ($< 0,5$ м/год) характерны для врезанных русел в пределах районов ограниченного развития русловых деформаций. Даже на реке Даугава, на участках где в русле размываются моренные отложения за последние 50-80 лет суммарное горизонтальное смещение русла лишь в отдельных случаях достигает 50-100 м (401). В целом незначительные динамические изменения береговых склонов характерны также для р. Нярис (514).

Средние скорости горизонтальных смещений русла на малых^{х)} свободно меандрирующих рек составляет 0,2-0,5 м/год (табл. 8.3). Более высокими скоростями плановых деформаций отличаются средние^{хх)} свободно меандрирующие реки. Их берега отступают со средней скоростью 0,5-1 м/год, максимальные скорости на отдельных участках фронта размыва достигает 4-5 м/год (р. Педедзе).

Скорости разрушения вогнутых берегов морфологически и генетически различных излучин, как известно, разные. Наибольшие скорости смещения установлены на свободных пологих излучинах. Они смещаются вниз по долине обычно в 2-4 раза быстрее чем поперек пояса меандрирования (рис. 8.2). Их продольное сползание обеспечивается главным образом более быстрым разрушением нижних крыльев излучин. Поэтому скорости разрушения берегов в отдельные годы достигают 6-9 м, а в среднем за половодье составляют обычно 2-4 м.

х) К малым относятся реки, водосборная площадь которых не превышает 400-500 км², средний расход воды 10 м³/сек, ширина русла до 10-20 м.

хх) К средним отнесены реки, водосборная площадь которых от 500 до 8000-9000 км², средний расход воды 10-50 м³/сек, ширина русла до 30-50 м.

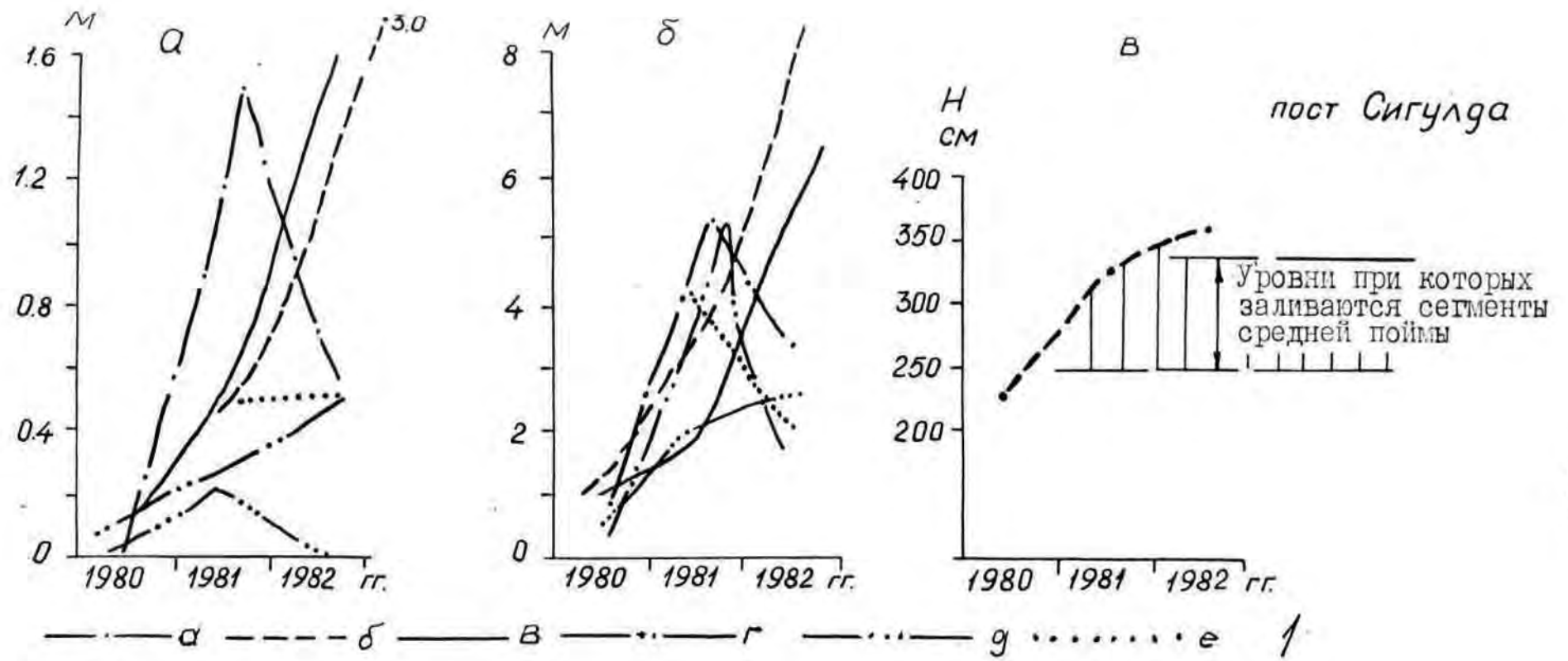


Рис. 8.4. Средние /а/ и максимальные /б/ скорости отступления берегов свободных и адаптированных излучин реки Гауя в пределах нижнего течения /гг.Цесис -Сигулда/ в условиях возрастающих максимальных уровней весенних половодий /в/
 Г- изменения средних и максимальных скоростей отступления берегов на отдельных излучинах по годам.

Таблица 8.3

Скорости смещения свободных излучин р. Маза Кгла на эталонном участке "Бунчи" по материалам ежегодной съемки (1975-1980 гг.)

Излучина	Протяженность фронта размыва, м	Радиус излучины, м (1980)	Тип переработки берега	Скорость смещения, максимальная (средняя), м/год				
				1975-1976	1976-1977	1977-1978	1978-1979	1979-1980
17	129	60	II	-	1,8(0,6)	2,1(1,0)	2,4(1,2)	1,4(1,0)
I	70	38	I-II	-	1,8(1,0)	2,4(0,45)	1,7(0,4)	2,8(0,9)
3	59	23	II	3,2(1,0)	2,0(0,8)	3,3(1,3)	3,0(2,0)	1,2(0,3)
5	110	42	II-I ^б	3,4(2,0)	3,2(1,0)	-	2,2(1,1)	1,15(0,35)
6	56	20	II	-	2,3(1,3)	2,2(1,3)	2,2(1,6)	1,9(0,7)
16	54	27	II	-	-	-	-	0,6(0,2)
15	58	43	I ^б	-	1,0(0,4)	0,6(0,25)	2,2(0,8)	0,9(0,25)
8	122	29	I ^б -II	-	1,5(0,8)	1,7(0,3)	3,0(0,8)	1,8(0,3)
9	40	43	I ^б	-	1,0(0,2)	3,6(1,7)	1,2(0,5)	-
10	52	23	II	-	1,4(0,4)	-	-	-
средние:					1,7(0,7)	2,3(0,9)	2,2(1,0)	1,2(0,47)

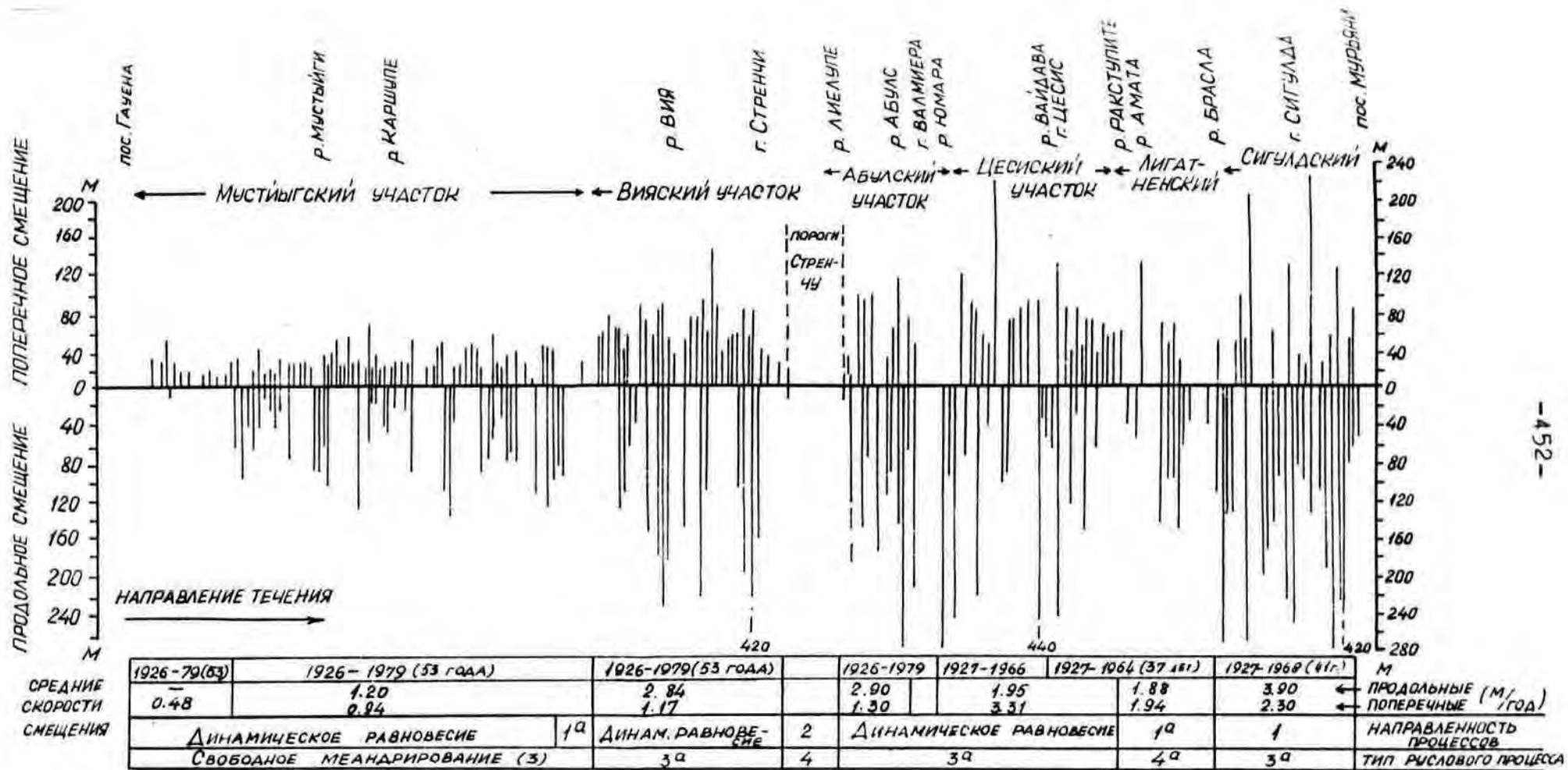


Рис. 8.5. Величины смещения отдельных излучин реки Гауя /среднее и нижнее течение/ направленность рельефообразующих процессов: 1-динамическое равновесие, 1^а- то же, с короткими отрезками врезания, 2-слабое врезание. Тип руслового процесса: 3-свободное меандрирование, 3^а-свободное и ограниченное меандрирование, 4-врезанные излучины, 4^а-ограниченное меандрирование.

Подобный характер смещения характерен также адаптированным излучинам. Однако скорости разрушения берегового склона меньше, в среднем всего 1-2 м/год, реже на отдельных участках фронта размыва до 3-5 м.

На свободных крутых и коленчато изогнутых излучинах р. Гауя, образовавшихся в результате более быстрого сползания смежных вышерасположенных излучин, или на излучинах, расположенных за более прямолинейным отрезком русла, самые высокие скорости отступления берегового склона приурочены к вершине излучины (т.е. к средней части фронта размыва), где они в отдельные годы достигают 8-20 м. Столь значительные скорости горизонтальных деформаций по сравнению с обычным ходом развития процесса смещения излучин р. Гауя, объясняется сползанием вниз по течению реки побочня, расположенного у противоположного выпуклого берега и возникновением за выступами подмываемого берега водотоков.

Скорости горизонтальных смещений по данным повторных съемок (1976-1983 гг.) резко изменчивы. Для р. Гауя они даже на одинаковых по морфологическим и генетическим типам излучинах колеблются в пределах от 0,5-1 м до 3-4 м (рис. 8.2). Представление о скоростях разрушения берегов за более длительный период, составляющий несколько десятилетий, дают расчеты, полученные при сопоставлении картографических материалов (рис. 8.5). По ним прежде всего устанавливается весьма отчетливая связь между скоростями горизонтальных смещений русла и возрастанием водности реки вниз по течению (рис. 8.5 , табл. 8.4).

Расчетные среднегодовые многолетние скорости горизонтальных деформаций русла (1927-1968 гг.) на одних и тех же участках долины больше, чем годовые скорости, установленные нами методом натуральных измерений за 1976-1983 годы. Указанное, по-видимому, объясняется тем, что натурные наблюдения охватывают отрезок вре-

Скорости смещения излучин р. Гауи на участках ее
среднего и нижнего течения

Участки реки	Средние многолетние скорости по участку м/год		Максималь- ные ско- рости м/год	Максималь- ное смеще- ние от- дельных излучин, м	Количество излучин				
	продольные	боковые			Всего	в том числе			относительно стабильных, (%)
						переме- щающих- ся	продоль- ное, (%)	попереч- ное, (%)	
Мустйгский (1926-1979)	1.2	0.54	1.9-2.4	120	118	107	52	52	9
Вяский (1926-1979)	2.84	1.17	4.0-7.9	420	40	38	40	77	5
Абульский (1926-1979)	2.9	1.3	5.5	320	17	16	68	70	6
Цесисский (1927-1966)	3.31	1.95	7.0-11.0	440	39	35	42	50	12
Лигатненский (1927-1964)	1.94	1.88	3.5-4.0	240	25	14	43	30	44
Сигулдский (1927-1968)	3.9	2.3	7.0-10.0	410	33	25	70	63	23

мени, соответствующий самому началу перехода от маловодного (1968-1975 гг.) периода к многоводному (рис. 8.6). Следовательно, в дальнейшие многоводные годы с уровнями половодий, превышающими средние многолетние величины, скорости разрушения берегов будут возрастать. Изучение аэроснимков и планов съемок русла р. Гауя разных лет показывает, что отдельные пологие свободные излучины в периоды максимумов водности реки имели чрезвычайно высокие скорости смещения, составляющие в среднем 5-12 м/год, а максимальные скорости разрушения берегов в отдельные годы достигали даже 10-20 м.

Изучение морфологии пойм и характера смещений русла р. Гауя указывает на неуклонную тенденцию перехода от крутых петлеобразных на пологие, быстро перемещающиеся вниз по долине излучины (рис. 8.7), а также возрастания ширины русла и количества островов. Это, по всей вероятности, обусловлено увеличением поступления в реку с водосбора песчаного руслового материала, что в итоге вызывает перестройку русла, а также возрастание скоростей разрушения берегов. Подобная тенденция выявляется во многих районах земного шара. Отмечается, что современные скорости размыва примерно в 7-8 раз больше тех, которые имели место в геологическом прошлом (351). Это связано с деятельностью человека, вызвавшей увеличение эрозии почв, являющейся следствием вырубki лесов и расширяющейся распашки земель (351), мелиорации и др. мероприятий на водосборах рек. Повторные съемки размывающихся берегов малых и средних рек показывают, что в местах интенсивного перемещения по склону низких (2-3 м) пойменных берегов людей и скота, скорость их разрушения по своей величине может быть соизмерима со скоростью отступления этих берегов во время весенних половодий (рис. 8.8). Поэтому годовая скорость отступления берега из-за прямого воздействия человека на отдель-

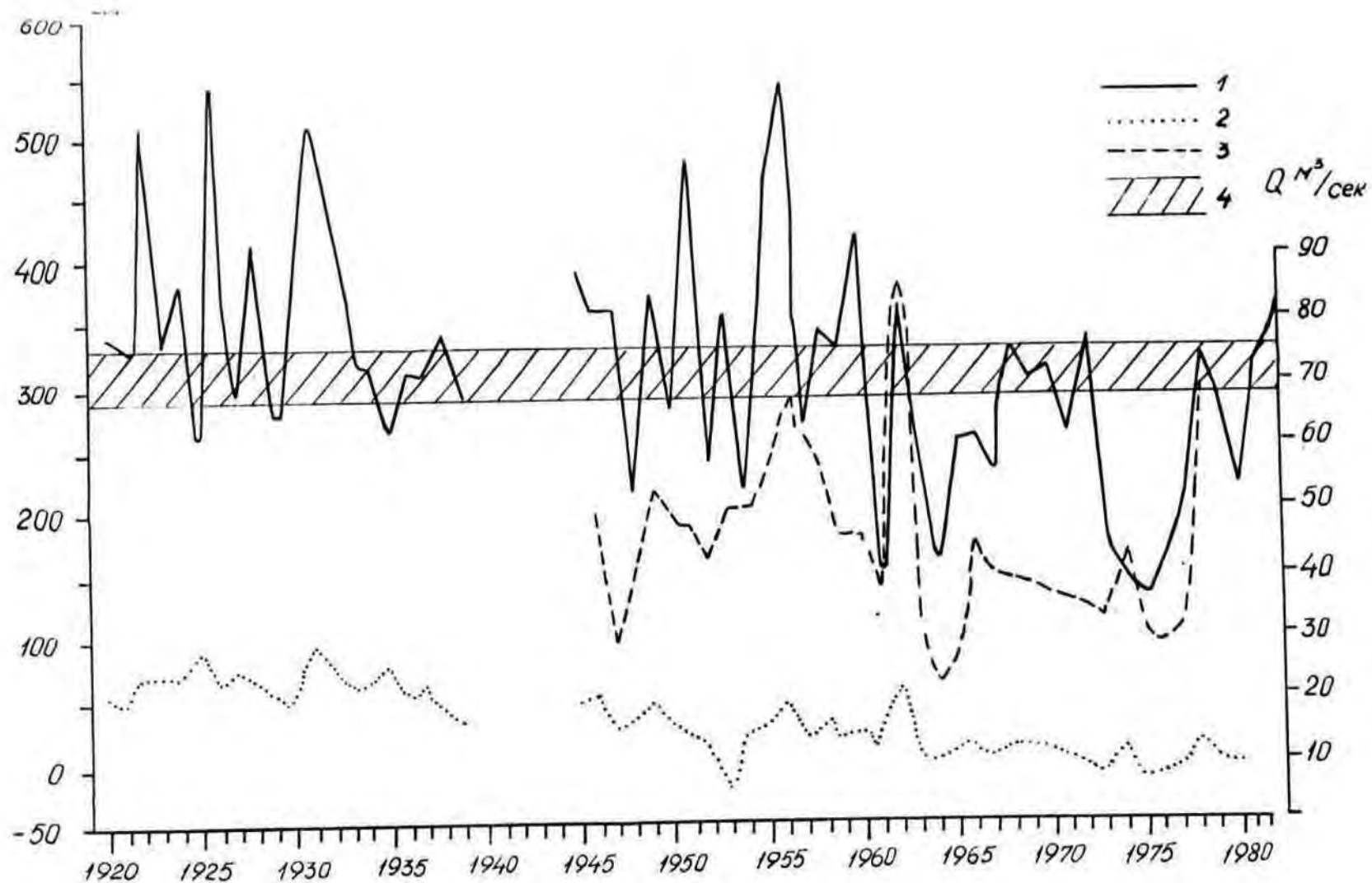


Рис. 8.6 .Изменения максимальных /1/ и минимальных /2/ уровней воды р.Гауя у г.Валлиера/1930-1982 гг./ и среднегодового стока /3/

4-уровни воды при которых заливается средняя /3-3,5 м/ поля.

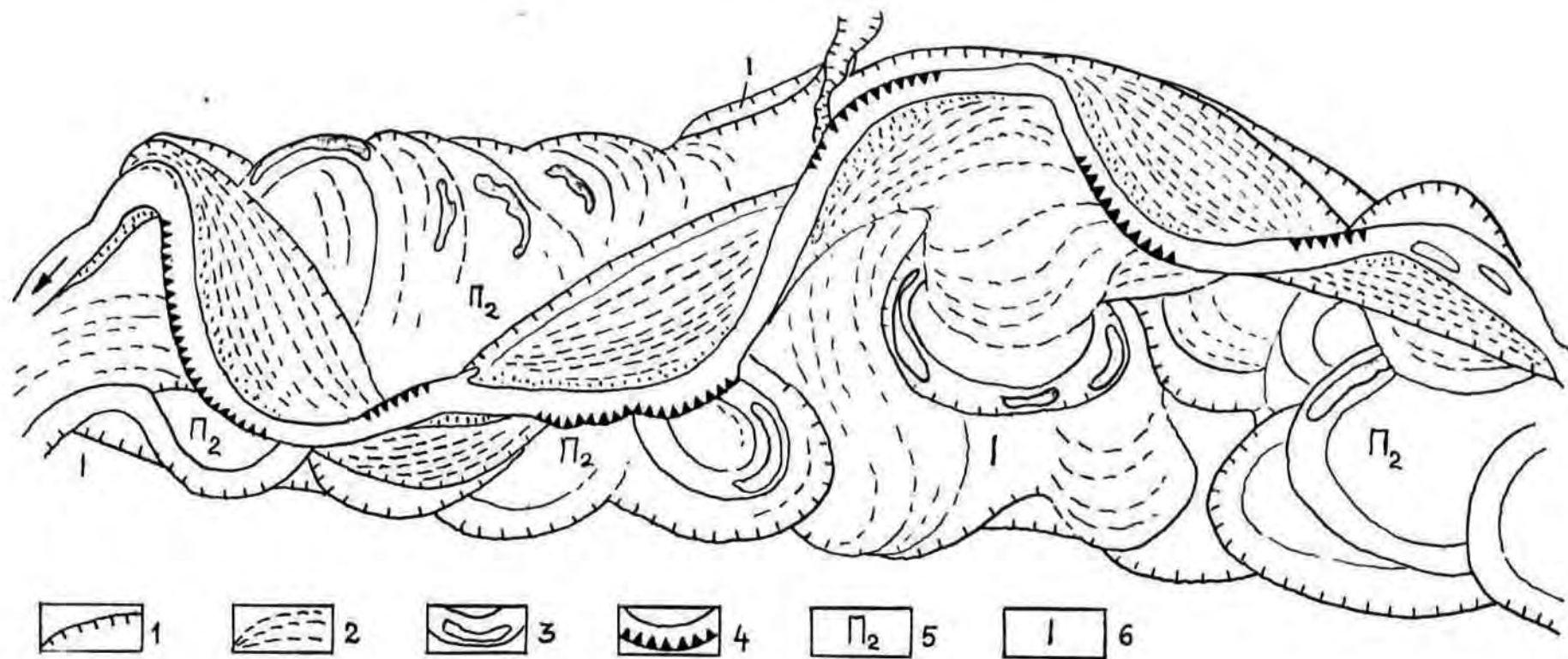


Рис. 8.7 .Геоморфологическая схема рельефа поймы и первой террасы реки Гауя выше г.Цесис
 I-уступы террас и пойм, 2-древние и современные прирусловые валы, 3-старицы, 4-размы-
 ваемые участки берегов, 5-высокая и средняя пойма, 6-первая терраса

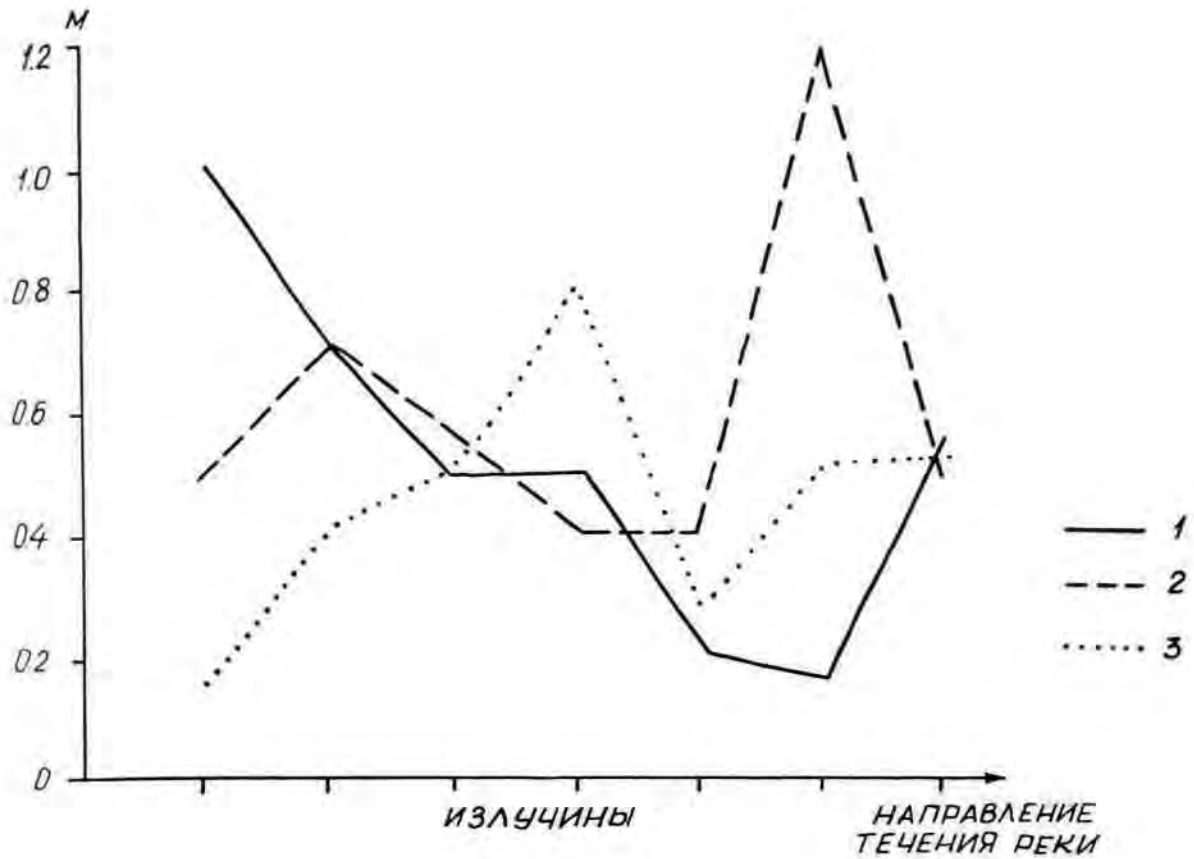


Рис. 8.8 .Распределение максимальных скоростей отступления берегов свободных излучин по сезонам 1980 года на эталонном участке реки Маза Кгла
1-весеннее половодье, 2- летняя межень /прямое антропогенное воздействие/, 3- осенние паводки

ных излучинах возрастает на 30-50%. На крупных реках (р. Гауя) в районах повышенной концентрации людей (гг. Валмиера, Цесис, Сигулда) прямое антропогенное воздействие увеличивает скорости разрушения берега обычно на 1-5, редко на 10%.

Результаты выполненных исследований о влиянии древесной растительности на скорости отступления вогнутых берегов смещающихся излучин в целом согласуются с выводами, полученными на северных реках Европейской части СССР (309). Произрастание на низких пойменных берегах рек леса прежде всего обуславливает весьма неравномерный ход отступления берега. Периоды (один-три года) быстрого разрушения берега чередуются с периодами протяженностью в несколько лет когда берег почти не отступает (рис. 8.9).

Существенные различия в скоростях отступления берегов могут быть обусловлены и литологическими особенностями размывающихся отложений. Наиболее быстро, как известно, отступают берега сложенные преимущественно песчаными отложениями. Значительно медленнее разрушаются берега сложенные более тонкозернистыми отложениями пойменной фации (глинами, суглинками) значительной мощности (рис. 8.10). Еще медленнее разрушаются берега, представленные выходами старичных отложений. Так, на р. Гауя ниже нас. п. Гауиена, где на расстоянии более 30 км развита широкая ежегодно заливаемая пойма, сложенная глинами и суглинками мощностью до 3-3,5 м, скорости горизонтальных смещений русла незначительны и составляют всего 0,45 м/год (рис. 8.5). Ниже, где размываются песчаные русловые отложения, скорости резко возрастают, хотя существенных изменений водности, гидрологического режима, а также морфологии долины не наблюдается.

Данные о скоростях размыва берегов на свободно меандрирующих реках Латвии неплохо согласуются с результатами исследований М. Бециониса (45) в Литве на реках Жямайтийской возвышенности,

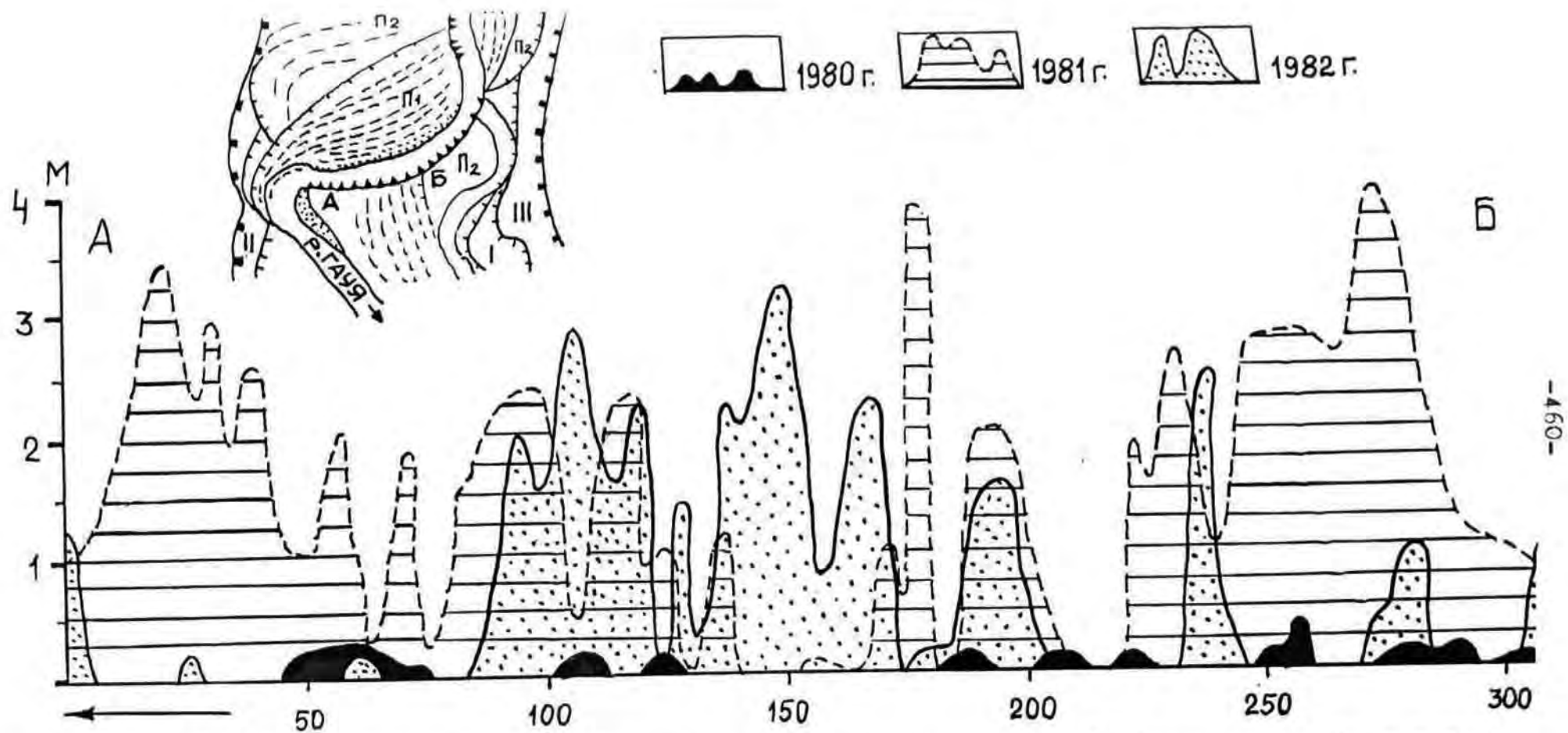


Рис. 8.9 .Характер и скорость размыва берегового склона свободной излучины реки Гауля у города Цесис

Берег сложен преимущественно песчаными отложениями русловой фации с прослоями алеврита и супеси. Распространена древесно-кустарниковая растительность.

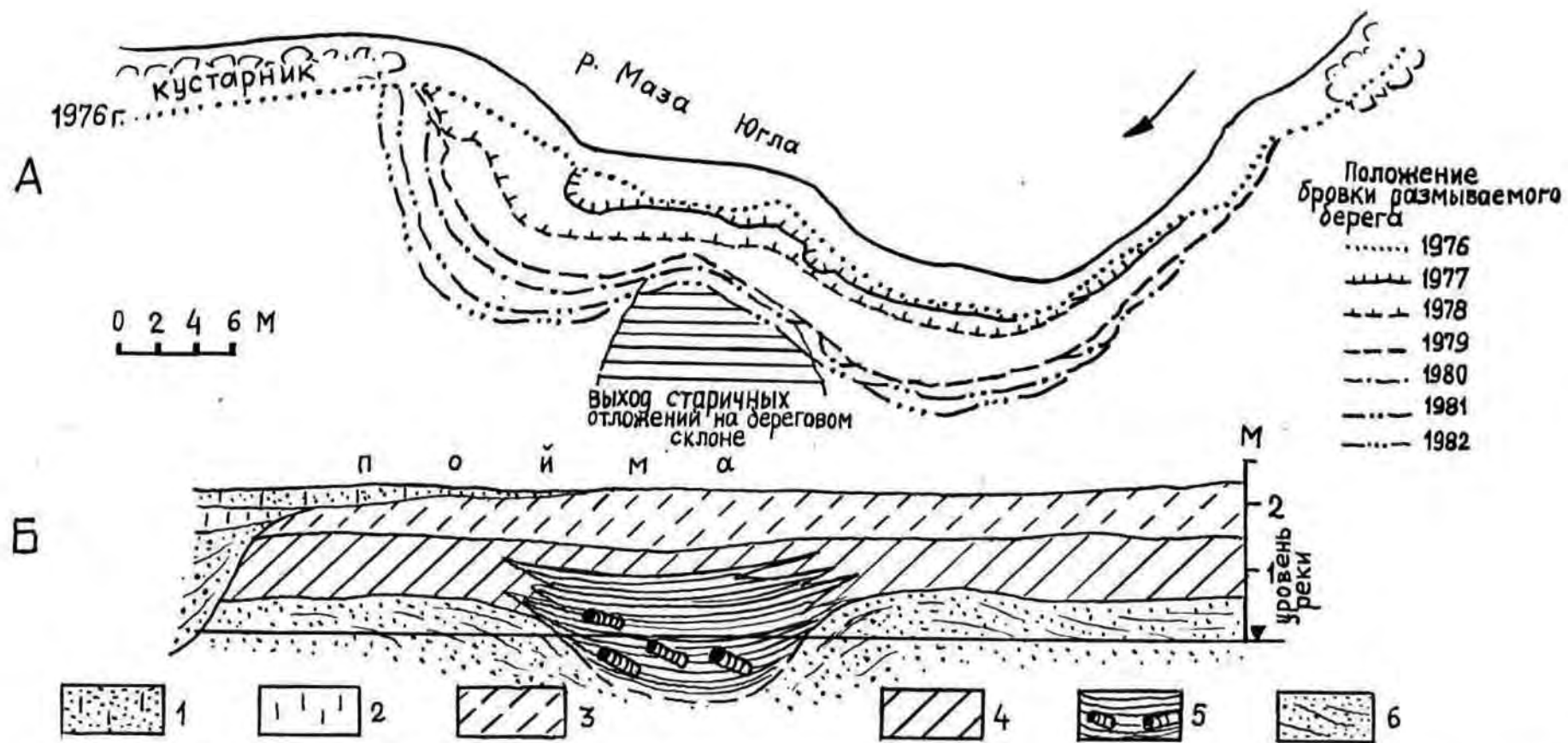


Рис. 8.10 .Формирование крупноблочного берегового склона /А/ в зависимости от геологического строения поймы /Б/

Пойменная фация: 1-песок пылеватый, 2-алеврит, 3-супесь, 4-суглинок, глина. Старичные отложения: 5-глина заиленная с обломками древесины, Русловая фация: 6-песок мелко- и среднезернистый.

где также во время высоких половодий на отдельных участках берег отступает на 10-15 м. За десятилетний период (1961-1971 гг.) активно разрушающиеся пойменные берега на среднем течении р. Миня сместились на 18-35 м., а на р. Дубиса - на 6-16 м. Средние скорости смещения берегов на отдельных участках этих рек составляли 0,4-1,2 м в год.

Съемки берега, выполненные через небольшие интервалы времени, показали, что отступление берегового склона по всему фронту размыва очень редко. Чаще всего разрушение берега происходит на отдельных очагах, а значительные отрезки между ними, составляющие десятки, а иногда и сотни метров, не имеют никаких следов отступления (рис. 8.9). При малых скоростях отступления берега положение этих очагов может меняться, но может и оставаться постоянным. Наиболее ярко такой характер переработки берега наблюдается на берегах поросших лесом или кустарником. На безлесых участках, особенно песчаных берегах, разрушением более менее равномерно охвачен весь фронт вогнутого берега.

8.5. Механизм переработки берегов свободно меандрирующих рек и внутригодовые особенности развития процесса

В последние десятилетия процессам переработки берегов и прогнозированию их развития уделяется значительное внимание. Появился метод определения участков наибольшего размыва, предложенный Г. Гарбрехтом и развиваемый Н.Е. Кондратьевым, в основе которого лежит предположение о том, что размыв вогнутого берега обусловлен, главным образом, "ударом" набегающего потока (178, 179). В настоящее время, однако, возникает потребность в расчетах ожидающегося режима плановых деформаций не только в отдельные много-

водные и маловодные годы, но и по сезонам. Отмечается (8I), что эмпирический путь решения этой задачи на основе получения ряда систематических наблюдений за плановыми деформациями с повторностями несколько раз в году и общей длительностью, позволяющей осветить режим деформаций в многоводные и маловодные периоды, длительный и не обеспечивает вскрытия физической сущности явления. Дж. Хуком (485, 486), используя анализ множественных регрессивных уравнений была выявлена степень связи величины размыва берегов малых рек Англии с такими группами факторов как сток, режим гидрографа, осадки, погодные условия, температура воздуха и условия увлажнения почвы во внутригодовом разрезе.

Обобщение результатов семилетнего изучения процессов переработки берегов, различных по водности и гидрологическому режиму рек Латвии позволило автору выделить пять основных типов переработки берегов (4I3, 4I5) и один тип ограниченного распространения, некоторые из них примерно соответствуют отдельным формам переработки берегового склона, выделенным М.М. Гендельманом (8I). Наиболее существенным различием между ними является то, что рассматриваемые ниже, выделенные автором типы переработки берегов рек отражают не только общие черты развития этого процесса, но и особенности его проявления в отдельные сезоны года (рис. 8.II). Первые четыре типа характеризуют особенности разрушения низких (2-5 м), пятый - высоких (10-30 м), а шестой - низких и отчасти средневысоких берегов.

П е р в ы й тип переработки подмываемого рекой вогнутого берега примерно соответствующий первой форме переработке берега по М.М. Гендельману (8I), характеризуется равномерным в целом размывом склона по всей высоте и фронту с образованием почти ровного или мелкофестончатого берегового контура в плане (рис. 8.I2). Равномерному размыву способствует однородное по



Рис. 8.12 .Общий вид берегового склона сложенного преимущественно песчаными русловыми отложениями. Размыв и отступление вогнутого берегового склона происходит по I^a тилу.

всему фронту строение поймы или террасы и отсутствие в русле крупных грядовых образований наносов. Эта форма размыва свойственна всем средним и малым рекам на участках со свободным и ограниченным меандрированием, поймы и молодые террасы которых сложены преимущественно песчаными русловыми отложениями с маломощным покровом тонкопесчаных или алеврито-глинистых (рис. 8.13, 8.11, I^б) отложений пойменной фации (81), не превышающих, по нашим данным, 1/3 от общей видимой мощности аллювия.

В сезонном разрезе разрушение берегов первого типа в восточных районах Латвии и Литвы, отличающихся некоторыми чертами континентальности климата (349, 432), преобладающая часть (до 70-90%) годового объема размываемого материала поступает в поток во время весеннего половодья. На реках, верховья водосборных площадей которых располагаются на возвышенностях, разрушения берегов, иногда даже значительно превосходящие величины переработки берегов во время весенних половодий (рис. 8.14, 8.15) в отдельные годы могут наблюдаться также во время летне-осенних паводков или даже глубоких зимних оттепелей.

На реках низменностей, примыкающих к Балтийскому морю и отличающихся относительно высокими осенними и даже зимними паводками, значительные объемы переработки берегов рек за осенне-зимний период обычное явление (рр. Дурбе, Тебра). Поэтому в близких по порядку, водности, высоте уровней паводков и половодий, величины переработки берегов будут выше в западных районах Прибалтики, а также у рек, верховья которых располагаются на возвышенностях.

Основная часть разрушений подмываемого берега (до 60-80%) происходит при достижении пика половодья (или паводка) и частично в начале спада уровня (рис. 8.16, 8.17, 8.18), когда основной руслоформирующий расход обеспечивается в бровках русла или при частичном кратковременном выходе полых вод по отрицательным формам рельефа



Рис. 8.13 .Четко выраженный мелкофестончатый контур интенсивно подмываемого берега нормальной излучины р.Маза Югла /эталонный участок "Бунчи"/,сформировавшийся после резкого спада уровня воды весеннего половодья

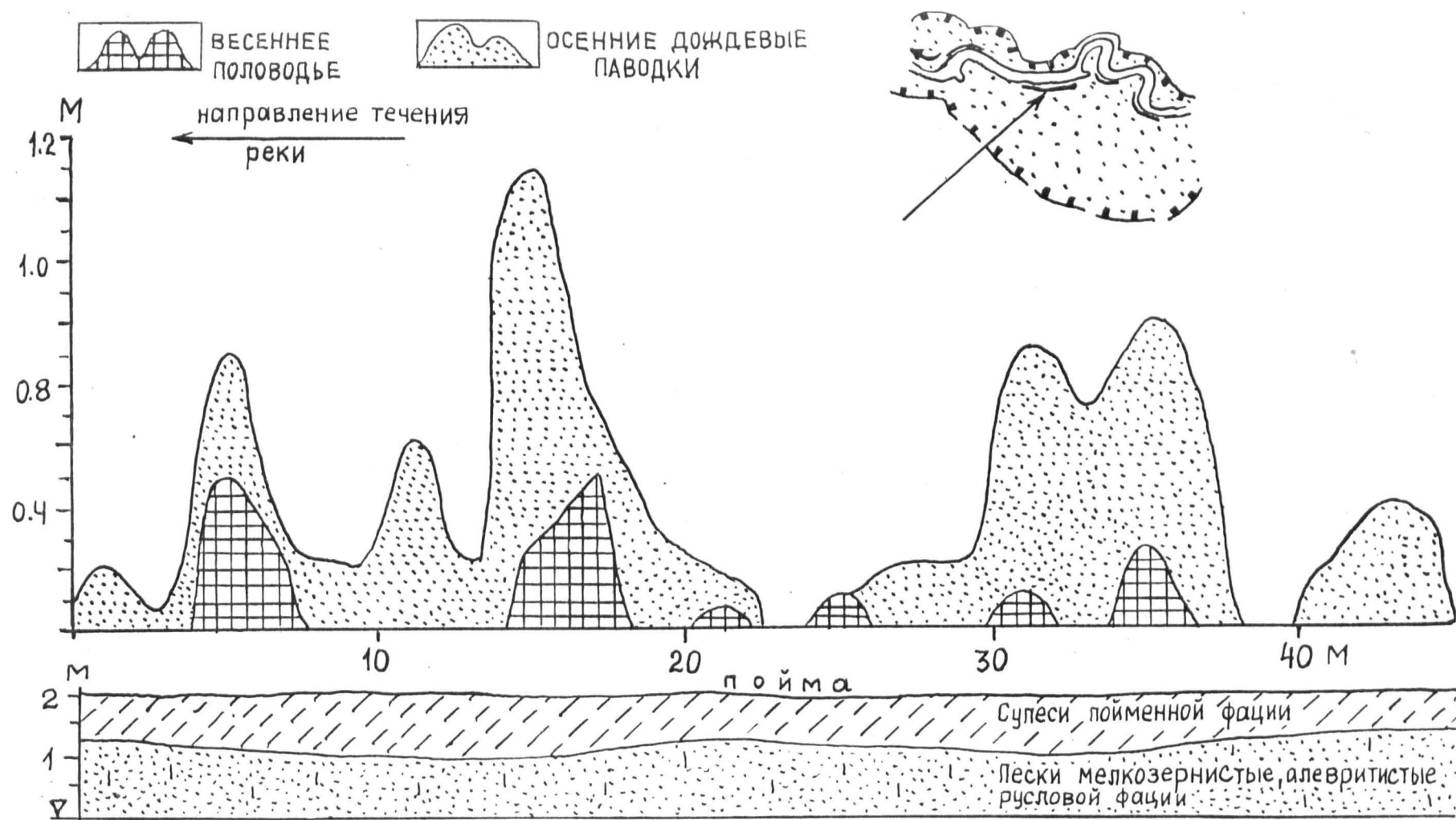


Рис. 8.14 .Отступление подмываемого берега свободной излучины реки Маза Югла /эталонный участок "Бунчи"/ в 1980 году.Переработка берега по Iб типу.

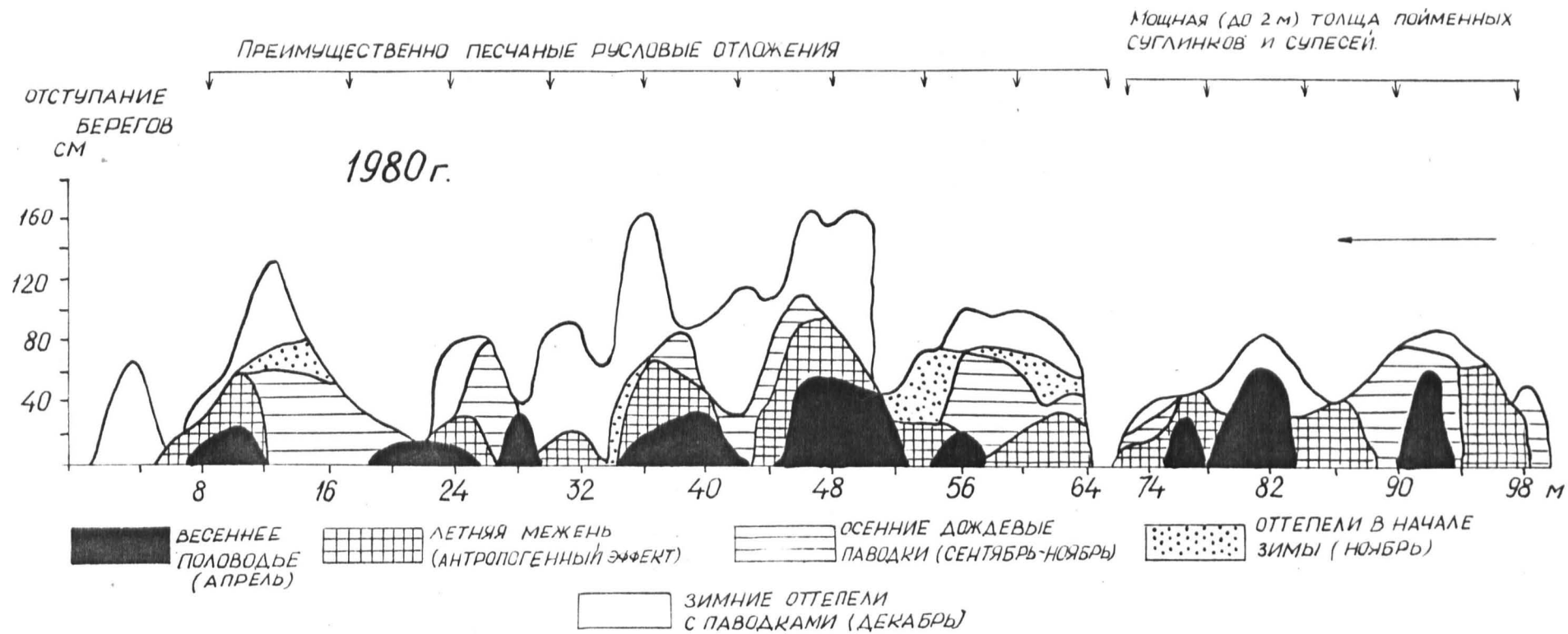
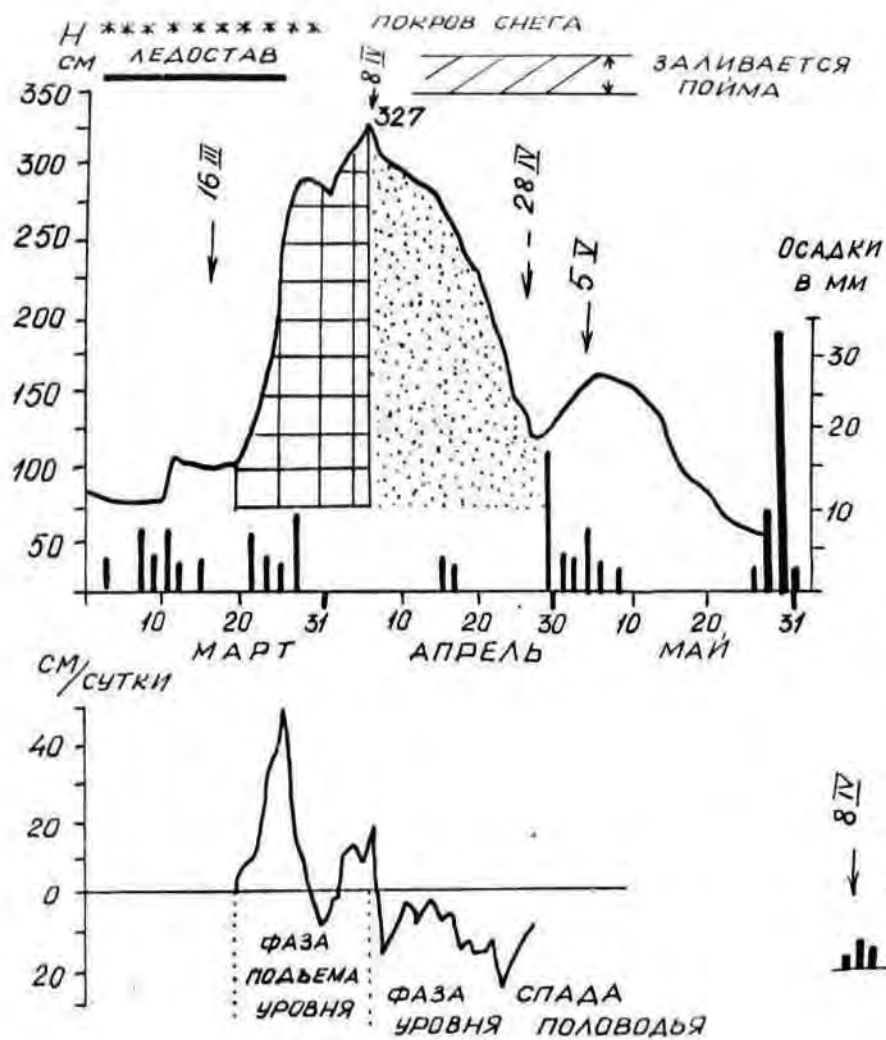


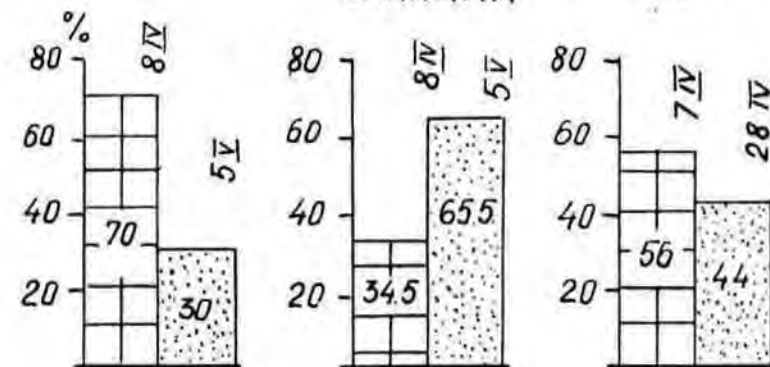
Рис. 8.15 .Характер и скорости отступления размываемого пойменного берега реки Маза Югла по сезонам года



РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЪЕМА СМЫТЫХ ПЛОЩАДЕЙ ЗА ПОЛОВОДЬЕ 1981 ГОДА

СВОБОДНЫЕ ИЗЛУЧИНЫ В РАЙОНАХ г. ЦЕСИС И г. СИГУЛДА

хут. Лициши ВЬШЕ ПЕЩЕРЫ ВЕЛНАЛА г. ЦЕСИС



По фронту размыва отложения пойменной фации слабо развиты

Фронт размыва представлен мощной /2-2,5 м/ толщиной старичных отложений

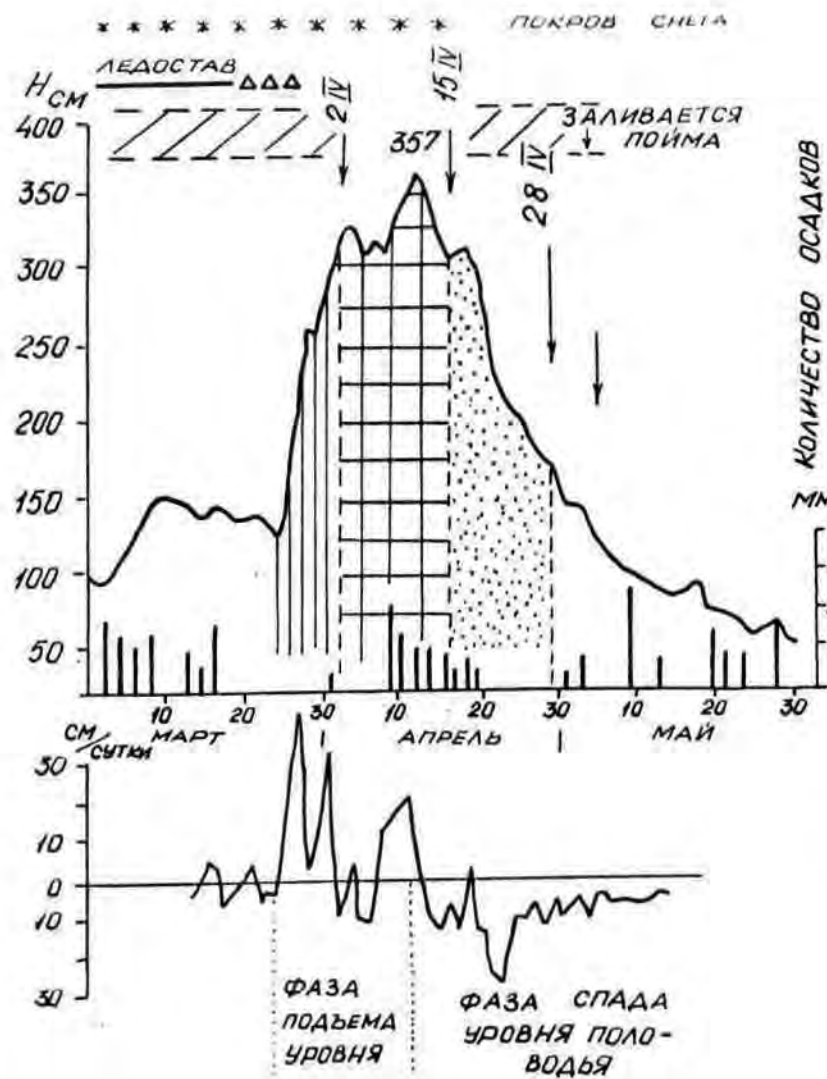
По фронту размыва отложения пойменной фации маломощны

8 IV

↓ ДАТА СЪЕМКИ КОНТУРА БЕРЕГА

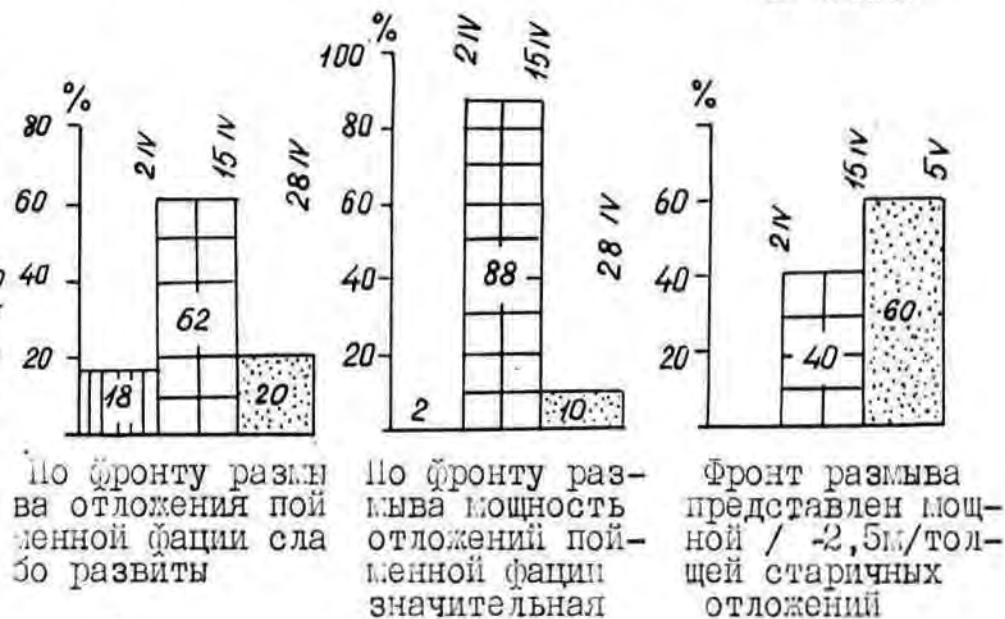
■ КОЛИЧЕСТВО ОСАДКОВ (ММ/СУТКИ)

Рис. 8.16. Гидрограф половодья реки Гауя /мост Сигулда/ и распределение смытых площадей по фазам подъема и спада уровней /1981 год/



РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СМЫТЫХ ПЛОЩАДЕЙ
ЗА ПОВОДОБЕ 1982 ГОДА
СВОБОДНЫЕ ИЗЛУЧИНЫ В РАЙОНЕ Г. СИГУЛДА

хут. Лициши хут. Муцениеки выше пещеры
Велнала



По фронту размыва отложения пойменной фации слабо развиты

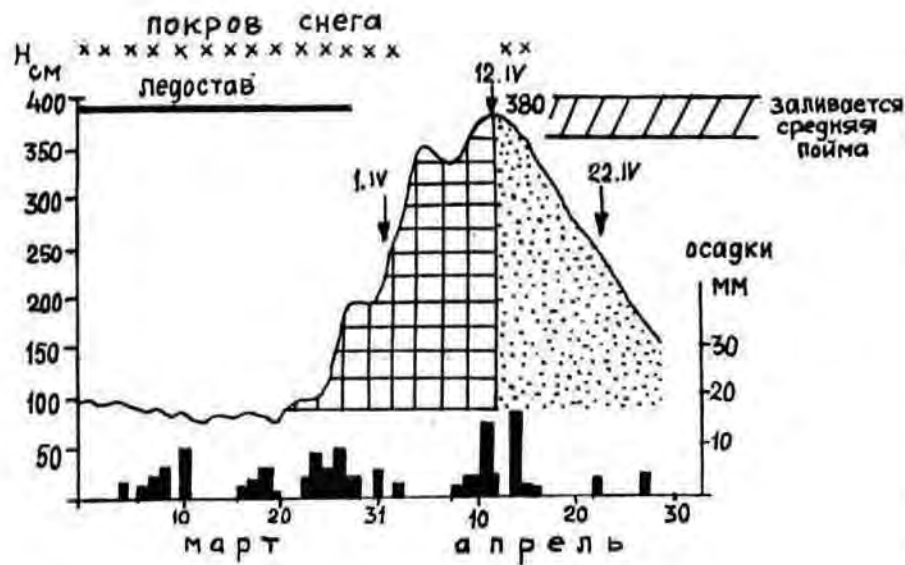
По фронту размыва мощность отложений пойменной фации значительная

Фронт размыва представлен мощной / -2,5м/толщ. старичных отложений

↓ 2/IV
↓ ДАТА СЪЕМКИ КОНТУРА БЕРЕГА

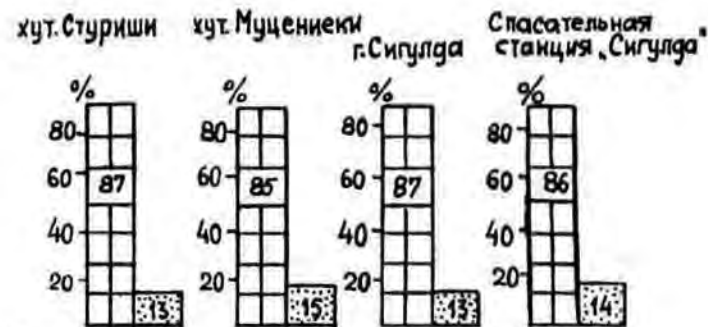
▮ КОЛИЧЕСТВО ОСАДКОВ ЗА СУТКИ (ММ)

Рис. 8.17. Распределение площадей смытых берегов свободных излучин р. Гауя в половодье 1982 года



Распределение объема смытых площадей за половодье 1983 года

Свободные излучины в районах г.Цесис и г.Сигулда



По фронту размыва отложения пойменной фации развиты слабо

По фронту размыва отложения пойменной фации развиты слабо до 2 м

По фронту размыва отложения пойменной фации развиты слабо

■ количество осадков (мм/сутки)

↕ дата съемки контура берега

Рис. 8.18 .Гидрограф половодья реки Гаугра /пост Сигулда/ и распределение смытых площадей по фазам подъема и спада уровня воды за 1983 год

поймы.

При наличии в толще русловой фации тонкозернистых отложений, представляющих собой субфацию прирусловой отмели с многими прослоями заиления (алеврит, глинистый песок и т.д.), во время интенсивного спада уровня воды половодий и паводков, иногда весьма существенное влияние на отступление берегового склона имеет суффозия. Проявление суффозии обусловлено возникающей разницей в уровнях воды в русле реки и грунтовых вод на пойме (террасе) в фазу спада уровня половодья или паводка.

Переработка берега по второму типу (П) свойственна поймам с хорошо выраженным двухчленным строением аллювия, при наличии значительной мощности отложений пойменной фации, представленных, главным образом, глинами, суглинками и супесями, составляющими 60-90% от видимой мощности аллювиальной свиты. Основной объем переработки берега (до 80-90%) происходит во время весеннего половодья (рис. 816, 817, 818) путем вымывания грунта из нижней подводной части берегового склона, сложенной песчано-гравийными отложениями русловой фации и последующего обрушения нависающей верхней части склона, представленной суглинками и глинами пойменной фации. При этом во время летне-осенних дождевых паводков, по высоте уровней иногда даже превосходящих весеннее половодье, отступление берегов этого типа незначительно (рис. 819, 821), так как происходит, главным образом, лишь размыв обвалившихся глыб отложений пойменной фации, затрудняющий подмыв залегающих ниже песчаных или песчано-гравийных отложений русловой фации. Размыв последних, поэтому, происходит в незначительном объеме и представляет собой только начало нового цикла разрушения берега. Соответственно лишь кое-где наблюдается обрушение небольших глыб глинистых отложений. В дальнейшем после зимней межени во время весеннего половодья вновь происходит интенсивное разрушение берега

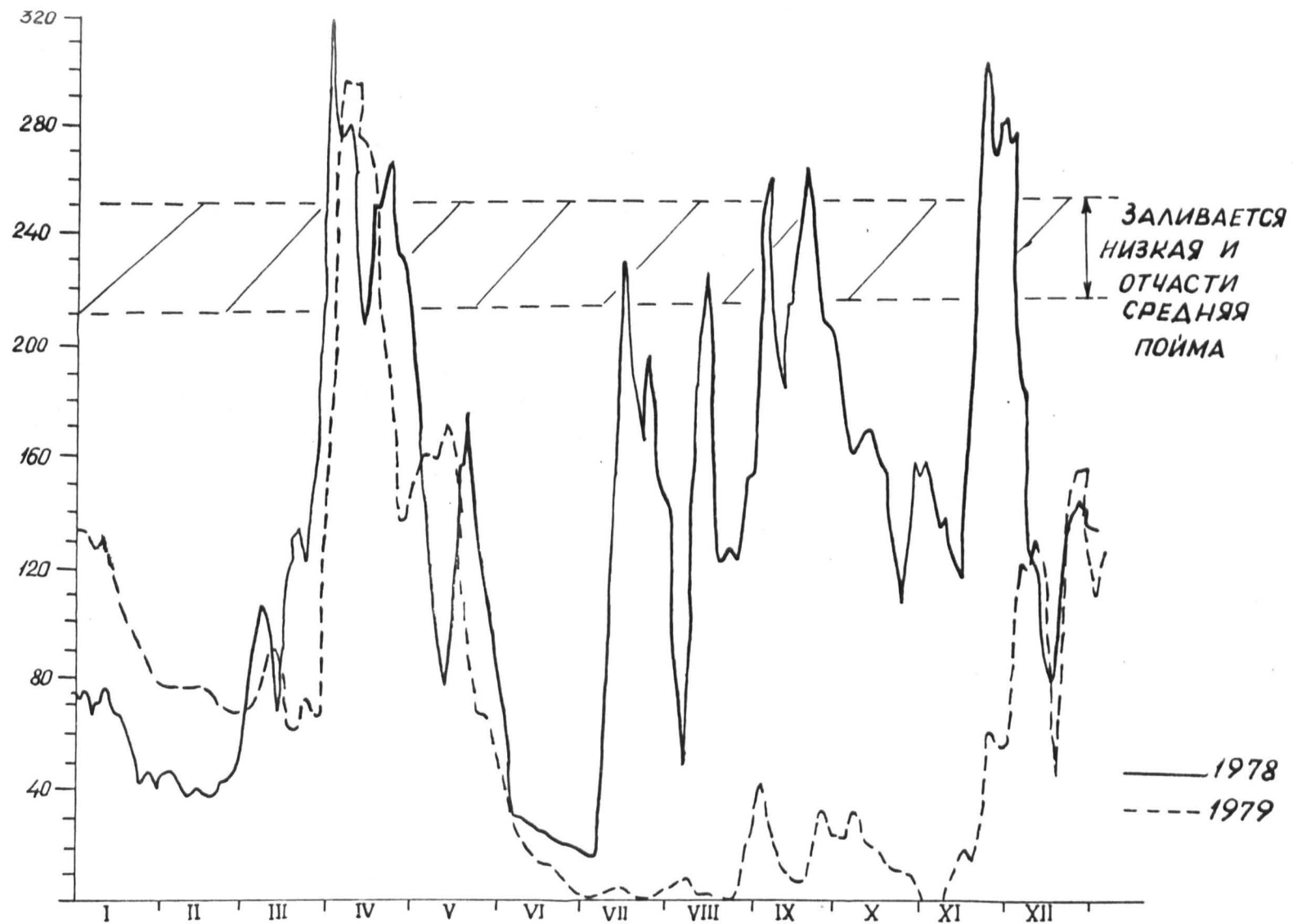


Рис. 8.19 .Гидрограф р.Гауя у г.Сигулда в многоводном /1978/ и маловодном /1979/ годах

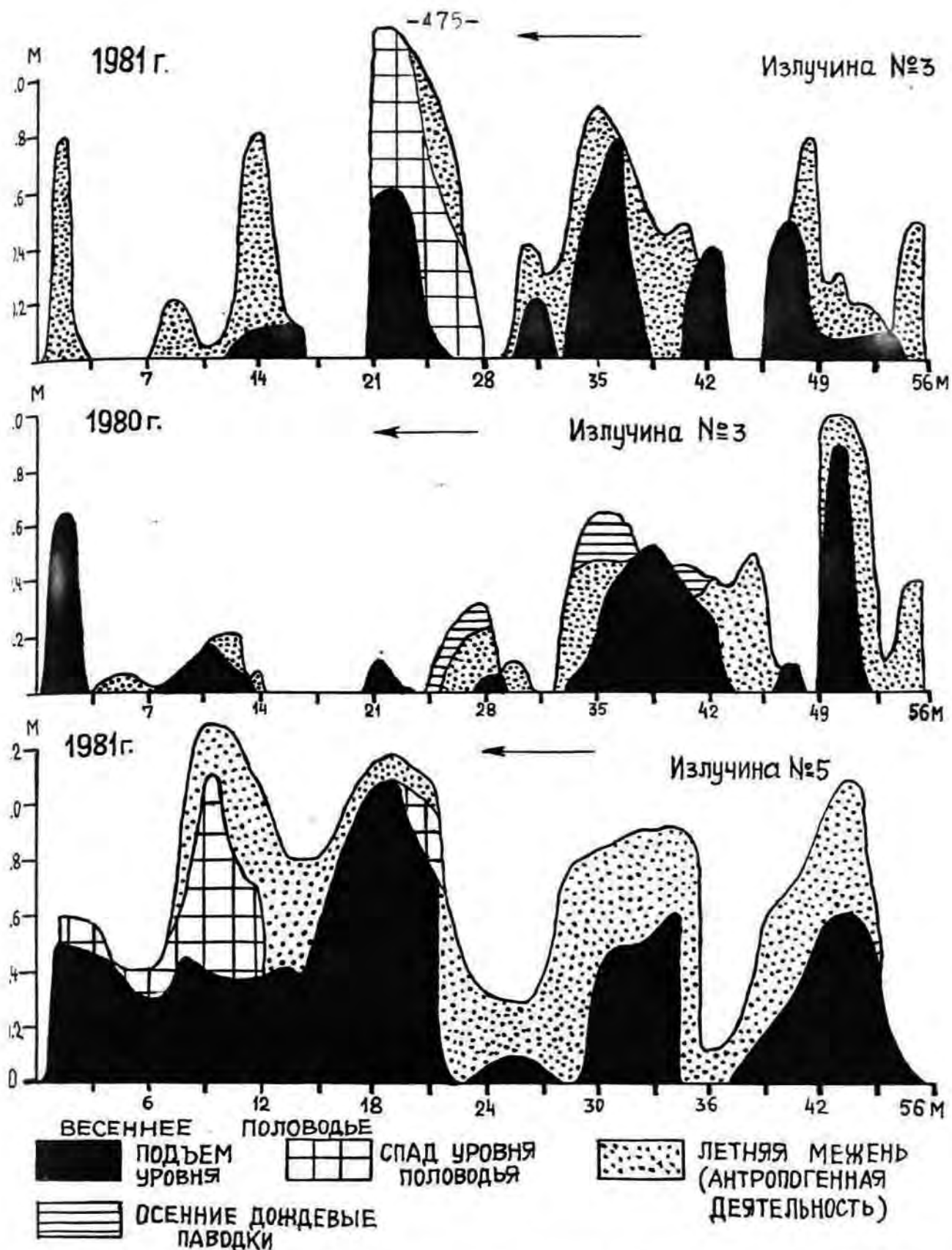


Рис. 8.20. Отступление береговых склонов свободных излучин реки Маза Югла, сложенных мощными слоями отложений пойменной фации /второй тип переработки берегов/. Расположение излучин см. рис. 8.21.

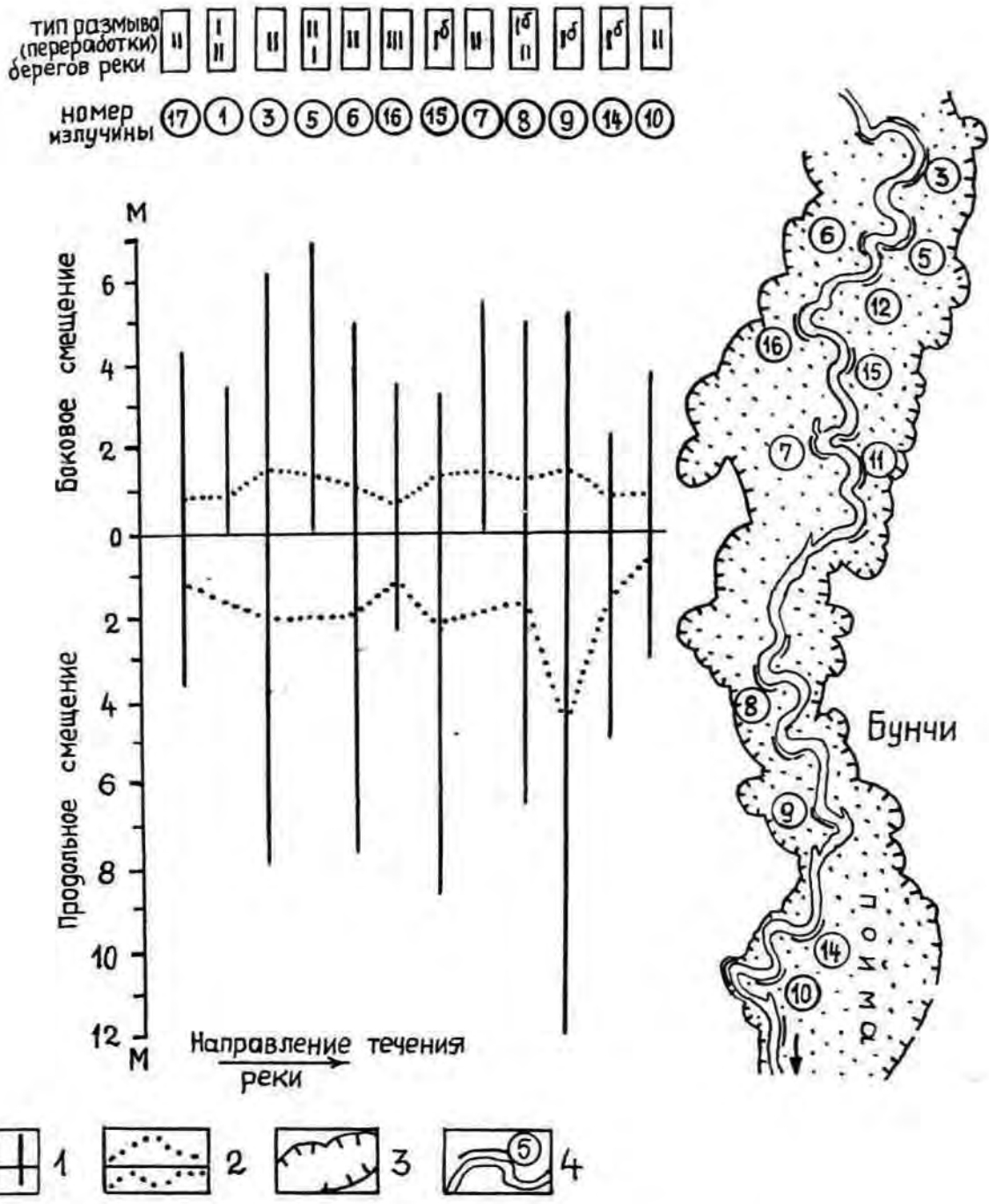


Рис. 8.21 .Суммарное максимальное /1975-1980 гг./ и максимальное среднегодовое смещение свободных излучин реки Шаза Югла на эталонном участке "Бунчи"
 1-максимальное смещение излучин, 2-максимальное среднегодовое смещение излучин, 3-коренной склон долины, 4-сдвигающиеся излучины и их номера.

и завершается годовой цикл его отступления. При этом значительная роль в разрушении берегового склона принадлежит изменениям физико-механических свойств супесчано-глинистых пород при их сезонном замерзании и оттаивании. К тому же подмываемые рекой береговые склоны часто расчленены трещинами, которые при замерзании расширяются. Сильное смачивание грунта тальми водами снега и реки приводит к его разбуханию и отколу глыб. Обычно откалываются глыбы шириной от 0,2-0,3 до 2,0 м (редко до 4 м) и высотой, в зависимости от мощности отложений пойменной фации, от I до 3 м. Обрушиваясь к подножью склона этот объем грунта нередко образует ступеньку, которая обычно сохраняется до осенних паводков, когда частично или полностью размывается. Обрушение таких берегов наиболее интенсивно проявляется при достижении максимального уровня и в начале спада половодья.

Поскольку разрушающиеся подобным образом берега обычно поросши луговой растительностью, то отступление их в плане чаще всего имеет почти ровный, мелкофестончатый контур. При этом мелкофестончатый характер (глубина циркообразных или прямоугольных вогнутостей по линии бровки склона не более 0,5-2,0 м, длина обычно I-4 м) в основном обусловлен размерами откалывающихся и обрушившихся глыб грунта (рис. 8.22). В тех отдельных случаях, когда на подмываемой рекой части поймы или террасы произрастает лес (деревья с диаметром стволов 20-60 см и более), образуется крупнофестончатый контур склона в плане за счет откола и оползания более крупных блоков длиной до 10-15 м и шириной до 2-4 м (рис. 8.23). Разрушение склона идет значительно неравномернее.

Рассмотренный второй тип размыва низких берегов свободно меандрирующих рек в известной мере аналогичен третьему типу по М.М. Гендельману (81), однако существенно отличается в части оценки роли различных факторов в процессе их разрушения.



Рис. 8.22 .Мелкофестончатый характер контура подмываемого берега р.Маза Югла в районе эталонного участка "Бунчи", сложенного мощной /до 2м/ толщей отложений пойменной фации. Выступ берега /правый угол снимка/ обусловлен выходом плотных старичных глин со стволами деревьев



Рис. 8.23 .Отступление берегового склона по II типу.Формирование крупнофестончатого контура берега р.Гауя в плане

Т р е т и й т и п переработки берегов отличается от первых двух более сложным и неравномерным, как по фронту размыва, так и во времени ходом разрушения вогнутого берега. При этом отступление берега одной и той же излучины на отдельных ее отрезках происходит одновременно как по первому типу, так и путем разрушения берега, осуществляющееся в результате разной интенсивности размыва верхней и нижней (подводной) частей склона. Склон на последних отрезках приобретает как-бы террасовидную форму, а в плане этот тип переработки берега обычно характеризуется наличием серий полуцирков, длина которых достигает 0,3-0,8 ширины меженного русла, а глубина от 4 до 20 м (4I3). Особенности отступления и морфологии рассматриваемого типа переработки берега, как это установлено на крупных свободно меандрирующих реках СССР (8I), так и полевыми наблюдениями и измерениями, выполненными нами в 1975-1983 гг. на нескольких стах излучин р. Гауя, в условиях однородности геологического строения берега, обусловлены прежде всего растущей по берегам древесной растительности. Берега, которые отличаются этим типом переработки, обычно сложены песчаными русловыми отложениями (субфаций прирусловой отмели и прирусловых валов) с частыми косопадящими прослоями алеврита или алевритистого песка (рис. 8.II, 8.24). Отложения пойменной фации развиты слабо. Однако, при наличии древесной растительности подобный тип переработки берега наблюдается также и в тех местах, где строение берега характеризуется наличием мощного слоя алевритисто-глинистых отложений пойменной фации.

Кроме отмеченных выше условий развития берега по третьему типу, высказывалось предположение (8I) о существенной роли при этом систем прирусловых валов (грив) на поверхности размываемой поймы, расстоянии между ними и между соседними деревьями, а также величин межваловых промежутков и шага песчаных гряд в русле у

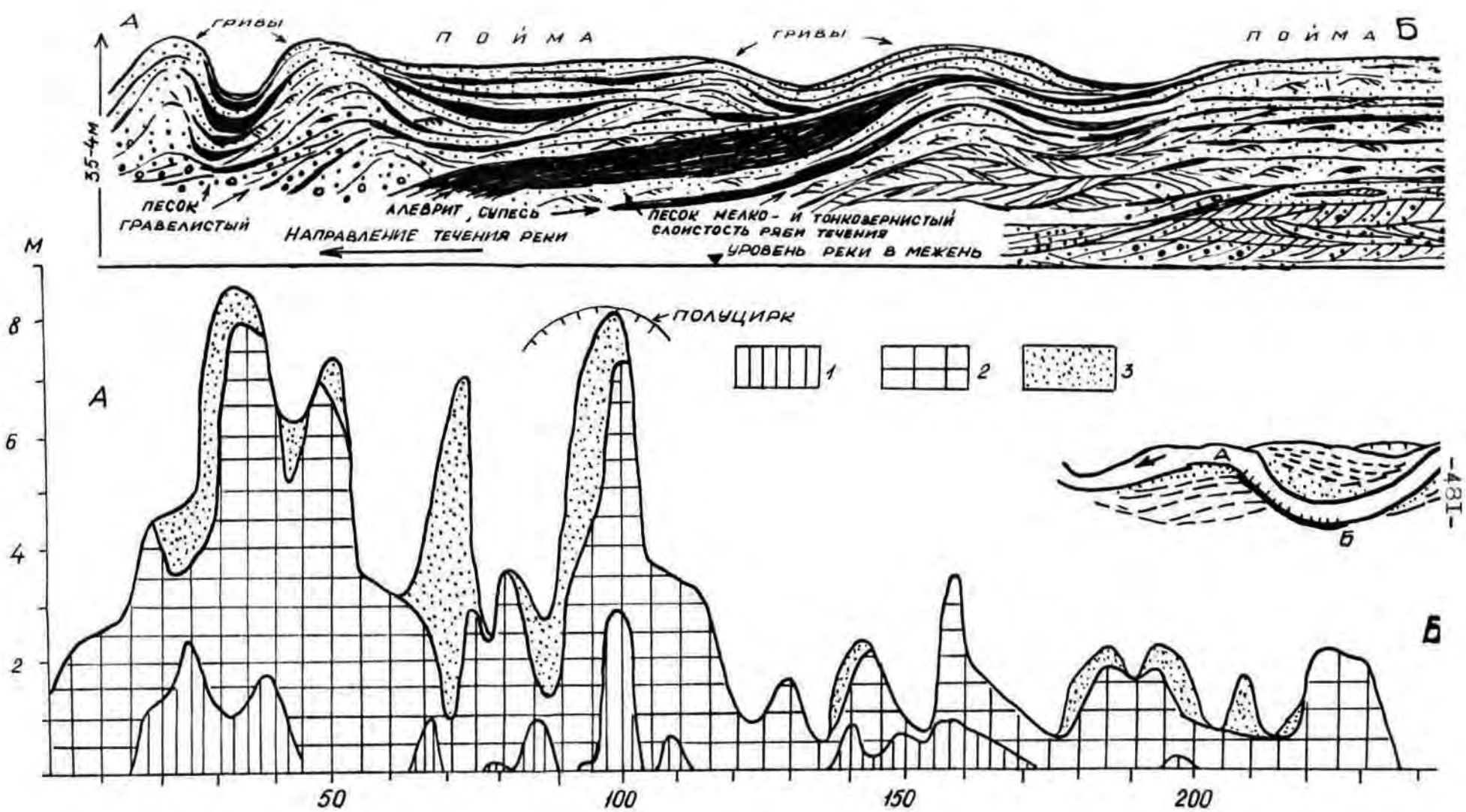


Рис. 8.24. Отступление берега свободной излучины р. Гауя выше г. Сигулда /хут. Лициши/ во время паводка 1982 года
 Скорость разрушения берега: 1-в начале подъема уровня воды, 2-максимум паводка, 3-спад уровня паводка /гидрограф паводка см. рис. 8.17/.

вогнутого берега. Выполненные исследования однако показали, что расстояния между соседними деревьями и между валами (гривами) на поверхности размываемой поймы размеры полуцирков непосредственно не определяют. Так, на интенсивно размываемых вогнутых берегах излучин р. Гауя с четко выраженными веерами древних валов, но не покрытых древесной растительностью, разрушение берегового склона идет по первому типу (рис. 8.25).

Крупные полуцирки обычно возникают за один сезон в результате постепенного роста возникшего полуцирка в глубину и длину и лишь очень редко путем слияния (соединения) мелких соседних полуцирков. Фестончатая форма размыва часто распространяется на всю высоту берегового склона. Возникновение новых полуцирков, согласно наблюдениям на многих излучинах во время весенних половодий, способствует изрезанная крупными фестонами и отделяющими их выступами линия берега (шереховатость берега), обуславливающая возникновение за выступами ("мысами") водоворотов (рис. 8.26). Образованию таких циркуляционных систем способствуют и завалы деревьев в полуцирках, сформировавшихся в прежние половодья. Возникающие за выступами берега водовороты, вымывают на дне русла, у подножья склона ямы (лощины). Породы склона подмывающегося берега, находившиеся до этого под взаимно уравновешенным влиянием сил тяжести и внутреннего трения, теряют устойчивость. При этом нарушается устойчивость целого массива грунта. Геометрическое место точек, в которых устойчивость массива наименьшая, оказывается совпадающим с круглоцилиндрической или пространственной шаровой поверхностью, проходящей внутри массива (384). Исследователями (485, 486) обращается внимание на то, что при изучении механизма размыва берегов следует учитывать влияние увлажнения супесчаных и суглинистых грунтов, так как при смачивании сцепление уменьшается в 4-8 раз, трение - в 1,9-2,3 раза, а объемный вес возрастает в два раза . Поскольку нижняя часть



Рис. 8.25 .Мелкофестончатый контур подмываемого берега р.Гауя /Средне-Гауйская водноледнико-
вая равнина/ с четко выраженным рельефом пологих глив, прорезанных рекой вкрест
их простирания

круглоцилиндрической поверхности скольжения всегда находится ниже уровня воды и обычно приурочена к песчаным отложениям русловой фации, то обладает большими углами внутреннего трения и отсутствием сцепления. Размыв дна в основании склона увеличивает высоту откоса и уменьшает удерживающий момент относительно центра вращения призмы обрушения. Резкое возрастание уклонов подводного склона, превышающих угол естественного откоса русловых песчаных или песчано-гравийных отложений, приводит всю перенасыщенную водой толщу в плавунное состояние и внезапное вытекание материала. Вслед за этим идет обрушение верхней части склона. Поскольку корневая система близко растущих деревьев часто плотно сплетена, то в таких случаях происходит одновременное оползание значительных по размерам блоков склонового материала и образование крупного полуцирка.

Таким образом можно полагать, что основными факторами, определяющими величину полуцирков, являются ширина подмыва подводной части склона и плотность деревьев, произрастающих на береговом склоне, вес которых представляет дополнительную статистическую вертикальную нагрузку.

Обрушившиеся скрепленные корневой системой деревьев и кустарников крупные блоки грунта обычно за весеннее половодье не размываются, а остаются у подножья склона, образуя как бы наклонную террасовидную площадку (рис. 8.28). Мелкие глыбы размываются сравнительно быстро и сформированные ими террасовидные уступы кратковременны.

На участках берега, где в предыдущее весеннее половодье берег интенсивно обрушался и отступал на 5-10 м, но в особенности при образовании крупных полуцирков, вдоль подножья склона образуется полоса (шириной до 10 м) завала обрушившихся деревьев и кустарников (рис. 8.26). Поэтому следующей весной и в дальнейшем в те-

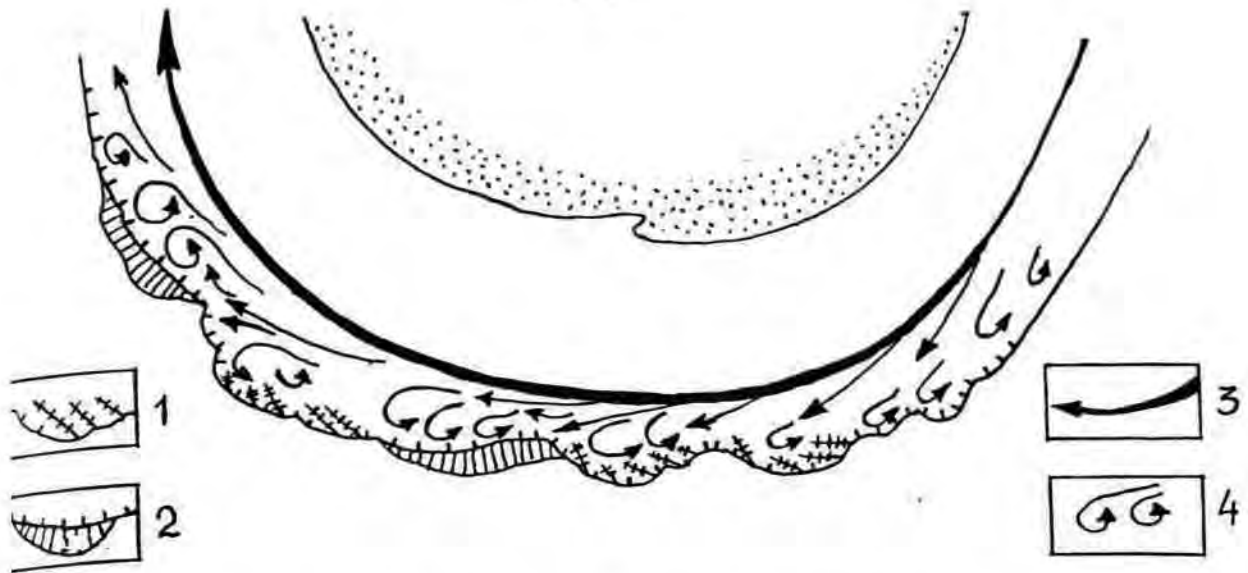


Рис. 8.26 .Схема формирования крупнофестончатого подымаемого рекой берегового склона свободной излучины во время половодья

1-старые полуцирки с завалами деревьев, 2-полуцирк, образовавшийся во время очередного половодья, 3-динамическая ось потока во время максимального уровня половодья, 4-микроциркуляционные системы

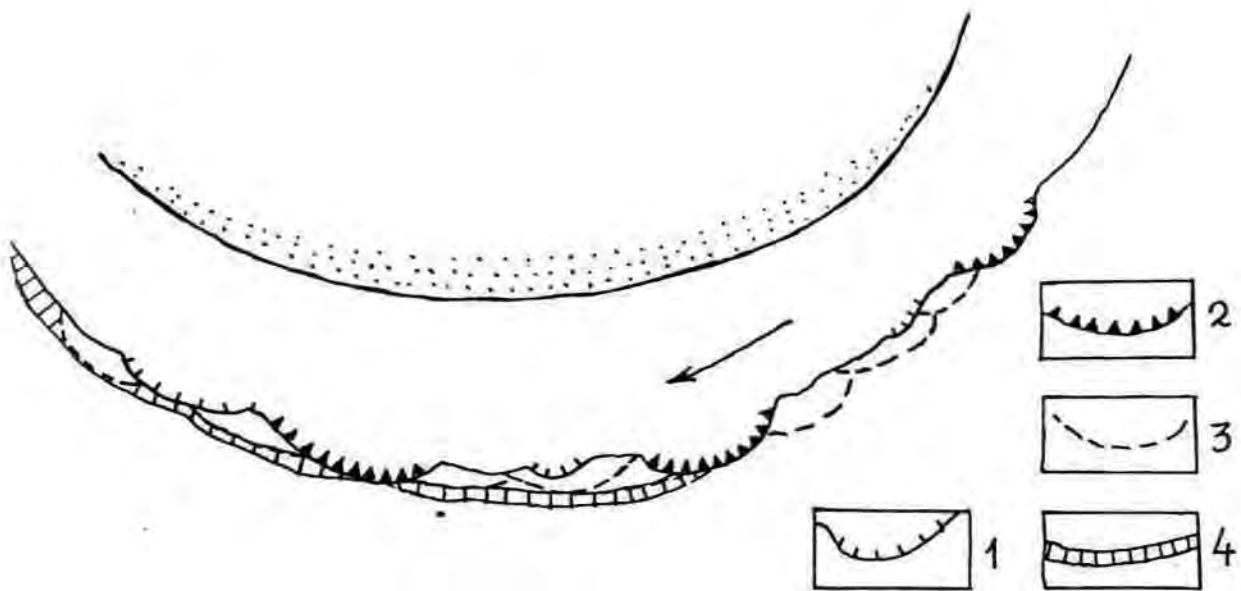


Рис. 8.27 .Последовательность отступления подымаемого берегового склона свободной излучины в течение нескольких лет

1-старый полуцирк с завалами деревьев, 2-полуцирк образовавшийся во время очередного половодья, 3-срезание берега предопределяющее образование в последующие годы новых полуцирков, 4-отступление выровненного берега по первому типу.

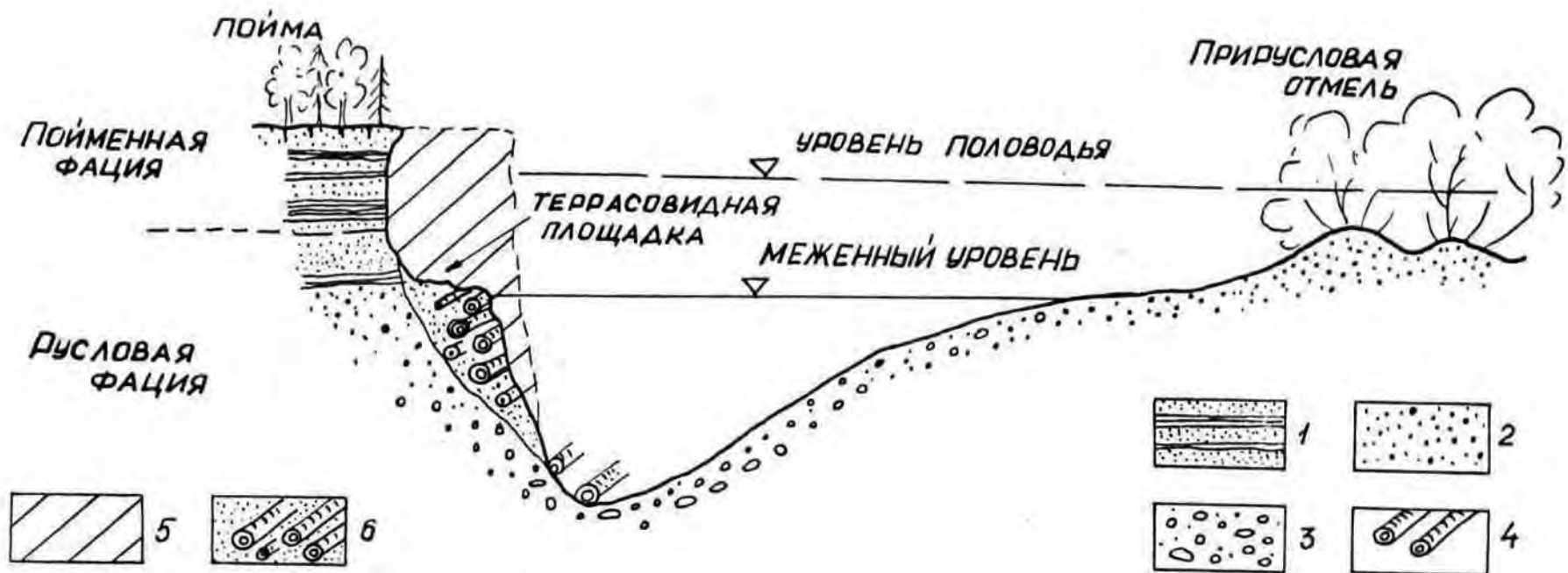


Рис. 8.28 .Схематический поперечный профиль русла реки Гауя и разрушаемого по третьему типу вогнутого берега свободной излучины

1-песок тонко- и мелкозернистый с прослойками и линзами алеврита, 2-песок разнозернистый, 3-песок гравелистый с галькой и гравием, 4-стволы деревьев, 5-размытые отложения, 6-смешанный материал террасовидной площадки у подножья склона.

чение двух-трех лет (иногда больше), размыв берега здесь не происходит, так как возникшая террасовидная ступень и скопления стволов деревьев и кустарника предотвращает подмыв подножья склона. Скорость потока здесь резко снижается, создается дополнительная турбулентность. В результате этого во время спада уровня половодья на террасовидном уступе местами наблюдается даже некоторое накопление песка. Размыв берега в полуцирках обычно начинается только после того как срезаются выступы берегового склона, располагающиеся выше и ниже полуцирка и контур берега приобретает более выровненный характер, или тогда, когда значительная его часть, в результате более быстрого срезания потоком берега за его пределами, становится выступом (рис. 8.27).

Третий тип переработки берега характерен лишь для тех относительно крупных свободно меандрирующих рек (среднее и нижнее течение р. Гауя), на которых в отдельные годы во время весеннего половодья подмываемая пойма либо вообще не заливается, либо затопляются лишь отдельные межривные понижения (рис. 8.29).

Ч е т в е р т ы й т и п переработки берега отличается неравномерной скоростью размыва и отступления верхней и нижней частей склона и имеет ступенчатую, редко террасовидную форму. Он свойственен свободно меандрирующим рекам на тех участках вогнутого их берега, где средняя и нижняя части склона представлены выходами плотных относительно медленно разрушаемых старичных отложений (глин, торфов со стволами деревьев). Поэтому более быстро разрушается верхняя часть склона (главным образом весной), представленная отложениями пойменной фации. Средняя и нижняя части склона, сложенные плотными старичными отложениями, также отступают преимущественно весной, после того как потоком вымываются залегающие под старичными отложениями русловые пески. Те отрезки берегового склона, которые располагаются между выходами старичных

Рис. 8.29 .Интенсивно размываемый берег крупной петлеобразной излучины р.Гауя в пределах Средне-Гаульской водно-ледниковой равнины. Отступление берегового склона по III тилу.

образований, перерабатываются в зависимости от состава и соотношений отложений пойменной и русловой фаций по описанным выше первому или второму типам (рис. 8.11). Такие берега, отличающиеся более сложным по фронту размыва их геологическим строением, поэтому приобретают в плане крупнофестончатый облик (рис. 8.30). Но в отличие от крупнофестончатого вогнутого берега, образовавшегося при третьем типе переработки, выступы и полуцирки возникают не за один сезон (половодье), а за несколько лет, главным образом за счет постоянного расширения и углубления смежных полуцирков, отделенных выходами старичных отложений (рис. 8.10). В тех случаях, когда фронт размыва берега проходит примерно по оси погребенной старицы и средняя часть берегового склона представлена довольно мощными (2-3 м) плотными старичными глинами и торфом, основные разрушения склона происходят во время спада уровня половодья (рис. 8.16, 8.17, 8.31).

П я т ы й т и п переработки берега свойственен главным образом высоким (10-30 м) вогнутым берегам, сложенным водноледниковыми, аллювиальными или эоловыми разнозернистыми песчаными отложениями или безвалунными глинами. Отступление берегового склона в сечении, независимо от того покрыт ли он кустарниково-древесной или травянистой растительностью, происходит под воздействием потока во время весенних половодий и высоких летне-осенних паводков на нижнюю часть склона (рис. 8.11). Увеличение уклонов склона, происходящих в результате размыва его основания, вызывает осыпание песчаного материала или обрушение небольших глыб грунта с верхней части склона, закрепленного корневой системой деревьев (рис. 8.32). Образуется в целом выровненный, мелкофестончатый контур берега в плане. В местах наличия линз или прослоев алевритов и алевритистых песков иногда наблюдаются также проявления суффозии и отступление берега по третьему типу, т.е. с образовани-

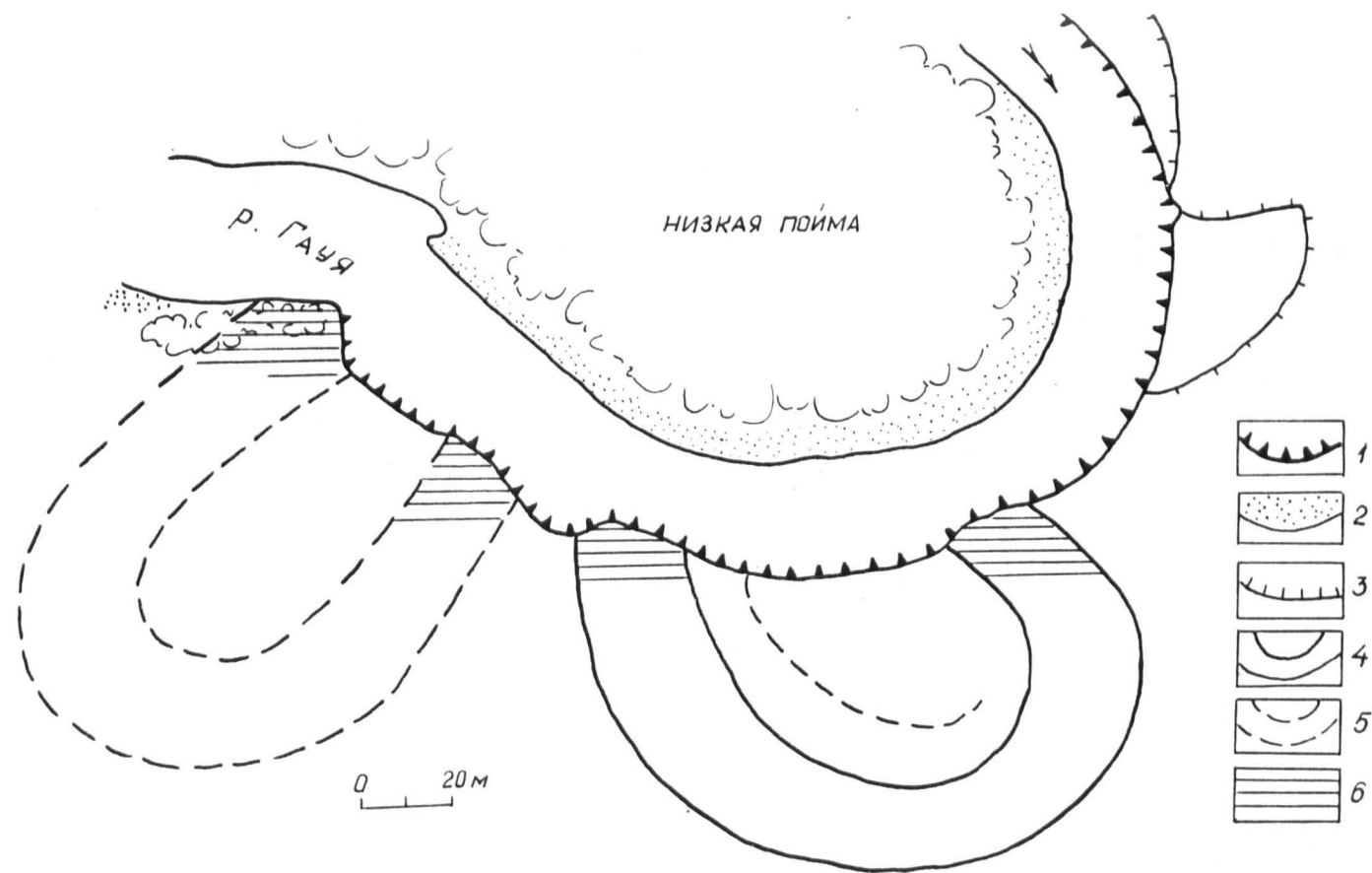


Рис. 8.30 .Крупнофестончатый контур подмываемого берега реки Гауя ниже устья реки Мустыги
 1-подмываемый берег,2-приустьевая отмель,3-уступы сегментов пойм,Старицы: 4-выраженные в рельефе,5-погребенные,6-выходы старичных отложений на береговом склоне

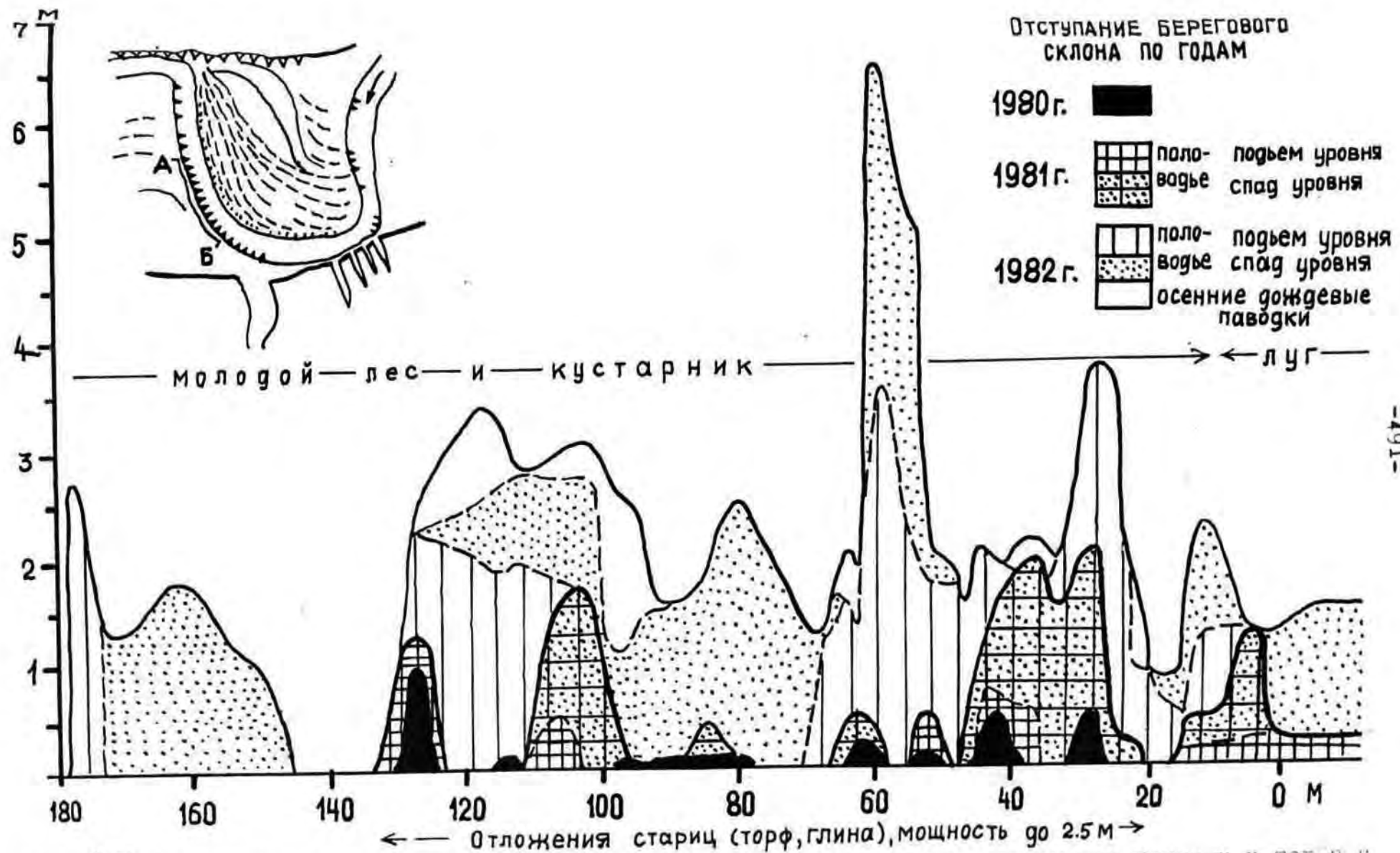


Рис. 8.31. Отступление берегового склона излучины реки Гауя сложенного старицами глинами и торфами



Рис. 8.32 .Отступление берега свободной излучины р.Гауя /Средне-Гаульская водноледниковая равнина/ по V типу.Берег /высота 10-12м/ сложен песчаными лимногляциальными и золовыми образованиями

ем полуцирков.

Шестой тип переработки берегов характерен для устьевых участков крупных свободно меандрирующих рек (рр. Гауя, Иелупе и др.), где вогнутые невысокие (2-5 м) берега сложены песчаными аллювиальными, морскими или эоловыми отложениями. Разрушение и отступление берегового склона осуществляется при взаимодействии размыва потоком во время весеннего половодья и волновой абразии во время редких сильных штормов и резких колебаний уровня воды, вызванных сгонно-нагонными явлениями (368).

Систематические наблюдения выполненные в течение четырех лет на крупной излучине р. Гауя (длина дуги 1,2 км), располагающейся в трех километрах выше устья у пос. Царникава, показали, что до 80-85% от всей размывтой за год площади приходится не на размыв берега потоком, а на один-два (реже больше) сильных осенних (или весенних) штормов продолжительностью менее одних суток (рис.8.33). Сгонно-нагонное поднятие уровня воды в реке на 1,5-2,5 м и сильное волнение способно разрушать береговую полосу шириной до 2-4м, а иногда и больше. С 1927 года эта излучина сместилась более чем на 260 м, что составляет в среднем 4,5 м в год. Благодаря быстрому разрушению волновой абразией верхней части склона, обычно образуется ступенчатый в сечении склон,

При наличии по берегу лесной растительности происходит формирование крупнофестончатого в плане берегового контура. В условиях разреженной древесной растительности полуцирки, как правило, образуются на участках берега, где отсутствуют деревья, и выступы берега - на участках распространения деревьев,

Таким образом, при изучении и прогнозировании разрушений берегов важно учитывать раздельное влияние на их переформирование как скоростного поля потока и волновых воздействий (ветровые и судовые волны), так и характер растительности, особенности стро-

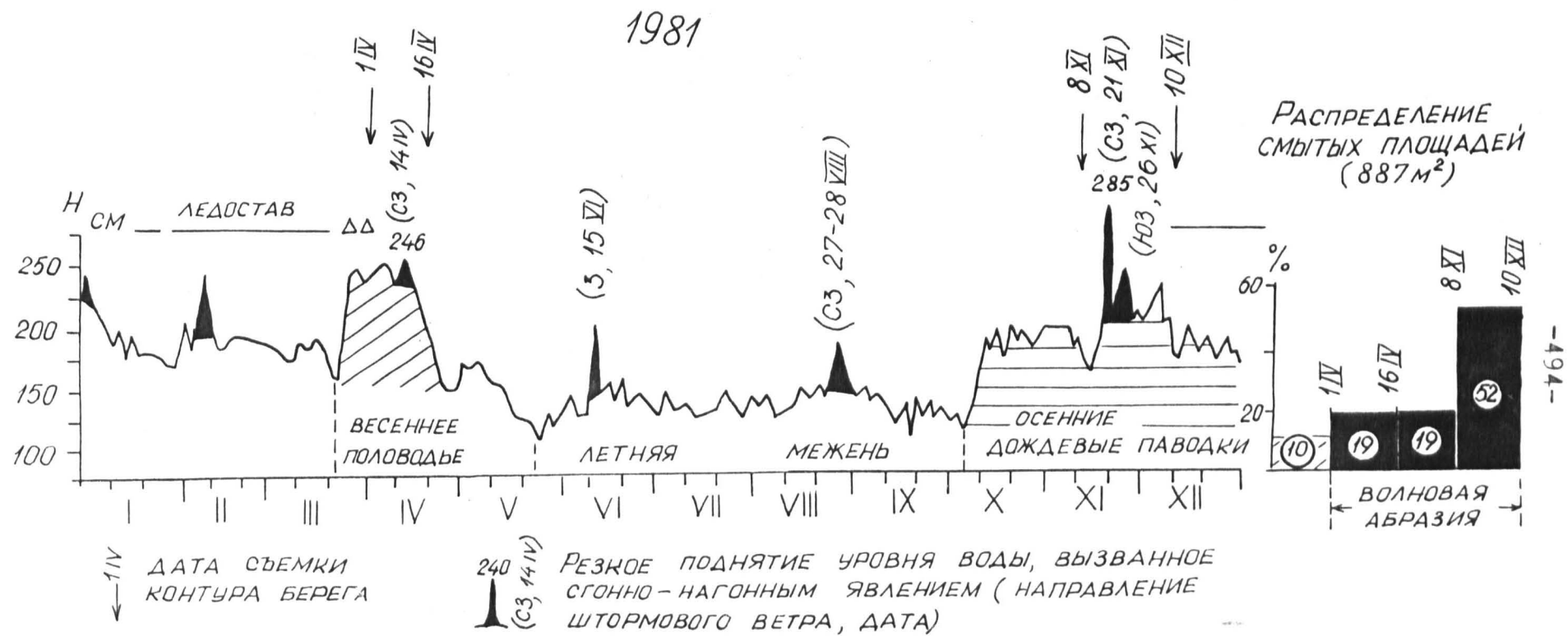


Рис. 8.33 .Гидрограф реки Гауя /пост Царņикава/ и распределение смытых площадей на свободной излучине ниже нас.п.Царņикава

ения размывающихся отложений, наличие проявления суффозии, морфологию и тип излучины и ряд других факторов. Учитывая материалы многолетних наблюдений за ходом процесса переработки подмываемых вогнутых берегов свободно меандрирующих рек в отдельные периоды, сделана попытка обобщения взаимосвязи и взаимодействия основных факторов, определяющих характер и скорости переработки берегов в зависимости от их геологического строения. С учетом различий переработки и скоростей отступления береговых склонов в вертикальном сечении и в плане, подробно рассмотренных выше, составлены схемы взаимосвязи факторов для двух типов строения берега (1 - преимущественно с песчаными отложениями; 2 - с четко выраженным двухчленным строением при наличии мощной толщи пойменных суглинков и супесей) (рис. 8.34).

8.6. Динамика количества островов во времени как показатель периодического изменения условий транспортировки и отложения русловых наносов

Использование планов съемок русла 1926-27 гг., топокарт, аэрофотоснимков залетов 1953, 1964, 1968 гг. и ежегодных полевых наблюдений 1977-1981 гг. позволило произвести анализ динамики островов р. Гауя от пос. Леясциемс до устья, т.е. на участках среднего и нижнего течения реки, протяженностью 320 км. Эти данные обобщены в таблице 8.5 . По материалам обследования реки в 1977-1980 годах во время летней межени было учтено 167 островов. Примерно 80% из них небольшие (длина 30-100 м, ширина 10-50 м, высота до 1,8 м, глубина 2-2,5 м). Крупные острова длиной 0,5-1,5 км и высотой до 2,5-3 м встречаются редко. Последние отличаются относительной стабильностью, так как существуют более 50 лет. В настоящее время в русле р. Гауя насчитывается в среднем один остров на два километра,

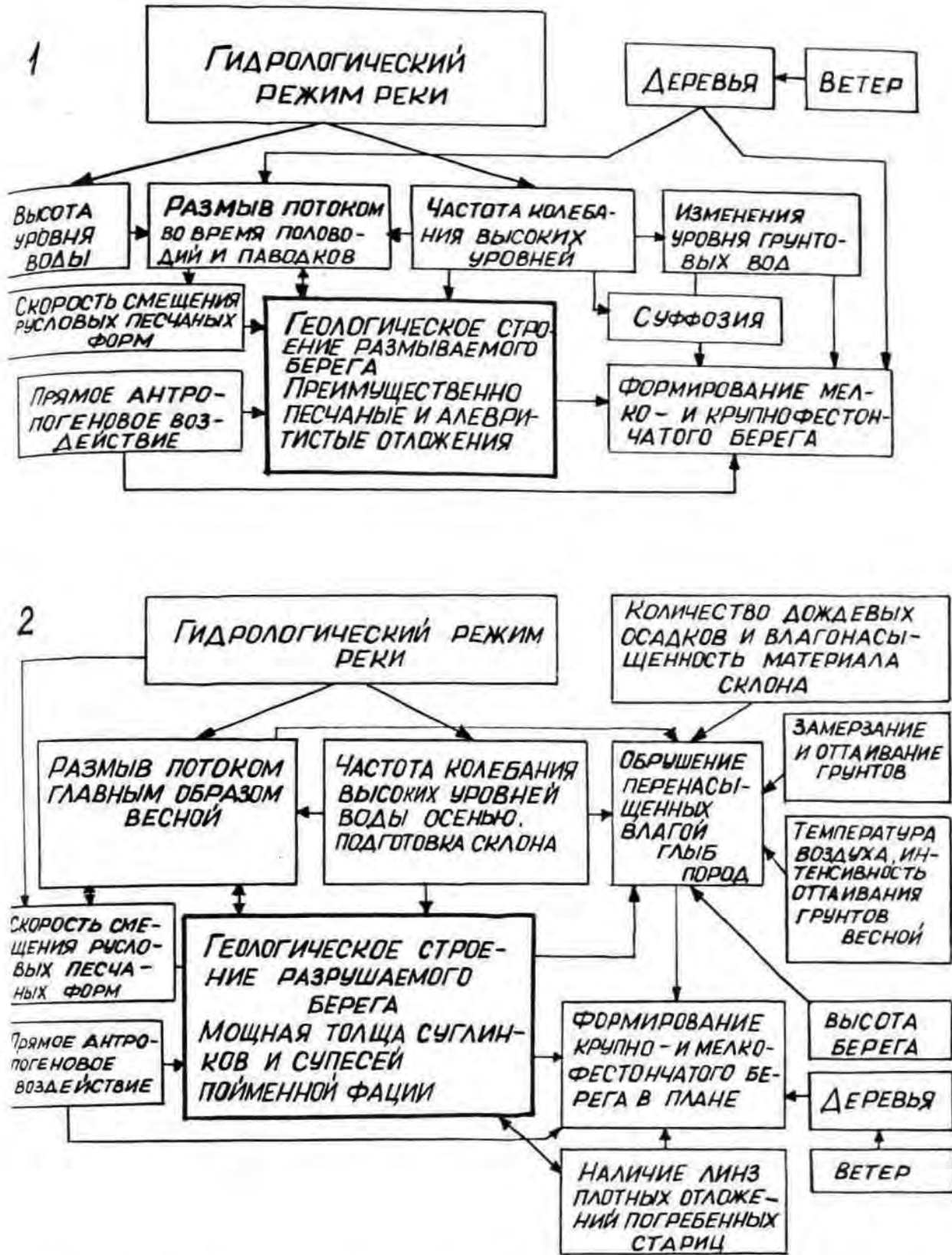


Рис. 8.34. Обобщенные схемы взаимодействия и взаимосвязей основных факторов, определяющих характер и скорость переработки низких /2-3м/ берегов свободно меандрирующих рек в зависимости от геологического строения.

Берег сложен: 1-преимущественно однообразными песчаными отложениями, 2-мощной толщей пойменных суглинков и супесей.

Изменения количества островов в русле р. Гауя

Участок реки	Длина участка реки, км	Количество островов			
		1926-1927 гг.	1952-1953 гг.	1979-1980 гг.	
1. Пос. Леясциемс-р. Тирзиня	23	13	4	5	
2. Р. Тирзиня-пос. Гауена	30	13	9	9	
3. Пос. Гауена-р. Мустйыги	20	-	2	1	
4. р. Мустйыги-мост Спиц-рамьи	41	5	3	9	
5. Мост Спицрамьи-г. Стренчи	38	3	2	15	
6. г. Стренчи-р. Юмара	33	6	4	19	
7. р. Юмара-р. Ракступите	37	15	14	26	
8. р. Ракступите-р. Брасла	25	8	9	8	
9. р. Брасла - пос. Мурьяни	30	25	14	19	
10. Пос. Мурьяни - устье	43	44	33	56	
В с е г о		320	132	94	167

а в низовьях, где на отдельных отрезках свободное меандрирование замещается многорукавным типом русла - до 1,3 острова на 1 километр реки.

Сопоставление изменений числа островов с периодическими изменениями водности реки, установленными Л. И. Глазачевой (87), указывает на весьма тесную их связь (рис. 8.35). В 1926-27 годах, которые попадают в период максимума повышенной водности, на р. Гауя насчитывалось до 132 островов. Через 25-26 лет, в следующий пик повышенной водности, общее их число сократилось на 30%. За последующие за тем 12-16 лет (т.е. к 1966-68 гг.) общее

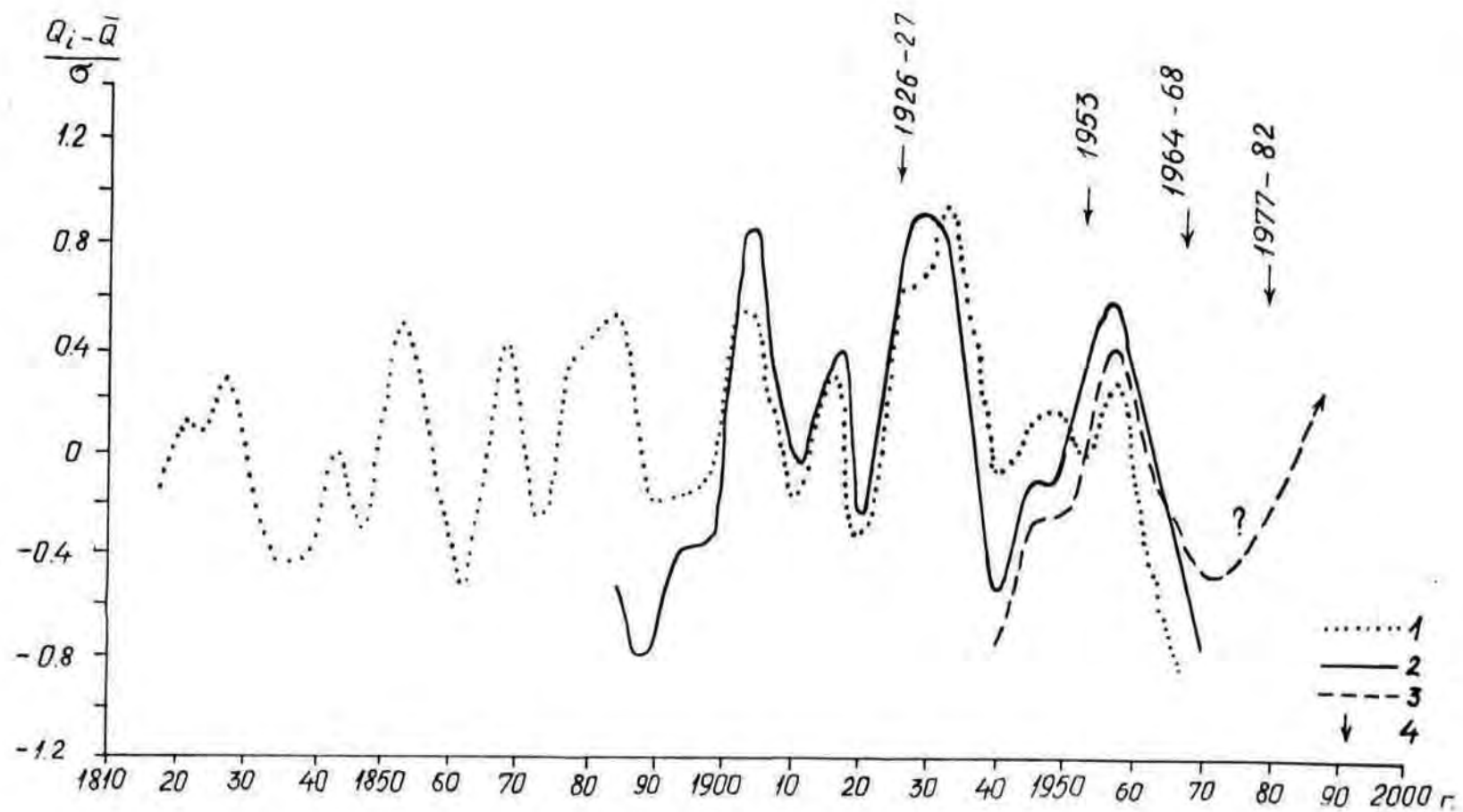


Рис. 8.35. Скользящие 3-летние /с 6-разовой повторностью/ средние нормированные величины стока основных рек Прибалтики /по Л.Н.Глазачевой, 1977/
 - 1- р.Неман /Смалвинкай/, 2- р.Даугава /Даугавпилс/, 3- р.Гауя /Гилдери/, 4-годы определения количества островов.

количество островов почти на всех участках среднего и нижнего течения р. Гауя не только достигло исходного (т.е. 1926-27 гг.), но на отдельных участках значительно возросло (табл. 8.5, рис. 8.36) даже шести-семикратно по сравнению с 1953 годом (457). Обследование участка в пределах национального парка "Гауя" протяженностью в 93 км, выполненное с 1977 по 1980 годы, показало (210), что за это время (как и за последующие 1981-83 гг.) общее количество и площадь отдельных островов почти не изменялось, хотя в этот отрезок времени наблюдается постепенное возрастание высоты паводкового уровня и скоростей размыва берегов. Аналогичная ситуация наблюдалась также на других участках реки.

Рост количества и размеров островов также четко можно проследить на примере р. Даугава, особенно на устьевом участке (г. Рига) в течение последних ста-стапятидесяти лет, проанализировав карты и планы 17-19 столетий.

Таким образом можно полагать, что в ближайшее десятилетие, в связи с достижением максимума водности реки, произойдет сокращение количества и площадей островов. Это обусловлено переформированием русла соответственно новым расходам жидкого и твердого стока. Учитывая установленные за последние 50 лет тенденции, следует полагать, что число островов во время следующего периода малой водности (т.е. через 20-30 лет) превзойдет их количество в 1979-81 гг.

8.7. Скорости накопления на поймах

Выполненные наблюдения и измерения на стационарных поперечных профилях молодых сегментов пойм рр. Гауя, Маза Югла и Педедзе за 1977-1983 гг., а также маршрутные исследования на ряде других средних и малых реках (Лиелупе, Миса, Огре) свидетельствуют, что

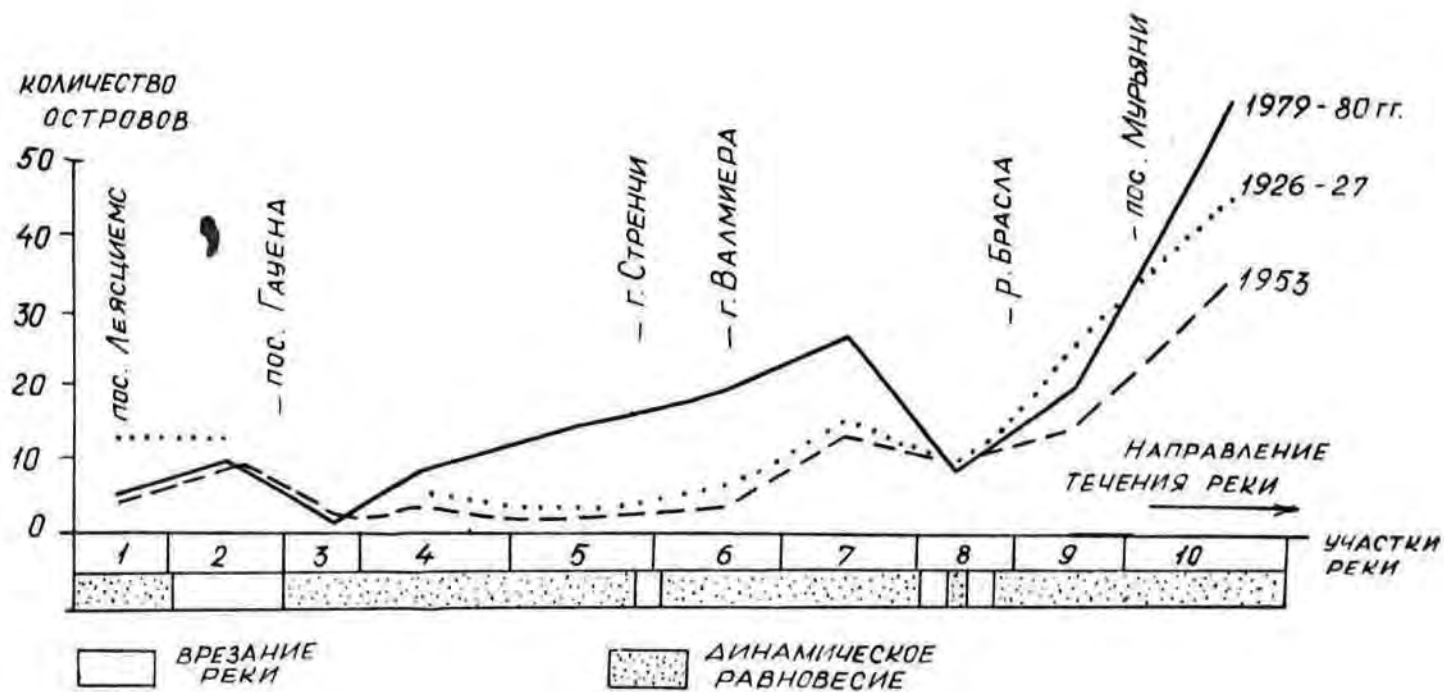


Рис. 8.36 .Изменения количества островов в русле реки Гауи по отдельным участкам среднего и нижнего течения

скорости накопления свежего наилка из года в год существенно меняются. Они определяются гидрометеорологическими условиями (погодные условия, высота и продолжительность весеннего половодья, частота колебания уровней, температура воды и др.), характером рельефа и степени освоенности водосбора и пойм, растительности и др.

Наиболее четко особенности изменения интенсивности накопления отложений пойменной фации по площади прослеживаются на р. Гауя (среднее и нижнее течение). На поверхности покрытой ивняком прирусловой отмели, относительная высота которой I-I,5 м, в пределах припойменной ее части обычно за половодье оседает 20-55 (до 100) мм алеврито-глинистого материала. В понижениях между прирусловыми валами, расположенными непосредственно за прирусловой отмелью и растущим валом, мощность слоя наилка составляет 10-55 мм. На поверхности первых плоских валов величина отложившегося слоя наилка достигает 5-20 мм за половодье и постепенно убывает в глубь сегмента поймы (рис. 5.21). В годы с высокими (выше средних многолетних) уровнями половодья, когда резко возрастают масштабы деформаций берегов и дна русла реки, и, следовательно, мутность воды, на приречной части поймы накапливается слой наилка мощностью до 100-200 мм. Это подтверждается изучением строения (прослоев заиления на прирусловой отмели и валах) молодых пойм по естественным обнажениям и ручным бурением по поперечным профилям. Отмеченные выше скорости наилконакопления свойственны, однако, лишь нижним частям молодых сегментов поймы р. Гауя. На средних частях поймы, где обычно проникают лишь малоподвижные, стагнирующие полые воды, мощность накопившегося слоя наилка на поверхности как молодых, так и древних валов не превышает I-2 мм, обычно составляя доли миллиметра. В понижениях между валами мощность соответственно несколько выше (рис. 5.21).

Данные о характере распределения и интенсивности накопления наилка на элементах молодых (менее 30-50 лет) сегментов пойм р. Маза Югла приведены в таблице 8.6 и на рис. 8.37.

Сравнение данных о скоростях наилконакопления на различных элементах рельефа пойм рр. Гауя и Маза Югла показывает, что они примерно одинаковы, несмотря на весьма существенные различия в величине водосборных площадей и стока.

Резко отличается р. П е д е д з е в пределах среднего и нижнего течения, водосборная площадь которой сильно залесена и заболочена, а интенсивность размыва берегов из-за незначительных продольных уклонов и распространения в русле плотных лимногляциальных глин и алевритов, слабая. Несмотря на то, что широкая пойма заливается почти ежегодно, на ее поверхности отлагается лишь тонкая пленка (до 1-2 мм) наилка.

Бассейн р. Л и е л у п е и ее притоков, дренирующих лимногляциальную Земгальскую равнину, выделяется распаханностью и незначительной лесистостью, широким распространением безвалунных глин, суглинков и алевритов. Поэтому следовало ожидать, что весной в русла рек поступает большое количество взвешенных частиц. Маршрутное обследование, однако, показало, что вынос и осаждение взвеси происходит очень слабо. Зона наиболее интенсивного отложения наилка охватывает узкую (10-30 м) прирусловую часть - поросший кустарником бечевник и приречную наклонную поверхность поймы. Наибольшая мощность (10-80 мм) алеврито-глинистого материала оседает за пологими изгибами выпуклого берега реки на низких частях поймы, где происходит резкий спад скоростей течения и частичное застаивание воды. На почти прямолинейных, иногда полого-выпуклых берегах наилконакопление происходит в виде полос длиной в несколько десятков (40-60) метров. Вдоль вогнутых берегов р. Лиелупе отложения наилка почти не происходит (доли миллиметра). Таким

Накопление наилка на элементах молодых сегментов пойм р.Маза Югла
(половодье 1979 г.)

Но- мер про- фи- ля	Непосредственно перед растущим валом (прирус- ловым)		Первый вал		Понижение меж- ду первым и вторым валами		Второй вал		Понижение меж- ду вторым и третьим валами		Третий вал	
	мощ- ность слоя, мм	высота над ме- женью, м	мощ- ность	высота над ме- женью, м	мощ- ность, мм	высота, м	мощ- ность, мм	высота, м	мощ- ность, мм	высота, м	мощ- ность, мм	высота, м
1	-	-	20-30	2-2,3	18-23	1,5-1,6	10	1,7-1,8	15	1,5	10-15	1,7
2	22	1-1,5	1-3	2,2-2,4	2-3	0,7-0,8	1-2	1,2-1,5	2-3	1,0	-	-
3	22-30	0,5-0,7	4-5	1,5-1,6	4-6	1,3	4-5	1,6	5-7	1,25	1-2	2,2-2,3
4	60-70	0,6-0,7	1-1,5	1,3	2-3	1,0	-	-	-	-	-	-
Пре- делы коле- баний мощнос- тей, мм	22-70		1-30		2-23		0-10		0-15		0-15	

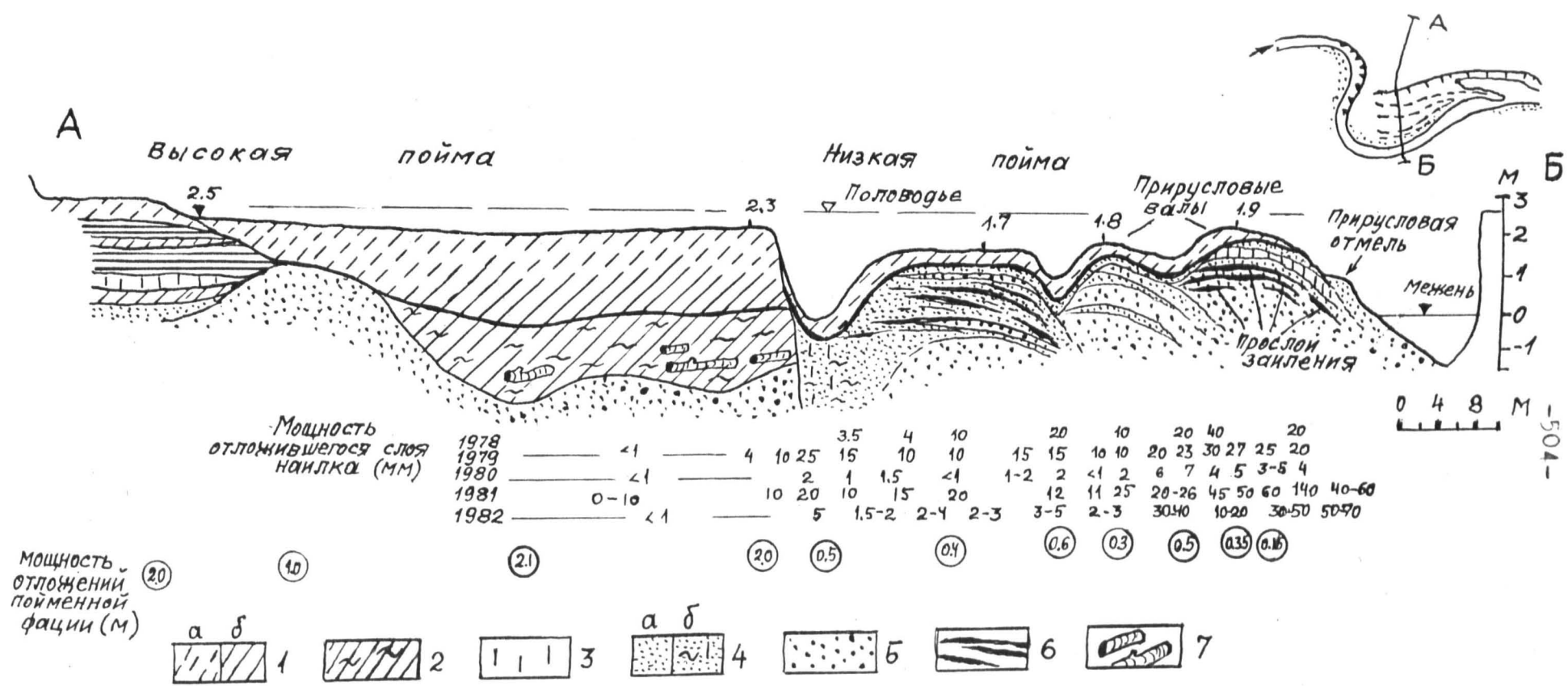


Рис. 8.37. Накопление наилка на поверхности молодого сегмента поймы реки Маза Югла. Пойменная фация: 1а-супеси, 1б-суглинки. Старичные отложения: 2-суглинки заиленные, 3-алеврит. Русловая фация: 4а-пески мелкозернистые, 4б-пески мелкозернистые, алевритистые, заиленные, 5-пески средне- и крупнозернистые, 6-прослойки заиленного алеврита, 7-стволы деревьев.

образом, слабое накопление ила на заливаемых поймах р. Лиелупе косвенно указывает на то, что ее притоками в условиях волнистых равнин выносится незначительное количество продуктов струйчатого смыва. Основная масса влекомых и взвешенных частиц оседает на берегах и руслах водотоков I-го и 2-го порядков, не достигая магистральной реки. Кроме того, в отличие от свободно меандрирующих рек, как, например, р. Гауя, полые воды р. Лиелупе почти не пополняются продуктами размыва берегов.

Ничтожен, почти не уловим, вынос ила на поверхности заливаемых пойм малыми свободно меандрирующими реками (Миса, Тумшупе и др.), долины которых также частично выработаны в алевритистосилинистых лимногляциальных отложениях, но водосборная площадь которых отличается высокой лесистостью и заболоченностью (> 50%) покатых или волнистых равнин.

Совмещение планов съемок русел рек различных лет позволяет не только определить скорость и характер плановых деформаций конкретных излучин, но также с учетом геолого-геоморфологических данных, полученных на стационарных поперечных профилях пойм, определить скорости осадконакопления отложений пойменной фации на различных элементах поверхности пойм. Для этой цели на специально избранных профилях, на которых велись систематические наблюдения за осадконакоплением, ручным бурением были выявлены особенности строения пойм и состава отложений пойменной фации (рис. 5.21). Вычисленные средние скорости накопления отложений пойменной фации за последние 53 года в сопоставлении со скоростями, установленными за 1978-1983 гг. на различных элементах микрорельефа пойм приведены на рис. 8.38. Полученные данные хотя и не лишены некоторых неточностей, свидетельствуют, что скорости осадконакопления на низких, постоянно заливаемых частях сегментов пойм р. Гауя за последние 50-60 лет возросли примерно в двое по срав-

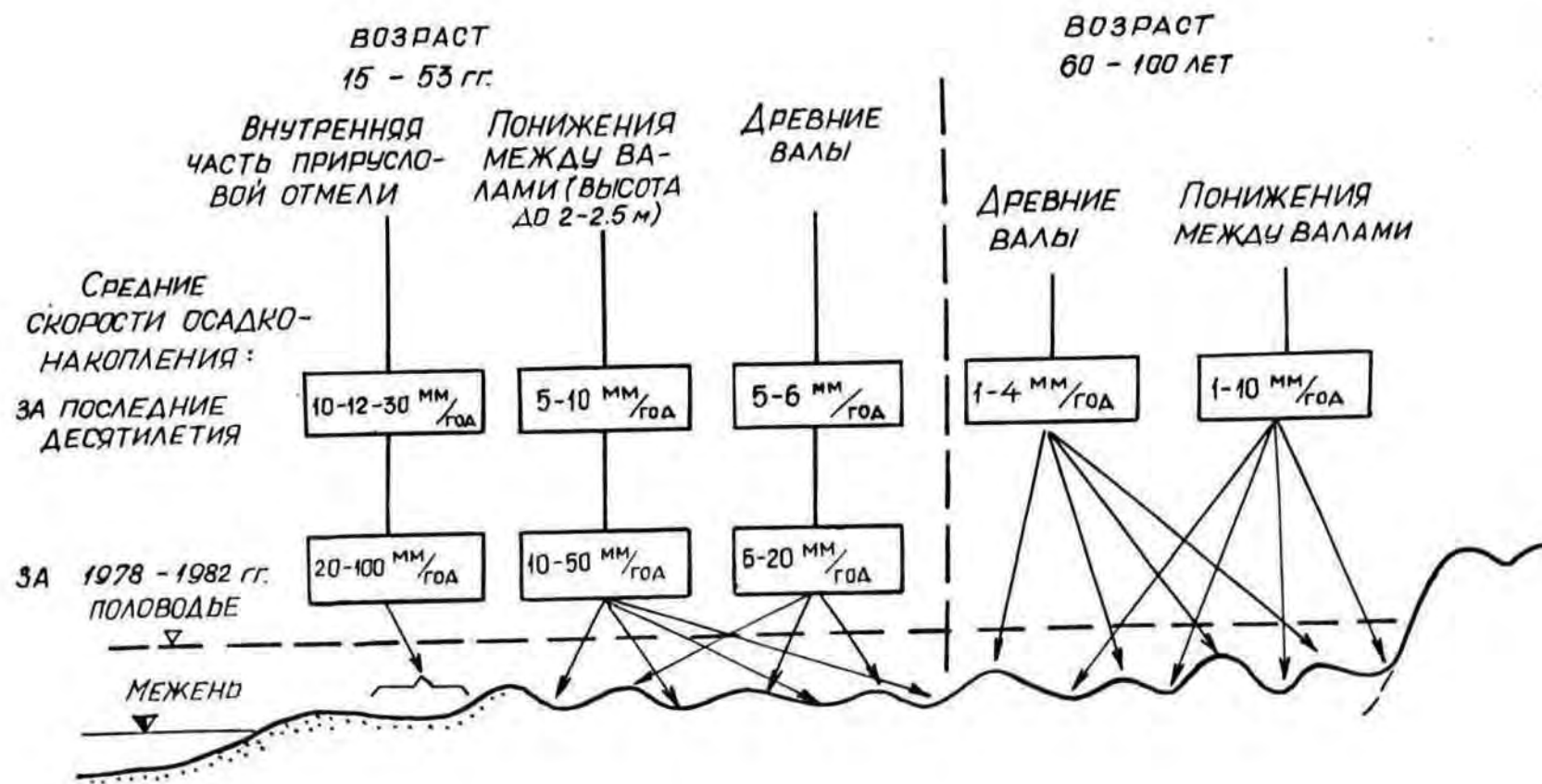


Рис. 8.38. Схема сопоставления изменений скоростей накопления отложений пойменной фации на поверхности микроформ молодой поймы /нижняя часть/ р. Гауя в пределах нижнего течения за различные периоды времени.

нению с интервалом времени 60-100 лет назад. Это, по-видимому, обусловлено антропогенными изменениями природных условий в бассейне реки. На других реках, из-за отсутствия соответствующего картографического материала, аналогичные расчеты произвести не удалось.

В литературе и содержащихся в ней принципиальных схемах формирования рельефа пойм и фациальной дифференциации аллювия указывается, что мощность отложений пойменной фации больше в понижениях между валами (гривами), чем на их поверхности. Однако данные о конкретных соотношениях мощности пойменной фации на прирусловых (и древних) валах и понижениях между ними обычно не приводятся и предполагается, что они не будут постоянными.

Обобщая данные о распределении мощностей отложений пойменной фации из поверхности молодых пойм были рассчитаны некоторые соотношения. На р. Маза Югла (эталонный участок "Бунчи") они оказались следующими:

$$\frac{\text{1-ое ПМВ}}{\text{2-ый вал}} = 1,66^{\text{x)}}$$

$$\frac{\text{2-ое ПМВ}}{\text{2-ой вал}} = 1,44$$

$$\frac{\text{2-ое ПМВ}}{\text{1-ое ПМВ}} = 1,32$$

$$\frac{\text{2-ой вал}}{\text{1-ый вал}} = 1,50$$

Следовательно, на р. Маза Югла скорости отложения наносов, формирующих пойменную фацию, в понижениях между валами 1,32-1,66 раза превышают эти скорости на поверхности валов.

На молодых поймах р. Гауя (участок нижнего течения) по данным в стационарных профилях это соотношение несколько иное и колеблется в более значительных пределах - 1,0-3,0. Но в среднем мощность слоя пойменной фации в понижениях между валами примерно в два раза больше, чем на поверхности валов. Исключение составляют высокие валы, поверхность которых почти лишена отложений пойменной фации.

^{x)} ПМВ - понижения между валами (гривами).

8.8. Направленность развития рельефообразующих процессов рек

Современное состояние русловых геологических процессов характеризует размыв и отложение аллювия. Однако в длительном геологическом отрезке времени, когда постоянно преобладает один из флювиальных процессов, например, размыв над отложением аллювия, это вызывает в итоге понижение земной поверхности. В таком случае данный процесс будет врезанием, а если же, наоборот, отложение будет преобладать над размывом, то - накоплением аллювия (150). Различия между этими двумя категориями флювиальных процессов (размыв и отложение; врезание и накопление аллювия), по выражению Дж. Мекина (510), аналогично тому, которое метеорологи делают между погодой и климатом, и имеет такое же важное значение.

Формирование флювиального рельефа под непосредственным воздействием русловых процессов не имеет прямой связи с направленными изменениями высоты земной поверхности. Те изменения высоты земной поверхности, которые при этом происходят благодаря деятельности русловых геологических процессов, очень быстро сменяются обратными и, в конечном счете, взаимокompенсируются. Поэтому непосредственные наблюдения за процессами размыва и отложения, даже многолетние, далеко не всегда позволяют решить вопрос о направленности флювиального рельефообразующего процесса. Не всегда, как справедливо отмечал И.П. Карташов, "в чередованиях процессов размыва и отложения можно уловить преобладание одного над другим" (150, с. 12). Геологическим (геоморфологическим) равновесием реки следует, по-видимому, называть такое состояние, при котором в течение определенного отрезка времени, достаточно длительного для проявления процесса врезания или процесса накопле-

ния аллювия, под действием этой реки не происходит направленных изменений высоты земной поверхности. Процессы размыва и отложения при этом, очевидно, взаимокompенсируются, а изменения высоты формирующейся поймы представляют собой лишь колебания возле одного и того же уровня. Геологическое равновесие речных долин обусловлено равновесием между размывом и отложением, которое, в свою очередь, определяется равновесием между количеством выносимого рекой поступающего в нее материала. Это состояние геологического равновесия, в конечном счете, зависит от равновесия между силой водного потока и интенсивностью процессов выветривания и денудации. Так как все эти величины постоянно и неравномерно изменяются, геологическое равновесие не статично, а динамично (150). Это равновесие является весьма условным, поскольку из-за незначительных среднегодовых скоростей врезания реки или накопления аллювия на данном участке, полученные величины ложатся в пределах точности определения (слабое накопление аллювия или слабое врезание).

Основой исследований характера современных русловых геологических процессов и направленности флювиальных рельефообразующих процессов служил простой, но трудоемкий метод сравнительного анализа и сопоставления аэрофотоснимков и мелкомасштабных карт разных лет, изучение по ним морфологии пойм, продольных профилей и уклонов рек, с проверкой данных полевыми наблюдениями, во время которых определялся также тип руслового процесса, выяснились особенности геологического строения пойм и террас. Изучению были подвергнуты реки протяженностью более 10 км. Была составлена картосхема рельефообразующих процессов рек Латвии. Выполненные после этого расчеты позволили оценить характер флювиальных процессов как на отдельных бассейнах рек, так и по отдельным геоморфологическим районам и республике в целом (416), рис. 8.39.

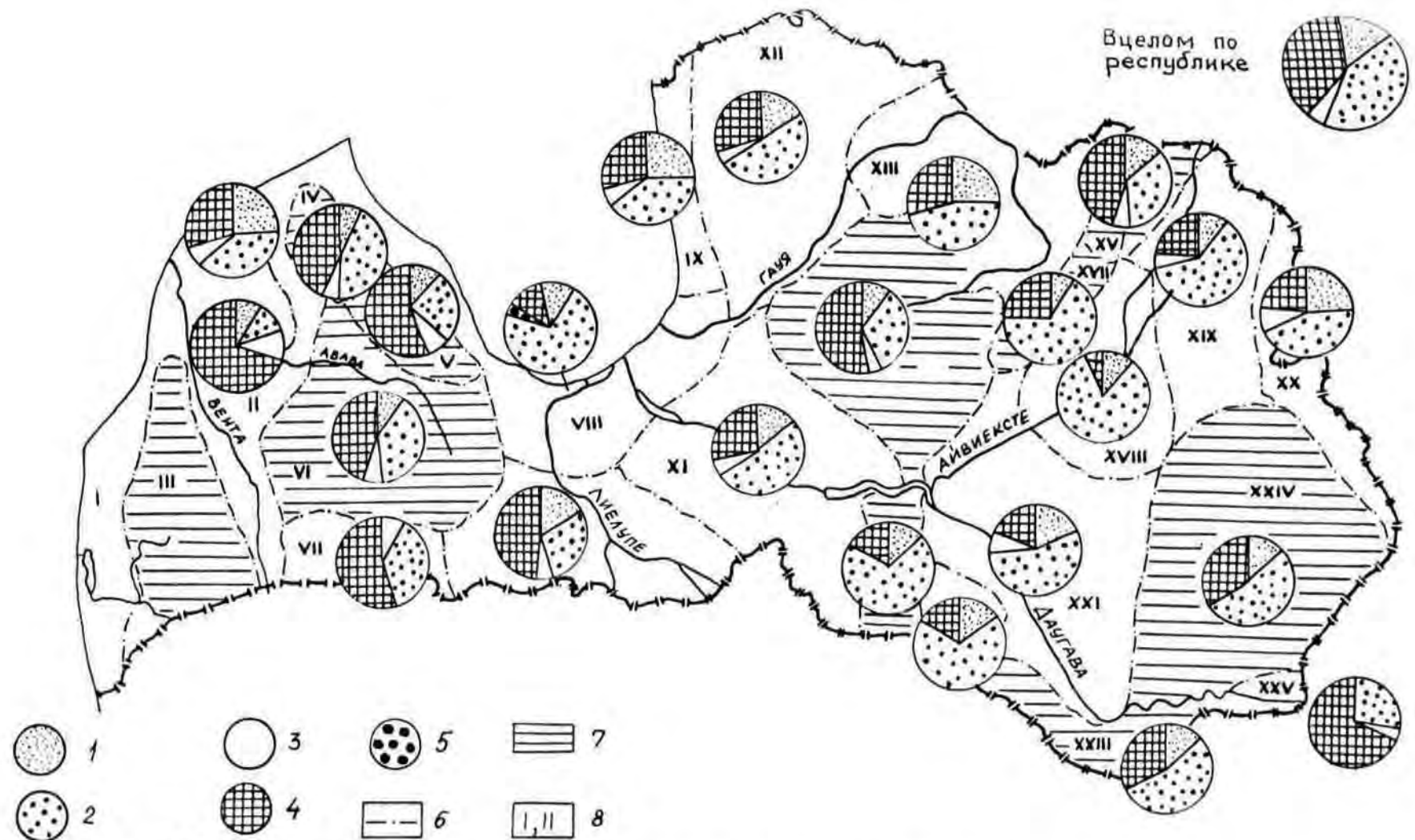


Рис. 8.39. Картосхема рельефообразующих процессов рек Латвии

Динамическое равновесие: 1- в естественных условиях, 2- на регулированных участках водотоков,
 Врезание: 3-на прямолинейных и пологоизвилистых участках рек, 4- диагональное, на участках врезан-
 ных излучин, 5-накопление аллювия, 6-границы геоморфологических районов, 7-возвышенности, 8-номер
 геоморфологического района.

Обычно считалось, что в Прибалтике, где долинно-речная сеть молодая, сформировавшаяся в основном за последние 10-12 тыс. лет, продольные профили рек не выработаны и поэтому реки интенсивно врезаются, особенно на возвышенностях. Однако согласно полученным данным, врезание в настоящее время проявляется лишь на 38% протяженности речной сети республики. Преобладающей части водных артерий свойственно динамическое равновесие рельефообразующих процессов. В стадии динамического равновесия чаще всего находятся малые и средние реки с неглубокими долинами. Лишь самые крупные реки (Даугава, Вента, Лиелупе, Огре, Салаца и др.) с глубоко врезанными долинами, вскрытыми коренные породы, врезаются на более значительных по протяженности участках.

Следует отметить существенное влияние на флювиальные процессы деятельности человека. Так, по выполненным расчетам примерно 50% протяженности всей речной сети республики (главным образом, малые и средние реки), которым ранее было свойственно свободное и ограниченное меандрирование, подвергнуто регулированию (т.е. спрямлению и местами углублению русел). На этих участках, как показывают полевые исследования, горизонтальные смещения русла (размыв и отложение аллювия) в настоящее время проявляются лишь на отдельных небольших отрезках (очагах) и в слабой степени. За последние 15-20 лет размыв берегов, имевший место здесь до регулирования, не наблюдается (например, рр. Иецэва, Миса и др.). Все признаки свидетельствуют о состоянии динамического равновесия, хотя на отдельных коротких отрезках намечается переход на врезание.

Преобладание постоянного врезания (глубинная эрозия на прямолинейных и пологоизвилистых руслах рек, диагональный врез на участках с развитием врезанных меандр) над динамическим равновесием характерно лишь речной сети возвышенностей (Центрально-Видземская, Алуксненская, Восточно-Курземская, Талсинско-Тукумское

всхолмление) и отдельных районов ряда низменностей (Земгальская равнина, Южно-Курземская и Полоцкая низменности, Вентско-Усмская впадина), где длина врезающихся участков рек составляет 50-80% от общей протяженности водотоков. Особенно выделяется Западная Латвия, где почти во всех геоморфологических районах 46-80% от общей протяженности рек находятся в стадии врезания (рис. 8.39). В пределах же большинства геоморфологических районов господствующее значение имеет динамическое равновесие рельефообразующих флювиальных процессов, в особенности на территории Рижской песчаной равнины и Лубанской равнины (90-95%).

Накопление аллювия проявляется лишь на отдельных отрезках низовьев некоторых рек, впадающих в вершину Рижского залива (Гауя, Лиела Югла).

Основной чертой в направленности флювиальных рельефообразующих процессов на территории Средней Прибалтики является их в целом постоянный, унаследованный характер, в особенности на магистральных реках. Так на террасированных участках долин крупных рек (Даугава, Вента, Салаца и др.) продолжительность врезания составляет 10-12 тыс. лет. В свою очередь, состояние динамического равновесия без смены фазами врезания или накопления аллювия, на отдельных участках ныне свободно меандрирующих рек, впадающих непосредственно в Балтийское море или в Рижский залив, ограничено последними 3000-6000 лет, а в пределах верхних и средних их течений - несколько более длительным отрезком времени.

В 1960 году С.И. Пиньковским была составлена карта основных типов русел рек Европейской части СССР и интерпретирована Ю.А. Мещеряковым (256, 290). Для этих целей был произведен подсчет длины не меандрирующих (т.е. врезающихся) русел рек и определен их процент по отношению к общей длине русел рек в данном контуре. Согласно этой карте на территории Прибалтики длина не меандриру-

ющих рек составляет 50% и более, достигая 73-81% на территории Средней Прибалтики. Протяженность не меандрирующих (т.е. врезающихся) рек полученная исключительно по картам, без учета строения пойм и террас, для территории Латвии оказалась сильно завышенной. Указанное подтверждает, что приближенное определение динамической фазы развития долины без данных об общей мощности и фациальной структуре аллювиальных свит пойм и террас невозможно.

Ю.А. Мещеряков (254,255,258,260) при анализе карт уклонов рек предпринял попытку объединения аномальных участков продольных профилей разных рек в полосы или зоны аномальных падений. Такая почти непрерывная полоса аномальных участков, согласно Ю.А. Мещерякову, тянется вдоль побережья Финского и Рижского заливов. Сопоставление карты зон аномальных падений рек с картой современных движений этой территории привело его к выводу о связи аномальных участков с молодыми движениями (254,257). Было отмечено также, что зоны аномальных падений рек, как правило, следуют вдоль краев областей молодых поднятий. Если это так, то в аномальные полосы должны группироваться и участки рек по направленности речных рельефообразующих процессов. Генерализация составленной детальной карты флювиальных рельефообразующих процессов территории Латвии показывает, что в определенных районах участки врезающихся рек действительно группируются в отдельные ареалы или полосы (рис. 8.40). Но они распределяются по всей территории более или менее равномерно. Полосы, в пределах которых группируются участки интенсивно врезающихся рек, лучше всего выделяются на острововидных возвышенностях. Они очерчивают маргинальные склоны Центрально-Видземской возвышенности с радиальным (центробежным) типом рисунка речной сети в плане, западные покатые склоны Восточно-Курземской возвышенности, а также наклонные поверхности

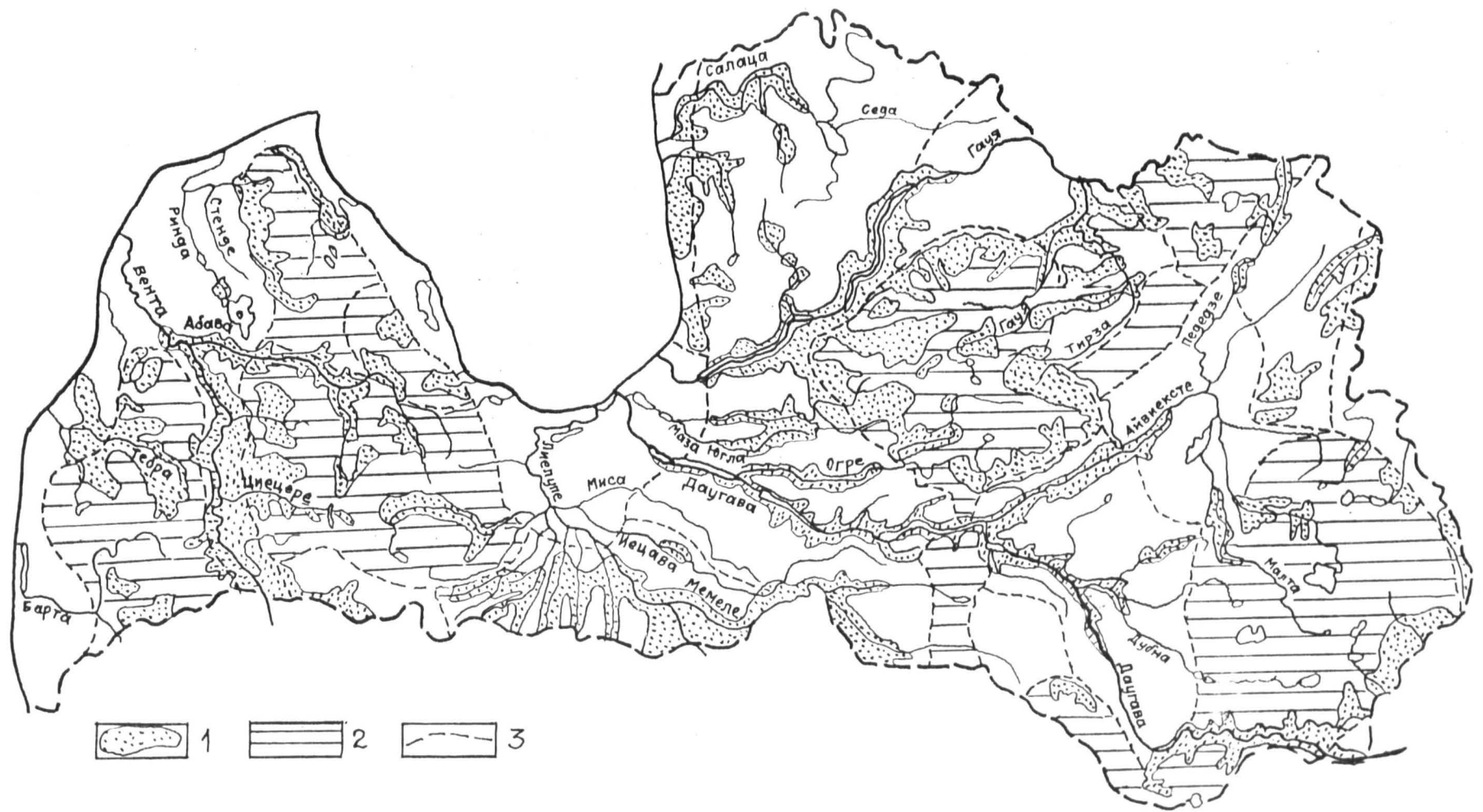


Рис. 8.40 .Картосхема распределения основных полос впадения рек Латвийской ССР
 1-районы /полосы/ впадения рек, 2-возвышенности, 3- границы геологических районов

Вентско-Усмской впадины, Средне-Латвийской покатости и Земгальской равнины. Но обычно в пределах этих полос, ширина которых изменяется от 0,5-10 до 20-50 км, врезание повсеместно вполне отчетливо объясняется большими первоначальными перепадами высот между истоками и устьями рек или же выходами на определенных отрезках в долинах пород, отличающихся большей устойчивостью их к размыву (рис. 8.40). К тому же сопоставление карты врезания рек с картой современных и средне-позднеголоценовых движений (рис. 8.41, 8.42, 8.43) не выявляет какой-либо четкой повсеместной связи между характером и интенсивностью вертикальных движений земной коры и распределения полос постоянного врезания рек.

Нередко полосы интенсивного врезания вырисовываются вдоль магистральных, глубоких долин, например, долины среднего и нижнего течения р. Гауя (до нас. п. Инчукалнс) и среднего течения р. Вента, однако, интенсивность проявления и даже направленность флювиальных рельефообразующих процессов в долине главной реки и в долинах притоков могут быть совершенно различными (если они различаются на два-три или более порядка). Так, р. Гауя в пределах среднего и отчасти нижнего течения находится в целом в стадии динамического равновесия (5), в то время как ее притоки на протяжении нескольких десятков километров испытывают интенсивное врезание (рис. 8.40).

Важным фактором, определяющим характер продольных профилей рек и, следовательно, направленность флювиальных процессов является унаследование современными водотоками долинообразных понижений и рытвин, обычно представляющих собой полностью не погребенные древние (дочетвертичные, межледниковые) врезы, выработанные на поверхности коренных пород. Реки, использующие эти формы, чаще имеют более пологие, выровненные продольные профили, чем прочие реки. Так в пределах поднятия Северо-Западной Видземе,

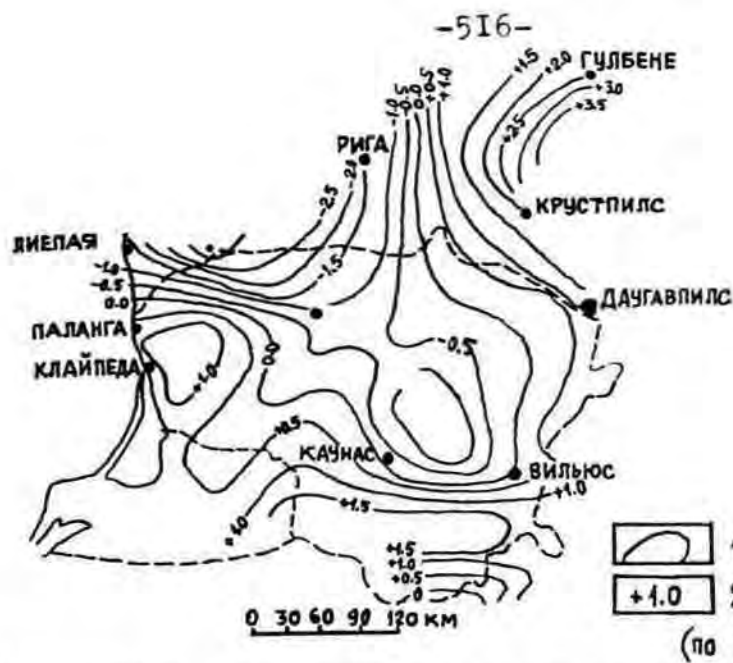


Рис. 8.41 .Карта современных вертикальных движений земной коры на территории Юго-Восточной Прибалтики
 1-изобазы, 2-скорость современных тектонических движений.

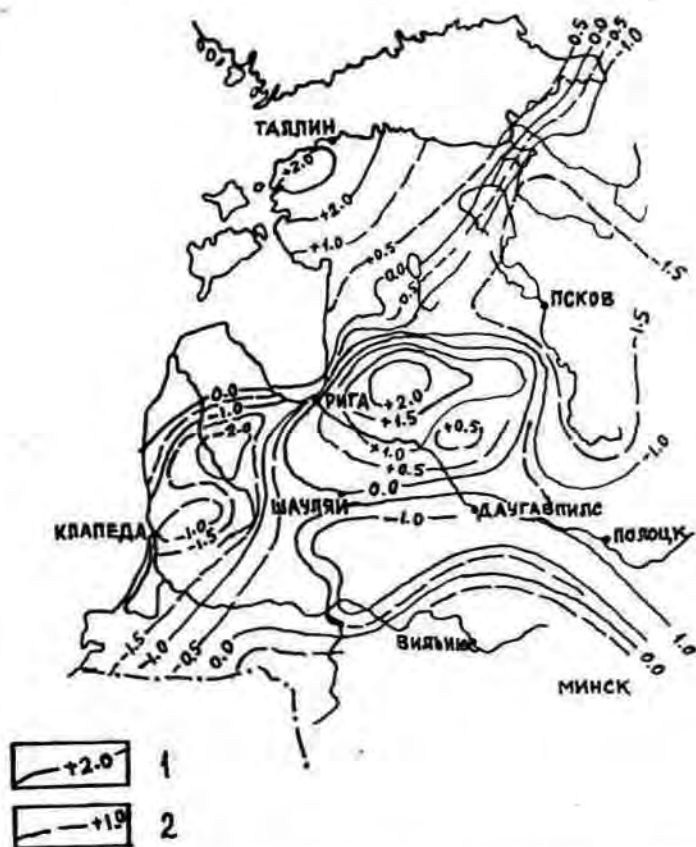
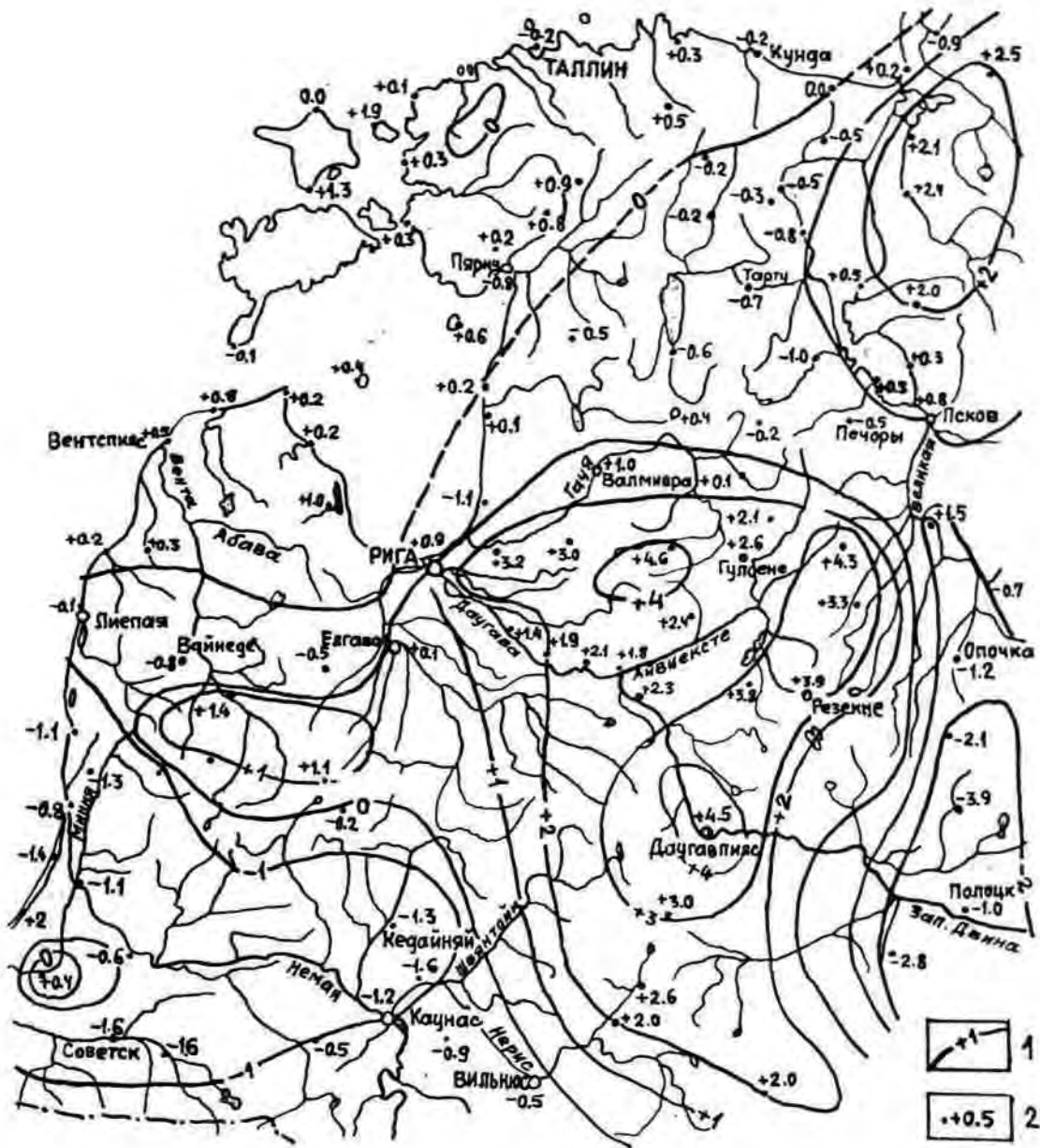


Рис. 8.42 .Современные движения в Прибалтике
 1-по данным О.В.Крубовского/1936/, 2-по Г.А.Меднику/1938/,
 И.Лесису и В.Гуделюсу /1961/.



Вис. 8.43 .Современные вертикальные движения земной коры Прибалтики и прилегающих территорий /по карте "Современные движения земной коры Восточной Европы", масштаб 1:2500000, 1973/

1—изолинии скоростей вертикальных движений, 2—пункты и их скорости /мм/год/.

где реки на 60-70% протяженности приурочены к древним врезам, они лишь на 32% общей протяженности находятся в стадии врезания. В тех же геоморфологических районах, где связь современной речной сети с унаследованными врезами слабая (10-30%), относительная протяженность участков врезания даже в пределах покатых и волнистых равнин обычно выше.

Таким образом, согласно изложенному выше, следует, что распределение полос или отдельных ареалов, в пределах которых намечается постоянное врезание рек, определяется прежде всего характером рельефа и геологического строения территории, степени унаследованности современными речными системами палеоврезов, и глубиной вреза главных магистральных долин.

Несмотря на молодость речных долин и невыработанность (ступенчатость) их продольных профилей, в большинстве геоморфологических районов реки преимущественно находятся в стадии динамического равновесия (416). Даже в Северной Эстонии, испытывающей сравнительно интенсивное поднятие территории, преимущественное врезание свойственно лишь нижним течениям рек Финского залива на участках пересечения ими Северо-Эстонского глинта и Предглинтовой равнины (261, 262, 264), тогда как влияние этих вертикальных движений на рельефообразующие флювиальные процессы средних и верхних течений Северо-Эстонских рек никак не проявляется. Преобладает динамическое равновесие эрозионно-аккумулятивных процессов на реках Южной Эстонии, однако из-за более быстрого поднятия северных частей озер Пейпси (Чудское) и Выртсъярв на предустьевых участках рек Суур-Эмайыги, Вяйке-Эмайыги, Ахья, Выханду и др., впадающих в южные, трансгрессирующие из-за перекоса, части этих озер, отмечается преобладание накопления аллювия (152, 267, 326).

Содержащиеся в литературе сведения о динамическом состоянии рек Литвы (102, 103, 434, 437), указывают на значительное разнообразие

направленности рельефообразующих процессов рек Литвы. Реки, пересекающие Балтийскую грядку, которая по мнению ряда исследователей, испытывает куполовидное поднятие, интенсивно врезаются. В аналогичной стадии развития находятся и многие реки Жямайтской возвышенности. Рекам, текущим за пределами границы последнего оледенения, свойственно преимущественно динамическое равновесие с отдельными участками врезания (68,69), а не накопление аллювия, как полагалось ранее. Для низовьев р. Немунас и ее притоков характерна констративная фаза развития. Реки Среднелитовской равнины, текущие параллельно оси Балтийской гряды (Швянтойи, Жеймяна, Мяркис, Ошмяна и др.), относятся к равновесным (102,103). Отмечается (437), что поймы рек, имеющих меридиональное направление течения, развиты несколько ассиметрично, что по нашему мнению может быть объяснено влиянием отклоняющегося действия вращения Земли согласно законам Бера-Бабине. Действие этого фактора нами установлено специальными исследованиями морфологии долины среднего течения р. Гауя между нас. п. Гауиена и г. Стренчи, где преобладает правобережное смещение русла (и пояса меандрирования) по дну долины (рис.8.44,8.45).

Детальный анализ мощности аллювия поймы и террас, и высотного положения ложа, подстилающего аллювиальные свиты, а также высоты паводковых уровней позволил О.П. Аболтиньшу (4,5) прийти к заключению о медленном врезании реки Гауя. Кажущееся противоречие - возвышение поверхности сегментов поймы средней и высокой генераций над средним многолетним паводковым уровнем реки при мощности их аллювия, близкой к нормальной, в данном случае объясняется медленным диагональным врезанием русла. В результате этого процесса при том же гидрологическом режиме реки продольные профили дна плессов (т.е. ложа аллювия) и среднего уровня паводков в ходе врезания медленно понижаются по отношению к про-

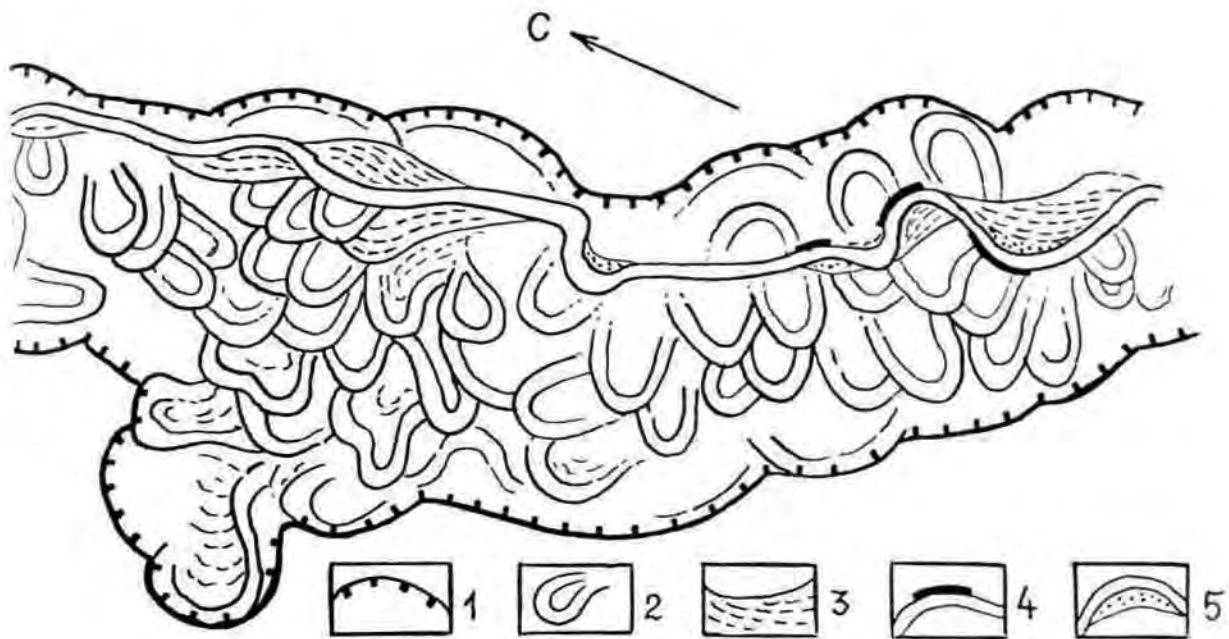


Рис. 8.44. Геоморфологическая схема пойменной долины реки Гауя
ниже устья реки Мустыги

Четко видно правостороннее смещение русла реки.

1 - коренный склон долины, 2 - старицы, 3 - прирусловые валы, 4 - раз-
мыв берега, 5 - прирусловая отмель.

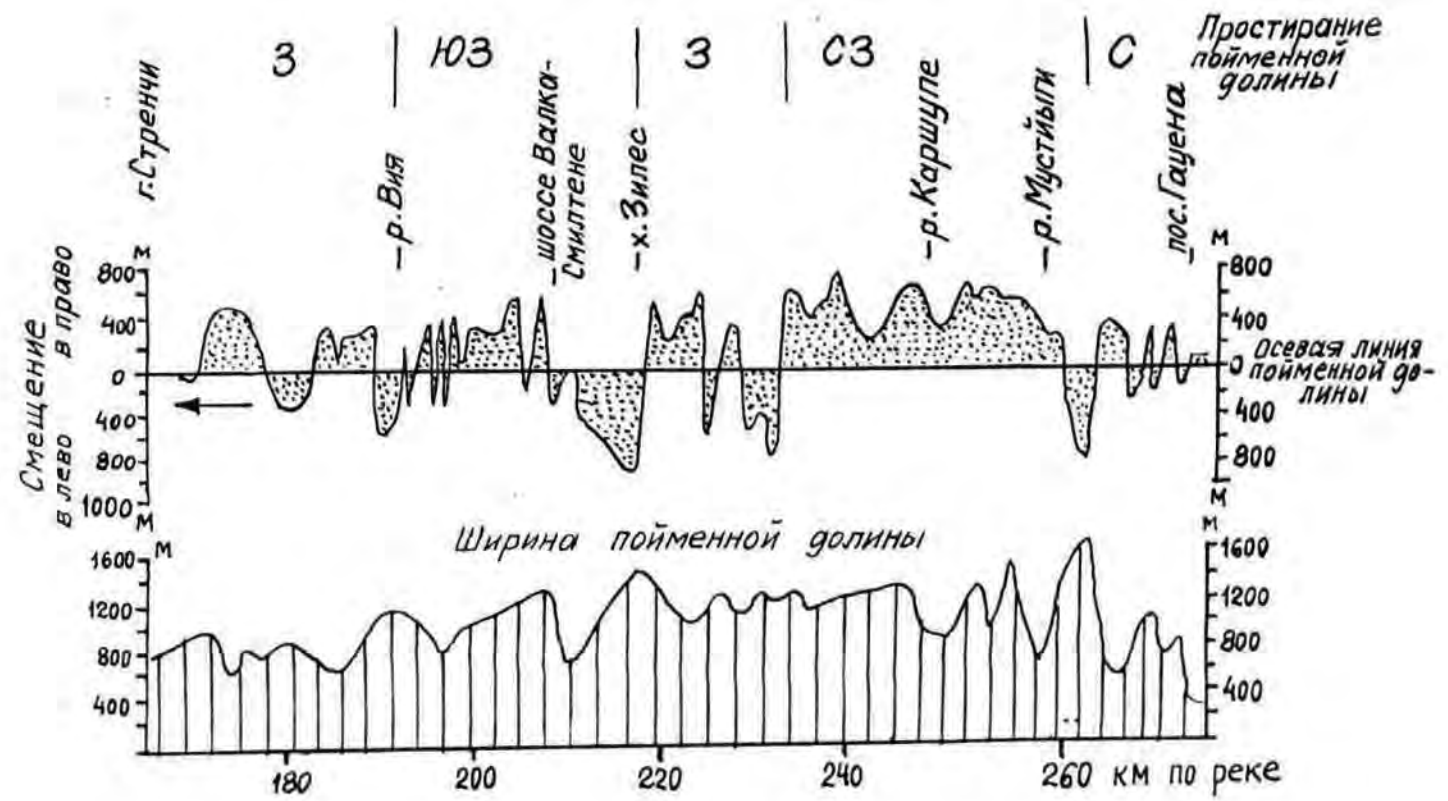


Рис. 8.45. Смещение современного русла реки Гауя относительно осевой линии пойменной долины

дольному профилю поверхности поймы. Так как врезание очень медленное, формируется аллювий перстративного типа с мощностью, близкой к норме (4,5). Медленное врезание подтверждается характером изменения ложа аллювия поймы, т.е. поверхность ложа по данным бурения на поперечных профилях понижается под руслом и сегментами молодых генераций поймы, а повышается в основании сегментов более древних генераций. Так как последние еще полностью не вышли из-под влияния паводкового режима (по мощности пойменной фации и степени сглаживания форм микрорельефа они ближе к I-й террасе), нет должного основания для выделения их в качестве молодой первой террасы. (Заливаются при уровнях превышающих средние наивысшие многолетние показатели весеннего половодья. В пользу высказанного предположения о медленном врезании, проходящем одновременно со свободным горизонтальным смещением русла в условиях динамического равновесия по всей вероятности свидетельствует также неуклонное понижение в течение последних десятилетий (с 1920г.) минимального меженного уровня воды (рис. 8.6), отражающего понижение абсолютных отметок ложа на прямолинейных участках реки. Не исключено, что причиной медленного врезания, охватывающего долину р. Гауя на значительном протяжении, является неотектоническое поднятие бассейна реки, однако более вероятно, как показывают выполненные нами исследования, что медленное врезание обусловлено процессом "саморазвития", т.е. происходит в результате закономерностей и явлений в деятельности реки, обусловленных гидравлическими ее особенностями (332). Непрерывные количественные изменения в пределах русла и поймы реки, и их постепенный переход в качественные, как полагает С.С. Воскресенский (74), не дают оснований считать, что в процессе саморазвития долины может наблюдаться чередование периодов усиленного и ослабленного врезания, периодов увеличения и ослабления эрозионной и транспортиру-

щей способности потока. Подобное чередование возможно лишь как следствие влияния на общий ход русловых процессов внешних факторов, таких как изменение жидкого или твердого стока, уклонов или литологии коренного ложа. Смена многоводных лет серией маловодных может привести к ускоренному переходу высокой поймы в надпойменную террасу, благодаря чему в последующие годы при прохождении высоких паводков будут наблюдаться повышенные размывы в руслах, т.е. определенное ускорение глубинной эрозии.

Детальный анализ изменений морфологии пойм, морфометрических параметров (показателей) излучин современного русла и стариц, выполненный на всех эталонных участках исследованных рек Латвии (Гауя, Педедзе, Маза Югла, Огре), а также анализ изменений типа руслового процесса и, следовательно, изменений направленности флювиальных рельефообразующих процессов, позволил установить, что на пограничных отрезках эталонных участков, характеризующихся свободным меандрированием, ограниченных вверх и вниз по течению реки участками диагонального врезания, динамическое равновесие сменилось диагональным врезанием. На всех эталонных участках рек образовались врезанные излучины и прямолинейные отрезки современного русла (длина 2-5 км), где интенсивное свободное меандрирование также сменилось спрямлением излучин и переходом здесь рек на врезание (рис.846,847). В большинстве случаев это определено вскрытием в результате очень медленного врезания за продолжительный этап развития (10-7 тыс. лет), относительно трудно размываемых пород (моренные суглинки, глины или песчаники верхнего девона). Таким образом, направленность рельефообразующей деятельности - смену динамического равновесия слабым врезанием здесь можно рассматривать как процесс саморазвития, проявляющийся в тенденции выполаживания продольного профиля реки. Это означает, что за определенное время, когда рекой будет размыт вскрытый в русле выс-

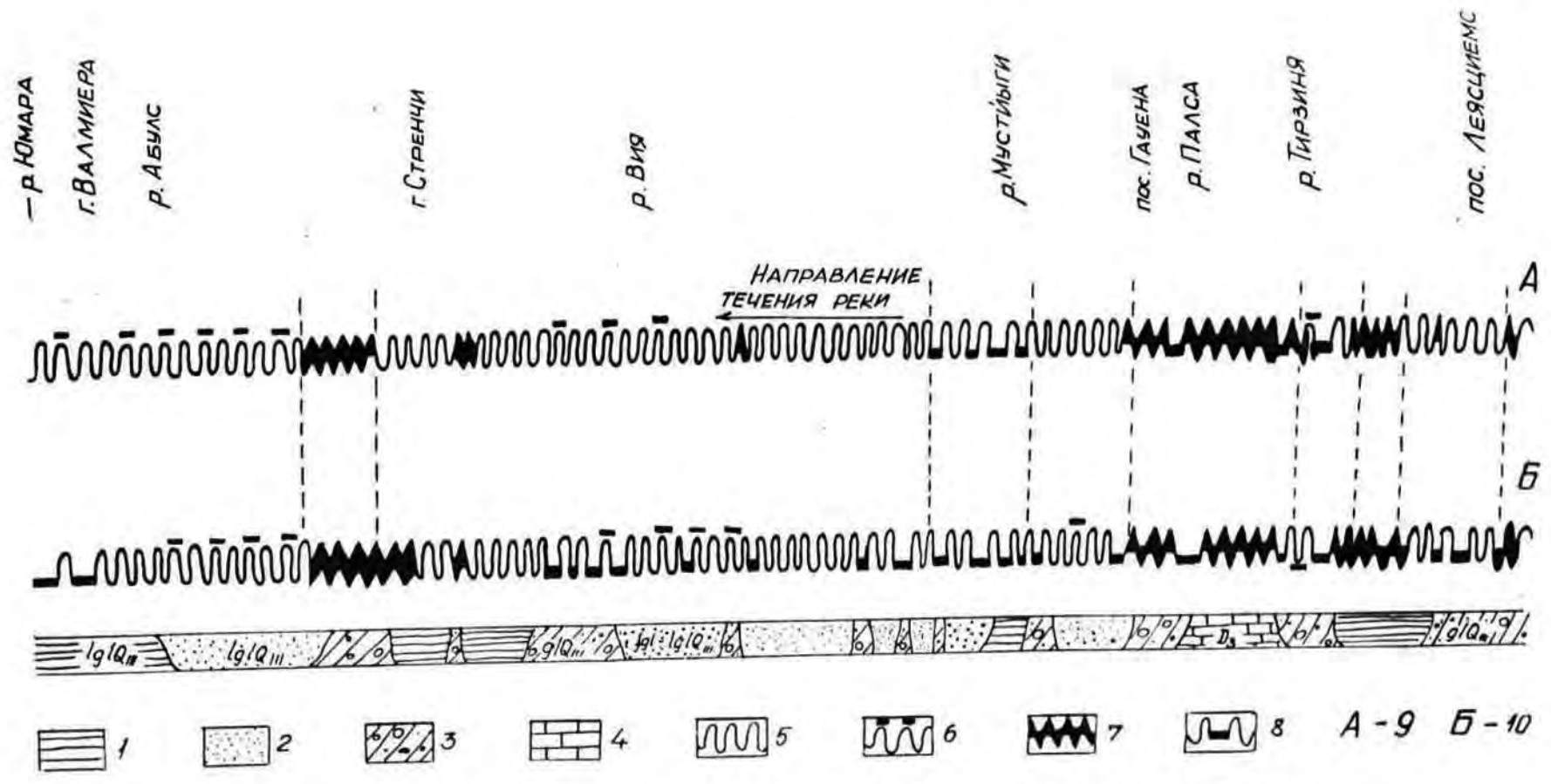


Рис. 8.46. Направленность изменения современных русловых процессов реки Гаугра
 Породы, которые вскрыты в подошве аллювия: 1-беззвучные глины, 2-пески мелко- и среднезернистые, 3-моренные суглинки и супеси, 4-доломиты. Динамическое равновесие: 5-свободное меандрирование, 6-ограниченное меандрирование. Врезание: 7-врезанные излучины, 8-глубинное врезание на почти приполюсных участках реки. 9-типы руслового процесса по рельефу поймы, 10- типы руслового процесса по состоянию на 1979 год.

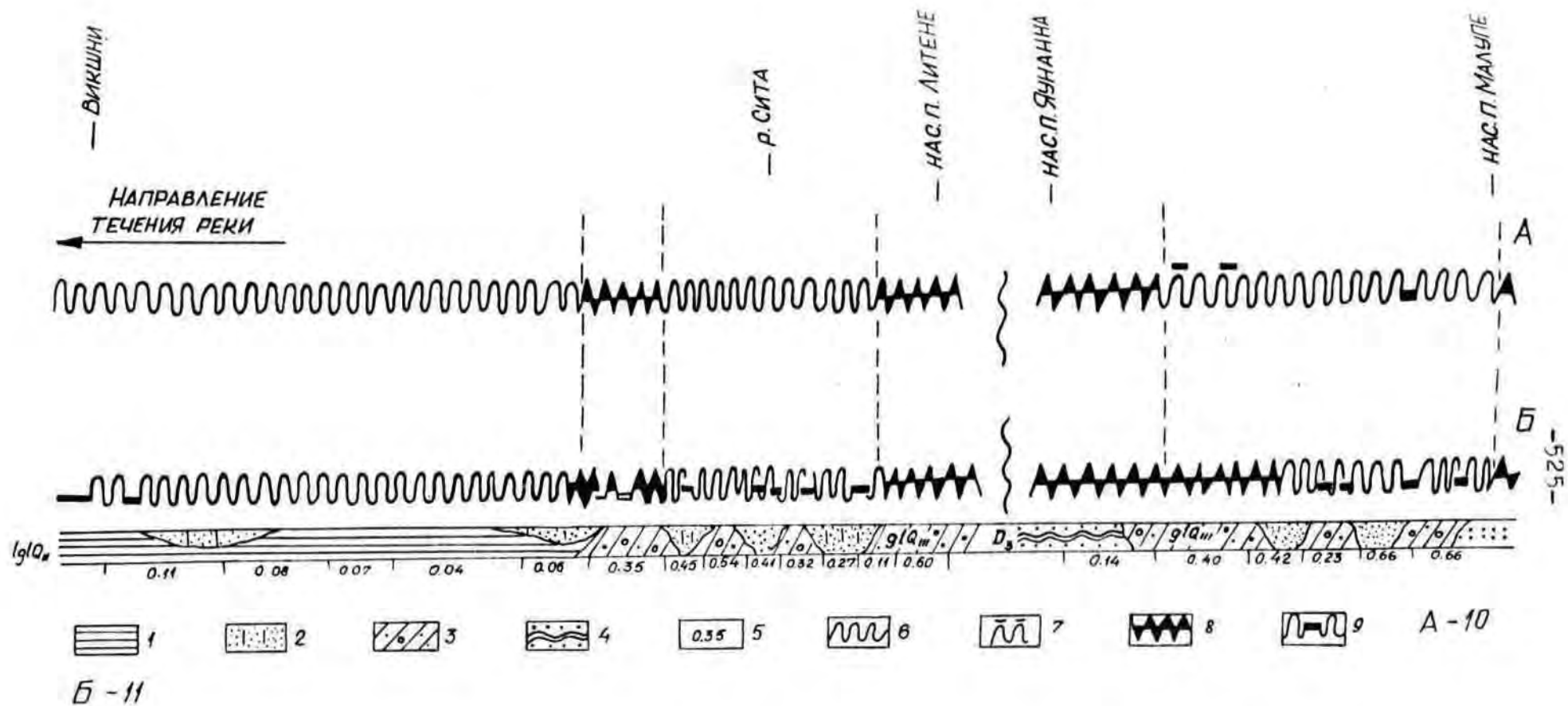


Рис. 8.47. Направленность изменения современных русловых процессов реки Педедзе
 Породы, которые вскрыты в подошве аллювия: 1-безвалунные глины, 2- алевриты, алевритистые пески, 3-моренные суглинки, 4- песчанки, глины, 5- уклоны реки. Динамическое равновесие: 6-свободное меандрирование, 7-ограниченное меандрирование. Врезание: 8-врезанные излучины, 9-глубинное врезание на почти приподнятых участках реки. 10- тип руслового процесса по рельефу поймы, 11-тип руслового процесса по наблюдениям. 1979 года.

туп относительно трудноразмываемых пород, здесь возобновится динамическое равновесие. Вслед за этим новый локальный отрезок врезания переместится выше по течению, так как здесь возрастут продольные уклоны русла. Учитывая то обстоятельство, что пойменные долины большинства исследованных рек заложены на поверхности равнин, где под покровом водноледниковых или других рыхлых отложений располагается неровная поверхность морены или коренных пород, ясно, что при выраженном боковом смещении пояса меандрирования и очень медленном врезании, то в одном, то в другом месте рекой будут вскрыты эти породы. В результате этого на участках рек, характеризующихся в целом динамическим равновесием будут появляться отрезки кратковременного врезания. В разрезе ближайшей перспективы протяженность участков с динамическим равновесием будет сокращаться за счет распространения волн регрессивного врезания вверх по течению. Этот процесс будет принимать более интенсивный характер в отрезки времени, совпадающие с периодами повышенной водности рек, а также в результате все возрастающего влияния антропогенного фактора.

Определенные изменения в распределении годового стока и стока наносов по сезонам в результате существенного изменения природных условий в бассейнах рек отмечаются многими исследователями. Сущность этих изменений - возрастание неравномерности стока, значительное возрастание весеннего (половодье) и снижение меженного стока. Возрастание расходов (и уровней воды) в половодье, увеличение количества влекомых и взвешенных наносов вызывает перестройку параметров излучин в соответствии с новыми условиями. Поэтому сравнением средних морфометрических данных по излучинам современного русла и стариц на пойме можно приблизительно определить величину, на которую возрасли расходы воды реки. За основу расчетов использовалось уравнение связи между расходами и пара-

метрами излучин, установленное Н.И. Маккавеевым, М.В. Хмелевой и др. (234) моделированием русловых процессов. Выполненные нами исследования показывают, что на всех свободномеандрирующих реках Латвии руслоформирующие расходы (т.е. расходы во время весенних половодий) заметно возросли.

Данные об изменениях радиусов излучин русла и стариц на поймах, как одного из основных показателей возрастания руслоформирующих расходов р. Гауя, приведены графически (рис. 8.48). Они свидетельствуют, что в результате антропогенного воздействия на всех детально исследованных участках рек довольно значительно увеличились руслоформирующие расходы, но особенно резко на верхнем и среднем течении р. Гауя - 1,2-1,5 раза. На остальных малых и средних реках последние возросли в среднем 0,7-0,9 раза. Значительное возрастание руслоформирующих расходов в результате антропогенного воздействия были установлены исследователями на равнинных реках многих районов Европейской части СССР (363, 367 , и др.), таблица 8.7 .

Следствием возрастания руслоформирующих расходов в связи с возрастающей мощностью весенних половодий, является увеличение размеров излучин и уменьшение коэффициента извилистости. Особенно четкие, качественные изменения излучин р. Гауя по сравнению с конфигурацией русла во время формирования средней и высокой поймы наблюдаются на участке нижнего течения между гг. Валмиера-Сигулда (рис. 8.7). Во время формирования первой террасы, высокой и средней пойм здесь происходило свободное меандрирование с частыми прорывами шеек излучин и образованием крупных стариц, при постоянном затоплении поймы. В последние два-три столетия излучины реки стали более крупными и пологими. Молодые сегменты пойм образовались при частичном их затоплении в условиях свободного меандрирования при значительных скоростях продольных

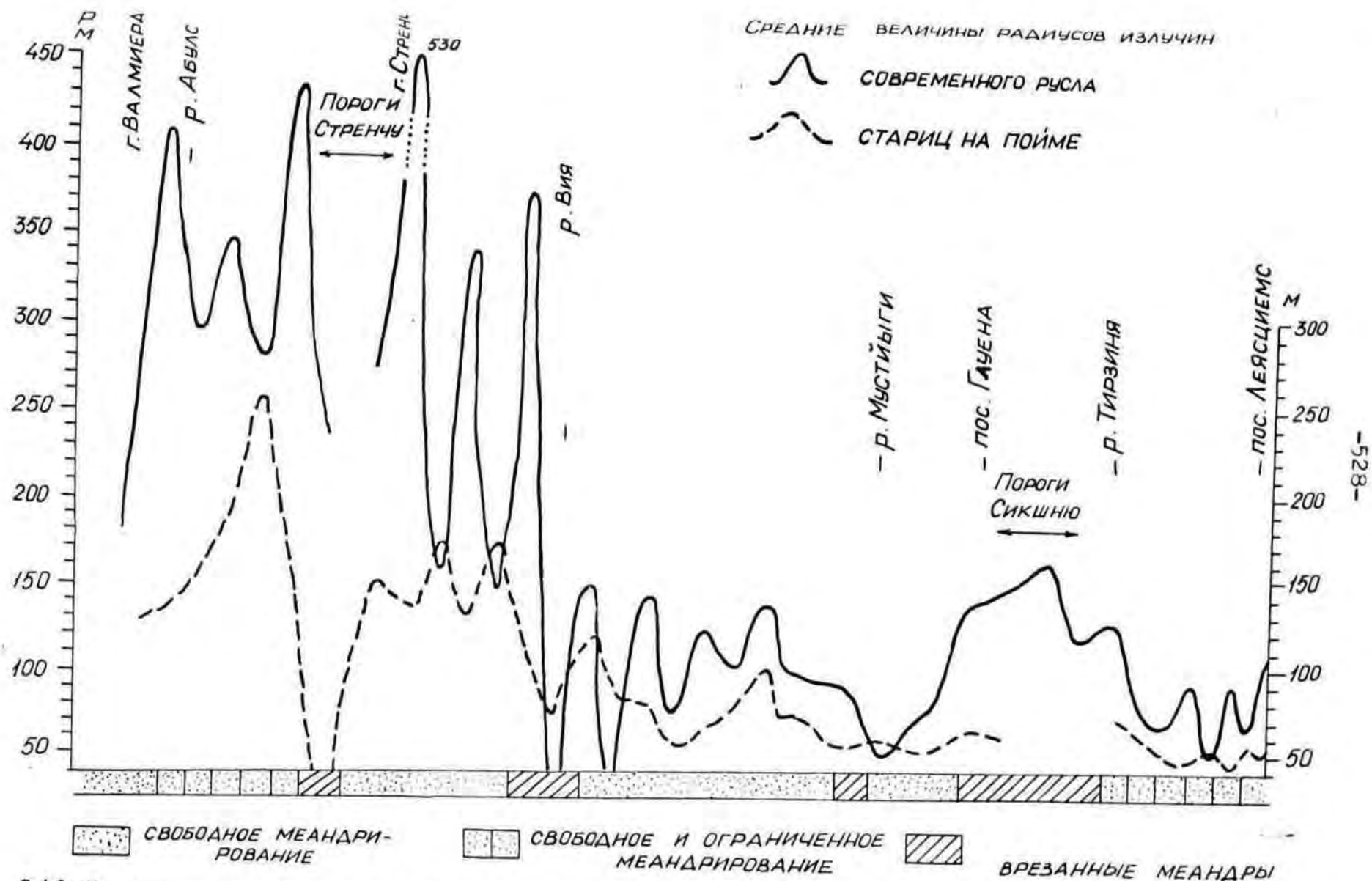


Рис. 8.48. Изменение средних величин радиусов излучин современного русла и стариц на пойме р. Гаул

Таблица 8.7

Изменения радиусов излучин современных русел рек и стариц на поймах и возрастание руслоформирующих расходов

Река, название участка	Длина участка реки, км	Отношение радиусов излучин, русла (R) и стариц (R_c) ($\frac{R}{R_c}$)	Прирост руслоформирующих расходов
Гауя:			
Дуреский	30	1.60	1.2
нас.п. Гауена-г. Стренчи	100	1.60	1.2
р. Лиелупе-г. Валмиера	26	2.00	1.5
р. Юмара-р. Ракступите	37	1.50	1.08
р. Ракступите-р. Брасла	25	0.90	
р. Брасла-нас.п. Мурьяни	30	1.30	0.93
Педедзе:			
Игривский	26	1.45	1.03
Ситаский	29	1.10	0.7
Викшненский	25	1.20	0.86
Маза Югла:			
Тинужский	2	0.90	-
Бунчский	5	1.20	0.86
Огре:			
нас.п. Адеркаши-нас.п. Верене	30	1.15	0.80
		1.16	0.80
		1.80	1.3

смещений излучин. Поэтому за 50 лет на участке реки протяженностью более 90 км не наблюдалось ни одного случая естественного спрямления излучин (210). Отмеченный выше характер смещения излучин четко фиксируется веерами древних и молодых прирусловых валов (рис. 8.7).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненная работа представляет собой первое монографическое исследование морфогенетических особенностей долин и долинообразных форм области последнего материкового оледенения, специфики истории их развития и направленности современных речных процессов. Комплексный морфогенетический анализ образований долинно-речной сети осуществлен с учетом своеобразия их зарождения в условиях формирующегося аккумулятивного ледникового рельефа и последующих скоротечных изменениях среды и многочисленных местных базисов эрозии. Выявленные закономерности заложения и развития речной сети свидетельствуют о весьма существенном отличии их от общеизвестных закономерностей формирования и развития долин равнинных районов не подвергавшихся оледенению.

Основные положения и выводы исследования заключаются в следующем:

1. Зарождение речной сети и морфогенез долин в условиях дегляциации и формирования молодого ледникового рельефа представляет собой специфическую разновидность флювиального морфогенеза, а изучение их — особый раздел флювиальной геоморфологии.

2. Анализ распределения, густоты и типов рисунка речной сети районов молодого аккумулятивного ледникового рельефа свидетельствует о слабой обусловленности ее заложения структурами, разрывными нарушениями и тектонической трещиноватостью, которая проявляется лишь фрагментарно на участках, где покров четвертичных отложений имеет небольшую мощность. Указанное предопределяет ограниченные возможности успешного применения здесь морфометрических методов исследования.

3. Выявляется отчетливая приуроченность части речной сети к

древним врезам выработанным на поверхности коренных пород, которые по совокупности признаков являются в большей или меньшей степени переработанными и переуглубленными ледником отрезками доледниковых и межледниковых долин. Нередко ввиду неполного их погребения ледниковыми отложениями они хорошо проявляются в наблюдаемом рельефе и используются современной речной сетью.

4. Различия геологического строения наблюдаемого рельефа и поверхности коренных пород, а также особенности дегляциации отдельных районов определяют довольно значительную морфогенетическую разновидность долин и долинообразных форм, их террасовых образований. Разработанная классификация долин и долинообразных форм отражает наблюдаемое их разнообразие и позволяет при крупномасштабном геоморфологическом картографировании выделять ряд разновидностей долин и долинообразных форм, характеризующихся определенной зональностью их распространения.

5. Важнейшей особенностью морфологии долин, особенно крупных и средних рек, является наличие в них ряда многоярусных продольных спектров террас, возникновение которых обусловлено неоднократными понижениями и смещениями местных базисов эрозии, которыми служили приледниковые и остаточные бассейны. По этому сквозными в долинах являются лишь поймы, а иногда и первые террасы.

6. Строение и состав аллювия, как и черты проявления его фациальной дифференциации характеризуются ярко выраженными региональными и местными особенностями, обусловленными прежде всего рельефом и литологическими различиями размываемых пород. Выявленные закономерности формирования, строения и состава основных фациальных разновидностей аллювия отражают изменения флювиального осадконакопления наблюдающиеся при смене условий его проявления. Указанное позволяет по данным изучения аллювиальных толщ восстанавливать условия их накопления, а также повысить целе-

направленность поисково-разведочных работ на аллювиальные песчано-гравийные материалы.

7. Основными особенностями истории формирования и развития долин области последнего оледенения являются:

а) заложение водотоков еще частично в условиях наличия в их руслах остаточного или погребенного льда;

б) формирование рек не путем удлинения их в сторону верховьев, а главным образом путем поэтапного нарастания их длины в сторону устьев;

в) исключительно высокая на многих участках начальная интенсивность врезания при резко и часто понижающихся базисах эрозии;

г) значительная стабильность расположения в течении позднего и послеледниковом времени отрезков врезания и частью динамического равновесия;

д) определяющее влияние на развитие устьевых участков (иногда и средних течений) рек впадающих в Балтийское море, позднего и послеледниковых колебаний уровней этого бассейна и гляциоизостазии. Отсутствие у основных рек одинакового порядка однопорядковых и разновозрастных террас;

е) распространение различных видов послеледниковом расщепления террас;

ж) тесная связь морфологии долин и рисунка в плане с типом ледниковом рельефа и литологическими особенностями пород в которых они выработаны;

з) имеющие место с послеледниковья до начала суббореального времени незначительные изменения водности рек и типа руслового процесса (в отличие от рек перигляциальной зоны). Более существенные изменения руслоформирующих расходов и типа руслового процесса за последние 3-4 тысячи лет связаны с определенными измене-

ниями климата и увлажненности, а также существенным антропогенным воздействием на водосборах рек;

и) формирование на коротких отрезках долин пойм (иногда и первых террас) с различной мощностью и составом аллювия и его фациального расчленения. Отсутствие закономерного продольного изменения гранулометрического состава (убывание или возрастание крупности) аллювия террас и современного русла реки.

8. Состояние и направленность современных русловых процессов имеет во многом унаследованный от позднеледникового характер и отражает значительное влияние на их развитие антропогенного воздействия. Многократные в каждом сезоне съемки берегов позволили вскрыть полную последовательность динамики отступления берегов как и оценить влияние на разрушение берегов различных особенностей его строения, гидрологического режима, морфологии, растительности и других факторов.

9. Выполненное усовершенствование ряда методов изучения долин и современных флювиальных процессов и разработка новых методов (продольный фациальный анализ аллювиальных отложений, методика съемок размывающихся берегов, методы определения интенсивности пойменного осадконакопления, определения величины стока наносов в магистральные долины временных водотоков) обеспечивают получение данных отличающихся значительно более высокой точностью и надежностью.

10. Выполненное исследование и установленные при этом закономерности морфогенеза и развития долин, формирования аллювия и современных флювиальных процессов позволяет во многом подойти по-новому к решению целого ряда научных и прикладных задач. Выявленные закономерности существенно дополняют основные положения флювиальной геоморфологии в части особенностей формирования

долин в условиях свежего ледникового рельефа, как и обуславливают возможность более целенаправленного проведения в пределах области последнего оледенения съемочных и поисково-разведочных работ, инженерно-геологических изысканий, прогнозирование направленности и интенсивности развития современных русловых процессов, работ связанных с оптимизацией природопользования.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аболтыньш О.П. Особенности морфологии и формирования долины верхнего и среднего течения реки Гауя. - Ученые записки аспирантов / Лэув. гос. ун-т им.П.Стучки. -Рига, 1965, 3, 2, с.5-26.
2. Аболтыньш О.П. К вопросу о морфологии долины реки Гауя. - Ученые записки аспирантов / Лэув. гос. ун-т им.П.Стучки. - Рига, 1965, 3, 2, с.27-35.
3. Аболтыньш О.П. О приледниковых водоемах и формировании гидрографической сети в бассейне р.Гауя. - В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с.61-66.
4. Аболтыньш О.П. Типы эллювия голоценовых террас долины р.Гауя. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии.Рига:Зинэтне, 1969, 4, с.121-140.
5. Аболтыньш О.П. Развитие долины реки Гауя. - Рига: Зинэтне, 1971. - 106 с.
6. Аболтыньш О.П., Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я., Эберхардс Г.Я. Основные комплексы маргинальных образований и отступление ледника с территории Латвийской ССР. - В кн.: Тезисы докл. Всесоюзн. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. - Смоленск, 1968, с.86-88.
7. Аболтыньш О.П., Вейнбергс И.Г., Эберхардс Г.Я. О формировании предфронтальных водноледниковых бассейнов и долинно-речной сети во время дегляциации ледника последнего оледенения на территории Латвийской ССР. - В кн.: Предфронтальные краевые ледниковые образования. - Вильнюс: Минтис, 1974, с.60-80.
8. Аболтыньш О.П., Микалаускас А., Раукас А. Морфологическая классификация предфронтальных водно-ледниковых образований на примере материалов Прибалтики. - В кн.: Предфронтальные

- краевые ледниковые образования. - Вильнюс; Минтис, 1974, с.25-31.
9. Аболтыньш О.П., Микалаускас А., Раукас А. Особенности распространения предфронтальных краевых ледниковых образований последнего оледенения на территории Прибалтики и некоторые вопросы их формирования. - В кн.: Предфронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс: Минтис, 1974, с.36-43.
 10. Андре Х., Хейсалу Ю. Древние долины и карст по зоне трещиноватости северо-западного простирания в окрестностях Поркуни (Северная Эстония). - Изв. АН ЭССР. Сер. физ. мат. и техн. наук, 1966, 15, 3, с.265-270.
 11. Асеев А.А. Влияние климатических ритмов четвертичного периода на развитие эрозионной сети. - Изв. АН СССР, сер. геогр., 1960, № 2, с.17-27.
 12. Асеев А.А. Влияние климатических ритмов четвертичного периода на развитие эрозионной сети перигляциальной зоны Русской равнины. - Изв. АН СССР, сер. геогр., 1963, № 1, с.8-14.
 13. Асеев А.А. Формы дегляциации материковых оледенений и типы краевых образований. - В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972, с.50-64.
 14. Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. - М.: Наука, 1974. - 318 с.
 15. Асеев А.А., Маккавеев А.Н. Гляциальная геоморфология. - Геоморфология, М., 1976, № 4, с.175.
 16. Афремов Д.Н. Роль тектонического и климатического факторов в формировании террас долины Днестра. - Геоморфология, 1970, № 4, с.51-62.
 17. Бэева Р.И. О некоторых чертах планетарной трещиноватости по-род Латвии. - В кн.: Планетарная трещиноватость. Л.: Из-во Ленинградск. ун-та, 1973, с.138-144.

18. Басаликас А. Геоморфологическая характеристика речных долин бассейна р. Немана в пределах Литовской ССР. - Научные сообщения, геология, география. Вильнюс: Изд-во Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, 1955, I.
19. Басаликас А.Б. Основные черты строения долины реки Немана. - Изв. АН СССР, сер. геогр., 1955, № 3.
20. Басаликас А.Б. Развитие долинно-речной сети Литвы в поздне- и послеледниковое время. - Сборник статей для XIX междунар. геогр. конгресса. Вильнюс, 1960, с.90-94.
21. Басаликас А.Б. О развитии долинно-речной сети Южной Прибалтики в поздне- и послеледниковое время. - Материалы по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, 2, с.89-95.
22. Басаликас А.Б. О приледниковых водоемах Южной Прибалтики. - В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с.13-17.
23. Басаликас А.Б. Разнообразие рельефа ледниковой аккумулятивной области. - В кн.: Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс, 1969, с.65-154.
24. Башенина Н.В. Формирование современного рельефа земной поверхности /Общая геоморфология/. - М.: Высшая школа, 1967, - 388 с.
25. Берзинь Л.Э. Возраст трансгрессий и колебания уровней ранне- и среднеголоценовых бассейнов Балтики в вершине Рижского залива. - В кн.: Baltica, Vilnius, 1967, 3, с.87-104.
26. Берзинь Л.Н. Основные черты новейшей тектоники территории Латвийской ССР. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-минералог. наук. - М., 1968. - 21 с.
27. Берзинь Л.Э., Озолинь Н.К., Клявинь Я.Р. О тектонике фундамента экватории Средней Прибалтики. - В кн.: Проблемы регио-

- нальн. геологии Прибалтики и Белоруссии. - Рига, 1973, с. 211-219.
28. Беркович К.М., Власов Б.Н. Особенности русловых процессов на реках нечерноземной зоны РСФСР. - Вестник МГУ, сер. геогр., 1982, 3, с.28-34.
29. Беспалый В.Г. Террасовые ряды и некоторые аспекты их изучения. - Докл. АН СССР, 1973, 212, 5, с.1181-1183.
30. Беспалый В.Г. Глобальная система террасовых рядов, некоторые теоретические и практические вопросы геологии плейстоцена. - Труды / Северо-Восточн. комплексн. ин-т Дальневосточн. научн. центр. АН СССР - Магадан, 1975, 68, с.130-144.
31. Беспалый В.Г. Климатические ритмы и их отражение в рельефе и осадках. - М.: Наука, 1978. - 139 с.
32. Бискэ Г.С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. - Петрозаводск, 1959.
33. Борисевич Д.В. Генетическая классификация речных долин. - Геоморфология, 1973, № 1, с.14-23.
34. Борсук О.А. Некоторые результаты гранулометрического и морфометрического изучения эллювиальных отложений Юго-Восточного Забайкалья. - В кн.: Количественные методы в географии. - М.: Изд-во Москов. ун-та, 1964.
35. Борсук О.А. Анализ щебенистых отложений и галечников при геоморфологических исследованиях. - М.: Наука, 1973. - 112 с.
36. Борсук О.А., Симонов Ю.Г. Потери информации при палеогеографических исследованиях. - Вестник Московск. ун-та, сер. геогр., 1972, 4, с.5.
37. Борсук О.А., Лодина Р.В. Русловой эллювий на верхней и средней Лене. - В кн.: Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974, 4, с.149-154.
38. Борсук О.А., Чалов Р.С. О механизме формирования речных

- террас. - В кн.: Продольный профиль рек и их террасы. М., 1978, с.13-18.
39. Брамер Х. Юккермондское (Нижне-Одерское) приледниковое озеро. - В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с.33-35.
40. Брюханов В.Н., Козицкая М.Г. Геоморфологическое дешифрирование четвертичных отложений. - В кн.: Аэрометоды при геол. съемке и поисках полезных ископаемых. М.: Наука, 1964, с.1.
41. Буркар Ж. Изменение уровня базиса эрозии и развитие аллювиальных террас. - В кн.: Вопросы климатической и структурной геоморфологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1959.
42. Былинский Е.Н. Общие схемы развития продольного профиля реки выше и ниже озер. - В кн.: Вопросы эрозии и стока. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962, с.26-42.
43. Былинский Е.Н. История развития и причины образования долинных озер на севере Русской равнины в поздневалдайское время.- В кн.: История озер СССР в позднем кайнозое. /Материалы к 5-му Всес. симпоз., ч.1. Иркутск, 1979, с.24-28.
44. Бяцонис М. Речные эрозионные формы и аллювиальные образования. - В кн.: Строение и морфогенез Средне-Литовской моренной равнины. Вильнюс: Мокслас, 1971, с.140-160.
45. Бяцонис М. Развитие долинно-речной сети и современные геоморфологические процессы. - В кн.: Строение и рельеф Жямайтской возвышенности. Вильнюс, Мокслас, 1979, с.123-130.
46. Вайтонис В., Шляупа А. Связь рельефа и гидрологической сети с геолого-тектоническим строением в бассейне р.Вянта. - В кн.: Материалы VI конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1970, с.139-141.
47. Вайтонене Р.В. Древние материковые дюны Дзукийского массива (геоморфологический анализ). -Автореферат диссертации на со-

- искание ученой степени канд. геогр. наук. Вильнюс, 1975. - 4 с.
48. Васильев В.Г., Вигдорчик М.Е. Проявление волновых движений земной коры на склоне Балтийского щита в поздне- и послеледниковое время. - *Baltica Vilnius*, 1970, с.285-295.
 49. Васильев В.Г., Вигдорчик М.Е. Явление смещения максимумов врезов в спектрах террас некоторых рек северо-запада Русской равнины. - 23-я научная сессия Ленинградского пед. ин-та. Л., 1970, 23, с.64-68.
 50. Васильев Ю.М. Формирование антропогенных отложений ледниковой и неледниковой зон (По материалам изучения бассейна Дона и смежных областей). М.: Наука, 1969. - 182 с.
 51. Васильев Ю.М. О перигляциальном элювии. - Булл. комиссии по изуч. четверт. периода, 1973, 40, с.87-95.
 52. Васильев Ю.М. Соотношение отложений ледниковой и перигляциальной формаций в краевой зоне плейстоценовых ледниковых покровов. - Препр. Ин-т геол. наук АН УССР, 1980, 12, с.7-9.
 53. Вейнбергс И.Г. Некоторые образования мертвого льда в берегах Балтийского ледникового озера Северо-Восточной Курземе. - В сб.: Вопросы четвертичной геологии. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1963, 2, с.113-120.
 54. Вейнбергс И.Г. Морфогенез рельефа Западной Латвии во время последнего оледенения и особенности развития основных рельефообразующих процессов. - Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геогр. наук. Вильнюс, 1968. - 27 с.
 55. Вейнбергс И.Г. Формирование Абавско-Слоценской системы долин стока талых ледниковых вод. - В сб.: Вопросы четвертичной геологии. Рига: Зинатне, 1975, 8, с.82-101.
 56. Вейнбергс И.Г. Склоновые отложения холмистого ледникового рельефа. - В сб.: Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеогра-

- фии Латвии. Рига: Изд-во Латв. гос. ун-та им.П.Стучки, 1978, с.33-44.
57. Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я. Приледниковые бассейны Курземе. - В сб.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с.36-51.
58. Вейнбергс И.Г., Гринбергс Э., Даниланс И., Ульст В. Поздне- и послеледниковая история Балтики по материалам изучения Латвийского побережья. - В кн.: Baltica, Вильнюс, 1974, 5, с.89-93.
59. Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я., Якубовская И.Я., Булгакова Е.А. Изучение некоторых разрезов отложений Латвийского побережья и их значение в уточнении отдельных моментов истории развития Балтики. - В сб.: Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии. Рига: Изд-во Латв. гос. ун-та, 1980, с.18-36.
60. Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я. Береговые образования и прибрежно-морские отложения Латвийского побережья и их корреляция с соответствующими образованиями на территории Эстонской и Литовской ССР. - В кн.: Корреляция над- и подводных отложений и форм рельефа Южной и Средней Балтики (тезисы докл.) Таллин, 1981, с.12-17.
61. Великанов М.А. Гидрология суши.- Л.; Гидрометеиздат, 1948.
62. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. - М.: Наука, 1973, - 256 с.
63. Величко А.А., Морозова Т. Главные особенности развития перигляциальной области в эпоху валдайского оледенения. - В кн.: Последний Европейский ледниковый покров. М., 1965, с.56-64.
64. Величко А.А., Спасская И.И. Исследования палеокриогенных явлений в Северном полушарии. - Изв. АН СССР, сер. геогр., 1981, I, с.135-143.
65. Верещагин Г.Ю. Положительные и отрицательные движения береговой линии на озере Сегозеро. - В кн.: Тр. Олонецк. научн. эксп. 4.3. Геология. Л.: Изд-во Гос. гидрол. ин-та, 1926, с.1.

66. Верещагин Г.Ю. К вопросу о неравномерности поднятия берегов Онежского озера. - В кн.: Тр. Олонецк. научн. эксп. 4.2. Л.: Изд-во Гос. гидрол. ин-та, 1931, с.2.
67. Вознячук Л.Н., Вангер Н.М. О морфологии долины Западной Двины на территории Белоруссии и смежных районов России и Латвии.- В сб.: Материалы научно-теоретич. конфер. Минского пед. ин-та, секц. естеств.-геогр. наук. Минск, 1966, с.12-18.
68. Вознячук Л.Н., Вальчик М.А. Террасы Немана, их возраст и соотношения с береговыми линиями приледниковых водоемов и Балтийского моря. - В кн. *Baltica, Vilnius*, 1977, 6, с.193-209.
69. Вознячук Л.Н., Вальчик М.А. Морфология, строение и история развития долины Немана в неоплейстоцене и голоцене. Минск, 1978. - 212 с.
70. Волков И.А. Новое в изучении следов деятельности рек и изменений климата. - В сб.: Методы геоморфолог. исследований. Новосибирск: Наука, 1967, I, с.97-103.
71. Вонсавичюс В. Строение четвертичной толщи. - В сб.: Строение и рельеф Жямайтской возвышенности. Вильнюс, Мокслас, 1979, с.28-42.
72. Вонсавичюс В.П. Связь современных форм рельефа Литвы с погребенными. - В сб.: Доледниковый рельеф Северо-Запада Русской равнины. Л.: Изд-во ГО СССР, 1982, с.30-33.
73. Вонсавичюс В.П., Мелешите М. и др. Распространение, морфология и генезис палеоврезов. - В кн.: Погребенные палеоврезы поверхности дочетвертичных пород Южной Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1976, с.17-50.
74. Воскресенский С.С. Геоморфология Сибири. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. - 352 с.
75. Гайгалас А.И. Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Лит-

вы. - Вильнюс: Мокслас, 1979. - 98 с.

76. Гайгалас А.И., Дварецкас В.В., Мелешите М.И. Эрозионно-аккумулятивные циклы плейстоцена и мощность аллювия террас Литвы. - В кн.: Достижения и задачи исслед. по геологии ЛитССР (Материалы 6-й научн. конфер. геологов Литвы. Вильнюс, 1981, ноябрь). Вильнюс, 1981, с.16-17.
77. Гайгалас А.И., Дварецкас В.В., Банис Ю.Ю. и др. Радиоуглеродный возраст речных террас Южной Прибалтики. - В сб.: Изотопные и геохимические методы в биологии, геологии и археологии (тезисы докл.). Тарту, 1981, с.28-32.
78. Гайгалас А.И., Мелешите М.Ю. Рельеф дочетвертичных пород Южной Прибалтики. - В сб.: Доледниковый рельеф Северо-Запада Русской равнины. Л., 1982, с.39-44.
79. Галон Р. Эволюция речной сети у края отступавшего ледникового покрова. - В кн.: Последний Европейский ледниковый покров. М.: Наука, 1965, с.85-90.
80. Гарункштис А.А. Значение гляциогенных рытвин для определения динамики последнего оледенения в Юго-Восточной Литве. - В кн.: Вопросы голоцена. Вильнюс, 1961, с.233-248.
81. Гендельман М.М. К вопросу о механизме переработки берегов речных русел. - Метеорология и гидрология, 1975, 2, с.89-94.
82. Геологический словарь. - М., 1955.
83. Геологический словарь. - М.: Недра, 1973, I, . - 486 с.
84. Герасимова А.С. Характеристика современных геологических процессов, развитых в долинах нижнего течения рек Оби и Иртыша. - Вестник Моск. ун-та, 1959, 2, с.103-111.
85. Грачев А.Ф., Долуханов П.М. Последледниковое поднятие земной коры в Канаде и в Фенноскандии по данным радиоуглеродных датировок. - Baltica, Vilnius, 1970, 4, с.297-312.

86. Геренчук К.И. Тектонические закономерности в орфографии и речной сети Русской равнины. - Львов:Изд-во Львовского ун-та, 1960. - 242 с.
87. Глазачева Л.И. Цикличность природных процессов и колебания водности рек и озер. - Рига: Изд-во Латв. гос. ун-та, 1977. - 50 с.
88. Гольбрайх И.Г., Забалуев В.В., Миркин Г.Р., Шапошников В.М. К методике тектонических исследований закрытых территорий. -
89. Горецкий Г.И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогенных отложений ледниковых областей. - В сб.: Нижний плейстоцен ледник. районов Русской равнины. М.: Наука, 1967, с.17-34.
90. Горецкий Г.И. Ложбины ледникового выплывания и размыва и их связи с краевыми ледниковыми образованиями. - В сб.: Ледниковый морфогенез. Рига, 1972, с.19-39.
91. Горецкий Г.И. Об изучении особенностей палеопатомологии северных рек СССР. - В кн.: История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Европейская часть. Новосибирск: Наука, 1979, с.5-9.
92. Гравитис В.А. Новое о Вирешской структуре. - Труды ин-та геол. АН ЛатвССР. Рига, 1961, 8, с.115-125.
93. Граменицкая Н.А. Рисунок речной сети как возможный показатель тектонической обусловленности заложения речных долин. - В кн.: Вопросы морфометрии. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1967, 2, с.82-91.
94. Грачев А.Ф., Долуханов П.М. Последледниковые движения земной коры в Канаде и в Фенноскандии по данным радиоуглеродных датировок. - Baltica, 1970, 4, с.297-312.
95. Гринбергс Э.Ф. Последледниковая и позднеледниковая история

- побережья Латвийской ССР. - Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1957, - 122 с.
96. Гричук В.П. Палеогеография Северной Европы в плейстоцене. - В кн.: Последний Европейский ледниковый покров. М., 1965, с.166-203.
97. Гричук В.П. Древнейшие материковые оледенения в Европе : его признаки и стратиграфическое положение. - В кн.: Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981, с.7-35.
98. Гричук М.П. О ритмах накопления эллювия в долинах рек и ритмах изменения климата в плейстоцене и голоцене. - В сб.: Продольный профиль рек и их террасы. М., 1978, с.18-32.
99. Гуделис В.К. К вопросу неотектонической активности Литовского побережья Балтийского моря. - Труды АН ЛитССР, сер. Б, 1955, с.3.
100. Гуделис В.К. Определение характера движений земной коры по эпейрогеническим спектрам древнебереговых линий (клинометрический анализ). - Труды АН ЛитССР, сер.Б, 1957, I.
101. Гуделис В.К. О реакции земной коры на процессы гляциации и дегляциации. - В сб.: Неотектонические движения в Прибалтике. Тарту, 1960.
102. Гуделис В.К. Рельеф и четвертичные отложения Восточной Прибалтики. М.: Изд-во ин-та географии АН СССР, 1968, 78.
103. Гуделис В.К. Современные, после- и позднеледниковые движения земной коры Прибалтики. - В сб.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, 5, с.291-301.
104. Гуделис В., Михайла В. Крупнейшие озерно-ледниковые водоемы Литвы и их значение для целей геохронологии и палеогеографии послеледникового времени. - В кн.: Сб. статей для XXI сесс.

междунар. конгресса. Вильнюс, 1960, с.270-282.

105. Гуделис В.К., Павилонис А. Палеоантропологические находки в Литве. - Бюллетень комисс. по изуч. четвертичн. периода. М., 1955. - 20 с.
106. Гудилин И.С. Дешифрирование рельефа как индикатор элементов геологического строения. - В кн.: Индикационные географические исследования. М., 1970, с.105-118.
107. Даниланс И.Я. Голоценовые пресноводные известковые отложения Латвии.-Рига, 1957. - 151 с.
108. Даниланс И.Я. Проблемы истории и палеографии позднеледникового времени на территории Латвии. - В кн.: Вопросы голоцена. Вильнюс, 1961, с.201-209.
109. Даниланс И.Я. Подсапропелевый торф в оз. Бабите и высота уровня Анцилового озера в вершине Рижского залива. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига: Изд-во ЛатвССР, 1963, 3, с.135-139.
110. Даниланс И.Я. Влияние подледниковой поверхности на процессы дегляциации и ледникового морфогенеза. - М.: Наука, 1972, с.19-22.
111. Даниланс И.Я. О некоторых вопросах возникновения и истории развития ледниковых озер. - В сб.: Вопросы четвертичной геологии. Рига: Зинатне, 1972, 6, с.59-68.
112. Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии. - Рига: Зинатне, 1973. - 312 с.
113. Даниланс И.Я., Лука К.А. Строение и морфология одного из типов дельт талых ледниковых вод. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига: Зинатне, 1969, 4, с.65-81.
114. Даниланс И.Я., Стелле В.Я. Стратиграфия поздне- и послеледниковых отложений в долинах Бата и Шкервелис и начало накоп-

- ления в них органогенного материала. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1964, 3, с. 201-221.
- [15]. Дварецкас В.В. Геоморфологическое строение долин реки Нерис и ее важнейших притоков в пределах Литовской ССР. - Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геогр. наук. - Вильнюс, 1963. - 25 с.
- [16]. Дварецкас В.В. Аллювиально-фациальный и спорово-пыльцевой анализ стариц первых надпойменных террас рек Литвы. - В кн.: Палинологические исследования в Прибалтике. Рига: Зинатне, 1971, с.135-142.
- [17]. Дварецкас В.В. Строение и развитие речных долин Литвы в позднеледниковье и голоцене. - В сб.: *Geographia Lituanica, Vilnius*, 1976, с.51-57.
- [18]. Дварецкас В.В., Сувейздис П.И. О некоторых закономерностях взаимосвязи элементов глубинного строения и особенностей продольных профилей рек Литвы. - В сб.: Научные труды высших учебных заведений Литовской ССР. Геология. Вильнюс, 1981, II, с.87-91.
- [19]. Дварецкас В.В., Эберхарде Г.Я. Типы строения и особенности формирования аллювия в долинах Южной и Средней Прибалтики. - В сб.: Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеографии Латвии. Рига: Изд-во Латв. гос. ун-та им.П.Стучки, 1978, с.3-19.
- [20]. Дварецкас В.В., Юргайтис А.А., Юзапавичюс Г.А. Особенности геоморфологических и литологических исследований флювиогляциальных и аллювиальных отложений как полезных ископаемых. - В сб.: Методы и интерпретация результатов минералогических и геохимических исследований. Вильнюс: Мокслас, 1975, с. 168 - 184.
- [21]. Дедков А.П. О связи порядка и возраста долин. - В сб.: Во-

- просы морфометрии. Саратов, 1976, 2, с.75-81.
122. Дедков А.П. Климат как фактор долинообразования. - В кн.: История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Европейская часть СССР. Новосибирск: Наука, 1979, с.81-85.
123. Дицявичене Л.Н. Структурно-геоморфологические исследования в условиях ледниково-аккумулятивного рельефа (на примере Западной Литвы и прилегающего шельфа Балтийского моря). - Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд.геогр. наук. Минск, 1982. - 22 с.
124. Джиноридзе Р.Н., Клейменова Г.И., Серганов В.И. Новые данные по истории древней Вентспилсской лагуны. - В сб.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с.51-56.
125. Долуханов П.М. О колебаниях уровня моря и внутренних водоемов Южной Прибалтики в голоцене. - В кн.: История озер. Вильнюс, 1970, с.311-318.
126. Долуханов П.М., Микляев А.М. Палеогеография и абсолютная хронология памятников эпох неолита и бронзы в бассейне Западной Двины. - В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969, с.120-128.
127. Долуханов П.М., Хотинский Н.А. Палеогеографические рубежи голоцена и мезо-неолитическая история Европы. - В кн.: Первобытный человек и природная среда. М.: Наука, 1974, с.211-216.
128. Дроздовский Е. О ледниковом происхождении Грудзенской котловины долины нижней Вислы. - Геоморфология и палеогеография (секция I). Серия "Международная география"/Материалы XXIII Международн. геогр. конгресса в Москве 1976г. М., 1976, I, с.133-135.
129. Еременко В.Я. Изучение линеаментов с целью выявления блокового строения исследуемого региона. - Изв. ВГО, 1973, 6.

130. Загорская Н.Г. Характер древнего оледенения архипелага Северной Земли. - В сб.: Вопросы географии (геоморфология, география). М., 1959, с.46.
131. Загорская Н.Г. К вопросу о формировании речных долин в условиях современного оледенения. - Изв. АН СССР, сер. геогр., 1960, I, с.67-74.
132. Зайцева Н.В. Ленточные глины Белоруссии.-Минск, 1969.- 216с.
133. Зайцев А.А. Формирование свободных излучин на равнинных реках. - Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геогр. наук. - М., 1979. - 23 с.
134. Знаменская О.М., Соколова В.Б., Хомутова В.И. Сравнительный анализ палеогеографических условий развития южных и западных берегов Ладожского озера. - В сб.: История озер (Труды всесоюзного симпозиума). Вильнюс, 1970, 2, с.319-331.
135. Зобена А.Я. Инженерно-геологическая характеристика территории Латвийской ССР. - Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. М., 1966. - 21 с.
136. Ильвес Э.О., Салтупе Б.М., Эберхарде Г.Я. Скорости накопления голоценового аллювия и врезание некоторых рек Латвии. - В сб.: Изотопные и геохимические методы в биологии, геологии и археологии (Тезисы докл. региональн. совещ.). Тарту, 1981, с.54-59.
137. Ильин В.А. Строение долин стока талых ледниковых вод Западной Карелии. - В сб.: Геоморфология и геология четвертичного покрова Севера Европейской части СССР. Петрозаводск, 1976, с.31-38.
138. Ильин Е.И. Приледниковые озера Северной Белоруссии. - В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с.71-85.
139. Исаченков В.А. О некоторых особенностях новейших и молодых

- тектонических движений Северо-Запада Русской равнины. - В сб.: Современные движения земной коры. Тарту, 1965, 2, с. 217-223.
140. Исаченков В.А. Приледниковые водоемы Псковской низины. - В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с.86-93.
141. Исаченков В.А. Материалы по геоморфологии долины реки Великой. - Ученые записки Псковского пед. ин-та. География и биология. Псков, 1969, 22.
142. Исаченков В.А. Условия формирования приледниковых водоемов Северо-Запада Русской равнины. - В сб.: История озер в плейстоцене. Л., 1975, с.22-28.
143. Исаченков В.А. Формирование рельефа Северо-Запада Русской равнины. - Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геогр. наук. М., 1975. - 49 с.
144. Исаченков В.А. Плейстоценовая экзарация и происхождение котловин крупных приледниковых озер Северо-Запада Русской равнины.- В сб.: Природа и хозяйственное использование озер Северо-Запада Русской равнины. Л., 1976, I, с.3-10.
145. Иломете М.А., Кофф Т.А., Карукяпп Р.Я. О накоплении озерно-болотных отложений в мелких замкнутых впадинах. - История озер в СССР. Тезисы докл. УІ всесоюзн. совещ. Таллин, 1983, I, с.82-83.
146. Кабайлене М.В. Развитие растительности на территории Литвы в позднеледниковое время по данным спорово-пыльцевого анализа. - В сб.: Палеоландшафты, фауна и флора ледниковых и перигляциальных зон плейстоцена. Киев, 1980, с.21-23.
147. Кабайлене М.В. Палеоботанические исследования озерных отложений и климат. - История озер в СССР. Тезисы докл. УІ всесоюзн. совещ. Таллин, 1983, I, с.91-94.

148. Кэгнер М.Н. К вопросу о нарушениях в залегании ленточных глин и причинах их возникновения. - Вестник Моск. ун-та, сер. биол., почв., геол., геогр., 1959, I, с.139-145.
149. Кэгнер М.Н. Состав и свойства ленточных глин северо-западной России. - ИВУЗ. Геология и разведка, 1959, 10.
150. Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. - М.: Наука, 1972, - 180 с.
151. Карукяпп Р.Я., Мийдел А.М. О строении и особенностях формирования некоторых типов предфронтальных краевых ледниковых образований Северной Эстонии. - В кн.: Региональные исследования ледниковых образований: Материалы IV Всесоюз. совещ. по изучению краевых образований материковых оледенений. Рига, 1972, с.86-103.
152. Каяк К.Ф. Геология долины реки Вайке-Эмайги. - Ученые записки Тартуского гос. ун-та. Тарту, 1959, 75, с.155-181.
153. Каяк К.Ф. Древний рельеф Эстонии. - Тезисы докл. УП научн. конф. геологов Прибалтики и Белоруссии. Таллин, 1970, с.158-161.
154. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. - Л.: Наука, 1975. - 275 с.
155. Квасов Д.Д., Малаховский Д.Б. Дочетвертичные речные системы Северо-Запада Восточно-Европейской равнины. - В сб.: Материалы семинара "Природа, береговые образования и история развития внутренних водоемов и морей Восточной Прибалтики и Карелии. Петрозаводск, 1971, с.8-9.
156. Квасов Д.Д., Малаховский Д.Б. и др. О дочетвертичных речных системах Северо-Запада Восточно-Европейской равнины. - В кн.: Труды конф. по истории речной сети. М., 1975, с.25-34.
157. Квасов Д.Д., Малаховский Д.Б. и др. О доледниковых речных

- системах Северо-Запада Восточно-Европейской равнины. - В сб.: Проблемы перестройки и перехвата речных долин. М., 1975, с.82-87.
158. Кессел Х.Я. Древние береговые образования бассейна Балтийского моря и Эстонской ССР. - Труды ин-та геол. ЭстССР, 1961, 8, с.113-131.
159. Кессел Х.Я. Краткий обзор стратиграфии верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Балтийского моря в Эстонии. - Информационный бюлл. /Ин-т океанологии АН СССР. - М., 1980, № 3, с.54-65.
160. Кессел Х.Я., Мийдел А.М. О поздне- и послеледниковых движениях земной коры на территории Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Хим., геол., 1973, 22, 3, с.257-264.
161. Кессел Х., Пуннинг Я. Об абсолютном возрасте голоценовых трансгрессий Прибалтики на территории Эстонии. - Изв. АН ЭстССР. Хим., геол., 1969, 18, 2, с.140-153.
162. Кессел Х., Пуннинг Я. О возрасте энциловой стадии в Эстонии (по радиометрическим данным). - Изв. АН ЭстССР. Хим., геол., 1974, 23, 4, с.59-64.
163. Кессел Х.Я., Раукас А.В. О геологическом развитии Балтийского моря в позднеледниковое время по материалам Восточной Прибалтики. - *Peribalticum, Ossolium*, 1982, 2, с.131-143.
164. Кленов В.И. Некоторые условия сохранности речных террас. - Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География, 1973, 1, с.98-100.
165. Кленов В.И. О количестве речных террас. - В кн.: Продольный профиль рек и их террасы. М., 1978, с.55-59.
166. Кленов В.И. Некоторые закономерности формирования террасовых рядов. - Вестник Моск. ун-та. Геогр., 1980, 5, 4, с.53-58.

167. Кленов В.И. Статистические модели продольных профилей речных террас. - Вестник Моск. ун-та. Геогр., 1981, 5, 3, с. 71-76.
168. Кленов В.И. Некоторые задачи реконструкции речных долин. - Вестник Моск. ун-та. Геогр., 1981, 5, 5, с.58-61.
169. Климавичене В., Микутене Л. О береговых образованиях озерно-ледниковых водоемов Литвы. - В сб.: История озер в плейстоцене. Л., 1975, с.73-77.
170. Клиге Р.К. Уровень океана в геологическом прошлом. М.:Наука, 1980, 3.
171. Клиге Р.К., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А. и др. Уровень, берега и дно океана. - М.: Наука, 1978. - 190 с.
172. Ковалевский М.И. О рельефе поверхности коренных пород Латвийской ССР. - Изв. АН ЛатвССР, 1959, 1.
173. Ковалевский М.И. Соотношение рельефа и тектонической структуры территории Латвийской ССР. - В кн.: Неотектоника СССР.- Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1961, с.101-110.
174. Ковалевский М.И., Лукшевица Г.Т. Некоторые элементы неотектонической структуры Западной Латвии. - В сб.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига; Зинатне, 1972, с.177-183.
175. Кондратене О.П. Межстадиальные отложения последнего оледенения в долине р.Ула. - Труды АН ЛитССР, сер.Б. Вильнюс, 1963, 3/34/.
176. Кондратене О.П. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной части Литвы на основе палинологических данных. - В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена Юго-Восточной Литвы. Вильнюс: Минтис, 1965, с.189-258.

177. Кондратьев Н.Е. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. - В кн.: Влияние водохранилищ на поверхностной и подземный сток. - МГД, М.: ДНЕСКО, 1972, с.85-105.
178. Кондратьев Н.Е., Трахтенберг Б.К. Гидравлические расчеты плесовых ложбин. - Труды ГГИ, 1974, 216, с.5-18.
179. Коншин Г.И., Савваитов А.С., Слободин В.Я. Межморенные морские отложения Западной Латвии и некоторые особенности их формирования. - В сб.: Вопросы четвертичной геологии. Рига: Зинатне, 1970, 5, с.37-48.
180. Котлукова И.В. Четвертичные отложения в древних долинах центральной части Мстинской впадины. - В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М.:Изд-во Моск. ун-та, 1961, с.29-38.
181. Котлукова И.В. Состав и строение четвертичного субстрата. - В кн.: Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР. Л.: Наука, 1969, с.18-24.
182. Котлукова И.В., Буслович А.Л. Развитие озерных бассейнов в Мстинской впадине. - В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с.98-102.
183. Кривошей М.И. Применение статистических вероятностных методов исследования к анализу плановых деформаций свободно-меандрлирующих рек. - В сб.: Гидроморфологические исследования пойменного и руслового процессов. - Труды ГГИ. Л., 1972, 195, с.33-51.
184. Кригер Н.И. О террасах верхнего течения Эльбы и других рек Чехословакии. - Бюллетень комиссии по изучению четвертич. периода, 1948, 3.
185. Кригер Н.И. Террасовые ряды, методы их находений и перспективы практического использования. - Материалы по инженерной

- геологии. М.: Металлургиздат, 1951, I, с.94-112.
186. Кригер Н.И. Океанические террасовые ряды. - Материалы Всесоюзн. совещания по изуч. четвертичн. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, I.
187. Кригер Н.И. Террасовые ряды. Некоторые итоги исследований. - В сб.: Вопросы географии, 1963, 63, с.20-32.
188. Крукле М.К., Яунпутинь А.И. О возрасте некоторых погребенных торфяников долины р.Даугава. - Изв. АН ЛатвССР, 1959, 9.
189. Кудабя Ч.П. К вопросу о происхождении гляцигенных рытвин на территории Дзукийской возвышенности. - В сб.: Научные труды высших учебных заведений Литовской ССР. География и геология. Вильнюс: Минтис, 1964, 3.
190. Кудабя Ч.П. О генезисе гляцигенных рытвин. - В кн.: Региональные исследования ледниковых образований: Материалы IV Всесоюзного совещания по изучению краевых образований материковых оледенений. Рига, 1972, с.137-150.
191. Кудабя Ч.П. Краевые ледниковые образования Балтийской гряды и диагностика динамики края ледника. - В кн.: Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс, 1969, с.155-216.
192. Кузнецов В.А., Юргайтис А.А., Шиманович С.Л. Вещественный состав и закономерности дифференциации верхнеплейстоценового и голоценового аллювия долины Немана. - В сб.: Аллювий. Пермь, 1980, с.3-22.
193. Кунскас Р. О гидрографических регрессиях озер среднего и позднего голоцена. - В кн.: История озер./Труды всесоюзн. симпозиума по основным проблемам пресноводных озер (25-29 мая 1970г.) - Вильнюс, 1970, 2, с.378-390.
194. Кунскас Р. По поводу развития залива Куршю-Марес, дельты реки Нямунас и прибрежных болот. - В кн.: История озер. Труды

- всесоюзн. симпозиума по основным проблемам пресноводных озер. Вильнюс, 1970, с. 391-417.
195. Кунскас Р. Развитие озер лимногляциальных впадин в голоцене /на примере поозерья Литвы/. - В кн.: История озер в СССР. Тезисы докл. УІ всесоюзн. совещ. Таллин, 1983, II, с. 96-97.
196. Кунскас Р., Вайчвилене С., Савукинене Н. Роль процессов эрозии, термокарста и органогенной аккумуляции в голоценовом развитии озерных котловин Литвы. В сб.: История озер в голоцене. /Тезисы докл. Л., 1975, 3, с. 95-102.
197. Куршс В.М. Петрографический состав гравийных залежей Латвийской ССР. - В сб.: Вопросы четвертичной геологии. Вып. I /Труды ин-та геологии. Рига, 1962, 8, с. 69-101.
198. Куршс В.М. Минеральное сырьё Латвии для производства нерудных строительных материалов. - Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1963. - 154 с.
199. Куршс В.М., Стинкуле А.В. О текстурных особенностях и условиях накопления ленточных глин Средне-Латвийского бассейна. - Изв. АН ЛатвССР, 1966, 10, с. 47-54.
200. Куршс В.М., Стинкуле А.В. О разновидностях ленточной слоистости в лимногляциальных глинах Латвийской ССР. - В сб.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1969, 4, с. 83-100.
201. Лаврушин Ю.А. Основные особенности аллювия равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. В кн.: Вопросы геологии антропогена. М., 1961, с. 200-211.
202. Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М., 1963. - 262 с.
203. Лаврушин Ю.А. Основные черты строения современного аллювия равнинных рек степной зоны. - В сб.: Генезис и литология

- континентальных антропогенных отложений. М.: Наука, 1965.
204. Лаврушин Ю.А. Опыт сравнительной характеристики строения аллювия равнинных рек различных климатических зон. - В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966, с.162-175.
205. Лазаренко А.А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки) - Труды ГИН АН СССР. М.: Наука, 1964, 120, с.1-236.
206. Ламакин В.В. О динамических особенностях аллювиальных отложений. - Докл. АН СССР, 1947, 57, 1, с.65-68.
207. Ламакин В.В. О динамической классификации речных долин. - Землеведение, 1950, 3/43/, с.161-168.
208. Ласточкин А.Н. О принципах применения морфометрических методов в морфоструктурном анализе. - Изв. ВГО, 1967, 99, с.505-509.
209. Ласточкин А.Н. О планетарной и местной трещиноватости и ее выраженности в рельефе платформенных равнин. - Изв. ВГО, 1976, 108, 1, с.123-131.
210. Лацис А., Эберхардс Г. Плановые деформации русла реки Гауя в пределах национального парка за последние 50 лет. - В сб.: Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии. Рига: Изд-во Латв. ун-та им. П.Стучки, 1980, с.60-68.
211. Левков Э.А. Гляцигенная активизация разломных зон в плейстоцене. - В сб.: Неотектоника и современная динамика литосферы (Тезисы докл.). Таллин, 1982, 2, с.127-128.
212. Левков Э.А. Гляциотектоника. - Минск: Наука и техника, 1980. 279 с.
213. Лебедева Н.В. Изменение гранулометрического состава современного руслового аллювия вниз по течению равнинной реки

- (на примере р.Вычетды). - Литология и полезные ископаемые, 1966, 5.
214. Лесненко В.К. Особенности развития озер области валдайского оледенения. - В сб.: История озер в голоцене. /Тезисы докл. Л., 1975, 3, с.77-81.
215. Лехт Э.А., Фаустов М.А. Строение краевых образований и особенности морфологии долины р.Западная Двина (севернее Велижа). - В сб.: Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972, с.87-94.
216. Лидов В.П. Процессы водной эрозии в зоне дерново-подзолистых почв. М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1981, - 168 с.
217. Литвин В.М. Основные черты геоморфологии дна Балтийского моря. - В сб.: Вопросы четвертичной геологии. Рига: Зинатне, 1974, 7, с.99-108.
218. Лодина Р.В. Некоторые особенности гранулометрической дифференциации современного руслового аллювия равнинных и горных рек. - В сб.: 2-я Всесоюз. межвуз. конфер. по пробл. : Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различн. природ. условиях. /Тезисы докл. М.: Моск. ун-т, 1976, с.308-309.
219. Лодина Р.В., Чалов Р.С. О влиянии притоков на состав наносов и дифференциации русла главной реки. - Вестник Моск. гос. ун-та, сер. геогр., 1971, 4.
220. Лукошявичюс Л.С., Гуделис В.К. Субаквальные поздне- и послеледниковые древнебереговые образования юго-восточного сектора Балтийского моря (зоны палеоголоценовых образований). - В сб.: Baltica, Vilnius, 1974, 5, с.113-118.
221. Лунев Б.С. Структура и состав аллювия как индикатор неотектонических движений. - В кн.: Методы геоморфологических ис-

- следований. Новосибирск: Наука, 1967, I, с.104-113.
222. Лунев Б.С. Дифференциация осадков в современном аллювии. - Пермь, 1967. - 333 с.
223. Лютцау С.В. К анализу террасовых рядов. - Ученые записки МГУ, геоморфология, М., 1956, 182.
224. Лютцау С.В. Флювиальные формы рельефа Мещеры как показатель изменений гидрологического режима и водности рек во времени. - Вестник Моск. ун-та, география, 1968, 3, с.93-98.
225. Лютцау С.В. Особенности террасовых рядов на речных долинах Сибири и Дальнего Востока. - Изв. АН СССР, сер. геогр., 1968, I.
226. Лютцау С.В. Основы геоморфологии. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971, I, с.145.
227. Лютцау С.В. Основы геоморфологии. Часть II. - М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1978. - 183 с.
228. Лыокене Э. Геоморфология северной части Сакалаской возвышенности. - Ученые записки Тартуского ун-та, 1959, 75, с.119-154.
229. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - 346 с.
230. Маккавеев Н.И. Некоторые вопросы теории формирования террас в речных долинах. - В сб.: Продольный профиль рек и их террасы. М., 1978, с.6-13.
231. Маккавеев Н.И., Хмелева Н.В. Лабораторные исследования влияния тектонических движений на формирование речной долины. - Изв. АН СССР, сер. геогр., 1961, 4.
232. Маккавеев Н.И., Хмелева Н.В., Зайтов И.Р., Лебедева Н.В. Экспериментальная геоморфология. - М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1961. - 194 с.
233. Маккавеев Н.И., Хмелева Н.В., Каплина А.П., Лебедева Н.В.

- Некоторые закономерности формирования продольного профиля рек по данным экспериментальных исследований. - В кн.: Вопросы эрозии и стока. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962, с.5-25.
234. Мэккэвеев Н.И., Хмелева Н.В., Гун Го-Юань. Формирование меандр. - В кн.: Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969, 2, с.7-87.
235. Малыховский Д.В., Баканова И.П. Крупнейшие речные долины. - В кн.: Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР. Л.: Наука, 1969, с.54-66.
236. Мандер Е.П. Антропогенные отложения и развитие рельефа Белоруссии. - Минск: Наука и техника, 1973. - 128 с.
237. Матвеев А.Б. Ледниковая формация антропогена Белоруссии. - Минск: Наука и техника, 1976. - 160 с.
238. Матвеев Н.П. Формирование гидрографической сети южной части Московской области. - Землеведение. Новая сер. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1963, VI, с.130-141.
239. Матвеев Н.П. Использование речной сети для выявления морфоструктур Подмосковья. - В кн.: Индикационные географические исследования. М., 1970, с.127-131.
240. Матвеев Н.П. Речные системы центра Русской равнины. - Землеведение /Сборник Моск. о-ва испыт. природы. Новая сер., 1976, XI, с.103-106.
241. Марков К.К. Ленточные глины и связанные с ними проблемы по исследованию последних лет. - Изв. гос. русск. геогр. о-ва, М., 1927, т.59, вып. I.
242. Марков К.К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. - Труды главн. геол.-разведочн. управления, 1931, II7, с.256.
243. Марков К.К. Очерки по географии четвертичного периода. -

М.: Географиздат, 1955.

244. Марков К.К. Гляциоизостатические движения земной коры. - В кн.: Материалы совещания по неотектоническим движениям в Прибалтике. Тарту, 1960.
245. Марков К.К., Краснов И.И. О геохронологическом изучении ленточных отложений Северо-Западной области. - Природа, 1929, № 5.
246. Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Речная сеть. - В кн.: Четвертичный период. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1965, 2, с.118-152.
247. Марущак Х. Главные особенности перигляциальной зоны последнего оледенения. - В кн.: Последний Европейский ледниковый покров. М.: Наука, 1965, с.90-96.
248. Медне Л. Характеристика некоторых разрезов послеледниковых отложений на территории Северо-Западно-Видземского поднятия. - В сб.: Гидрологические и метеорологические процессы и окружающая среда. - Ученые записки Латв. гос. ун-та. Рига, 1976, 247, с.128-133.
249. Мейронс Э.В. Рельеф Латгальской возвышенности и сопряженных районов Восточно-Латвийской низменности. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига; Зинатне, 1975, УШ, с.48-81.
250. Мейронс Э.В. Озерно-ледниковые бассейны Северо-Восточной Латвии. - В сб.: История озер в плейстоцене. Л.:1975, с.82-90.
251. Мейронс Э.В., Страуме Я.А., Юшкевичс В.В. Характеристика подчетвертичной поверхности Латвии и некоторые вопросы формирования погребенных "долин". - В сб.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1974, 7, с.9-21.
252. Мелешите М., Гайгалас А. История исследования. - В кн.: Погребенные палеоврезы поверхности дочетвертичных пород Южной

Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1976, с.7-9.

253. Мещеряков Ю.А. Об одной закономерности строения речных долин Европейской части СССР. - ДАН СССР, 1954, 99, 3.
254. Мещеряков Ю.А. Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М., 1961. - 88 с.
255. Мещеряков Ю.А. Задачи и методы геолого-геоморфологических исследований при изучении современных тектонических движений. - В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
256. Мещеряков Ю.А. Вековые движения земной коры. Основные итоги и задачи исследований. - В кн.: Современные движения земной коры. - М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. I.
257. Мещеряков Ю.А. Избранные труды. Рельеф и современная геодинамика. М.: Наука, 1981. - 277 с.
258. Мещеряков Ю.А., Синягина М.И. Состояние знаний о современных движениях земной коры и методы их изучения. - М.: Изд-во АН СССР, 1961.
259. Мещеряков Ю.А., Федорова Р.В. О возрасте и происхождении террас Западной Двины. - В кн.: Материалы Всесоюзн. совещания по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, 2, с.32-46.
260. Мещеряков Ю.А., Филькин В.А. Опыт составления карты падений рек и ее тектонической интерпретации. - В кн.: Вопросы применения картографических методов при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
261. Мийдел А.О. О связи между современными движениями земной коры и эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек Эстонии. - Изв. АН ЭстССР, сер. физ.-мат. и техн. наук, 1966, 15, I,

с.121-133.

262. Мийдел А.М. О древних (погребенных) долинах Эстонии. - В сб.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа, 1966, с.47-48.
263. Мийдел А.М. Некоторые черты геоморфологии долин Северной Эстонии. - Изв. АН ЭстССР. Химия, геол., 1967, 16, 3, с. 250-261.
264. Мийдел А.М. Геологическое строение и развитие долин Северной Эстонии в голоцене. - Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-минер. наук. Таллин, 1968. 18 с.
265. Мийдел А.М. Новые данные о связи между направлениями долин и тектонической трещиноватостью в Северной Эстонии. - Изв. АН Эстонской ССР. Сер. химия, геол., 1971, 20,2, с.160-162.
266. Мийдел А.М., Раукас А.В. Литология аллювиальных отложений Северной Эстонии. - В кн.: Литология и стратиграфия отложений Эстонии. Таллин, 1965, с.113-132.
267. Мийдел А., Таваст Э. Развитие речной сети Псковско-Чудской впадины. - В кн.: Донные отложения Псковско-Чудского озера. Таллин, 1981, с.143-153.
268. Микайла В.В. К вопросу о распространении и продолжительности существования крупнейших озерно-ледниковых бассейнов Южной и Средней Литвы. - Труды АН ЛитССР, сер.Б. Вильнюс, 1957, 4(12).
269. Микайла В.В. Фациальные особенности и литология глубоководных отложений приледниковых водоемов Южной Прибалтики. - В кн.: Материалы к Симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л., 1965.
270. Микайла В.В. Структура и текстура ленточных образований при-

- ледниковых озер и их связь с отступающим ледником. - В кн.: История озер. /Труды Всесоюзн. симпозиума. Вильнюс, 1970, 2, с.217-229.
271. Микалаускас А.П. Строение и формирование флювиогляциальных равнин последнего оледенения. - Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геогр. наук. М., 1978.-50с.
272. Микалаускас А.П., Багдонавичюте И.И., Паулюквичюс Г.Б. Некоторые геоморфолого-структурные и геохимические особенности флювиогляциальных террасовых отложений долины р.Нярис. - Труды АН ЛитССР, сер.Б., 1970, 3(62).
273. Мильков Ф.Н. Словарь-справочник по физической географии. Изд. 2-е, дополн. - М.: Мысль, 1970. - 344 с.
274. Можяев Б.Н. К вопросу о природе линейментов. - В сб.: Планетарная трещиноватость. Л.: Изд-во Ленинградск. ун-та, 1973, с.104-109.
275. Можяев Б.Н. Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. - Л.: Недра, 1973. - 229 с.
276. Можяев Б.Н., Рукояткин А.А. Террасы приледниковых водоемов в Ленинградской и Новгородской областях. - В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с.102-107.
277. Мони́н А.С. История Земли. - Л.: Наука, 1977.
278. Мянниль Р.П. Некоторые черты осадконакопления в поздне- и послеледниковых озерах Эстонии. - В сб.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с.300-305.
279. Нанвелл Дж., Ньюссон М. Методы географических исследований. - В кн.: Физическая география. 2-й выпуск. М.: Прогресс, 1977.- 390 с.
280. Николаев Н.И. О строении поймы и аллювиальных отложений. - В сб.: Вопросы теорет. и прикладн. геологии, 1947, 2.

281. Николаева Т.В. О некоторых общих (планетарных) закономерностях в направлениях трещиноватости докембрийских пород Балтийского и Украинского щитов. - В кн.: Планетарная трещиноватость. Л.: Изд-во Ленинградск. ун-та, 1973, с.78-88.
282. Никонов А.А. О древних долинах северо-восточной части Балтийского щита. - Докл. АН СССР, 1967, 177, 5, с.1155-1158.
283. Никонов А.А. Современные движения земной коры Фенноскандии. - В сб.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, 5, с.66-71.
284. Олюнин В.Н. Речная сеть и озерные котловины. - В кн.: Равнины и горы Сибири. М.: Наука, 1975, с.279-303.
285. Орвику К.К. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогеновом периоде. - Изв. ЭстССР Таллин, 1966, VI, 2.
286. Орвику К.К. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. - В сб.: Материалы совещ. по вопросам неотектонических движений в Прибалтике. Тарту, 1960, с.120-142.
287. Орвику Л.Ф. Новые данные о геологии озера Выртсъярв. - Труды ин-та геологии АН ЭстССР, 1958, III, с.269-293.
288. Орвику К.К. Геоморфология. - В кн.: Геология СССР. Эстонская ССР. Геологическое описание и полезные ископаемые. М.: Госгеолтехиздат, 1960, XXVIII, с.209-231.
289. Петров Л.С., Лиепиньш П.П., Мелзобс В.П. Стратиграфия и фауна верхнедевонских отложений Латвийской ССР и бассейна р.Великой. - В кн.: Тектоника и оценка перспектив нефтеносности. Л., 1946.
290. Пиньковский С.И. Карта основных типов русел равнинных рек СССР (Русская равнина, Западная Сибирь). - В кн.: Труды

Всесоюзного гидролог. съезда, 1960, 5.

291. Пиотровский М.В. Некоторые закономерности сводого-блоковой морфотектоники. - В кн.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М.: Наука, 1968, с.62-71.
292. Пиррус Э.А. О внутрисезонной слоистости ленточных глин. - В кн.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965, с.73-84.
293. Пиррус Э.А. Ленточные глины Эстонии.-Таллин: Валгус, 1968, 143.
294. Пиррус Э.А., Раукас А.В. О характере и времени освобождения территории Эстонии от последнего оледенения. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1969, 4, с.47-57.
295. Пиррус Э., Ильвес Э., Раукас А., Саарсе Л. О геологии озер гляциального генезиса в Эстонии. - В сб.: История озер в голоцене (Тезисы докладов), 1975, 3, с.82-87.
296. Попов А.И. Перигляциальные и другие зональные мерзлотные явления (современные и древние). - Вестник Моск. ун-та.Сер. биол., почвовед., геолог., геогр.М., 1959, 2, с.187-199.
297. Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. - 304 с.
298. Попов И.В. Деформации речных русел и гидротехническое строительство. Л.: Гидрометеиздат, 1969. - 363 с.
299. Попов И.В. Загадки речного русла.-Л.: Гидрометеиздат, 1977,-167 с.
300. Последний Европейский ледниковый покров. - М.: Наука, 1965. 220 с.
301. Раукас А.В. Особенности дегляциации территории Эстонии. - В кн.: Региональные исследования ледниковых образований. /Материалы Всесоюзн. совещ. по изуч. краевых образований материковых оледенений. Рига, 1972, с.28-35.

302. Раукас А. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. - Таллин: Валгус, 1978. - 310 с.
303. Раукас А., Ряхин Э. О геологическом развитии впадины и бассейнов Чудского и Псковского озер. - Изв. АН ЭстССР. Сер. химия, геол., 1969, 18, 2, с.113-127.
304. Раукас А., Ряхин Э., Мийдел А. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. - Таллин, 1971. - 22 с.
305. Репечка М.А. Литологический состав четвертичных отложений палеоврезов Западной Литвы. - В сб.: Достижения и перспективы геол. изученности ЛитССР./Материалы 5-й научн. конфер. геологов Литвы. Вильнюс, 1978, с.93-97.
306. Розанов Л.Л. Методика структурно-геоморфологического исследования речных долин (на примере Северо-Востока Русской равнины). - Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геогр. наук. М., 1970. - 23 с.
307. Розанов Л.Л. Морфографический индекс - количественный показатель строения речных долин. - В сб.: Вопросы геоморфологии.(Тезисы докладов). М., 1974, с.12-13.
308. Розанов Л.Л. Продольные спектры речных террас как индикаторы механизма их формирования. - В сб.: Прикладная геоморфология. М.: Изд-во Моск. филиала геогр. о-ва СССР, 1976, с.38-39.
309. Рубцов И.В., Дерюгин А.А. Влияние леса на деформации берегов таящих рек. - В сб.: Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. (Тезисы докладов). М., 1981, с.264-265.
310. Рукояткин А.А. Структурно-геоморфологический анализ с использованием материалов аэрофотосъемки при выявлении локальных структур. - Автореферат диссертации на соискание

- ученой степени кандидата наук. Л., 1973. - 24 с.
311. Ряхни Э.Э. Геохронология ленточных глин Северо-Восточной Эстонии. - Труды ин-та геол. АН ЭстССР. Таллин, 1963, XII, с.81-94.
312. Савваитов А.С. О составе мелкозема моренных отложений в бассейне реки Салаца. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига: Изд-во АН СССР, 1962, I, с.115-122.
313. Савваитов А.С. Состав мелкообломочного материала морен и его изменения на территории Латвийской ССР. - Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геолог.-минерал. наук. - Таллин, 1965. - 23 с.
314. Салтупе В.М. Формирование материковых дюн на междуречье Даугавы и Лиелупе. - В сб.: Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии. Рига: Изд-во Латв. гос. ун-та им. П.Стучки, 1980, с.48-60.
315. Салтупе В.М., Эберхардс Г.Я. Особенности строения и состава аллювиальных отложений средних и малых рек области последнего оледенения и влияние на их формирование антропогенного фактора (на примере Латвийской ССР). - В сб.: Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях (Тезисы докл.). М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1981, с.285-286.
316. Савукинене Н.П. Некоторые данные о палинологии и палеогеографии озер Южной Литвы. - В кн.: История озер. /Труды всесоюзн. симпозиума по основным проблемам пресноводных озер (25-29 мая 1970г.). Вильнюс, 1970, 2, с.431-450.
317. Савукинене Н.П., Сейбутис А.А. Влияние субатлантического ухудшения климата на развитие земледелия в Литве в свете палинологических исследований. - В кн.: Первообытный чело-

- век и природная среда. М., 1974, с.247-258.
318. Савукинене Н.П., Сейбутис А.А. Начальный этап антропогенного воздействия на развитие озер Литвы. - В сб.: История озер в голоцене./Тезисы докладов. Л., 1975, 3, с.102-107.
319. Сваричевская Э.А., Яценко В.А. К вопросу о классификации долин. - В кн.: Современные экзогенные процессы Киев, 1968, I, с.66-67.
320. Свиридов Н.И., Гайгалас А.И. Четвертичный покров дна Балтийского моря. - Советская геология, 1974, № 5, с.113-120.
321. Свиридов Н.И., Литвин В.М., Гайгалас А.А., Репечка М.А. Рельеф дочетвертичной поверхности Балтийского региона. - Советская геология, 1976, 5, с.60-69.
322. Сейбутис А.А. Подсапропелевые прослойки торфа и их палеогеографическое значение. - Сб. статей для междунар. геогр. конгресса. Вильнюс: Изд-во ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР, 1960.
323. Серебрянный Л.Р. Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в позднечетвертичное время. - М.: Наука, 1978. -269с.
324. Сетунская Л.Е. Опыт анализа продольных профилей рек в целях изучения тектонических движений. - Изв. АН СССР, сер. геогр., 1959, 3.
325. Сильдвэе Х., Мийдел А., Желнин Г. К проблеме дифференциации современных движений земной коры Эстонии. - В сб.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, 5, с.302-308.
326. Сильдвэе Х.Х., Мийдел А.М. Некоторые результаты интерпретации современных движений земной коры в Эстонии. - В сб.: Современные движения земной коры. Исследов. на геодинамических полигонах. Новосибирск, 1978, с.138-143.
327. Скуодис В.П. О древней погребенной долине в районе впадения р.Лауце в р.Даугава. - В кн.: Геология долины реки Даугава.

Рига, 1959, с.215-223.

328. Скуодис В.П. О роли ледниковой экзарации в образовании до-четвертичного рельефа Прибалтики. - Ежегодник Геогр. о-ва ЛитССР, 1973, 12, с.117-122.
329. Сладкопевцев С.А. К методике анализа контакта аллювиальных фаций при изучении новейшей тектоники. - Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва, 1968, 100, 4, с.358-362.
330. Сладкопевцев С.А. О локальном расщеплении речных террас. - Геоморфология, 1972, № 4, с.93-98.
331. Сладкопевцев С.А. Погребенные долины (вопросы образования и классификации). - Бюллетень комисс. по изуч. четвертич. периода. М.: Наука, 1974, 41, с.24-34.
332. Сладкопевцев С.А. Новейший этап развития речных долин. - М.: Недра, 1977. - 199 с.
333. Смирнов В.М. К вопросу о трещиноватости верхнедевонских карбонатных отложений Латвийской ССР. - В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига: Зинатне, 1972, с. 184-193.
334. Соколов Н.Н. Геоморфологический очерк района р.Волхова и оз.Ильменя. - В сб.: Материалы по исследов. р.Волхова и его бассейна. Л.: Изд-во АН СССР, 1926, VII.
335. Спиридонов А.И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. М.: Высшая школа, 1970, - 456 с.
336. Спиридонов А.И. Геоморфология Европейской части СССР. - М.: Высшая школа, 1978, - 335 с.
337. Спиридонов А.И., Мысливец В.И. О происхождении переуглублений ложе четвертичного покрова в областях древнего материкового оледенения. - В кн.: Рельеф и ландшафты. М.: Изд-во Моск.

Рига, 1959, с.215-223.

328. Скуодис В.П. О роли ледниковой экзарации в образовании дочетвертичного рельефа Прибалтики. - Ежегодник Геогр. о-ва ЛитССР, 1973, 12, с.117-122.
329. Сладкопевцев С.А. К методике анализа контакта элювиальных фаций при изучении новейшей тектоники. - Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1968, 100, 4, с.358-362.
330. Сладкопевцев С.А. О локальном расщеплении речных террас. - Геоморфология, 1972, № 4, с.93-98.
331. Сладкопевцев С.А. Погребенные долины (вопросы образования и классификации). - Бюллетень комисс. по изуч. четвертич. периода. М.: Наука, 1974, 41, с.24-34.
332. Сладкопевцев С.А. Новейший этап развития речных долин. - М.: Недра, 1977. - 199 с.
333. Смирнов В.М. К вопросу о трещиноватости верхнедевонских карбонатных отложений Латвийской ССР. - В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига: Зинатне, 1972, с. 184-193.
334. Соколов Н.Н. Геоморфологический очерк района р.Волхова и оз.Ильменя. - В сб.: Материалы по исследов. р.Волхова и его бассейна. Л.: Изд-во АН СССР, 1926, VII.
335. Спиридонов А.И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. М.: Высшая школа, 1970, - 456 с.
336. Спиридонов А.И. Геоморфология Европейской части СССР. - М.: Высшая школа, 1978, - 335 с.
337. Спиридонов А.И., Мысливец В.И. О происхождении переуглублений ложа четвертичного покрова в областях древнего материкового оледенения. - В кн.: Рельеф и ландшафты. М.: Изд-во Моск.

- ун-та, 1977, с.85-94.
338. Стелле В.Я. Характер аллювиальных спорово-пыльцевых комплексов территории Латвии. - В кн.: Палинология в геологических исследованиях Прибалтики. Рига: Зинатне, 1966, с.70-82.
339. Стелле В.Я., Савваитов А.С., Векслер Э.С. Датирование плейстоценовых отложений на территории Латвии. - В кн.: Опыт и методика изотопно-геохимических исследований в Прибалтике и Белоруссии. Рига, 1975, с.80-81.
340. Стелле В.Я., Векслер В.С., Аболтиньш О.П. Радиоуглеродное датирование аллювиальных отложений среднего течения реки Гауи. - В кн.: Опыт и методика изотопно-геохимических исследований в Прибалтике и Белоруссии. Рига, 1975, с.87-88.
341. Страуме Я.А. Лимногляциальные равнины и основные позднеледниковые водоемы Латвии. - В сб.: Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеография Латвии. Рига: Изд-во Латв. гос. ун-та им. П.Стучки, 1978, с.45-66.
342. Страуме Я. Геоморфология. - В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии. Рига, 1979, с.297-440.
343. Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. - М.: Наука, 1977. - 143 с.
344. Суходровский В.Л. Влияние рельефа снежного покрова на деятельность талых вод в перигляциальных условиях. - Изв. АН СССР, сер. геогр., 1965, 4.
345. Суходровский В.Л. Рельефообразование в перигляциальных условиях. - М.: Наука, 1967. - 119 с.
346. Таваст Э. Рельеф коренных пород Эстонии и его влияние на формирование четвертичных отложений и форм рельефа. - Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. - Вильнюс, 1978. - 23 с.

347. Тэваст Э.Х. О развитии дочетвертичных и плейстоценовых долин Эстонии. - В сб.: Исследов. развития Скандинавского ледникового покрова на территории СССР. Апатиты, 1981, с. 35-44.
348. Тэваст Э., Раукас А. Рельеф коренных пород Эстонии. - Таллин: Валгус, 1982. - 194 с.
349. Темникова Н.С. Климат Латвийской ССР. - Рига, 1958.-232 с.
350. Тимофеев Д.А. Что такое долина.- В кн.: История речных долин и проблемы мелиорации земель. Европейская часть. - Новосибирск: Наука, 1979, с.34-38.
351. Торнес Дж., Брунсден Д. Геоморфология и время.- Л.: Недра, 1981. - 227 с.
352. Тримбл С.В. Современная русловая и долинная седиментация во внеледниковой области. Висконсин, США. - В сб.: XXIII междунар. геогр. конгр., Москва, 1976, секц. I. Геоморфол. и палеогеогр. М., 1976, с.213-216.
353. Трескинский А.С. О принципах изучения рек в целях тектонического анализа. - Разведка недр, 1950, I.
354. Тройцкий В.А. Типы речной сети Европейской части СССР. - В сб.: Вопросы географии, 1948, 7.
355. Ульст В., Берзинь Л. Мерзлотные деформации в отложениях Балтийского ледникового озера и их палеогеографическое значение. - В сб.: Вопросы четвертичной геологии, I. /Труды ин-та геологии АН ЛатвССР. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1962, 8, с.155-175.
356. Фаустова М.А., Лехт Э.Е. Палеогеография древних озерно-ледниковых и озерных водоемов в бассейнах верхнего течения Западной Двины и Межи. - Изв. АН СССР, сер. геогр., 1972, I, с.124-129.

357. Фаустова М.А., Лехт Э.Е., Гузман А.А. Четвертичная история озерных бассейнов Смоленской и прилегающих областей. - В сб.: История озер в плейстоцене./IV Всесоюзн. симпозиум по истории озер. Тезисы докл. Л., 1975, 2, с.41-48.
358. Федоров Н.П. О связи эрозионных процессов с планетарной трещиноватостью горных пород. - В кн.: Планетарная трещиноватость. Л.: Изд-во Ленинградск. ун-та, 1973, с.127-130.
359. Ференс-Сороцкий А.А., Сафронов П.Н., Алексеев В.И. Рисунок гидросети как показатель локальных тектонических движений в северной части Печорской низменности. - Геоморфология, 1972, 4, с.52-57.
360. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу.-Саратов:Изд-во Саратовского ун-та, 1960.
361. Философов В.П. О значении порядков долин и водораздельных линий при геолого-географических исследованиях. - В кн.: Вопросы морфометрии. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1967, 2, с.4-66.
362. Философов В.П., Денисов С.Н. О порядках речных долин и их связи с тектоникой. - В сб.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1963.
363. Хмелева Н.В. Изучение меандр р.Вятки в целях палеогеографического анализа. - В сб.: Геоморфологические и гидрологические исследования. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968, с.128-132.
364. Хмелева Н.В., Ивочкина Л.Г. Формирование продольного профиля реки при восходящем развитии рельефа. - В кн.: Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978, с.5-49.
365. Хортон Р.Э. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М.: Изд-во иностр. лит., 1948.
366. Цейнер Ф. Плейстоцен. - М., 1963. - 502 с.

367. Чалов Р.С. Излучины р.Вычегды. - В кн.: Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974, 4.
368. Чалов Р.С. Русловые процессы и особенности их проявления в различных природных условиях. - Автореферат на соискание ученой степени доктора географических наук.- М., 1978.-74 с.
369. Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов.- М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. - 234 с.
370. Чалов Р.С. Главные виды русловых деформаций, их пространственно-временные соотношения и особенности проявления в различных условиях. - В сб.: Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях.(Тезисы докл.) М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981, с.256-259.
371. Чарушин Г.В. Порядки элементов эрозионной сети и тектонические трещины на пологих антиклиналях. - В кн.: Вопросы морфометрии. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1967, 2, с.92-100.
372. Чеботарева Н.С., Серебрянный Л.Р., Девирц А.Л., Добкина Э.И. Абсолютный возраст низких террас центра Русской равнины. - Изв. АН СССР, сер. геогр., 1962, 4.
373. Чеботарева Н.С., Мальгина Е.А. и др. О возрасте речных террас Северо-Запада Русской равнины. - В кн.: Палеогеография и абсолютная хронология верхнего плейстоцена и голоцена. М.: Наука, 1965, с.51-60.
374. Чеботарева Н.С. Речные террасы Северо-Запада Русской равнины, их строение и возраст. - *Pettermans geogr.Mitt.* 1970, II4, 3, с.173-185.
375. Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология.- М.: Наука, 1974. - 215 с.
376. Чепулите В. Особенности поверхностей палеорельефа. - В сб.: Строение и рельеф Жямайтской возвышенности. Вильнюс: Мокслас,

1979, с.18-27.

Чигарев Н.В. Некоторые методические приемы анализа террасовых рядов и их практическое применение. - Геоморфология, 1970, № 3, с.84-90.

Шамм С. Руслу палеорек. - В кн.: Условия древнего осадкообразования и их распознавание (перевод с англ.). М.: Мир, 1974, с.129-140.

Шанцер Е.В. Замечание по поводу статьи Н.И. Кригера "О террасовых рядах верхнего течения Эльбы и других рек Чехословакии". - Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода, 1949, 14, с.142-144.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. - Труды ин-та геол. наук, сер. геол. М., 1951, 135, с.55.

Шанцер Е.В. Типы аллювиальных отложений. В кн.: Вопросы геологии антропогена. М., 1961, с.188-199.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. - Труды геол. ин-та АН СССР. М., 1966, с.161.

Шейдеггер А.Е. Физические аспекты природных катастроф. - М.: Недра, 1981. - 232 с.

Шляупа А.И. Связь речно-долинной сети Литвы с геолого-тектоническими структурами. - В сб.: *Geographia Lituanica* (Сборник статей для XXIII междунар. геогр. конгресса), 1976, с.35-38.

Шляупа А.И. О связи рельефа и глубинных структур. - В сб.: Строение рельефа Жямайтской возвышенности. Вильнюс: Мокслас, 1979, с.5-17.

387. Шляупа А.И. Неотектоническая структура и план гидрографической сети Южной Прибалтики. - В сб.: Исслед. развития Скандинавского ледникового покрова на территории СССР. Апатиты, 1981, с.29-35.
388. Шульц С.С. К вопросу о генезисе и морфологии речных террас.- Тр. комис. по изуч. четверт. периода, 1933, 3.
389. Шульц С.С. Таблица генетической классификации речных террас.- Труды ин-та географии АН СССР, 1948, 39, с.117-119.
390. Шульц С.С. О связи рельефа с новейшей тектоникой и структурой. - В кн.: Судомская возвышенность. М.-Л., 1963, с.99-116.
391. Шульц С.С., Можжев Б.Н. и др. Судомская возвышенность.-М.-Л., 1963. - 120 с.
392. Щукин И.С. Опыт генетической классификации долин.- В сб.: Проблемы физической географии. М.-Л.; Изд-во АН СССР, 1940, IX, с.1-31.
393. Щукин И.С. Общая геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960, I, 615с.
394. Щукин И.С. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. - М.: Изд-во Советская энциклопедия, 1980. - 703 с.
395. Эберхардс Г.Я. Голоценовые аллювиальные отложения р.Западная Двина (Даугава) в пределах Латвийской ССР. - В сб.: Очерки по физической географии. Рига; 1966, с.85-107.
396. Эберхардс Г.Я. Об озерно-ледниковом бассейне Восточно-Латвийской низменности. - В кн.: История озер Северо-Запада. /Материалы I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Ленинград, 17-20 ноября 1965г. Л., 1967, с.57-61.
397. Эберхардс Г.Я. Морфология и генезис некоторых типов долин и долинообразных форм в бассейне р.Даугава. - В сб.: Вопросы

- четвертичной геологии. Рига, 1969, IV, с.103-120.
398. Эберхардс Г.Я. Формирование голоценовых аллювиальных отложений средних и малых рек области последнего оледенения (на примере бассейна реки Даугава). - Ученые записки Латв. гос. ун-та им.П.Стучки. Вопросы физической географии ЛатвССР. Рига, 1972, I, с.32-55.
399. Эберхардс Г.Я. Субгляциальные ложбины и особенности их размещения в пределах низменных районов Латвии. - Ученые записки Латв. гос. ун-та им.П.Стучки. Вопросы физической географии Латвийской ССР, 1972, с.15-31.
400. Эберхардс Г.Я. О характере молодых движений земной коры по результатам изучения речных долин Латвии. - В сб.: Тезисы докл. VI Всесоюзн. совещания по современным движениям земной коры. Таллин, 1972, с.120-121.
401. Эберхардс Г.Я. Строение и развитие долин бассейна реки Даугава. - Рига: Зинатне, 1972. - 131 с.
402. Эберхардс Г.Я. О закономерностях формирования спектров речных террас области последнего оледенения. - В сб.: Вопросы физической географии Латвийской ССР. Рига, 1973, II, с.5-20.
403. Эберхардс Г.Я. Морфогенез долины р.Салаца. - В сб.: Вопросы физической географии Латвийской ССР. Рига: Изд-во Латв. гос. ун-та, 1973, II, с.21-29.
404. Эберхардс Г.Я. О характере молодых движений земной коры Латвии по результатам изучения речных долин. - В сб.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, 5, с.309-313.
405. Эберхардс Г.Я. Роль приледниковых и изолированных водоемов в формировании речных долин (на примере Латвии). - В сб.: История озер в плейстоцене. Л., 1975, с.77-82.
406. Эберхардс Г.Я. О некоторых особенностях древних врезов Лат-

- вии и их формировании. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига: Зинатне, 1975, VIII, с.24-30.
407. Эберхардс Г.Я. Типы строения и особенности формирования аллювия средних и малых рек Средней Прибалтики. - В сб.: Тезисы докладов II Всесоюз. межвузовской конференции "Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях", М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1976.
408. Эберхардс Г.Я. Особенности проявления аккумуляции и экзарации ледника последнего оледенения в некоторых древних погребенных врезях Латвии. - В сб.: Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеографии Латвии. Рига: Изд-во Латв. гос. ун-та им.П.Стучки, 1978, с.67-88.
409. Эберхардс Г.Я. Основные закономерности долинообразования в Прибалтике. - В кн.: История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Европейская часть. Новосибирск, 1979, с.56-60.
410. Эберхардс Г.Я. Основные закономерности формирования долинно-речной сети области последнего Европейского оледенения. - В сб.: Палеогеография области скандинавских материковых оледенений. Л., 1979, с.10-18.
411. Эберхардс Г.Я. Влияние местных коренных пород на формирование петрографического состава аллювия в долинах Латвии. - В сб.: Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии. Рига: Изд-во Латв. гос. ун-та им.П.Стучки, 1980, с.3-18.
412. Эберхардс Г.Я. Основные предпосылки долинообразования на этапе дегляциации последнего материкового оледенения на территории Средней Прибалтики. - В сб.: Краевые образования материковых оледенений. /К VI Всесоюз. совещанию по краевым образованиям материковых оледенений. Киев, 1980, с.48-49.

413. Эберхардс Г.Я. Характер и интенсивность горизонтальных деформаций меандрирующих рек Средней Прибалтики. - В сб.: Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. /Тезисы докл. III Всесоюзн. конференции. М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1981, с.288-289.
414. Эберхардс Г.Я. Колебания уровня древнего озера Лубанас и заселение его берегов человеком. - В сб.: Изотопные и геохимические методы в биологии, геологии и археологии. /Тезисы региональн. совещания, Лохусалу, 13-15 октября 1981г. Тарту, 1981, с.182-186.
415. Эберхардс Г.Я. О применении метода анализа фациальной структуры эллювия в изучении молодых и современных движений земной коры в Средней Прибалтике. - В сб.: Неотектоника и современная динамика литосферы. /Тезисы докладов. Таллин, 1982, II, с.172-173.
416. Эберхардс Г.Я. Флювиальные рельефообразующие процессы рек Латвийской ССР. - В сб.: Современные экзогенные процессы и методы их исследования. Рига: Изд-во Латв. гос. ун-та им. П.Стучки, 1982, с.15-31.
417. Эберхардс Г.Я. Методы и основные результаты стационарных исследований современных речных процессов на территории национального парка "Гауя". - В сб.: Изучение охраняемых природных территорий Латвийской ССР. Проблемы, результаты, рекомендации. Рига, 1982, с.110-112.
418. Эберхардс Г.Я. Геологические процессы на реках Латвийской ССР. - Наука и техника, 1982, № 11, с.14-15.
419. Эберхардс Г.Я. К вопросу о ледниковом переформировании древних погребенных врезов. - В сб.: Доледниковый рельеф Северо-Запада Русской равнины. Л.: Изд-во ГО СССР, 1982, с.45-50.

20. Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978, 3, с.148.
21. Энциклопедический словарь географических терминов. М.: Изд-во "Советская энциклопедия", 1968. - 440 с.
22. Юргайтис А.А. Генетические типы и литология песчано-гравийных отложений Литовской ССР. - Труды ин-та геологии. Вильнюс, 1969, 9.
23. Юргайтис А.А. О литологии эллювиальных песчано-гравийных отложений Литовской ССР. - В сб.: Аллювий. Пермь, 1973, с.2.
24. Юргайтис А.А., Юзапавичюс Г.А. Пески и песчано-гравийные отложения крупнейших рек Литвы. - В сб.: Вопросы геологии четвертичных полезных ископаемых Литвы. Вильнюс, 1972.
25. Юргайтис А.А., Левков Э.А. Петрографический состав четвертичных песчано-гравийных пород Прибалтики и Северной Белоруссии. - Литология и полезные ископаемые, 1973, 5, с.58-66.
26. Яунпутниньш А.И. Опыт геоморфологического районирования Латвийской ССР и его значение для ландшафтного районирования. - Ученые записки /Латв. гос. ун-т. Рига, 1961, 37, с.267-280.
27. Якушко О.Ф., Мэхнач Н.А., Хурсевич К.Г., Калечиц В.А. Голоценовая история озер Белорусского поозерья. - Тезисы докладов. Л., 1975, 3, с.128-137.
28. Якушко О.Ф., Калечиц В.А. Типы озерных котловин Белорусского Поозерья. - В кн.: История озер Северо-Запада. /Материалы I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Л., 1967, с.310-314.
29. Apals J., Atgāznis M., Daiga J. u.c. Latvijas PSR arheologija. - Rīga: Zinātne, 1974.- 460 lpp.
30. Augustowski B. Pattern and development of the ice marginal streamways of the Kashubian coast. - Geogr. Polon., 1965,

N 6, p. 35-42.

431. Basalykas A. Lietuvos TSR Pietručiu smeletoji lyguma (geomorfologine apybraiža). - Vilniaus Valst. V.Kapsuko v. universiteto Mokslo darbai, 1955, VII.
432. Basalykas A. Lietuvos upės.- Vilnius, 1965. - 133p.
433. Basalykas A. Lietuvos TSR fizine geografija. - Vilnius; Mintis, 1965, II, p. 496.
434. Basalykas A. Lietuvos upiu dinaminio faziu interpretavimo klausimu. - Lietuvos TSR Mokslu akademijos Darbai, ser.B.- Vilnius, 1958, 3,(15).
435. Basalykas A. Roznorodnosć morfogenetyczna dolin krajobrazu polodowcowego na przykladzie terenow Litewskiej SSR. - Przegł. Geograficzny, 1968, 40, 4, 771-779.
436. Bauling H. Problèmes des terrasses. Sixième rapport de la Commission pour l'etude des terrasses pliocènes et pleistocènes. - Paris, 1948.
437. Beconis M. Lietuvos TSR upiu salpu išplitimas ir tipai. - Lietuvos TSR geografinė draugija. Geografinis metraštis. Vilnius, 1960, III, p.163-175.
438. Bergström R. Stratigrafi och isrecession i södra Västerbotten. - Sver. Geol. Undersökn., C., 1969, 634.
439. Born St., Ritter D.F. Modern terrace development near Pyramid Lake, Nevada and its geologic implications. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol.81, N 4, p.1233-1241.
440. Borsy Z. and Félégyházi Evolution of the network of water courses in the North-eastern part of the Great Hungarian Plain from the end of the Pleistocene to our days. - Quaternary studies in Poland, 4. Warszawa-Poznań, 1983,115-124.
441. Büdel J. Typen der Talbildung in verschiedenen klimamorpho-

- logischen Zonen. - Z. Geomorphol., 1972, Bd.16, H.14, 1-16.
442. Churski Z. Rozwój sieci wodnej na przedpolu lodowca Skeidarárjökull (Islandia). - Czasopismo Geograficzne, 1973, XLIV, 2, 271-289.
443. Costello W.R., Walker R.G. Pleistocene sedimentology, Credit River, Southern Ontario: a new component of the braided river model. - J. Sedimentary Petrology, 1972, N 42, p.389-400.
444. Čepulytė V. Lietuvos apatinio ir vidurinio pleistoceno bei subkvarterinio reljefo bendrieji bruožai. - Moksl. pranešimai./Liet. TSR MA Geol. ir geogr. in-tas, 1959, X, 2, 81-92.
445. Deigard R. Longitudinal and transverse sorting of grain sizes in aluvial rivers.- Ser. Pap. Inst. Hydrodyn. and Hydraul. Eng. Techn. Univ. Denm., 1980, N.26, p. 10.
446. Delle N. Zemgales līdzenums, Augšzemes un Lietuvas devona nogulumi. Rīga, 1938.
447. Dvareckas V. Apie senvagių morfogenezę dabartinėmis fizinėmis-geografinėmis salugomis.- Lietuvos TSR geografinė draugija. Geografinis metraštis. Vilnius, 1960, IY, 177-191.
448. Dvareckas V. Zeimėnos slėnio geomorfologinė analizė. - Lietuvos TSR Aukštųjų mokyklų mokslo darbai. Geografija ir geologija. Vilnius, 1962, 1.
449. Dvareckas V. Jūros upės ir jos pagrindinių intakų slėnių geomorfologinės ypatybės. - Lietuvos TSR Aukštųjų mokyklų mokslo darbai. Geografija ir geologija. Vilnius, 1974, XI.
450. Dvareckas V., Basalykas A. Šventosios slėnio struktūros ir slėninių varvų kilmės klausimu. - Lietuvos TSR Geografinė draugija. Geografinis metraštis. Vilnius, 1959, II.
451. Blatt H., Middleton G., Murray R. Origin of sedimentary rocks. - Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, 1972. - 634p.

452. Donner J.J. Shore-line diagrams in Fennish Quaternary research. - Baltica. Vilnius, 1965, N 2, p.11-20.
453. Donner J.J. Land/sea level changes in Southern Finland during the formation of the Salpausselkä endmoraines.- Bull. Geol. Soc. Finland, 1969, N 41, p.135-150.
454. Dreimanis A. Eine neu Methode des quantitativen Geschiebeforschung. - Z. Geschiebeforsch. Flachlandgeol., Frankfurt/Oder, 1939, Bd.15, R.15, S.17-36.
455. Drozdowski E. The evolution of the Lower Wistula river valley between the Chelmno basin and the Grudziadz basin.- Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years. Part 1. Geographical studies special issue No.1. Wroclaw, Warszawa, Krakow, Gdansk, Lodz , 1982, 132-147.
456. Drozdowski E., Berglund B. Development and chronology of the lower Vistula River valley, North Poland.- Boreas, Oslo, 1976, vol. 5, p.95-107.
457. Eberhards G. Pirmsledus laikmeta upes. - Dabas un vēstures kalendārs. Rīga: Zinātne, 1977, 177-182 lpp.
458. Edelman N. Meandrande glacialrännor. - Terra, 1972, vol. 84, N 3, p. 104-107.
459. Falkowski E. Historia i prognoza rozwoju ukladu koryta wybranych odcinkow rzek nizinnych Polski. - Biul. Geol. Wyzd. Geol. UW, 1971, 12.
460. Falkowski E. Regularities in development of lowland rivers and changes in river bottoms in the Holocene. - Excursion Guide-Book./Symposium of the INQUA Commission on Studies of the Holocene. Poland, 1972, II, 3-30.
461. Falkowski E. Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene. - Biul. Geol., UW, 1975, p.45-78.

462. Falkowski E. Problemy genezu i interpretacji ukształtowania doliny środkowej i dolnej Wisły. - *Przeł. Geol.*, 1975, 6, 345-347.
463. Fissmann L. Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs. Ein Beitrag zur Periglazialgeologie aus der Sicht des Saale-Elbe-Gebietes. - *Altenburg, naturwiss. Forsch.*, 1981, N 1, p.171.
464. Flint R.F. *Glacial and Quaternary geology.*-New York, 1971, 892 p.
465. Florek W. Proba analizy zmian cech geometrycznych meandrow współczesnych i kopalnych na przykładzie dolnego Bobru. - *Przeł. Geogr. Warszawa*, 1978, L, 4, 643-660.
466. Folk R.L. A review of granulometric parameters. - *Sedimentology*, 1966, vol.6, N 2, p.73-93.
467. Gailītis J. Ģeologiskie priekšdarbi domātai ūdensspēka stacijai Aizkrauklē. - *Ekonomists*, 1934, 22 lpp.
468. Galenieks P. Aprakta ozolmeža atliekas pie Daugavpils. - *Latv. Univ. Bot. dārza raksti. Rīga*, 1930, V, 1/3, 69-75.
469. Galon R. Dolina dolnej Wisły. - *Badania Geograficzne, Prace Inst. Geogr. Univ. Poznańskiego, Poznań*, 1934, 12-13.
470. Galon R. Morfologia doliny i zandru Brdy. - *Studia Soc. Sci. Torun, sec. C*, 1953, 1 (6).
471. Galon R. New facts and problems pertaining to the origin of the Noteć-Warta Pradolina and the valleys linked with it.- *Przeł. Geograficzny*, t.XL, z.2, 1968, 307-315.
472. Gangloff P. Signification paléoclimatique des formes periglaciares reliques du Québec meridional. - *Biul. perygl. LTN*, 1981, N 28, p.187-196.
473. Garunkštis A. Mažuju Lietuvos ežeru raidos ypatumai.- *Lie-*

- tuvos TSR Geografinė draugija Geografinis metraštis, 1963-1964, VI-VII.
474. Garunkštis A., Stanaitis A. Dusios Metelio ir Obelijos ežerų kilmės klausimu. - Lietuvos TSR MA Geologijos ir geografijos institutas. Moksliniai pranešimai, 1959, X.
475. Garunkštis A., Stanaitis A. Ežerai gimsta, bresta ir miršta. - Vilnius, 1969.
476. Gillberg G. Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska Högländets västra randzon. - CFF, 1956, Bd. 78, H. 3, S.486.
477. Glazačeva L. Virszemes ūdeņi. - Grām.: Latvijas PSR geografija. Rīga: Zinātne, 1975, 74-84 lpp.
478. Goldthwait R.P. Evidence from Alaskan glaciers of major climatic changes.- Proc. Symposium on World climate 8000-0 B.C., /ed. J.S. Sawyer, Published by Royal Meteorological Society, London, 1966, p.40-53.
479. Gudelis V. Lietuvos pajūrio neotektoninio aktyvumo klausimu. - Lietuvos TSR MA Darbai, ser.B. Vilnius, 1955, p.3.
480. Gudelis V., Kabailienė M. Allerodinis ir priešallerodinis laikotarpiai Lietavoje Napa icio pelkes palinologiniu tyrimu ariesoje.- Lietuvos TSR Mokslo Akademija Geologijos ir Geografijos Institutas. Moksliniai Pranesimai. Vilnius, 1958, 6.
481. Gudeliauskienė A. Antropogeniniai hidrografinio tinklo konfigūracijos pakitimai (Nevėžio baseino pavyzdžiu).- Geografija, Vilnius: Mokslas, 1982, XVIII, 50-56.
482. Gregory K.J. Human activity and Paleohydrology: A Review,- Quaternary studies in Poland, Warszawa-Poznań, 1983,4,73-80.
483. Gregory K.J., Walling D.E. Man and Environmental Processes, Butterworths, 1980.- 276 p.

484. Hoare P.G., McCabe A.M. The periglacial record in east-central Ireland. - *Biul. perygl. LTN*, 1981, N 28, p.57-58.
485. Hooke J.M. An analysis of the processes of river bank erosion. - *J. Hydrol.*, 1979, vol.42, N 1-2, p.39-62.
486. Hooke J.M. Magnitude and distribution of rates of River Bank erosion. - *Earth Surf. Process*, 1980, vol.5, N 2, p.143-157.
487. Hudson H.R. A field technique to directly measure river bank erosion. - *Can. J. Earth Sci.*, 1982, vol.19, N 2, p. 381-383.
488. Jaunputniņš A. Reljefs. - *Latvijas PSR geologija*. Rīga, 1961, 194-250 lpp.
489. Jäger K.D. Über alter und Ursachen der Auelehmablagerung thüringischer Flüsse. - *Præhistorische Zeitschrift*, 1962, Bd. 40, H. 1/2, S.1-59.
490. Johnsson G. Fossil patterned ground in southern Sweden. - *Geol. fören. Stockholm förhandl.*, 1981, vol.103, N1, p.79-81.
491. Jurgaitis A., Juozapavičius G. Stambiausiu Lietuvos upiu smėliai ir žvyrai. - *Kn.: Lietuvos kvarteriniu naudinguju iškasenu geologijos klausimai (Lietuvos geologijos mokslinio tyrimo into darbai)*. Vilnius, 1972, 19.
492. Karczewski A., Wisniewski E. The relief of the marginal zone of the Torell Glacier in terms of its recession (SW Spitsbergen). - *Acta universitatis Wratislaviensis*. Wroclaw, 1977, N 387, p.37-62.
493. Kessel H., Raukas A. The Quaternary History of the Baltic. Estonia. - *In: The Quaternary History of the Baltic, Acta Univ. Ups. Symp. Univ.* - *Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*. Uppsala, 1979, N 1, p.127-146.
494. Klimak K., Starkel L. History and actual tendency of flood-

- plain development at the Polish-Carpatians.- In: Geomorphologische Prozesse und Prozess kombinationen in der Gegenwart unter verschiedenen klimabedingungen. Abh. Akad. Wiss. Göttingen, 1974, p.185-196.
495. Knox J.C. and Johnson W.C. Late Quaternary valley alluviation in the driftless area of southwestern Wisconsin.- In: Late Quaternary Environments of Wisconsin. Madison, 1974, p.134-162.
496. Kozarski S. Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci-Warty. - PTPN Prace Kom. Geogr.-Geol. Poznań, 1965, 5, 1.
497. Kozarski S. Evidences of Late-Würm Permafrost occurrence in North-West Poland. - Quaestiones Geographicae, 1974, 1.
498. Kozarski S. Poźnoglacialne i holocenijskie zmiany w układzie koryt rzecznych niżowej części dorzecza Odry. - Krajowe Sympozjum "Rozwój den dolinnych ... etc.", Wrocław-Poznań, 1974,- Streszczenia referatów i komunikatów, 1974, 17-19.
499. Kozarski S. Stanowisko Jaszkowo koło Śremu. Migracja koryta Warta na południe od Poznania w późnym glacialu i holocenijskiej generacji meandrów. - Krajowe Sympozjum "Rozwój den dolinnych ... etc.", Wrocław-Poznań, 1974. - Przewodnik wycieczki, 1974, 46-49.
500. Kozarski S. River channel adjustment to climatic change in west-central Poland. - Background to Paleohydrology. A Perspective. Chichester-New York-Brisbane-Toronto-Singapore, 1983, p.355-374.
501. Kozarski S., Rotnicki K. Valley floors and changes of river channel patterns in the North Polish Plain during the Late-Würm and Holocene.- Quaestiones Geographicae. UAM Poznań,

- 1977, 4, 51-93.
502. Kulikauskas P., Kulikauskiene R., Tautavičius A. Lietuvos archeologijos bruožai.- Vilnius, 1961, p.34-144.
503. Liblik T. Jooni Piusa oru geomorfoloogiast.- Eesti Geogr. seltsi Aastaraamat, 1964/1965. Tallinn, 1966, 34-55.
504. Liepiņš P. Purmaļu mergeļu nogulumu Austrumprūsijas-Lietuvas ieplakā.-LPSR ZA Ģeoloģijas un ģeogrāfijas inst. raksti. Rīga, 1947, 1, 35-81 lpp.
505. Linkrus E. Valgejoe alamjooksu oru geomorfoloogiast. - Eesti Geograafia seltsi Aastaraamat, 1962. Tallinn, 1963, 28-46.
506. Logee R.J. A chronology of Postglacial Time in Eastern North America, - Sci. Monthly, 1953.
507. Luha A. Paekalda ajalugu. - Rmt.: Virumaa, Rakvere, 1924, 292-314.
508. Lundquist J. The Quaternary of Sweden.- In: The geologic systems. The Quaternary. Interscience Publishers. New-York-London-Sydney, 1965, 1.
509. Maarleveld G.C. Summer thaw depths in cold regions and fossil cryoturbation. - Geol. en mijnbouw, 1981, vol.60, N 3, p.347-352.
510. Mackin J.H. Concept of the graded river, - Bull. Geol. Soc. America, 1948, vol.59, N 5.
511. Mannerfeldt C. Oviksfällen: a key geomorphological region. Ymer, 1960, 2/3.
512. Mannil R. Jarvelubjalasundite levik ja stratigraafia Eestis. Автореферат диссертации на соискание уч. степени канд. геол.-мин. наук./Ин-т геологии АН ЭССР, 1964.
513. Marcinek J. Phasen der Gewässernetz- und Reliefentwicklung im Jungmoränengebiet der DDR. - Wiss. Z. E.M. Arndt-Univ.

- Greifswald. Math. naturwiss. R., 1978, Bd.27,H.1-2,S.63-64.
514. Mardosiene D., Minkevičius V. Neris ruožo buivyžiai. - Vilnius Šlaitu dinamika. - Geografija. Vilnius: Mokslas, 1982, XVIII, p.77-88.
515. Maruszczak H. Utwory pokrywowe plejstoceńskiej tundry plamistej na obszarze Polski polnocnej i srodkowej. - Ann. Uni. MCS (Lublin), sect.B., 1960, 14.
516. Mörner N.A. The Late Quaternary history of the Kattegat Sea and the Swedish coast. Deglaciation, shore-level displacement, chronology, isostasy and eustasy. - Sveriges Geologiska Undersökning. Ser.C., 1969, N 640.
517. Mörner N.-A. New method of separating glacioisostatic and tectonic components in scandinavian crystal movements,- Symp. Recent Crystal Movements and Assoc. Seismic and Volcan. Activ. Bandung, 1973. - Abstr. Jakarta, 1974, p.14-16.
518. Mörner N.-A. Crystal movements and geodynamics in Fennoscandia.- Tectonophysics, 1981, vol.71, N 1-4, p.241-251.
519. Mycielska-Dowgiallo E. Stages of Holocene evolution of the Vistula valley on the background of its older history in the light of investigations carried out near Tarnobrzeg.- Excursion Guide-Book. /Symposium of the INQUA Commission on Studies of the Holocene. Poland, 1972, II, p.69-82.
520. Mycielska-Dowgiallo E. Channel pattern changes during the Last Glaciation and Holocene in the northern part of the Sandomierz Basin and the middle part of the Vistula valley. In: River Channel Changes /ed. K.J. Gregory, J. Wiley. - Chichester, 1977, p.75-87.
521. Niewiarowski W. Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwocy.- Studia Societatis Scientiarum Torunensis, Sec. C, Torun, 1968, VI.

522. Niewiarowski W. The relation of the Drweca valley to the Notec-Warta ice marginal streamway (pradolina).- Geogr. Polon., 1969, N 17, p.173-188.
523. Niini H. Stratigrafisia ja morfologisia selviksiä Etelä - Suomen maapeitteisistä laaksoista. - Terra, 1973, 10, 4, 217-224.
524. Nilson E. Södra Sveriges senkvartära historia.- Kgl. Svenska vetenskapsakad. handl. Ser.4. Stockholm, 1968, 12, 1.
525. Paleohydrology of river basins. Guide to the Sub-project A on Paleohydrological Changes in the temperate zone in the Last 15000 Years. - Technical Bulletin /British Geomorphological Research Group, 1981, N 26, p.107.
526. Penck W. Die morphologische Analyse. Ein kapitel der physikalischen Geologie. - Stuttgart, 1924.
527. Penttilä S. The deglaciation of the Laanila area, Finnish Lapland.- Bull. Comm. géol. Finl., 1963, p.203.
528. Pērkons V. Gaujas senlejas geologiskie šķērsgriezumi pie Siguldas, Valmieras un Murjāņiem. - LPSR ZA Ģeoloģijas un ģeogrāfijas inst. raksti. Rīga, 1947, 1, 143-157 lpp.
529. Pirola J. Die glazialen Oberflächenformen und die Entwicklung der Täler. Auf den fjelden Marastotunturit und Viipus-tunturit in Finnisch-Lapland. - Suomalais. tiedeakat. toimituks., 1967, Ser.A, III, N 92, 115.
530. Pirrus E., Saarse L. Tekstuuriid jääpaisjärvesavide tekketimgimuste peegeldajana.- Eesti NSV saarkorgustike ja järvenogude kujunemine. Tallinn: Valgus, 1979, 181-192.
531. Ralska-Jasiewiczowa M. Osady denne jeziora Mikolajskiego na pojezierzu Mazurskim w Świetle badań paleobotanicznych.- Acta paleobot, 1966, 7, 2, 1-94.
532. Reineck H.E. and Singh I.B. Depositional sedimentary en-

- vironments. Berlin:Springer-Verlag, 1973.- S.439.
533. Ruchholz K. "Frostbeulen" der mecklenburgischen Landschaft. Periglaziäre Deformationsphänomene im nördlichen Mitteleuropa.- Wiss. und Fortschr., 1979, Bd.29, H.7, S.270-274.
534. Sauramo M. Land uplift with hinge-lines in Fennoscandia. - Ann. Acad. Sci. Fenn., 1955, A, N 44.
535. Sauramo M. Die Geschichte der Ostsee.- Suomalaisen tiedeakatemian toimituksia. Ser.A III. Geologica-geographica, 1958, N 51.
536. Seibutis A. Nemuno deltos pelkynai ir kai kurie šiu plotu raidos bei apsaugos klausimai. - Kn.: Nemuno žemupio sutvarkymo klausimai. Vilnius, 1961.
537. Seibutis A., Sudnikavičiene F. Apie holoceniniu pelkiu susidarymo pradžie Lietuvos TSR teritorijoje.- Lietuvos TSR geografine draugija. Geografinis metraštis. Vilnius, 1960, III, p.299-363.
538. Schumm S.A. River adjustment to altered hydrologic regimen.- Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. - U.S. Geol. Survey Prof. Paper 598, 1968, 1-65.
539. Schumm S.A. Geomorphic implications of climatic changes.- In: Introduction to fluvial processes. /Ed. R.J. Chorley.- Methuen and Co Ltd, 1973, p.202-211.
540. Starkel L. Typology of river valleys in the temperate zone during the last 15000 years.- Acta univ. ouluen., 1979, A, N 82, p.9-18.
541. Starkel L. Introduction to the project on the evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years (realized in the IGCP Project No. 158-A). - Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years. Part 1. Geographical studies, special issue. Wrocław, Warszawa,

Kraków, Gdansk, Lodź, 1982, N 1, p.9-20.

542. Starkel L., Klimek K. et al. The Wisloka river valley in the Carpathian foreland during the Late Glacial and the Holocene.- Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years. Part 1. Geographical studies, special issue. Wroclaw, Warszawa, Kraków, Gdańsk, Lodź, 1982, N 1, p.41-56.
543. Stinkule A. Slokšņu māli- kārta virs kārtas. - Dabas un vēstures kalendārs. Rīga: Zinātne, 1981, 93-95 lpp.
544. Szumanski A. The valley of lower San river in the Sandomierz Basin. - In: Excursion Guide Book of Holocene Symposium, 2-nd part. Polish Lowland, 1972, p.55-68.
545. Szumański A. Holocenska i współczesna ewolucja Wieprza pod Kockiem.- Przegl. geogr., 1981, vol.53, N 1, p.32-42.
546. Szumański A. The evolution of the Lower San river valley during the Late Glacial and the Holocene Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years. Part 1.- Geographical studies, special issue N 1. Wroclaw, Warszawa, Kraków, Gdańsk, Lodź , 1982, p.57-78.
547. Svensson H. Relict ice-wedge polygons revealed on areial photographs from Kaltenkirchen. - Northern Germany:Denmark, 1976, 5.
548. Tammekann A. Die Oberflächengestaltung des Nordostestländischen Küstentafellandes. - Acta Univ. Tartu, 1926, A, Bd.9, H.7, S.152.
549. Tammekann A. Das Relief und die Abflussverhältnisse in Estland (2. Baltische hydrologische und hydrometrische Konferenz). Tallinn, 1928, 5.
550. Tammekann A. Die präglazialen Züge in der Oberflächengestaltung Estlands.- Apoph. Tartu Soc. Litt. Est. in Svecia.

Stockholm, 1949, S.440-452.

551. Tricart J. La partie orientale du Bassin de Paris, - Etude morphologique. - Paris, 1952. - p.1-2.
552. Troll C. Über Alter und Bildung von Talmäander. - Erdkunde, 1954, Bd. 7, H. 4, S.286-302.
553. Watson E. Characteristics of ice-wedges casts in west Central Wales. - Biul. perygl. LTN, 1981, N 28, p.163-177.
554. Wieckowski K. Osady denne jeziera Mikolajskiego. - Prace geograficzne. Warszawa, 1966, 57.

