

ПРОБЛЕМЫ
МОРФОГЕНЕЗА
РЕЛЬЕФА
И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
ЛАТВИИ

Министерство высшего и среднего специального образования
Латвийской ССР

Латвийский ордена Трудового Красного Знамени
государственный университет имени Петра Стучки

Кафедра физической географии

ПРОБЛЕМЫ МОРФОГЕНЕЗА РЕЛЬЕФА И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЛАТВИИ

Межведомственный сборник научных трудов



Латвийский государственный университет им. П. Стучки
Рига 1978

В обзоре рассматриваются вопросы морфологии, строения и генезиса ледникового рельефа, палеогеографии плейстоценового, регионального литоморфологического картирования, а также формирования некоторых разновидностей четвертичных отложений.

На основании материалов исследований речных долин Южной и Средней Прибалтики анализируются особенности строения и формирования аллювия. Выделяются наиболее существенные региональные различия аллювиальных образований.

Излагается опыт применения данных строения и текстуры основных морен в целях выявления условий генезиса некоторых холмистых мезоформ рельефа и древних погребенных врезов. Впервые значительное внимание уделено изучению склоновых отложений.

Приведена краткая характеристика лимногляциальных равнин и основных водоемов талых ледниковых вод. Рассматриваются также особенности строения толщ гляциальных отложений и литоморфологии рельефа отдельных регионов Латвии.

Публикуемые материалы представляют как научный, так и практический интерес для специалистов в области геологии, четвертичной геологии и физической географии.

Редакционная коллегия: О.П.Аболтыньш /отв.ред./,
В.Я.Клане, Г.Я.Эберхардс.

Печатается по решению редакционно-издательского совета
ЛГУ им.П.Стучки от 16 июня 1978 года

© Латвийский государственный университет им.П.Стучки, 1978

И 20902-092у 169-78
М 812(II)-78

УДК 5525:551:812.3/474,3-474,5/

В.В.ДВАРЕЦКАС, Г.Я.ЭБЕРХАРДС

Вильнюсский государственный университет им.В.Капсукаса,
Латвийский государственный университет им.П.Стучки

ТИПЫ СТРОЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЛЮВИИ В ДОЛИНАХ ВЕНОЙ И СРЕДНЕЙ ПРИБАЛТИКИ

Долино-речная сеть, развитая в пределах территории Средней и Южной Прибалтики с различным рельефом и геологическим строением, представляет собой сложный комплекс образований, формировавшихся в тесной связи с ходом деградации ледника последнего оледенения.

Подробный геоморфологический анализ как отдельных долин, так и целых бассейнов, выполненный в Литве А.Б.Басалюкасом /1957; Basaljukas 1955, 1956, 1958 а, б, 1959, 1965, 1968/, М.Бяцонисом /1971/, Л.С.Мицасом /1965, 1974/, В.В.Дварецкас /1962, 1971, 1975, 1976; Dvareckas 1959 а, б, 1962 а, б, 1974/, а в Латвии С.П.Аболтыньшом /1965 а, б, 1967, 1969, 1971, 1974/, И.Г.Вейнбаргом /1967, 1975/, М.Майоре /M.Majore, 1960, 1962/ и Г.Я.Эберхардом /1966, 1972 а, б, 1973, 1975/ свидетельствует о том, что большинство из них, в особенности долина Южной Прибалтики, довольно существенно различаются. Эти различия определяются в первую очередь тем, что долино-речная сеть большей части Южной Прибалтики, подобно территории Польши и ГДР, соответствует зоне преобладающей маргинальной аккумуляции последнего оледенения. В ее пределах основной отток талых вод направлялся вдоль края ледника. В свою очередь территория Латвии преимущественно приурочена к зоне неравномерной ледниковой аккумуляции с развитием островообразных возвышенностей и разобщенных их равнин. Отступление здесь последнего ледникового покрова, как и с территории северной и западной части Литвы, сопровождалось образованием перед ледниковым краем оложной системы приледниковой

и изолированных бассейнов талых вод. Вслед за смещением этих водоемов на запад и северо-запад и неоднократным снижением их уровней с амплитудой от 8-10 м до 3-5 м, на освободившихся территориях происходило удлинение и интенсивное врезание рек -- формировались долины приледниково-озерных притоков. Врезание местами усиливалось изостатическим поднятием территорий освободившихся из-под льда /Г.Эберхардс, 1975/. В отличие от большинства долин Литвы, в пределах Латвии формирование их проходило преимущественно поэтапно. Между собой соединялись различные по строению, генезису и возрасту участки /Эберхардс, 1972, 1975/. Поэтапный характер формирования большинства долин Средней Прибалтики подтверждается наличием у одной и той же реки нескольких /двух-трех/ разновысотных типов спектров террас /Г.Эберхардс, 1972/. Большинство террас долин Латвии группируются в два комплекса -- верхний и нижний /О.Аболтыня, И.Вейнбергс, Г.Эберхардс, 1974/.

Составленные спектрограммы цоколя и аллювия террас для рек Литвы /В.Дварецкас, 1976/ позволили точнее выяснить особенности строения каждой террасы, установить различия генезиса и накопления аллювия в позднеледниковое и послеледниковое время. Количество террас в долинах Литвы меняется от двух до семи. Особенно хорошо они развиты в долинах рр. Нямуваса, Пяриса, Швянтои и др. Все террасы как позднеледниковые, так и послеледниковые характеризуются одной аллювиальной овитой с отложениями нормальной мощности в 3-5 м и двучленным ее строением. Русловый аллювий обычно представлен галькой и гравием, а пойменный -- разноразмерным песком /В.Дварецкас, 1976/. Помимо этих общих особенностей каждая терраса имеет свои индивидуальные черты морфологии строения и развития.

Самые высокие /VII, VI/ террасы, именуемые флювиогляциальными, имеют широкие, почти горизонтальные площадки /Мяркиве, Рагувай, Дзенио и др./ . Стложения этих террас сильно обогащены глинистыми частицами, что придает им коричневый оттенок. Косая слоистость часто отсутствует, поскольку

ку осадконакопление часто происходило в условиях плоской седиментационной фазы. Местами развита маскирующая текстура. Отложениям высоких террас характерны большие значения коэффициента вариации для самых мелких фракций, а коэффициент для всех фракций превышает 0,4. Все отмеченные показатели вместе взятые свидетельствуют о формировании отложений водами дистального стока от расположенного недалеко края ледника.

Пятые /25-30 м/ и четвертые /20-25 м/ надпойменные террасы как по характеру аллювия, так и по мощности напеминают самые высокие, но отличаются значительным уменьшением ширины.

Почти во всех долинах Литвы широко развиты и хорошо сохранились третьи террасы /II-15 м/. Террасовые площадки обычно имеют горизонтальную, иногда слабо наклонную поверхность в сторону реки. Их склоны расчленены солифлюзионными балками, а на поверхности террас изобилуют котловинами вытаявания глыб льда, часто встречаются дюны. В верхней части сильно насыщенного глинистыми частицами аллювия часто встречаются довольно мощные /до 3 м/ псевдоморфозы по ледяным кливьям и повторно-жильному льду, яныя заполненные мелкозернистым песчаным материалом. Средний гранулометрический состав аллювия - 5,291 мм, а коэффициент сортированности - 0,678.

По возрасту V и IV надпойменные террасы сопоставляются с нижним драссом, а третья - с белингом и средним драссом.

Широкая вторая /6-13 м/ надпойменная терраса, относимая ранее к аккумулятивным, сложившимся двумя-тремя аллювиальными свитами, образованными судя по более поздним исследованиям /В. Дварецкас, 1975/ имеет иной характер. Мощность аллювия третьей и второй надпойменных террас составляет 3-6 м, увеличиваясь местами до 7 м, а не 16-22 м, как предполагалось ранее. Поверхность этой эрозионно-декольной террасы осложнена различными по форме дюнами, а также термокарстовыми котловинами. Склоны террас

расчленены оврагами. Средний гранулометрический состав аллювия — 4,123 мм, а сортированность — 0,694. Пойменный аллювий сильно лимонитизирован, что по всей вероятности обусловлено некоторым улучшением /потеплением/ климата. Имеющийся геолого-геоморфологический материал позволяет полагать, что образование этой террасы происходило в аллереде и верхнем члнсе /В.Дварецкас, 1975/. Ее поверхность во многих долинах, в особенности рек Швентойя, Кеймяна, Миния, осложнена многочисленными старицами.

Хорошо развита I надпойменная терраса /3-5 м/. Аллювий террасы свойственно трехчленное строение. Отложения супесчанно-песчаной пойменной фации сильно гумусированы, осветлены. Средний размер частиц руслового аллювия — 2,431 мм, а его сортированность — 0,723.

За исключением рек Невежио, Миния, Кеймяна, Шальчя и ряда других, в большинстве долинах Литвы поймы развиты слабо, так как на преобладающей части территории рекам свойственно врезание и тенденция выпрямлять русла. К первым надпойменным террасам, ввиду того что они за последние десятилетия почти никогда не заливались, следует причислять также образования, относимые ранее исследователями к поймам. Аллювий первой надпойменной террасы и поймы имеет голоценовый возраст.

Таким образом, несмотря на крайне различный гидрологический режим рек в позднем плейстоцене и в голоцене, а также и на влияние ряда других морфоклиматических факторов, в долинах Литвы были выработаны террасы построенные по перстративному типу с двухчленным строением аллювия. Следовательно, морфологически различные долины Южной Прибалтики характеризуются террасами одного типа, чего не наблюдается на смежных территориях Польши и Латвии.

Террасы в долинах Средней Прибалтики как по морфологии, так и характеру, мощности, фациальному составу аллювия, и, следовательно, по особенностям формирования резко различаются. Предполагается возможным все террасированные долины объединить в три основные группы.

В первую группу входит абсолютное большинство долин Латвии или их участков с террасами как верхнего, так и нижнего комплексов, сформированными деятельностью рудольфских потоков талых ледниковых вод, протекавших вне колеи ледника и поступающих в приледниковые бассейны при сбросе вод из гипсометрически более высоких водоемов /долин прорыв/. К данной группе относятся также долины выработанные преимущественно реками атмосферно-грунтового питания, иногда с участием вод поступающих из участков таяния погребенного или остаточного мертвого льда. Террасы долины первой группы характеризуются доаллердским возрастом. Они имеют явно эвклиновый характер независимо от того, выработаны ли в рыхлых четвертичных ледниковых и водноледниковых отложениях или в коренных породах /доломитах, известняках и др./. Материалы исследований Г.Эберхарда, основывающиеся на данных изучения обнажений и ручного бурения террас более чем 30 долин Латвии, а также обобщение сведений опубликованных работ /О.Аболтиньш, 1971; И.Вейнберге, 1975; О.Аболтиньш, И.Вейнберге, Г.Эберхардс, 1974/ показывают, что мощность аллювия позднеледниковых террас обычно не превышает 1-2 м. Несколько увеличена /до 4-6 м/ иногда она лишь в низовьях террас отдельных долин, где она сопряжена с береговыми образованиями приледниковых бассейнов и переходит в дельты. Эвклиновые, иногда широкие /0,2 до 2 км/ террасы со скоплениями валунов на поверхности /.../. Салаца, Даугава/ обычно имеют уклон /1°-5°/ в сторону реки. Местами вдоль склонов долин самые высокие террасы по высоте сопряжены с камнями, а на поверхности встречаются котлы вытравливания глыб погребенного льда и подземных льдов, связанных с вечной мерзлотой в условиях перигляциального климата.

Аллювий представлен исключительно грубыми слабо сортированными гравийно-галечными или песчаными рудольфскими отложениями. Часто выделяется галечно-валунный базальный горизонт. На участках террас с выходами в цоколе коренных пород аллювий обогащен слабо окатыми местными

щебенистым, иногда и глыбовым материалом. В толще отложений преобладает косая прямая и косая волнистая или гнзисовидная слоистость. Мощность косослоистых серий меняется от нескольких десятков сантиметров до 1-1,5 м.

В грубообломочных гравийно-галечных отложениях, представляющих собой перебитый материал морен, слоистость вообще отсутствует и появляются лишь отдельные линзы песчано-гравийного материала.

Подобный характер имеют террасы долины р. Даугавы в пределах Восточно-Латвийских возвышенностей /до шести террас/ и в Средней Латвии /до одиннадцати террас/, образования в долине Илуксте-Эглайне, Верхнеабаявско-Эгерской долине, частично в Абаевско-Слодеской долине, а также террасы рек Цицере, Имудла, Амула, Айвикоте.

В т о р о ю г р у п п у составляет долины и участки долин с террасами, сформированными водотоками поступающими из остаточных массивов и полей мертвого льда и небольших изолированных водоемов маргинальных и острововидных возвышенностей /долин рр. Огре, Амата, Раунис, Арона и Тауя в пределах Центрально-Видземской возвышенности; Эглайне, Индрица, Коя и др./ образующими спектры преимущественно параллельных террас /Г.Зберхардс, 1972, 1973/. Развитие в этих долинах террасы, в количестве от одной до трех, отличаются большими продольными уклонами /до 3-8 м на км/, небольшой шириной и наклона их поверхности в сторону реки. На верхних, а иногда на средних / рр. Огре, Амата/, но редко на нижних отрезках, развиты террасы с мощностью аллювия 3-6 м. Мощность аллювия составляет 30-120% нормы. Характерно, что вниз по течению на расстоянии 10-50 км мощность отложений постепенно убывает /О.Аболтыня, И.Вейнберго, Г.Зберхардс, 1974/ в 2-3 раза, составляя лишь 1-3 м. Террасы становятся эрозийными. Аллювий представлен крупным гравийно-галечным и песчаным материалом, который вниз по течению становится более мелким. Дифференциация на пойменную и русловую фации обычно не проявляется, хотя для отдельных долин, как увидим ниже, она имеет место.

Некоторую увеличенную мощность аллювия позднеледниковых террас этой группы должи обусловлена особенностями питания водотоков. Воды, поступающие из участков тающих глыб и полей мертвого и погребенного льда /реже при опуске небольших бассейнов/, как правило перемываются поперечным моренным материалом, что обеспечивает его быструю аккумуляцию ниже района питания на расстоянии 10-30 км.

Особо выделяются позднеледниковые III и II надпойменные равновесные и эрозионные террасы рек Огре и Аматы на средних участках долин. Им свойственно выраженное деление аллювия на пойменную и русловую фации. Стложения пойменной фации, представленные мелко-, тонкозернистыми или алевролитистыми песками со скрытой, реже горизонтальной слоистостью, составляет 20-50% от общей мощности аллювия террас и резко контрастирует с гравийно-галечным материалом русловой фации. Четкую дифференциацию аллювия на пойменную и русловую фации позднеледниковых террас дваллередского возраста следует с точки зрения изложенных до сих пор представлений рассматривать как аномальное явление. Однако принимая во внимание морфологию и генезис самой долины, характер прилегающего к долине рельефа, можно предположить, что уже в начале аллювия в отдельных районах холмистых возвышенностей возникли физико-географические условия, способствовавшие появлению на реках периода паводков. В условиях резкохолмистого рельефа аномальные процессы способствовали поступлению в русла рек большого количества алевроитоглинистого материала. В долине р. Аматы кроме того, ввешанные наносы пополнялись размывом разветых на дне и бортах долины глин и алевролитов девонского возраста.

В особую третью группу выделяются участки долин низких и средних течений более крупных и средних рек или их притоков, впадающих непосредственно в Балтийское море /Вента, Бярта/ или в Рижский залив /Гауя, Даугава, Гзелупе/. История формирования этих участков долин непосредственно связана со сложной историей развития Балтики - главного бассейна эрозии рек. В зависимости от

особенностей рельефа, геологического строения территории, интенсивности и характера вертикальных движений земной коры и водности рек образовались долины различной длины, с неодинаковым количеством террас /см. табл./

Таблица
Характеристика террас долин третьей группы

Река	Расстояние, на котором развиты террасы, в км	Количество террас, соответствующих определенным стадиям древних бассейнов Балтики	Мощность аллювия, в м
Салаца	более 90	4	I-6
Витрупе	менее 15	2	I-2
Светупе	менее 30	3	I-4
Гауя	до 200-220	3	5-7-17
Дугаве	до 50	5	6-14
Ляслупе	до 60	2	I-6
Вента	более 70	6	до 5-6
Абава	более 70	7	3-14
Табра	менее 80	3	I-2

Сопоставление диаграмм поднятия древних береговых линий Балтийского ледникового озера и высот одноуровневых речных террас показало, что волею за увеличением оуммарного поднятия в северо-западном направлении, в речных долинах возрастает количество террас и увеличивается их относительная высота. Количество речных террас, соответствующих древним бассейнам Балтики, возрастает от двух в долинах Литвы и Э-7 в Латвии, до II-12 на севере Эстонии /Г.Эберхардо, 1975/. Неодинаковая смена циклов регрессивной эрозии и трансгрессивной аккумуляции, распространявшаяся вверх по долинам, в зависимости от характера рельефа освободившихся из-под воды бассейнов территорий, а также способности рек выработать продольный профиль определяли развитие речных террас на

различных расстояниях. В среднем оно составляет 15-25 км для небольших рек /Светупе, Витрупе, Тебра/ и до 30-50 км для больших /Даугава, Абава, Вента/. Резко отличается лишь долины рек Гауя и Салаца. В долине Гауя формирование террас, соответствующих Балтийскому ледниковому озеру и Литоральному морю, проходило на расстоянии в 4-5 раз превышающем те же показатели для других долин, что обусловлено унаследованностью современной долиной более древней долины /О.Аболтыня, 1971/. Образование же долины р.Салаца со спектром из IV сквозных террас происходило при опуске вод обширного изолированного оз.Буртняку на запад в Балтийское ледниковое озеро и последующие водоемы Балтики /Т.Зерхардо, 1972/.

Основной отличительной чертой строения террас является их преимущественно равновесный характер и четкое расчленение аллювия на русловую, пойменную и старичную фации, а также проявление процесса свободного меандрирования с формированием террас сегментного типа /рр. Гауя, Абава и др./.

В долинах северной Латвии /Салаца, Витрупе, Светупе/, образовавшихся во время Балтийского ледникового озера на фоне преобладающего постоянного поднятия земной коры, развиты эрозионные, реже равновесные /цокольные/ террасы, по строению по интративному, реже перстративному типу. В остальных же долинах развиты террасы, построенные по перстративному типу с нормальной мощностью аллювия. Самые высокие аккумулятивные террасы р.Гауя /III надпойменная/ и Абавско-Слоценовской долины /VII и VI надпойменные/, по данным О.Аболтыня /1971/ и И.Вейнберга /1975/, соответствующие трансгрессивным стадиям Vg_1^I и Vg_1^{II} Балтийского ледникового озера, сложены констративным аллювием. Толща отложений террас, образованная несколькими /две-четыре/ наложенными аллювиальными свитами, достигает мощности 15 м для р.Абавы и до 14-16 м для р.Гауя, что превышает нормальную мощность на 20-25%. Такой закономерности не подчиняются террасы рр. Даугавы и Вента, у которых мощность односвитного аллювия не превышает соответственно 12-14 м и 6 м, т.е. изменяется в пределах нормы. Как правило аллювиальные свиты террас

четко подразделяются на русловую и пойменную фации. Отложения последней /песок тонкозернистый, алевритистый, супесь, алеврит во скрытой или горизонтальной олонстооты/ составляют обычно не более 15-30% от общей мощности аллювия.

Отсутствия в долинах рек Даугава, Вента и др. аллювиальных террас, построенных по констративному типу, объясняется тем, что они во время регрессий, предшествующих Балтийскому ледниковому озеру бассейнов с высоким стоянием уровня базиса эрозии, не смогли так глубоко врезаться в твердые коренные породы /доломиты/, как реки Гауя и Абава в рыхлые четвертичные отложения. Поэтому во время трансгрессии Балтийского ледникового озера стадии Vg_{II} ввиду невыровненного поперечного профиля аккумуляция распространялась на сравнительно небольшом расстоянии.

Развитие долины после стадии Vg_{II} Балтийского ледникового озера происходило в условиях общей регрессии этого бассейна, осложненной лишь небольшими по амплитуде трансгрессиями или коротковременными стабилизациями уровней во время фаз Vg_{IIIa} , Vg_{IIIb} , Vg_{IIIc} , что вызвало образование /в зависимости от выработавности поперечного профиля/ вложенных равновесных /рр. Гауя, Абава, Даугава/ или эрозивных /рр. Абава, Салаца/ террас с общей мощностью аллювия от трех до шести метров, что составляет 40-80% у р. Гауя, 20-100% у рр. Абава, Вента и до 60-100% у р. Даугавы от нормальной мощности аллювия этих рек. Мощность пойменной фации, иногда сильно редуцированной /Вента, Абава, Гауя/, обычно не превышает I-I,5 м, т.е. 20-30% от общей мощности. Существенно отличаются лишь террасы р. Даугавы, где пойменные супесчано-глинистые отложения достигают 50-80% от мощности аллювиальных свит /Г. Эберхардс, 1966/.

Четкая увязка террас по высоте с определенными береговыми образованиями Балтийского ледникового озера, наличие данных, в сочетании с данными спорово-пыльцевых анализов отложений аллювия /рр. Гауя, Абава/ и их абсолютного возраста по C_{14} /р р. Гауя, Абава/ позволяет с достаточной точностью сделать вывод, что дифференциация аллювия на

Четкая увязка террас по высоте с определенными береговыми образованиями Балтийского ледникового озера, наличие данных, в сочетании с данными спорово-пыльцевых анализов отложений аллювия /рр. Гауя, Абава/ и их абсолютного возраста по C_{14} /р р. Гауя, Абава/ позволяет с достаточной точностью сделать вывод, что дифференциация аллювия на

пойменную, старичную и русловую фации почти во всех реках Средней Прибалтики появляется уже в середине аллереда. Таким образом, к этому отрезку времени уже существовали морфо-климатические условия и соответствующий гидрологический режим рек с выраженными паводками и заливаемыми поймами. Редуцированность пойменной и старичной фаций у отдельных рек были определены ступенчатостью продольного профиля, широким развитием коренных пород (местные базисы эрозии) и устойчивой тенденцией потока к врезанию.

В пределах Латвии, в отличие от Литвы, трудно выделить какую-нибудь из позднеледниковых надпойменных террас, отличающуюся наиболее широким развитием во всех долинах. Это обусловлено весьма индивидуальным характером формирования долин преимущественно по отдельным участкам и значительным влиянием неоднородности геологического строения, а также различной интенсивностью и направленностью вертикальных движений земной коры.

Подобно территории Южной Прибалтики, одной из наиболее развитых в долинах террас является первая надпойменная. Ее высота в зависимости от водности реки, характера продольного профиля, морфологии долины и гидрологического режима, меняется в широких пределах от 3-5 м и 9-11 м у крупных рек /Даугава, Гауя, Абава, Вента, Салаца/ до 2,5-5 м для средних и малых рек. Она преимущественно равновесная, реже эрозийная с двух- или трехчленным строением аллювия. Мощность последнего обычно колеблется в пределах нормы, составляя для крупных рек /Даугава, Гауя, Вента/ до 7-14 и 3-6 м для остальных. Исключительной мощностью /14-17 м/ с несколькими наложенными аллювиальными свитами выделяется только I надпойменная терраса в низовьях р. Гауи /С.Аболтыньш, 1971/, превращая норму в 2-3 раза. Мощность пойменной фации в зависимости от продолжительности и особенностей формирования и характера русловых процессов /обобщенное меандрирование, врезанные меандры, прямолинейное русло/ колеблется в широких пределах, составляя от 10-40% до 60-80% общей

мощности аллювия. У свободно меандрирующих рек, а также рек в пределах возвышенностей с значительными продольными уклонами пойменная фация аллювия представлена тонкозернистыми, алевролитными песками, алевролитами или супесями, а для всех остальных рек — преимущественно супесчано-глинистыми скрытооловатыми отложениями. Поверхность террас осложнена ложбинами старид, прирусловыми валами-гривами у меандрирующих рек и выровненной горизонтальной поверхностью иногда с приподнятой прирусловой частью у остальных. Иногда встречаются небольшие дны /р. Гауя/. К поверхности I террасы приурочено большинство оврагов, развитых на склонах долин и их конуса выноса.

В отличие от реки Прибалтики, большинство рек Средней Прибалтики, текущие как в пойменных, так и в террасированных долинах, за исключением некоторых отрезков, имеют весьма хорошо развитую пойму. Почти повсеместное их распространение свойственно свободно меандрирующим водотокам, а также ракам с врезанными меандрами в пределах возвышенностей /Огре, Рауна; Рауние, Амата, Коя и др./. Высота пойм крупных рек меняется в пределах от 3-4 до 6-8 м, а для средних и малых, в зависимости от продольных уклонов, морфологии долины и гидрологического режима рек — от 1,2-2,5 м до 4-5 м. Мощность аллювиальных свит пойм меняется от 2-3 м до 5-12 м.

В зависимости от типа современного руслового процесса и продолжительности формирования поймы, мощность пойменной фации, также варьирует в широких пределах, составляя от 10% до 80-90% от общей мощности аллювия. Широко развиты старичные отложения. В строении аллювия подавляющего большинства рек Средней Прибалтики, а в особенности отложений средних и малых рек очень ярко проявляется влияние изменений геологического строения четвертичной толщи и коренных пород, что отражается в частой смене на небольших отрезках /от нескольких десятков метров до нескольких километров вниз по течению/ пойм, построенных по перотративному и инстративному типам, с различным соотношением основных фаций /Т. Эберхарде, 1972/. Следовательно, формирование и состав молодого

го аллювия пойм подчиняется значительному влиянию локальных факторов.

Изложенный выше материал свидетельствует о том, что реки Средней и Южной Прибалтики весьма существенно отличаются не только по особенностям формирования долин, количеству и распространению в них террас и образованным ими спектров, но и по мощностям и характеру строения аллювия, что определено различным для этих территорий характером деградации ледника последнего оледенения, а также развитием древних бассейнов Балтики как главного базиса эрозии. В отличие от Южной Прибалтики, где террасы являются перстративными с нормальной мощностью односветного двучленного аллювия, в долинах Средней Прибалтики выявлен более сложный характер строения террас и пойм. Большинство позднеледниковых террас в долинах низменностей, выработанных потоками талых вод при спуске одних бассейнов талых вод на другие, а также реками с атмосферно-грунтовым питанием и потоками, поступающими из остаточного мертвого льда, развиты типичные эрозионные террасы с маломощным /обычно 1-2 м/ фациально неравнорасчлененным грубым русловым аллювием.

В долинах же островных и маргинальных возвышенностей, выработанных при стоке вод из участков распространения гляб и полей мертвого льда, часто встречаются эрозионные и равновесные террасы с фациально неразвитым грубозернистым аллювием.

Террасы с нормальной, а иногда с избыточной мощностью аллювия и четким его делением на фации во всех крупных долинах датируются началом-серединой аллерада. Соотношение пойменной и русловой фаций в аллювиальных обвитах надпойменных террас и пойм определяется конкретными условиями формирования и значительным влиянием местных физико-географических и геологических факторов. Избыточная мощность аллювия, а также многосветность аллювиальных отложений надпойменных террас характерна только для нижних, а для некоторых рек и средних участков долин, террасы которых формировались во время начальных стадий Балтийского леднико-

ного оврага.

Большое разнообразие в строении и мощностях аллювия и смена соотношения основных фаций на коротких отрезках своєю веяны молодыми голоценовыми надпойменными террасам и поймам Средней Прибалтики.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Аболтыньш О.П. К вопросу морфологии долины реки Гауя. — Ученые записки аспирантов Латвийского гос. университета, 1965, №3, с.27-35
- Аболтыньш О.П. Особенности морфологии и формирования долины верхнего и среднего течения реки Гауя. — Ученые записки аспирантов Латвийского гос. университета, 1965, №3, с.5-26
- Аболтыньш О.П. Развитие долины р. Гауя. — В кн.: Материалы географии Латвийской ССР. Р., 1966, с.9-11.
- 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.
- Аболтыньш О.П. Типы аллювия голоценовых террас долины р. Гауя. В кн.: Вопросы четвертичной геологии. 4. Р., 1969, с. 131-140.
- Аболтыньш О.П. Развитие долины реки Гауя. Р., 1971, с.105.
- Аболтыньш О.П., Вейнберге И.Р., Эберхарде Г.В. О формировании предфронтальных водно-ледниковых бассейнов и долине-речной сети во время деградации ледника последнего оледенения на территории Латвийской ССР. — В кн.: Предфронтальные краевые ледниковые образования. Видзье, 1974, с.80-86.
- Басаликас А.Б. К вопросу о динамических фазах речных долин и аллювиальных отложений /на примере бассейна р. Неман. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. МЛ. И., 1957.
- Бяцонис М. Речные эрозионные формы и аллювиальные образования. — В кн.: Строение и морфогенез Средне-Литовской

- моренной равнины. Вильнюс, 1971, с.140-160.
- Вейнберге И.Г. Формирование Абавоко-Слоценокской системы долин стока талых ледниковых вод. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии, Р.Р. 1975, с.92-101
- Вейнберге И.Г., Стелпе В.Я. Приледниковые бассейны Курзема. - В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с.36-51.
- Дварецкас В.В. Геоморфологическое строение долины реки Негри и ее важнейших притоков в пределах Литовской ССР. Автореферат дис. на соискание ученой степени канд. геогр. наук. Вильнюс, 1963.
- Дварецкас В.В. Аллювиально-фациальный и опорово-пыльцовый анализ стариц первых надпойменных террас рек Литвы. Палинологические исследования в Прибалтике. Р., 1971, с.135-142.
- Дварецкас В.В., Кржайтис А.А., Козапавичюс Г.А. Методические особенности геоморфологических и литологических исследований флювиогляциальных и аллювиальных отложений. - В кн.: Методика и интерпретация результатов минералогических исследований. Сборник статей. Вильнюс, 1975, с.168-188.
- Дварецкас В.В. Строение и развитие речных долин Литвы в позднеледниковье и голоцене. Вильнюс, 1976, с.51-57.
- Мицас Л.С. Основные фазы развития рек Юго-Восточной Литвы в позднеледниковое время. - В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена Юго-Восточной Литвы. - Труды ин-та геологии, вып.2. Вильнюс, 1965, с.360-386.
- Мицас Л.С. Антропогенные древние долины и прадолины рек бассейна Нямунас в пределах Литовской ССР. - Труды ин-та геологии вып.26, Вильнюс, 1974. 101 с.
- Эберхарде Г.Я. Голоценовые аллювиальные отложения р. Западная Двина /Даугава/ в пределах Латвийской ССР. - В кн.: Очерки по физической географии. Сборник научных трудов аспирантов, VI. Географические науки. Р., 1966, с.85-107.
- Эберхарде Г.Я. Формирование голоценовых аллювиальных отложе-

ний средних и малых рек области последнего оледенения /на примере бассейна реки Даугава/. - Ученые записки Латвийского гос. университета, 1972, вып. 162, с. 32-35

Эберхардс Г.Я. Строение и развитие долины бассейна реки Даугава. Р., 1972, 130 с.

Эберхардс Г.Я. Морфогенез долины р.Салаца. - Ученые записки Латвийского гос. университета, 1973, вып. 136, с. 21-29.

Эберхардс Г.Я. Роль приледниковых и изолированных водоемов в формировании речных долин /на примере Латвии/. - В Кн.: История озер в плейстоцене. Л., 1975, с. 77-82.

Basalykas A. Lietuvos TSR pietryčių smėlėtoji lyguma (geomorfologine apybraiža). Vilniaus Valst. V. Kapsuko vardo universiteto Mokslo darbai, III t., Vilnius, 1955.

Basalykas A. Nemuno upės paleodinaminės fazės Alytaus-(Kauno) atkarpoje ir kai kurie reotektoninio aktyvumo klausimai. Lietuvos TSR Mokslu Akademijos darbai, serija B.4. Vilnius, 1956.

Basalykas A. Lietuvos upių dinaminis fazių interpretavimo klausimas. - Lietuvos TSR Mokslu akademijos Darbai, ser. B.3 (15). Vilnius, 1958.

Basalykas A. Kaip kūrėsi Lietuvos upių tinklas "Mokslas ir gyvenimas". Nr.3. Vilnius, 1958.

Basalykas A. Upės ir gruntiniai vandenys. Lietuvos TSR fizine geografija, It., Vilnius, 1959, 210-246.

Basalykas A. Lietuvos TSR fizine geografija, II t., Vilnius, 1965, 496.

Basalykas A. Roznorodność morfogenetyczna dolin krajobrazu polodowcowego na przykładzie terenów Litewskiej SSR. Przegląd geograficzny t. XI, z.4. Warszawa, 1968.

- Dvareckas V. ir A. Basalykas. Šventosios slenio struktūros ir slenių varvų kilmės klausimu. Lietuvos TSR Geografinė draugija, Geografinis metraštis, II t. Vilnius, 1959.
- Dvareckas V. Merics slenio Lietuvos TSR ribose geomorfologine seranga. Lietuvos TSR Geografinė draugija, Geografinis metraštis, IV t. Vilnius, 1962.
- Dvareckas V. Apie senvagių morfogenezę dabartinėmis geografinėmis sąlygomis - Lietuvos TSR Geografinė draugija, Geografinis metraštis, III t., Vilnius, 1959.
- Dvareckas V. Žeimenos slenio geomorfologine analize. Lietuvos TSR Aukštųjų mokyklų mokslo darbai, Geografija ir geologija, I. Vilnius, 1962.
- Dvareckas V. Jūros upės ir jos pagrindinių intakų slenių geomorfologines ypatybes. Lietuvos TSR Aukštųjų mokyklų mokslo darbai. Geografija ir geologija, I. Vilnius, 1974.
- Majore M.K. Par Daugavas ielejas morfologiju un attistības gaitu. - Latv. PSR ZA Geol. un ģer. izr. inst., raksti, 5. sēj. Rīgā, 1960, 67.-118. lpp.
- Majore M.K. Daugavas ielejas attīstība. Rīgā, 1962, 76 lpp.

УДК 551.382.21:551.4/474.8/

О. П. АБОЛТЫНЫШ

Латвийский гос. университет им. П. Стучки

НЕКОТОРЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ ТЕКСТУР И ОСОБЕННОСТИ
ГЛЯЦИОДИНАМИЧЕСКИХ КОНТАКТОВЫХ ЗОН МОРЕНЫ КАК
ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ ГЕНЕЗИСА МЕЗОФОРМ ГЕЛЬЕМА

За последние 10-15 лет значительно расширилось представление о составе, текстурных особенностях и закономерностях формирования моренных отложений /Шандер, 1966; Лаврушин, 1970, 1976; Асеев, 1974 и др./ . Поскольку морена в той или иной степени принимает участие в строении

многих хаотичных образований, то данные ее изучения способствуя выявлению условий генезиса мезоформ ледникового рельефа.

Бачатур трудно восстановить условия образования целого ряда форм рельефа, сложенных водноледниковыми отложениями с относительно маломощным /1,5-6 м/ покровом морены. При отсутствии данных о текстурах и характере контакта морены с подстилающей частью осадков, моренный покров обычно трактуется как образование, возникшее вследствие оплывания, обвала или сползания материала со склонов или стенок полосы мертвого льда. Как правило, из этого делается вывод о том, что и вся рассматриваемая форма рельефа образовалась в условиях таяния мертвого льда /например - камни с моренной "покрышкой"/. Безусловно, такие случаи имеют место. Однако тщательное изучение текстур морены в обнажениях показывает, что подобное толкование генезиса как покрова морены, так и всей формы рельефа, далеко не всегда является правильным. Оказывается, что морена часто обладает комплексом гляциодинамических текстур, свидетельствующих о ее накоплении в условиях активного динамического состояния ледникового покрова. Например, на рис. 1 изображен фрагмент пачки полосчатой красно-бурой морены с отчетливой плитчатостью и текстурами захвата подстилающих водноледниковых отложений. Наряду с этим в морене четко выделяется линейобразное включение песчаных и песчано-гравийных отложений. Материал включения сохраняет основные черты прежней текстуры. Имеются лишь незначительные нарушения в виде изгибов или небольших заворотов концов слоев. Слои и плиты бурой плотной морены обгипают линзу песчано-гравийных флювиогляциальных отложений подобно включениям твердых тел. По существу это включение является фрагментом растащенных слоев флювиогляциальных отложений льда, захваченных мореной, и фиксирует начальный этап следующей стадии развития текстур захвата. Следует подчеркнуть, что в данном случае /в разрезе ориентированном под углом 40° к направлению движения льда/ интенсивное послонно-дифференцированное течение

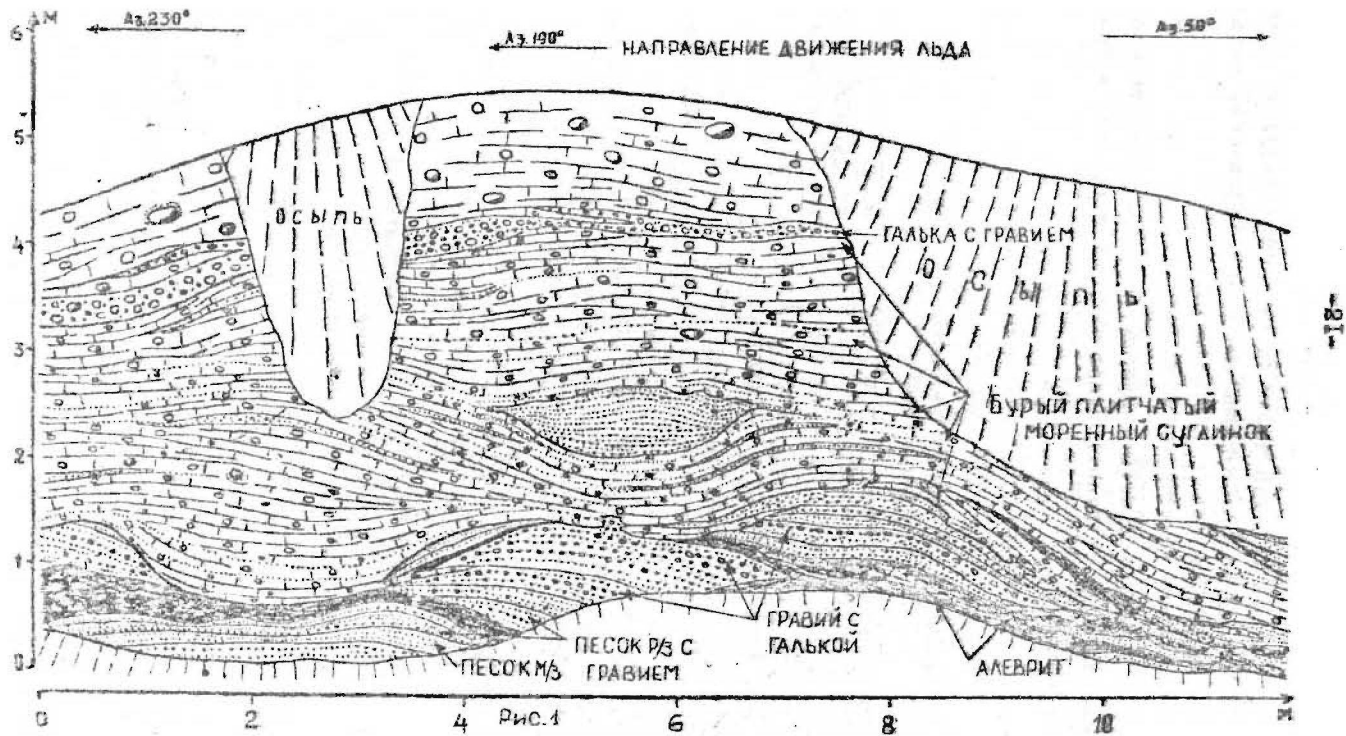


Рис. 1 Разрез верхней части толщи формообразующих отложений пологого холма на Северо-Курземской возвышенности

льда не вызвало заметных деформаций в толще подотилающих водноледниковых отложений равно как и в прослоях, заталоченных в морену.

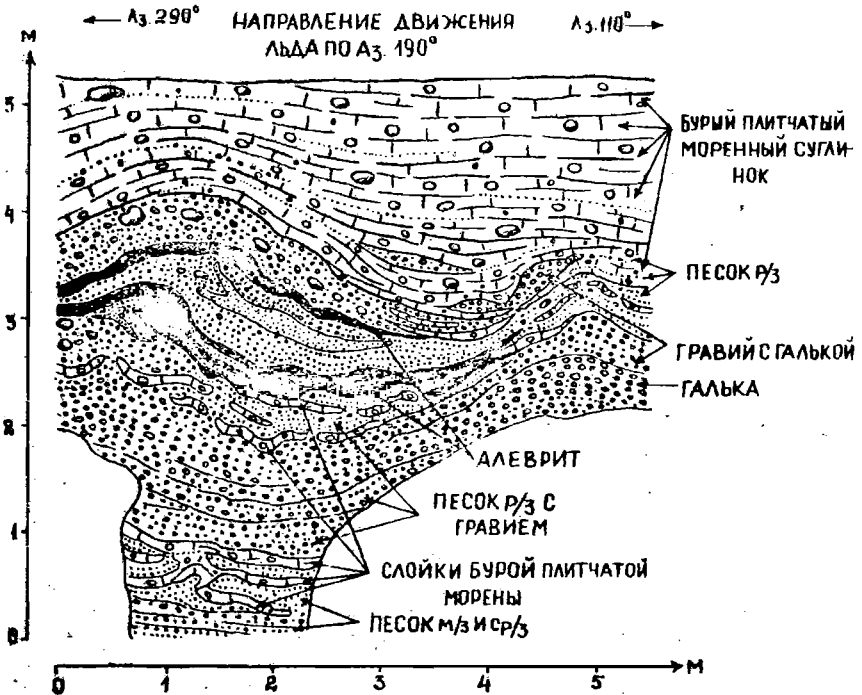


Рис. 2 Деталь зоны контакта морены и водноледниковых отложений. Разрез фронтальный - в крест направления движения льда, отложившего морену.

В другой плоскости рассматриваемого разреза, ориентированной в крест направления движения льда /разрез фронтальный/ наблюдается иной характер зоны контакта морены и подстилающих водноледниковых отложений /рис.2/. Слои песка, гравия, гальки и алевролита собраны в пологие синклинальные и антиклинальные складки, имеются небольшие линии смещения. В толще водноледниковых отложений на разной глубине от подошвы слоя более или менее компактной морены встречаются маломощные /0,5-5 см/ прослойки и линзочки дуроватой супесчаной морены, наблюдаются отдельные валуны. Явные признаки нарушений слоистости, а также и моренные прослойки, исчезают на глубине 2,7-4,0 м. Указанные особенности строения пачки водноледниковых отложений, прослеживающиеся в фронтальном разрезе /рис.2/, свидетельствуют о том, что верхняя часть подморенных флювиогляциальных осадков была вовлечена в толщу мореносодержащего льда и по существу также является мореной. Анализ рассматриваемых разрезов /рис.1,2/ таким образом, во-первых, указывает на то, что в данном случае как толща морены мощностью 3,5-6 м, так и весь пологий продолговатый холм /высотой 8-9 м, длиной 85 м/, ориентированный по азимуту 275°, сформированы в поледниковых условиях при активном послойно-дифференцированном течении льда. Во-вторых, становится очевидным, что для выявления особенностей генезиса форм рельефа наряду с текстурами пачки морены не менее существенное значение имеет характер гляциодинамических контактных зон.

Согласно исследованиям П.А. Лаврушина /1976/ выделяются восемь типов контактных гляциодинамических зон морен. Материалы изучения таких зон в многочисленных разрезах на территории Латвии показывают, что наряду с проявлениями захвата, часто встречаются зоны смятия и нарушений подстилающих отложений /зоны сближено переноса по П.А. Лаврушину/, а также и зоны смещения /рис.3, 4/. Зоны смятия, как правило, легко распознаются по нарушениям слоистости в приконтактных полосах мощностью 0,1-2,5 м и по реактивной границе с нижележащими, незатронутыми деформациями пачками /рис.5/

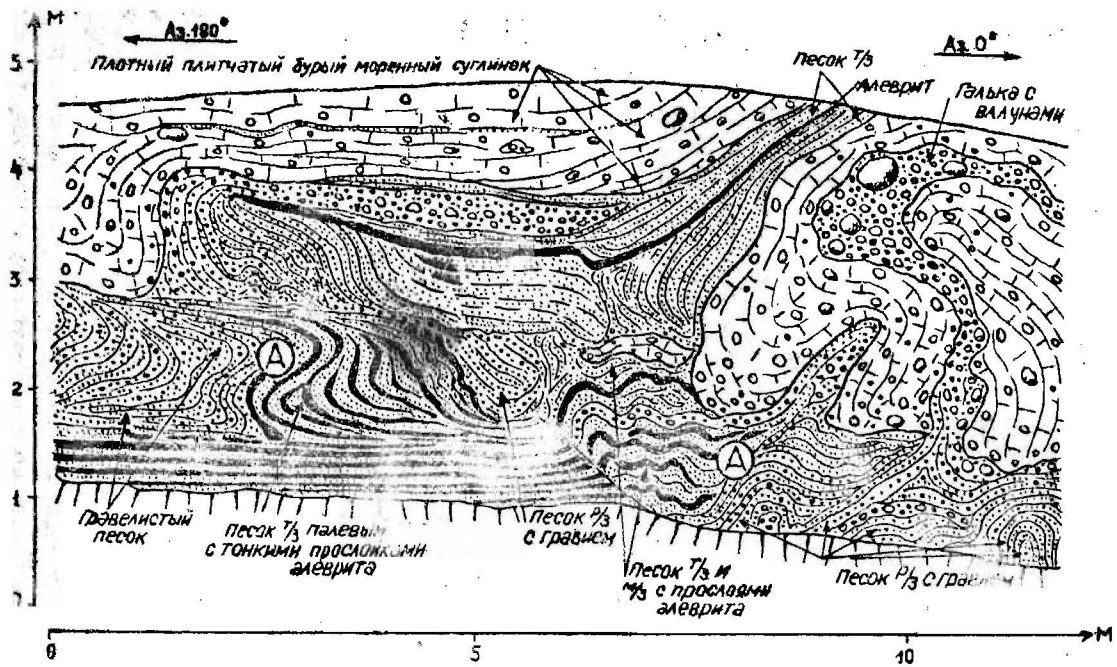
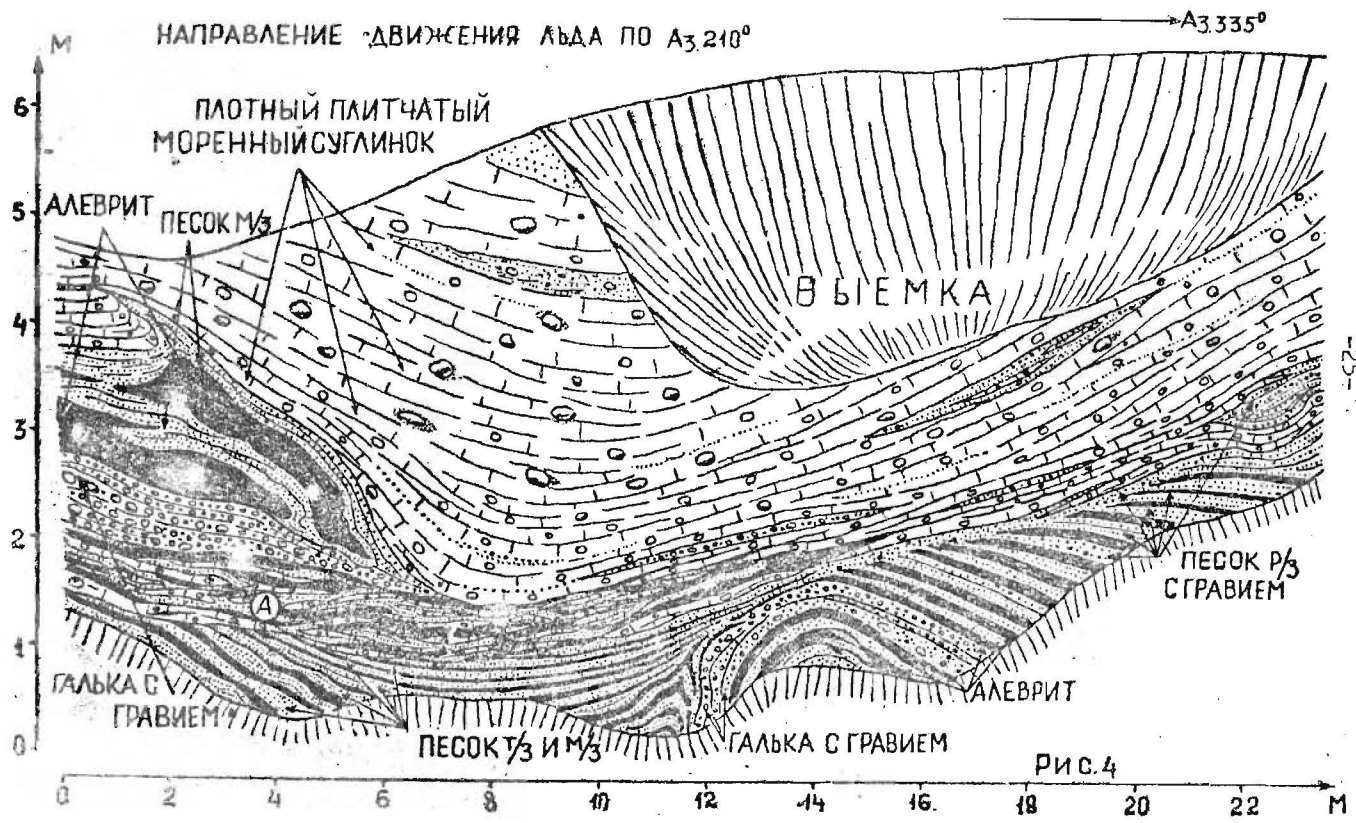


Рис. 3 Пример гляциодинамической контактовой зоны /А/ омятий /ближнего переноса/ в разрезе напорного конечно-моренного вала на Ауги-земской возвышенности вблизи хут. Эрнестине.

124



-25-

Рис.4 Разрез верхней части толщи формообразующих отложений холма на Северо-Курземской возвышенности у хут. Каптейны. А - отложения контактовой гляциодинамической зоны смещения.

Поэтому вряд ли есть необходимость рассматривать их подробнее.

Более своеобразными являются так называемые зоны смещений. Для них свойственно отсутствие резкой границы между мореной и подстилающими отложениями. Такие полосы контактов характеризуются признаками развальцевания пород, наблюдается как бы "микро" будинаж в виде линзообразного чередования моренного материала, песков, алевритов наряду с мелкими линиями смещения /рис.4/. Согласно представлениям Ю.А.Лаврушина /1976/ контактовые зоны смещений образовались в условиях чрезвычайно быстрого продвижения ледника и их надо рассматривать как зону надвига.

Нередко зоны смещений мощностью от нескольких дециметров до 1-2 м, прослеживаются под пачками включенных в толщу полосчатой плитчатой морены водноледниковых отложений, соединяясь с текстурами захвата. В подобных случаях /рис.4/ можно полагать, что при наличии рыхлых, неуплотненных водноледниковых отложений ложа, зоны смещений представляют собой разновидность ассимиляционных контактов. Возникновение такой зоны обусловлено включением в толщу мореносодержащего льда материала ложа в пластическом состоянии, но еще не полностью преобразованного в обычную морену типа супесей или суглинков. Фактически отложения зоны смещения представляют собой своеобразный "полуфабрикат" морены.

Довольно часто в разрезах на территории Латвии наблюдается еще один тип контактовых гляциодинамических зон, относимый Ю.А.Лаврушиным /1976/ к текстурам внедрения. Чаще всего зоны внедрения морфологически прослеживаются в виде гляциодиапиров, гляциосуполов или гляциодаек. В принципе текстуры внедрения могут возникнуть как в условиях активного /синдинамична протруви/, так и мертвого льда /эпиди-

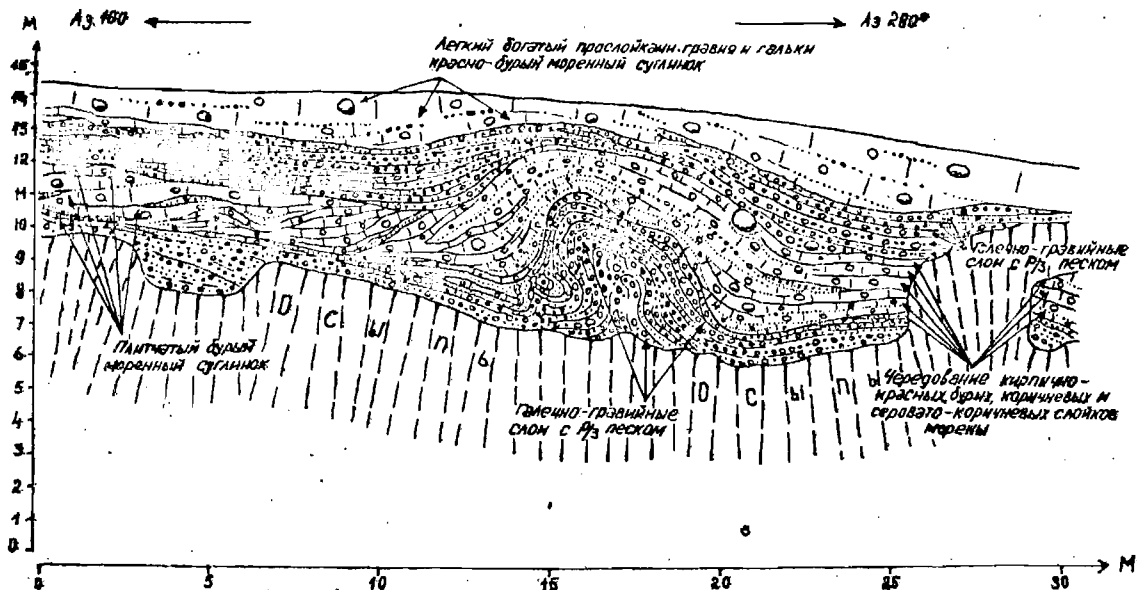


Рис. 5 Пример контактовой гляциодинамической зоны внедрения в разрезе отложений верхней части склона пологого холма на Северо-Курземской возвышенности. Карьер "Виллас"

намичные протрузии/. Поскольку зоны внедрения часто соседствуют с проявлением захвата /рис.5/, то в подавляющем большинстве случаев гляциодиапиры и гляциокупола свидетельствуют об активном динамическом состоянии ледника во время образования морены, а также и формы рельефа, в строении которой она участвует. Характерный пример контактовых зон внедрения представлен на рис.5, где отчетливо прослеживается наклонный в сторону движения ледника гляциодиапир в песчано-гравийных отложениях, облакаемый слоями и плитками бурой морены. Хорошо видны проявления текстур захвата.

В процессе продолжавшегося движения льда диапиры часто отрываются от своего основания и включаются в толщу морено-содержащего льда в виде отторженцев. Так как тело диапира обычно сильно дислоцировано, смято в складки различного типа, то в толще отложенной морены они довольно четко /помимо размеров/ отличаются от включений, образовавшихся вследствие растаскивания слоев захвата /рис.1,5/.

Отторгнутые от основания и включенные в толщу морены гляциодиапиры иногда могут образовать обособленные холмистые формы рельефа. Характерным в этом отношении примером является мелкий продолговатый холм высотой 4,5-5 м и длиной 15 м, выделяющийся на поверхности крупного поднятия мореного рельефа в северной части Селижского вала. Холм преимущественно сформирован дислоцированной пачкой переслаивающихся мелко- и токозернистых песков, алевроита с маломощным покровом морены /рис.6/ Особенности внутреннего строения формы рельефа позволяют полагать, что она в основном возникла в подледниковых условиях при послойно-дифференцированном течении льда. Формирование холма завершалось уже при потере льдом подвижности, когда накопилась маломощная, прикрывающая его вершину пачка "бассейновой" морены с явными признаками слоистости сортировочного типа.

Обычно, как и во всех рассмотренных выше случаях, наличие складчатых деформаций в толще ледниковых отложений расценивается как следствие деформаций пород ледникового ложа, т.е. они принимаются за гляциодислокации. Для объяс-

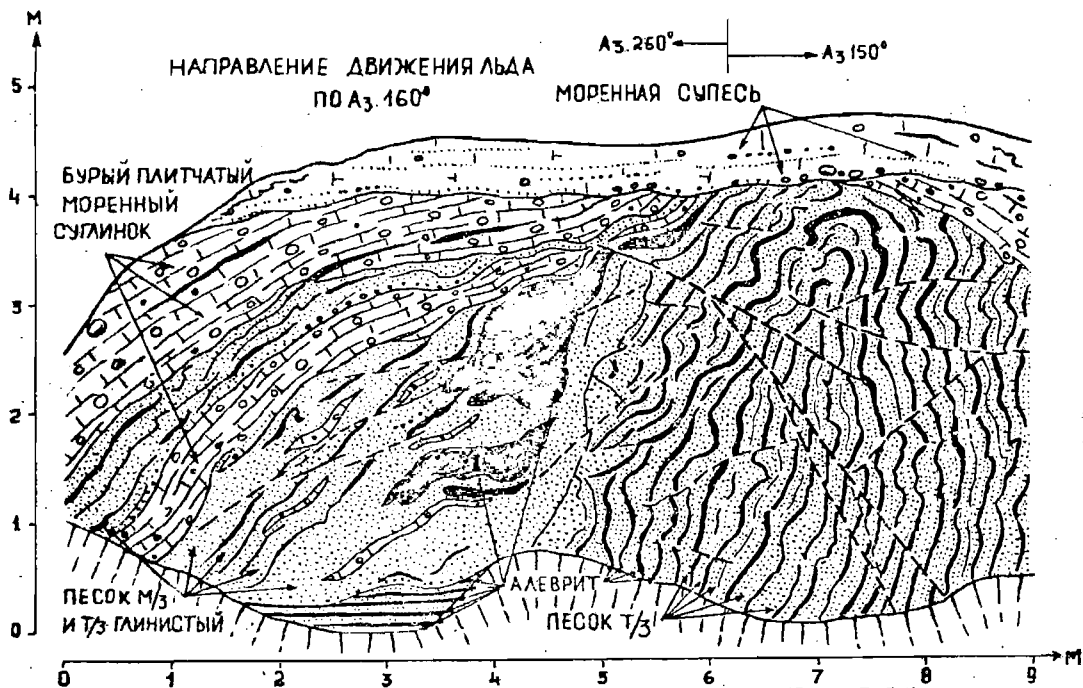


Рис. 6 Частичный разрез толщи формообразующих отложений холма
 расположенного на севере Селийского вала 300 м северо-
 восточнее хут. Юпиши.

нения их образования. Обязательным условием является надвигание ледника на уже ранее существующие отложения. Выполненные исследования, однако, свидетельствуют о том, что дислоцированные толщи, состоящие из чередования слоев /мощностью от 1-2 см до 5-20 см/ морены, песков, гравия и алевроита, которые местами прослеживаются в отдельных горизонтах или пачках морены, иногда образуются в других условиях.

Механизм формирования некоторых разностей складчатых текстур морены связан с воздействием ориентированного избыточного давления, создающегося в толще полосчатого мореносодержащего льда чаще всего на участках изменения уклонов ледникового ложа или перед препятствием. В мореносодержащей части льда в процессе сжатия формируется складка, к ядровой части которой отжимается вещество толщи. При отсутствии возможности бокового расширения лед под давлением плавится. Можно полагать, что наиболее превращенные в "морену" слои /наименее льдистые/ мореносодержащей толщи в этих условиях оттаивают, но сохраняют свойства морены. В то же время более льдистые из них "моренный" облик теряют. При таянии высвобождается определенный объем воды и содержащиеся во льду частицы морены осаждаются, создавая более или менее мощный прослой водноледникового материала, в строении которого иногда наблюдаются даже признаки сортировочной слоистости. При сохранении общего давления образовавшиеся слои будут смяты в складки /рис. 7; см. рис. 6 в статье Г. Я. Зверхарда настоящего сборника/.

Следовательно, наличие в пачках основной морены маломощных /до нескольких дециметров/ прослоев песка, гравия с галькой или алевроита не всегда является признаком ассимиляции материала ложа. Для толкования их генезиса можно обойтись также и без обстановки вытаявания из мертвого льда. В определенных условиях прослой водноледниковых отложений в морене образуется в результате локализации процессов компрессии в толще мореносодержащего льда и пред-

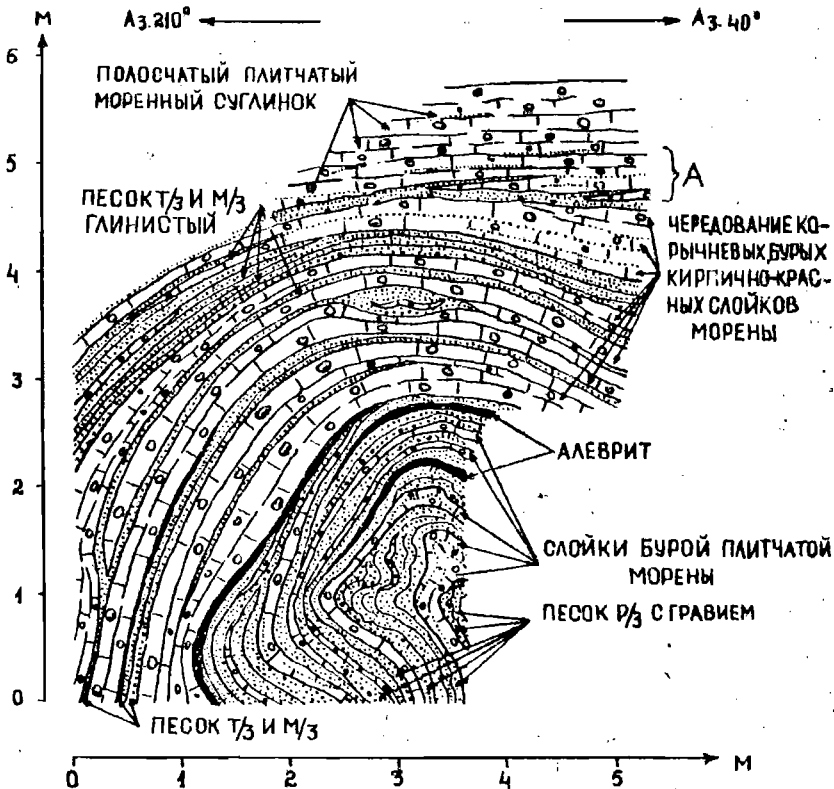


Рис. 7 Деталь гляциодинамической складки и перекрывающей пачки морены в разрезе гляцигенных отложений склона Центрально-Видземской возвышенности на правом берегу р. Огря 2 км западнее нас.п. Ограсмуйк. А - внутрислоевые текстуры захвата.

ставляет собой синдинамичные с мореной образования.

В дальнейшем возникший внутри мореносодержащего льда материал водноледниковых осадков, при разрядке существующих напряжений скатия путем образования внутренних сколов, может растаскиваться, создавая текстуры захвата, подобные тем, которые возникают на контакте лед - ложе и подробно охарактеризованы Б.А. Аврушиным /1976/. Надо полагать, таким путем в морене образуется

часть внутрислоевых текстур захвата /рис.7/, не имеющих ничего общего с захватом материала ледникового ложа.

Уместно будет отметить, что внутрислоевые текстуры захвата и синдиномические текстуры складок /или гляциодинамические деформации/, как правило, приурочены к моренам чешуйчатонадвигового типа и наиболее часто встречаются в строении гляцигенных мезоформ на островных и маргинальных возвышенностях /Аболтыньш, 1975/.

Гляциодинамические дислокации или складки течения выдавливания /Шумский, 1955/ в принципе, как уже отмечалось, относятся к комплексу внутрислоевых текстур морены. Они здесь упоминаются лишь потому, что их участие в строении отдельных форм рельефа не должно истолковываться как проявление гляциодислокаций, т.е. деформаций пород ложа.

ЛИТЕРАТУРА

- Аболтыньш О.П. Гляциодинамические особенности формирования возвышенностей Латвии. — В кн.: Вопросы четвертичной геологии, в.Р., 1975, с.5-23.
- Аосев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М., 1974, с.313.
- Евгеев С.А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. М., 1964, с.120.
- Лаврушин Ю.А. Опыт выделения фаций и субфаций в доновой морене материкового оледенения. — Литология и полезные ископаемые. М., 1970, № 6, с.33-49.
- Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., 1976, с.237.
- Щенцер Е.В. Динамика ледниковой аккумуляции и основные особенности строения моренных отложений. — В кн.: Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — Труды института геологии АН СССР. М., 1966, т.101, с.208-229.
- Шумский П.А. Основы структурного ледоотложения. М., 1955, с.429.

И.Г. ВЕЙНБЕРГС

ВИШИМОРТЕО

СКЛОНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ХОЛМИСТОГО ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА

При изучении ледникового рельефа, образовавшегося в течении нескольких этапов литоморфогенеза, зачастую возникает значительные затруднения. Это обусловлено тем, что в морфологии форм рельефа отражаются не только следы проявления динамики ледникового покрова, деятельности его талых вод или особенностей вытаивания мертвого и погребенного льда, но также и воздействия склоновых процессов. На территории Латвии, при сравнительно хорошем состоянии изученности элементов рельефа ледникового и водноледникового происхождения, до сих пор мало внимания уделялось познанию деятельности склоновых процессов, интенсивно развивавшихся как во время возникновения форм рельефа, так и в последующие отрезки времени. По данным исследований, выполненных на территории Польши /Дылик, Dylik, 1958 и мн. др./, в Карелии и на Кольском полуострове /Рухина, 1955, 1957/ склоновые отложения в комплексе ледниковых образований имеют весьма существенное значение и прослеживаются в виде довольно больших по мощности толщ. Отложения такого типа, как известно, образуются и в конечных частях современных ледников.

В Латвии склоновые отложения преимущественно изучались нами в пределах холмистых ледниковых образований. Часть материалов исследований уже опубликована /Вейнбергс, 1972, 1976; Вейнбергс, Кейрона, 1972/, здесь же следует более подробно остановиться на анализе структурно-текстурных особенностей склоновых отложений и оценить условия их генезиса.

В холмистых образованиях ледникового рельефа Латвии склоновые отложения представлены в виде шлейфов как на склонах холмов, так и в межхолмных впадинах.

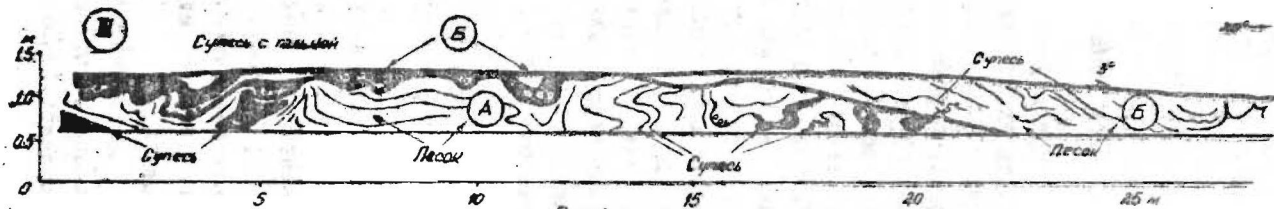
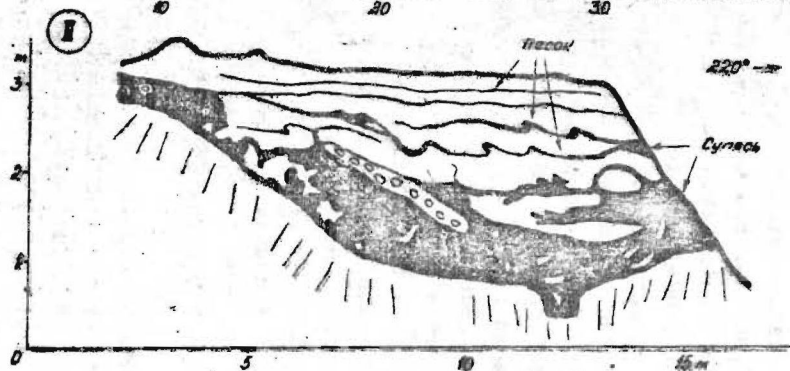
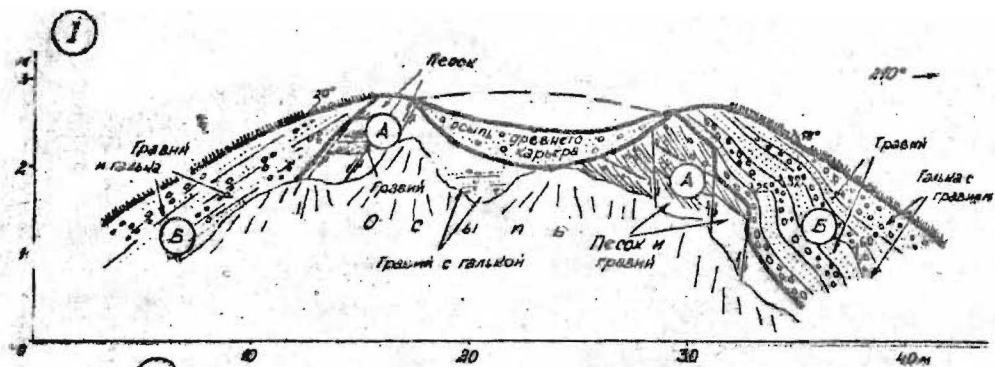


Рис.1

Рис. I. Примеры шлейфов отложений на склонах холмистых форм. I - Поперечный профиль небольшого оза, расположенного у хут.Блиодниэки вблизи пос.Иле, характеризующийся значительным развитием склоновых отложений /Е/. II, III - Разрезы склоновых отложений /Е/ камов у нас.п.Лачурогс, вблизи г.Тукумс.

Примером типичных шлейфов на склонах холмистых форм являются отложения, наблюдающиеся в строении небольшого оза, расположенного у хут. Блиодниэки в районе пос.Иле.

В поперечном разрезе оза видно, что отложения, приуроченные к его склонам /рис. I; I,Б/, представлены грубозернистым материалом, который залегает в наклонных субпараллельных слоях мощностью 10-20 см. Наблюдается ритмичное чередование слоев гравийно-галечного и гравийного материала, причем мощность слоев увеличивается в направлении подошвы склонов. В итоге материал в поперечном разрезе склона приобретает клиновидную слоистость, а наибольшие мощности толщи склоновых отложений приурочены к нижним частям склонов оза. Углы падения слоев склоновых отложений наибольших значений /25-32°/ достигает в глубине толщи. По направлению к ее поверхности они постепенно выполаживаются до 10-18°, приближаясь, таким образом, к уклонам поверхности склона оза. На правой стороне /рис. I; I,А/ оза видны небольшие деформации слоев склоновых отложений типа флексур, образовавшиеся над микрообросами г присклоновой части водноледниковых осадков. Замеры ориентации галек, отличающихся средней окатанностью, свидетельствуют о том, что в склоновых отложениях их длинные оси в основном располагаются согласно азимутам падения склонов.

Склоновые отложения этого же типа, но представленные лишь более тонкозернистым материалом, наблюдались в камах южной части Тукумско-Талсиинского холмистого района Северо-Курзвемской возвышенности. На склоне одного из камов раз-

битых в окрестностях нас. п. Качукрога /рис. I, II/ эти отложения в нижней части представлены бурой супесью и суглинком с галькой и редким валунами - перестроенной морской. В последней встречаются также редкие линзы галечного материала и включения песков причудливой формы. Верхняя часть толщи ослоненных отложений образует маломощные /до нескольких дециметров/ слой светлых мелко- и тонкозернистых песков. Они разделены прослойками бурой супеси толщиной в несколько сантиметров. В поперечном разрезе эти выгнуты в виде мелких складок прослойки сходятся вверх по склону кана. Там же на склоне другого пологого камового холма наблюдается песчано-супесчаная толща отложений /рис. I, III/, характеризующаяся обращенными в сторону подошвы склона холма пластичными деформациями. В направлении же к вершине холма толща быстро выклинивается и переходит в маломощный слой супеси с редкой галькой, от которого и вытекающие водноледниковые отложения выдвигаются "карманы" инволюций высотой до нескольких десятков сантиметров. Верхние слои камовых отложений нарушены пластичными деформациями различного типа /рис. I, III, A/.

Плоскостями шлейфов отложений, в частности межхолмные впадины, являются образования в котловинах камового рельефа. Нам уже было указано на присутствие таких шлейфов во впадинах у нас. п. Билуас и Каптежи в пределах Аккайцеимского холмистого массива /Вейнберга, 1972, 1976; Вейнберга, Мейроне, 1972/ и на холмистом участке в районе горы Белаяскалис на западно-Курземской возвышенности /Вейнберга, 1976/. Шлейфы в основном представлены маломощными /до нескольких дециметров/ галечно-гравийных отложений. В верхней части шлейфов присутствуют супесь и суглинок с галькой и валунами /рис. I, A, II/. В направлении вверх по склонам холмистых впадин слои, так же как и вся толща отложений, выклиниваются.

В разрезе толщи ослоненных отложений иногда можно проследить несколько этапов ее формирования. Например, пачка

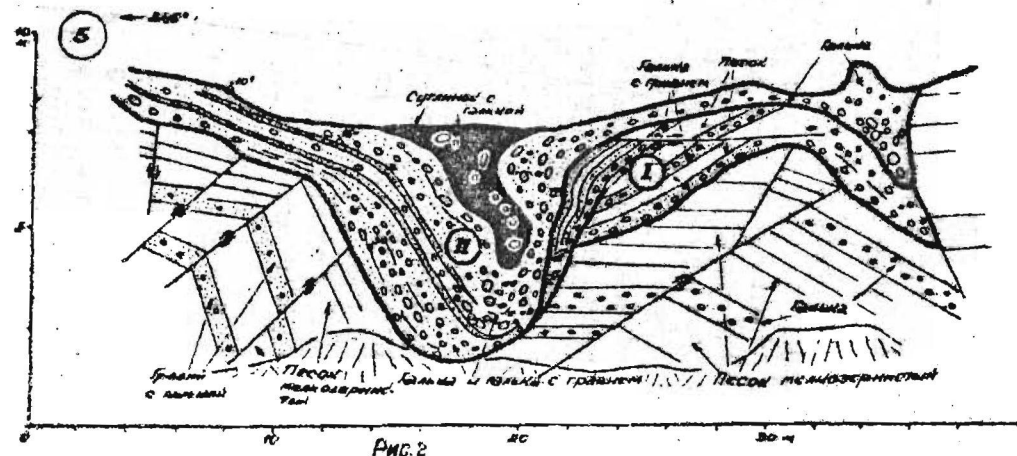
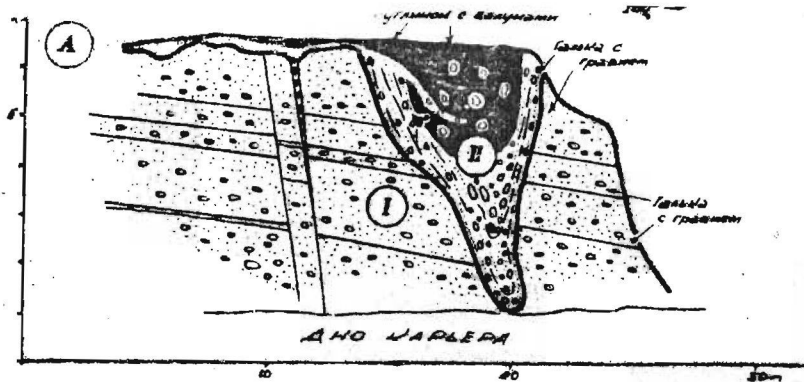


Рис. 2. Прямые шлейфы отложений, образовавшихся в межхолмных впадинах. А - Склоновые отложения /II/, заполняющие межхолмную впадину вблизи горы Мелнайскалнс у г. Айкута. Б - Склоновые отложения /I, II/, частично заполняющие межхолмную впадину и покрывающие склоны камов у нас. п. Виллао вблизи г. Талса.

отложений впадины у нас.п. Виллао характеризуется двухчленным строением. Наиболее древняя часть толщи /рис. 2; Б, I/ развита лишь на правом склоне впадины и до ее дна не распространяется. Галечно-гравийные и песчаные слои пачки I выклиниваются уже в средней и верхней частях склона впадины. Кроме того, они нарушены субгоризонтальными и диагональными разломами. Пачка II нарушений текстур не имеет. В ее верхней части появляется суглинок с галькой, который в виде кармана заполняет центральную часть межхолмной впадины.

Отложения впадины у кут. Каштейни в основном представлены расчлененными суглинками с валунами и галькой /перестроенная морена/. Подобно выше рассмотренной галечно-гравийно-песчаной толще, слои суглинка выстилают дно межхолмной впадины. Наибольшую мощность они имеют на дне впадины, в то время как сверху по ее склонам намечается постепенное выклинивание слоев /рис. 3, А/.

Малопрочный /7-20 см/ слой галечно-песчаного материала, подстилающий на одном дне впадины перестроенную морену, отличается своеобразными текстурами. Гравий залегает в виде линз длиной до 20 см и высотой в несколько сантиметров, которые имеют небольшой наклон в сторону центральной части межхолмной впадины. Линзы разобщаются облакающими их прослойками песка с субпараллельной слоистостью /рис. 3, В/. В направлении вверх по склонам впадины наблюдается выклинивание песчаных прослоев, сопровождаемых охолождением субпараллельных ошоек.

Галька залегает в каплевидных линзах, обращенных округленной головной частью в сторону центра межхолмной впадины.

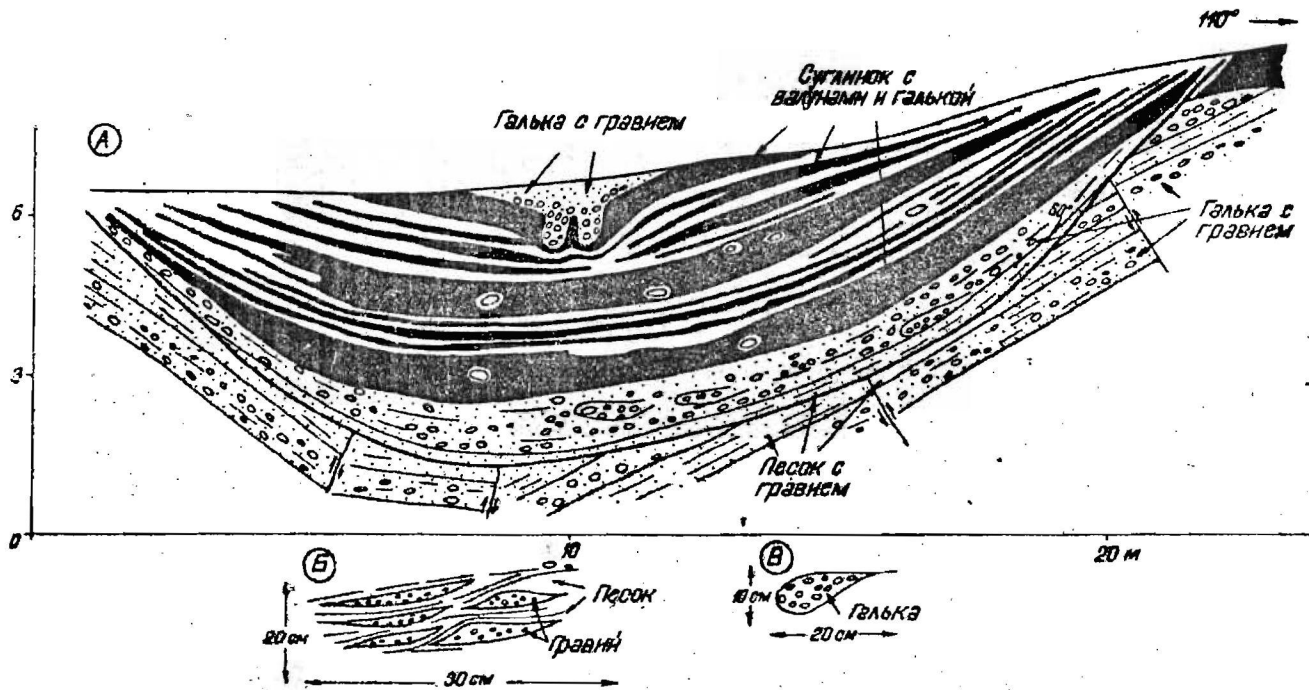


Рис. 3. Склоновые отложения, заполняющие межхолмную впадину у д.т. Каптегина, вблизи пос. Пастенде.

В хвостовой части линз галька располагается субгоризонтально, но в головной размещается по ее длине, округлая каплевидная линза /рис. 3, в/

Отдельные каплевидные линзы гальки встречаются также в пачке перестроенной морены, а в верхней части разрез в центре межхолмной впадины ряд таких линз образует карманообразные вмятинки гравитационных отложений.

Относительно большая плотность склоновых отложений, почти равняющаяся состоянию первоисточнику свода, т.е. отложениям холмистых форм, а также небольшая степень выщелачиванности карбонатного материала и отсутствие признаков органического вещества свидетельствует о том, что рассматриваемые отложения сформировались лишь несколько позже формообразующих отложений холмов в суровых и почти лишенных растительности условиях позднеледниковья. Факт, что наиболее древние пачки склоновых отложений не распространяются до дна межхолмных впадин, как например, во впадине у ва.п. Библиас, объясняется тем, что она в начальные фазы накопления склоновых отложений, была еще занята глыбой льда или уплотненным снегом. Разрывные деформации в склоновых отложениях, очевидно, возникли лишь после вытаивания льда или снега во впадине. Флексуры в олоях подобны тем, которые наблюдались в склоновых отложениях оза у хут. Елиодниени /рис. 1, 1 /, вероятнее всего образовались в процессе оттаивания водноледниковой толщи оза, вследствие небольшого смещения присклоновых формообразующих пачек по субвертикальным разломам.

Накопление склоновых отложений, очевидно, было обусловлено осыпанием материала в сочетании с дельвиальным омывом. Этим хорошо объясняется формирование галечно-песчаных шлейфов с облакающей склоны холмов и межхолмные впадины олоистостью. Их галечно-гравийные пачки в основном являются результатом осыпания материала с крутых склонов холмов, тогда как олоя более тонкозернистого состава образовались при дельвиальном омыве. Ритмичное чередование этих олоев в разрезе толщи склоновых образований, вероятно,

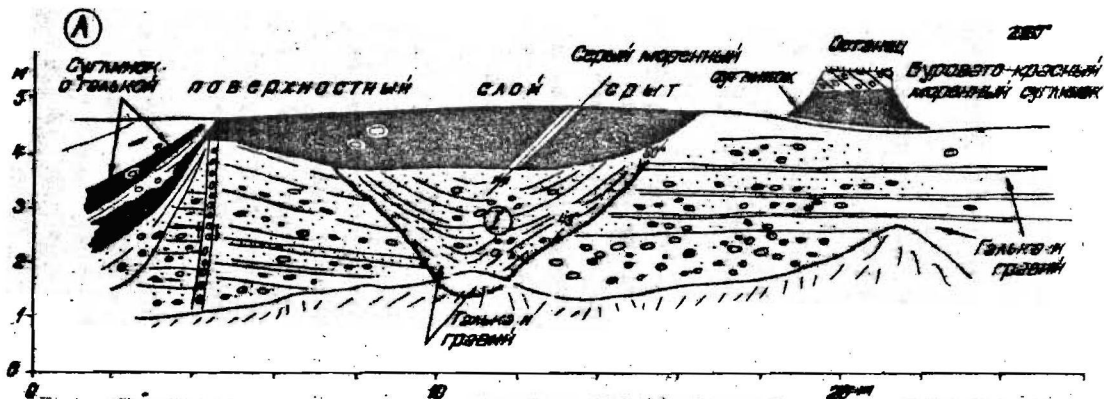
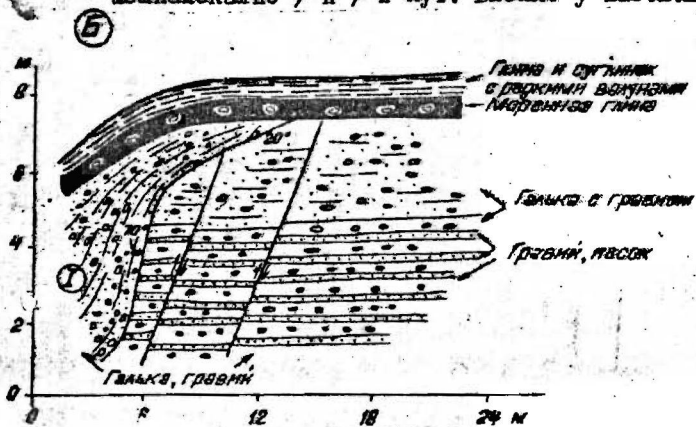


Рис. 4. Склоновые отложения /А/ покрыты слоем донной морены вблизи горы Мелнайсканис /А/ и хут. Биеляс у нас.п.Лаушена /Б/.



отражает последовательность хода денудации водноледниковых отложений, обнажившихся на первичных крутых склонах холмов. В первую стадию денудации дельтавиального смывом были вынесены песчаные и наиболее мелкие гравийные частицы. Потом при отсуговетки песчано-гравийного заполнителя происходило сощпанне гальки и грубого гравия.

Образование параллельно слоистых песчаных и суглинистых пачек склоновых отложений скорее всего является следствием дельтавиального смыва. Возникновение же тонкозернистых отложений с пластическими деформациями слоистости и грубозернистых отложений с каплевидными лиазами галечного материала, обусловливалось солидфракционным опливанием материала.

Судя по данным о мощностях склоновых отложений и размерам площадей их распространения, можно полагать, что в позднеледниковое время с холмистых форм был снесен слой материала мощностью от нескольких дециметров до 2-3 м. В результате этого в ряде случаев холмы сейчас являются значительно более низкими и выровненными, чем в начальные фааы своего существования.

Знание текстур склоновых отложений во многих случаях способствует восстановлению истории развития территории. Так, например, наличие в МелпаЙскалнской группе камней, заполненных склоновыми отложениями межхолмных впадин, погруженных слоев плотной донной морены серого цвета /рис. 4; А, I/, свидетельствует о том, что холмистый рельеф здесь существовал уже перед надвиаением ледника, отломившего эту морену.

Приоутствие лиааз склоновых отложений, под слоем донной морены в южной части кама у хут. Еиеляс юблизи нас.п. Лауцлена /рис. 4; Б, I/ указывает на то, что данная форма рельефа существовала уже перед последней осцилляцией ледяякового края в этом районе.

Весьма своеобразные "мармалы" склоновых отложений насладались в пределах абразионной равнины Вентоко-Усмского приледникового бассейна /Вайсберг, Стелле, 1967/ у

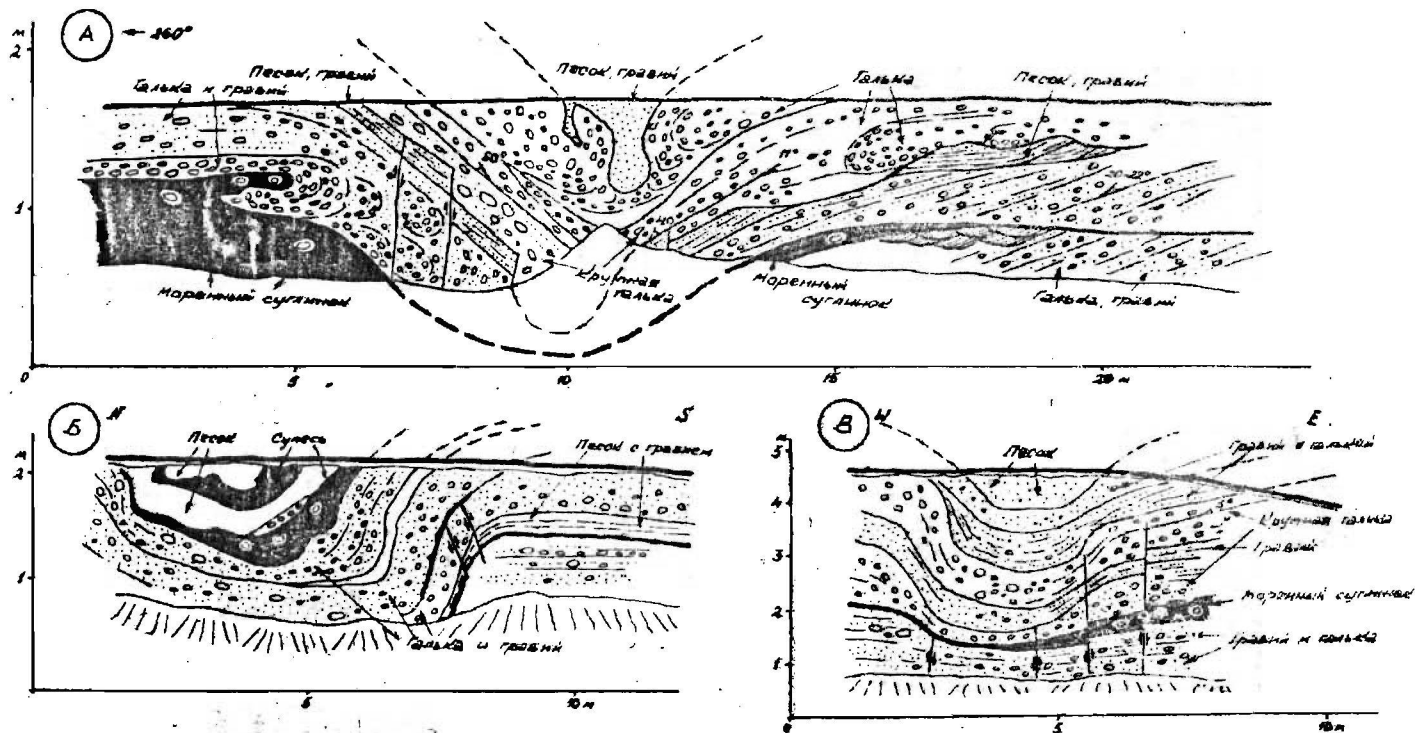


Рис. 5. "Карманы" оклонових отложений, частично абрадированные волновой деятельностью Вентско-Усмского бассейна, вблизи нас. п. Кивийкрого.

нас.п. Кившикрога, расположенной непосредственно севернее Анлайоцземского холмистого массива Тукумоко-Талсишского холмистого района /рис. 5/. Эти "карманы" представляют собой остатки шлейфов склоновых отложений в межхолмных впадинах. Отложениям в основном характеризуются гравийно-галечными и песчаным материалом, реже супесяью, Галька, гравий и песок образуют слой, облекающий дно бывшей межхолмной впадины. В нижней части толщи этих отложений местами наблюдаются следы сползания материала по склонам впадин, прослеживаемые в виде метисов слоев в центральных частях, где втянуты выски подстилавших моренных отложений /рис. 5, А/.

Если реконструировать срезание асрацкой водноледникового базиса части лине склоновых отложений, то есть основания полагать, что перед возникновением этого водосна в районе нас.п. Кившикрога, в пространствах между впадинами, заполненными склоновыми отложениями, существовали холмы высотой по крайней мере в 3-5 м.

Таким образом, склоновые отложения ледникового рельефа Латвии представляет собой своеобразную группу генетических типов осадков, отличающихся специфическими особенностями строения. Эти отложения в комплексе ледниковых образований сравнительно легко распознаваемы. Их выявление в целом ряде случаев должно способствовать успешному решению вопросов ледникового морфогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Вейнберга И.Г. Маргинальные формы рельефа. - В кн.: Краевые образования материковых оледений. М., 1972, с. 37-45.
- Вейнберга И.Г. О строении и генезиса Латвийских камов. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии, 9. Р., 1976, с. 5-49.
- Вейнберга И.Г., Стелла В.Я. Приледниковые бассейны Курземы. - В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 36-51.
- Вейнберга И.Г., Майрано Э.В. Маршрут: Рига - Юрмала - Тал-

он - Тукумо - Рига. Путеводитель полевого омпозитума
ТУ Всесоюзного межведомственного совещания по изучению
краевых образований материкового оледенения. Р., 1972,
с. 17-23.

Рухина Е.Б. Об особенностях слоистости и ориентировки галек
в некоторых типах четвертичных отложений. - Ученые за-
писки ЛГУ, № 200; Сер. геологическая, вып. 7. Л.,
1955.

Рухина Е.Б. О слоистости и генезисе некоторых типов ледни-
ковых отложений. - Ученые записки ЛГУ, № 223. Сер.
геологическая, вып. 9, № 1, 1957, с. 223-245.

Dylik J. O peryglacialnym Charakterze izezby Jordkowej
Polski. Lodzkie towarzystwo naukowe societias Scien-
tiarum Lodziensis. Wydzial III, Sectio III, № 24,
Lodz, 1953.

УДК 551.459:551.79/474.3/

Я.А. СТРАУМЕ

Управление геологии при Совете Министров
Латвийской ССР

ЛИМНОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ РАВНИНЫ И ОСНОВНЫЕ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫЕ ВОДОЕМЫ ЛАТВИИ

Лимногляциальные равнины, образование которых
и абразионной деятельностью позднеледниковых водоемов, ши-
роко развиты на территории Латвии. Они характеризуются плос-
кой или пологоволнистой поверхностью с относительно высокими пре-
вышениями рельефа порядка 2-4 м. Отдельные участки равнин
нередко осложнены ледниково-аккумулятивными формами, дна-
нами, а также и речными долинами. Среди преимущественно
аккумулятивных равнин встречаются абразионные участки, где
на дневную поверхность выступают гляциальные отложения или
дочетвертичные породы и встречаются скопления валунов.

Учитывая осуществленный опыт классификации лимногляци-

альных равнин /Бейнберге, 1963, Данилано, 1978, Аболтыньш, Елкалаускас, Раукас 1974 и др./, результаты исследования ленточных и безбалунных глин /Куршо, Стинкуле 1966, Курш, Стелле, 1964, Курш, 1967/ и другие данные, предлагается выделять равнины подпруженных, изолированных и остаточных бассейнов /рис. I/.

Равнины подпруженных бассейнов представляют собой днища лимногладциальных водоемов, образовавшихся у края ледниковых лопастей или языков, ступающих согласно уклону лопастей. Они сформировались более или менее четко выраженными береговыми линиями, исчезающими в зонах ледникового штир-живания. Поверхность таких равнин плоская, реже пологоволнистая, обусловленная характером подстилающего, чаще всего моренного рельефа. Сложены они ленточными, ленточно-подобными и безбалунными глинами, а также алевролитами и песками. Мощность их непостоянна и зависит обычно от неровностей подстилающего рельефа, достигая максимума /до 20 м/ в понижениях последнего. При этом ленточные глины приурочены главным образом к наиболее глубоким участкам водоемов, а алевролиты и пески, характеризующиеся горизонтальной слоистостью, текстурами расчленения и волнения, наблюдаются в основном вблизи больших устьев долин и ложбин стока /Бейнберге, 1963/ и в прибрежной полосе.

Равнины подпруженных бассейнов характерны для низменностей и особенно широко развиты на Средне-Латвийской низменности /равнины Земгальского и Дзудзевского бассейнов/.

В качестве разновидности рассмотренных форм целесообразно выделить равнины подпруженно-наледниковых бассейнов. Они возникли в условиях, когда водоем распространялся не только на освобождающейся от ледника территории, но затоплял и дистальную часть подпруживающей ледниковой лопасти или вешки, находящейся чаще всего в провальном или мертвом состоянии. В результате лимногладциальные осадки накапливались частично как на поверхности, так и в трещинах или проталинах эвтерного дна. Поэтому равнины подпруженно-наледниковых бассейнов отличаются весьма неровной поверхностью, осаж-

**СХЕМА
РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ БАССЕЙНОВ**

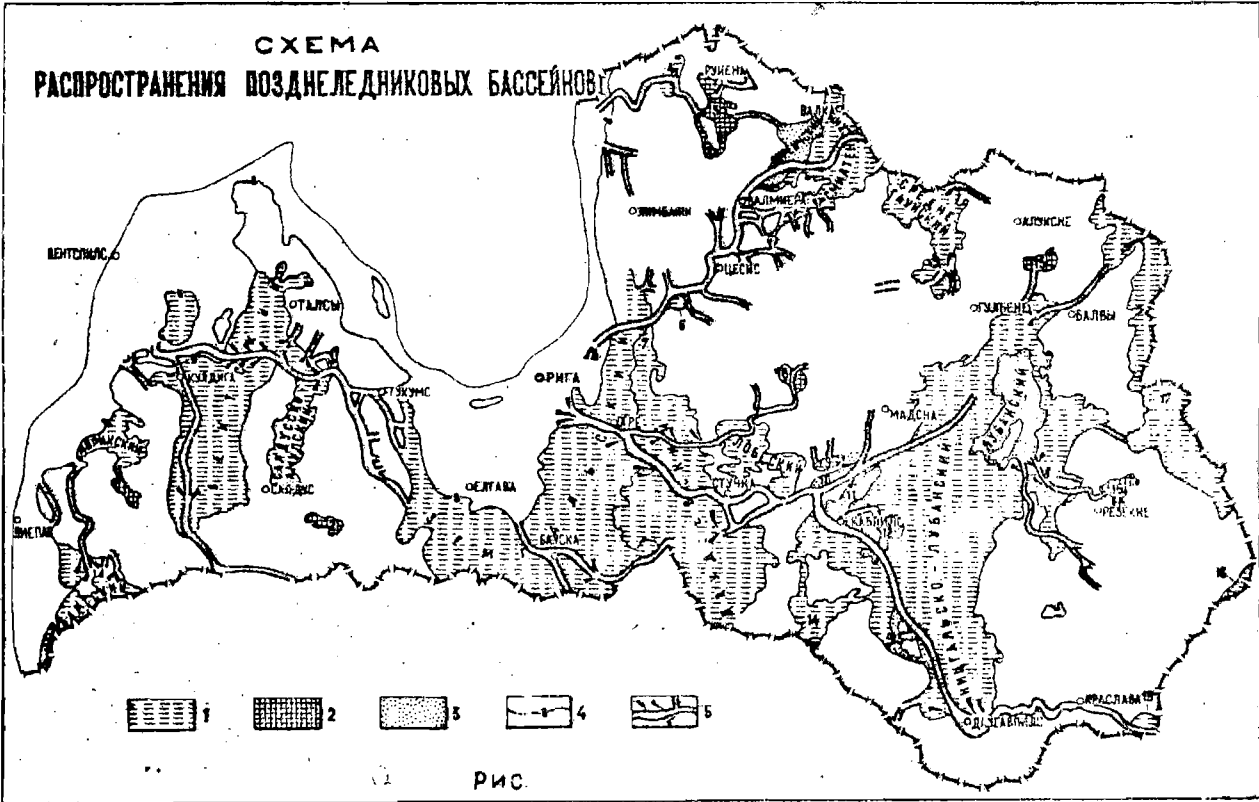


РИС.

Рис. (на с. 47) - Схема распространения позднеледниковых бассейнов. 1. Подпруженные бассейны; 2. Изолированные бассейны; 3. Остаточные бассейны; 4. Максимальная граница распространения Балтийского ледникового озера; 5. Основные артерии стока и их дельты.

ский, 2 - Кандавский, 4 - Средне-Салацкий, 5 - Буртнякский, 6 - Сягулдский, 7 - Сильземский, 8 - Валолский, 9 - Ружский, 10 - Арвешемский, 11 - Крустпилеский, 12 - Неретский, 13 - Гайльский, 14 - Элкшньский, 15 - Яунанасский, 16 - Вижский, 17 - Зигурокий, 18 - Освейский, 19 - Полоцкий.

ненной отдельными холмами и лимногляциальными увалами.

Нередко встречаются участки, гипсометрически не отличающиеся от окружающего равнинного рельефа или даже занимающие более низкое высотное положение, однако не имеющие покрова лимногляциальных осадков или следов абразии.

Глины, алевроиты и пески, принимающие участие в строении равнин подпруженно-ледниковых бассейнов, отличаются непостоянной мощностью, меняющейся от первых десятков сантиметров до 15 м. Эти отложения, по данным Г.Я. Эбархарда не выравнивают пологоволнистую подстилающую поверхность, а местами даже усиливает ее артикуляцию. Рассматриваемая разновидность равнин развита в пределах низменностей и особенно характерна для Восточно-Латвийской низменности.

Равнины изолированных бассейнов генетически представляют собой участки дна и пологих подводных береговых склонов тех водоемов, которые не имели посредственного контакта с ледниковыми допастями или языками. Они характеризуются в целом незначительными размерами и наблюдаются преимущественно на возвышенностях, а в пределах низменностей встречаются реже. Эти равнины приурочены к изолированным понижениям ледникового рельефа, где скапливались талые воды /равнины Лиелауцкого бассейна на Восточно-Курземской возвышенности, Яунанасского бассейна в пре-

делах Восточно-Латвийской низменности и т.д.). Равнины изолированных бассейнов характеризуется полуровнинистой поверхностью, нередко усложненной каймами и морскими холмами. Центральные, наиболее пониженные их части, иногда заняты болотами или озерами /оз. Рывино, Реймано, Туртиняку и др./.

Лимногляциальные отложения, образующие равнины изолированных бассейнов, представлены безвалуными глинами, алеуритами и песками сравнительно небольшой мощности.

Равнины остаточных бассейнов представляют собой дна незначительных по площади водоемов, сохранившихся в относительных понижениях рельефа, после опуща более обширных подпущенных и подпущенно-наледниковых бассейнов. Их центральные части обычно заняты болотами, иногда озерами /оз. Лубанас/. Рассматриваемая разновидность лимногляциальных равнин особенно широко развита в пределах Восточно-Латвийской низменности /равнины Гайльского, Лубанского и др. бассейнов/.

Для палеогеографических реконструкций важное значение имеет определение максимальных границ распространения лимногляциальных водоемов, а также фаз стабилизации их уровней во время регрессии. В связи с этим возникает необходимость изучения и прослеживания береговых линий локальных бассейнов, как правило, они морфологически выражены слабо и представлены чаще всего береговыми валами и абразионными уступами. Реже встречаются бары и аккумулятивные террасы. Однако, аккумулятивные береговые формы встречаются преимущественно вблизи долин и ложбин стока, так как здесь в основном воздействию подвергались песчано-глинистые дельтовые отложения поступающих в бассейны потоков. Кроме того, сами дельты служат сравнительно надежным критерием для определения уровней бывших водоемов. По мере удаления от устьев долин и ложбин, вследствие относительно кратковременного существования бассейнов и наличия преимущественно пологих подводных их склонов, береговые образования встречаются редко. Они представлены обычно рачтовненными абразионными уступами, приуроченными в основном:

и скланы ледниково-аккумулятивного характера. На отдельных участках берегами лимногляциальных бассейнов могли служить также глыбы мертвого льда.

Относительно слабая выраженность береговых образований, а также их фрагментарность сильно затрудняет реконструкции береговых линий позднеледниковых бассейнов. Поэтому во многих случаях они проведены условно и требуют дальнейшего подробного изучения. Для этой цели, а также других работ, полезным может оказаться обобщение существующих в настоящее время представлений о гипсометрическом положении берегов рассматриваемых бассейнов и их связи с гидрографической сетью, приведенное в таблице (на с.51).

Таблица

№ на схеме	Наименование бассейна	Индекс береговой линии	Абс.отм. береговой линии в м	Связь бассейна с гидрографической сетью и другими водоемами	Литература
1	2	3	4	5	6
-	Мердзенский	- -	130	Спуск по ложбинам стока в Видгальско-Лубанский водоем	Кейронс, 1975
		-	115-117	---	
		-	105-106	---	
		-	100-102	---	
-	Видгальско-Лубанский	- -	150-158	---	Аболтыньш, Вейнбергс, Эберхардс, 1974
		-	135-138	---	
		№ ₁	127-130	Приток вод по УП надпойменной террасе Даугавы Восточно-Латвийского спектра с Полоцкого /19/ водоема. Сток по ложбине Иодупе-Вижуона	Кейронс, 1975
		№ ₂	118-120	Приток вод по У1 надпойменной террасе Даугавы Восточно-Латвийского спектра. П надпойменной террасе долины р.Малты с Латгальской возвышенности, по долине Илуксте. Приток вод по ложбинам стока с Мердзенского бассейна. Сток по долине Иодупе-Вижуона	Эберхардс, 1967, 1972
		№ ₃	113	Приток вод по У надпойменной террасе Даугавы Восточно-Латвийского спектра, по долине Болупе с Тигурского /17/ бассейна. Сток по долине Иодупе-Вижуона	

I	2	3	4	5	6
		N ₄ /Lub ₁	107-108	Разрозненные террасовидные площадки в долине Даугавы между У и У1 надпойменными террасами Восточно-Латвийского спектра. Приток вод с Штурского /17/ бассейна по III надпойменной террасе долины Болупе, с Юнашаского /15/ бассейна по II надпойменной террасе долины Педедзе, с Видземской возвышенности по долинообразному понижению Апянуците, с Латгальской возвышенности по I надпойменной террасе долины Резакне. Сток по ложбине Молупе-Вижуова.	
		N ₅ /Lub ₂	104-105	Приток вод по IV надпойменной террасе Восточно-Латвийского спектра долины Даугавы, II надпойменной террасе долины Малты	
		Lub ₃	99-102	Приток вод по III надпойменной террасе Восточно-Латвийского спектра долины Даугавы, по I надпойменным террасам долины Педедзе и Болупе	
Древнее оз. Дубанао		Lub ₄	95-97	Сток по III надпойменной террасе долины Айвиесте	
Средне-Глухой Вагескме		-	125-130	Приток вод с Видземской возвышенности по III надпойменной террасе Гайского спектра долины Гауи	Аболтыньш, 1967 Аболтыньш, 1971

1	2	3	4	5	6
	/Веленский/	-	120-122	Приток вод по IIa надпойменной террасе Раннского спектра долины Гауи	Аболтиньш, Вейнбергс, Эберхардс, 1974
	/Веленский/	-	II5-II8	Приток вод по Ia надпойменной террасе Раннского спектра долины Гауи, по ложбине стока Урненсте	
		-	89-9I	Приток вод с Веленского бассейна по террасе I ^в Синолского спектра долины Гауи, по I надпойменной террасе долины Тыран, приток воды с Алуксенской возвышенности по долине Вайдави	
	Смилтвенский	-	70-72/?/	-	
		-	65-70	Приток вод по террасе Пь Вирешского спектра долины Гауи, по I надпойменной террасе долины Пала; дельта в устье долины Мустийги	Аболтиньш, 1967 Аболтиньш, 1971 Аболтиньш, Вейнбергс, Эберхардс, 1974
		-	58-60	Спуск по IV надпойменной террасе Сигулдского спектра долины Гауи в Земгальский водоем	
	Стренчский	-	50-52	Спуск по IV надпойменной террасе Сигулдского спектра долины Гауи в Земгальский водоем	

1	2	3	4	5	6
-	Лобесский	-	100-102	Приток вод с Видземской возвышенности, в том числе с Воложского /в/ бассейна по IУ надпойменной террасе Видземского спектра долины Огре	Эберхардс, 1972 Аболтыньш, Вейнбергс, Эберхардс, 1974
-	Дraudzeвский	D ₁	83-84	Приток вод по УП террасе долины Гауце, по УIр надпойменной террасе Гедманского спектра долины Огре с Лобесского бассейна	Эберхардс, 1972 Аболтыньш, Вейнбергс, Эберхардс, 1974
		D ₂	78-80	Приток вод по XIa надпойменной террасе Средне-Латвийского спектра долины Даугавы, по террасе VI долины Гауце	
		D ₃	73-74	Разровненные террасовые площадки между XIa и Ia террасами Средне-Латвийского спектра долины Даугавы, верхняя дельта Дraudzeвской долины	
		D ₄	70	Приток вод по Ia надпойменной террасе Средне-Латвийского спектра долины Даугавы	

101

I	2	3	4	5	6
Земгальский		D ₅	64-65	Разровненные террасовые площади между Xа и IXа надпойменными террасами Средне-Латвийского спектра долины Даугавы; нижняя дельта Друдзевской долины	
		D ₆	61-62	Приток вод по IXа надпойменной террасе Средне-Латвийского спектра долины Даугавы и Ур надпойменной террасе Ледманского спектра долины Огре	
		D ₇	58-59	Приток вод по УIа надпойменной террасе Средне-Латвийского спектра долины Даугавы /?	
		Z	57-58	Приток вод по УII надпойменной террасе Сигулдского спектра долины Гауи, УIа надпойменной террасе Средне-Латвийского спектра долины Даугавы. Сток по террасе "D" Асавской долины в Вентский водосем	Аболтыньш, 1967, 1971 Вейнберге, Стелле, 1967 Вейнберге, 1968 Зберхардс, 1972
		Z,	50-52	Приток вод по УI надпойменной террасе Сигулдского спектра долины Гауи, УIа надпойменной террасе Средне-Латвийского спектра долины Даугавы, IУр надпойменной террасе Ледманского спектра долины Огре, террасе "D" Берзеской долины ложбине р.Исцавы. Сток по террасе "С" Асавской долины в Вентский водосем	Аболтыньш, Вейнберге, Зберхардс, 1974

-65-

1	2	3	4	5	6
		Z ₂	45-46	Приток вод по У1а надпойменной террасе Средне-Латвийского спектра долины Даугавы, террасе "С" Берзеской долины. Сток по террасе "В" Абазской долины в Вентский водосем	
		Z ₃	42-43	Приток вод по Ув надпойменной террасе Сигулдского спектра долины Гауи, Уа надпойменной террасе Средне-Латвийского спектра долины Даугавы, террасе "В" Берзеской долины. Сток по террасе "А" Абазской долины в Вентский водосем	
		Z ₄ (P)	39-40/?	Приток вод по Уа надпойменной террасе Средне-Латвийского спектра долины Даугавы	
		Z ₅	35-37	Приток вод по IУ надпойменной террасе долины Гауи со Смилтенского водосема /?/ Iа надпойменной террасе Средне-Латвийского спектра долины Даугавы	
		Z ₆	28-30	Приток вод по На надпойменной террасе долины Даугавы, по Ш надпойменной террасе долины Мемеле, по IУ надпойменной террасе долины Гауи со Стренчского бассейна	

1	2	3	4	5	6
		Z7	24-25	Приток вод по Ia надпойменной террасе Средне-Латвийского спектра долины Даугавы	
		Z8	15-16	Приток вод по Ia надпойменной террасе Средне-Латвийского спектра долины Даугавы	
	Салдусско-Амулский		130/?	-	Курш, Стелле, 1964 Вейнберге, Стелле, 1967
	Салдусский остаточный		115/?	-	Вейнберге, 1968, Аболтыньш, Вейнберге, Зсержардс, 1974
	Вентский	V1	88-91	Спуск по ложбинам Имугла, Амугла и Цицере в Вентский водоем /?/	
		V2	84-86	Приток вод по Дунпагастской ложбине стока с Талсинского массива	Вейнберге, Стелле, 1967 Вейнберге, 1968
		V3	76-78	Приток вод по Дунпагастской ложбине, начало врезания долины Абавы около нас.п.Кандамушка /?/	Аболтыньш, Вейнберге, Зсержардс, 1974 Вейнберге, 1975
				Приток вод по Румевской /?/ и Лазруменской ложбинам с Талсинского массива, начало врезания долины Абавы около г.Кандава /?/	

I	2	3	4	5	6
		V ₄	69-73	Приток вод по террасе "С" Абавской долины с Кандавского бассейна	
		V ₅	66-67	Приток вод по террасе "Г" Абавской долины с Кандавского бассейна	
		V ₆	60-62	Приток вод по террасе "Е" Абавской долины	
		V ₇	57-58	Приток вод по террасе "Д" Абавско-Слоценой долины с Земгальского бассейна. Разрозненные террасовые площадки Верхневентской долины выше террасы "Г"	
		V ₈	53-54	Приток вод по террасе "С" Абавско-Слоценой долины с Земгальского бассейна, по террасе "Г" Верхневентской долины	
			49		
			46		
			43		
			41		
	Априкский		60	Приток вод по ложбине стока Тебра с Калвенского /I/ водоема Западно-Курземской возвышенности. Спуск по долине Дурба-Варта в Бартский водо-	Вейнбергс, Стелле, 1967 Вейнбергс, 1968 Аболтыньш, Вейнбергс, Збергхардс, 1974
			47-49/2/		

I	2	3	4	5	6
			45/2/	ем /разрозненные террасовые площадки выше террасы "В"/, по ложбине стока Алауде /2/	
	Бартский /Верхне-Бартский/		58-60	Приток вод по Приекульскому долинообразному понижению с Западно-Курземской возвышенности /древняя дельта Грамзда/	
			50-54	Приток вод по Приекульскому долинообразному понижению с Западно-Курземской возвышенности /средний уровень "молодой" дельты Грамзда/, по Пурмсатской ложбине стока с Западно-Курземской возвышенности /дельта Пурмсате/	
			47-48	Приток вод по Приекульскому долинообразному понижению с Западно-Курземской возвышенности /средний уровень "молодой" дельты Грамзда/	
			45-46	Приток вод по Приекульскому долинообразному понижению с Западно-Курземской возвышенности /нижний уровень "молодой" дельты Грамзда/, по Пурмсатской ложбине стока с Западно-Курземской возвышенности, по ложбине Дурбе-Вартая с Аджикского водосела	
			42-43		

I	2	3	4	5	6
			35	Приток вод по долине Дурбе-Вартая и Станка /?/	
			29-31	Приток вод по долине Дурбе-Вартая /терраса "В"?	
			27-28	Приток вод по долине Дурбе-Вартая /терраса "В"?	
			24	Приток вод по долине Дурбе-Вартая /терраса "А"?	
			19-22	Приток вод по ложбинам стока Свенте и Аланде /?/	
1.	Калвенский		85	Сток вод по ложбине Тебра в Априкский водоем	
2.	Дзелаудский		100	-	
3.	Кандавский		72	Сток вод по террасе "Б" Абавской долины в Вентский водоем	Вейнбергс, 1968, 1975
			67	Сток вод по террасе "Г" Абавской долины в Вентский водоем	
4.	Средне-Салацкий	Vs I	54	-	Эберхардс, 1978
		Vs II	52	Приток вод с бассейна Луртняеку /разрозненные террасовидные площадки выше VI надпойменной террасы долины Салацы/	

1	2	3	4	5	6
5.	Буртневский Современное озеро Буртневу	V _{VI}	49	Приток вод с бассейна Буртневу по VI надпойменной террасе долины Салаца	Зберхардс, 1973
		V _V	47	Приток вод с бассейна Буртневу по V надпойменной террасе долины Салаца	
		V _{IV}	48	-	
		V _{III}	47-5I	Сток вод в Средне-Салацкий /4/ водоем /разрозненные террасовидные площадки выше VI надпойменной террасы долины Салаца/	
		V _{II}	45-47	Сток вод по V надпойменной террасе долины Салаца в Средне-Салацкий бассейн	
		V _{III}	44-45	Сток вод по III надпойменной террасе долины Салаца в Балтийское ледниковое озеро	
		V _{IV}	44	Сток вод по II надпойменной террасе долины Салаца	
V _V	43	Сток вод по I надпойменной террасе долины Салаца в Литвиновое море			
	39				

I	2	3	4	5	6
6.	Сигулдский	100		Сток вод по долине Гауи в Сялциемский /7/ водоем /разрозненные террасовые площадки выше УП надпойменной террасы Сигулдского спектра/	Гринберга, 1964 Аболтыньш, 1971
7.	Сялциемский	92		Сбор вод по Капургской ложбине стока в Даудзевский бассейн	Аболтыньш, 1967, 1971
		82-83		Приток вод по долине Гауи с Видземской возвышенности /разрозненные террасовые площадки выше УП надпойменной террасы Сигулдского спектра/	Аболтыньш, Вейнберга, Зберхардс, 1974
		70		-	
		62-63		-	
8.	Валолокий	172-173		Приток по IV надпойменной террасе Видземского спектра долины Огре; сток по той же террасе в Лобеский бассейн	Зберхардс, 1972
9.	Ружский	97-98		Приток вод по долинам Весеты и Барсауне	
10.	Киевциемский /Проточное Киевциемское озеро/	87-88		Приток вод по террасе "А" долины Даугавы с Нарекского озера	Зберхардс, 1972
		83-84		Сток по террасе "А" долины Даугавы в Даудзевский бассейн /?/	
II.	Крустпилский	109?		-	Зберхардс, 1972
		100-108?		-	

1	2	3	4	5	6
12.	Баретский		90	Приток вод по террасе "А" долины Даугавы с Гайльского бассейна. Сток по той же террасе в Криевцямское озеро	Эберхардс, 1972
13.	Гайльский		92-93	Приток вод по II надпойменной террасе Восточно-Латвийского спектра долины Даугавы. Сток по террасе "А" долины Даугавы в Баретский бассейн	
14.	Элкяньский		?	-	
15.	Лунавнасский		I20-I22 II7	-	Эберхардс, 1972
16.	Елжский		I55-I56	-	Кейрнс, 1975
	/Спружево- мий/		I44-I45	Сток по I надпойменной террасе долины Резекне в Резекненское долинообразное понижение	Эберхардс, 1972
17.	Лигурский		II5-II7 II0-II5	Спуск по III надпойменной террасе долины Болуне в Вицгалско-Лунавский водоем	Эберхардс, 1972

1	2	3	4	5	6
18.	Освейский /в пределах Латвии/		150 ?	-	
19.	Полоцкий /в преде- лах Латвии/		150-155 140-145	Сток по УП надпойменной террасе Восточно-Лат- вийского спектра долины Даугавы в Пицгайско- Лусанский водосм	Эберхардс, 1967, 1971 Ильин, 1967

ЛИТЕРАТУРА

- Аболтыньш О.П. О приледниковых водоемах и формировании гидрографической сети в бассейне р.Гауя. - В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с.61-65.
- Аболтыньш О.П. Развитие долины реки Гауя. Р., 1971, 106 с.
- Аболтыньш О.П., Микалаускас А., Раукас А. Морфогенетическая классификация предфронтальных водноледниковых образований на примере материалов Прибалтики. - В кн.: Предфронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс, 1974, с.25-31.
- Аболтыньш О., Микалаускас А., Раукас А. Особенности распространения предфронтальных водноледниковых образований последнего оледенения на территории Прибалтики и некоторые вопросы их формирования. - В кн.: Предфронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс, 1974, с.36-42.
- Вейнберга И.Г. Морфогенез рельефа западной Латвии во время последнего оледенения и особенности развития основных рельефообразующих процессов. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. Вильнюс, 1961, 27 с.
- Вейнберга И.Г. Формирование Алавско-Слоцэнской системы долин стока талых ледниковых вод. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Р., 1975, 8, с.82-102.
- Вейнберга И.Г., Стелле В.Я. Приледниковые бассейны Курземе. - В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с.43-51.
- Гринберг Э.Ф. О приледниковых локальных бассейнах. - В кн.: Тезисы докладов и кратких сообщений второго межведомственного совещ. по изучению краевых образований материкового оледенения. Вильнюс, 1964, с.50-51.
- Данялс И.Я. Четвертичные отложения Латвии. Р., 1973, с.312.
- Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей восточной Европы. Л., 1975, с.278.
- Курш В.М. О генетических разновидностях лимногляциальных глин Латвии. - Известия АН ЛатвССР, 1967, № 8 /241/, с.59-66.

- Кури В.М., Стелле В.Я. Уловия формирования и возраст лимногляциальных глин Садусского бассейна - Известия АН ЛатвССР. 1964, № II /209/, с.55-64.
- Кури В.М., Стинкула А.В. О равновидностях ленточной слоистости в лимногляциальных глинах Латвийской ССР. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии, 4Р., 1966, с.83-101.
- Мейронс Э.В. Основные этапы озерной аккумуляции и их роль в формировании рельефа на Латгальской возвышенности. В кн.: Природа, береговые образования и история развития внутренних водоемов и морей Восточной Прибалтики и Карелии. Петрозаводск, 1971, с.49-50.
- Мейронс Э.В. Рельеф Латгальской возвышенности и сопредельных районов Восточно-Латвийской низменности. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии, 4Р., 1975, с.48-82.
- Можаев Е.Н. Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. Л., 1973, с.232.
- Зберхардс Г.Я. Об озерно-ледниковом бассейне Восточно-Латвийской низменности. - В кн.: История озар Северо-Запада. Л., 1967, с.57-61.
- Зберхардс Г.Я. О некоторых особенностях морфологии, строения и развития рельефа Лубанской равнины в позднеледниковое время. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии, 4Р., 1969, с.59-63.
- Зберхардс Г.Я. Строение и развитие долин бассейна реки Даугава. Р., 1972, 122 с.

Г.Я.ЗБЕРХАРДС

Латвийский государственный университет им.П.Стучки

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ АККУМУЛЯЦИИ И ЭКЗАРАЦИИ ЛЕДНИКА ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНИЯ В НЕКОТОРЫХ ДРЕВНИХ ПОГРЕБЕННЫХ ВРЕЗАХ ЛАТВИИ

История исследований древних погребенных долин, глубоко врезанных в субчетвертичную поверхность, насчитывает уже не один десяток лет. Однако до сих пор недостаточно ясна роль ледниковой деятельности в преобразовании первичной конфигурации и морфологии древних врезов. Нет четких представлений о том, как отличать моделированные ледником древние флювиальные образования от типичных ложбин ледникового выпаживания и размыва. Дискуссионным является также вопрос о характере проявления аккумуляции в долиннообразных формах, которые в значительной степени выполнены комплексом ледниковых и водоледниковых отложений.

За последнее десятилетие в деле познания закономерностей строения и формирования ледниковых, и в первую очередь коренных отложений, достигнуты значительные успехи. В частности, было установлено /Е.В.Манцер, 1966; Ю.А.Лаврушин, 1976/, что гляциодинамические текстуры основной морены и типы ее фациальной дифференциации отражают важнейшие закономерности движения льда, свидетельствуют также о характере проявления процессов на контакте лед-ложе. Поэтому представляется целесообразным проведение детальных исследований как элементов морфологии древних врезов, так и толщ залегающих их отложений на тех участках, где они доступны непосредственному изучению. Можно полагать, что полученные данные позволят, во-первых, оценить особенности движения льда и воздействие его на коренные склоны погребенных долин выработанных в различных по устойчивости коренных породах /доломитах, мраморах, глинах и т.д./, и, во-вторых, судить о характере заполнения врезов отложениями.

Во время полевых работ летом 1976 года наиболее детально были изучены три участка, где на коренных склонах современной долины р. Даугавы вскрывается строение древних погребенных долин. Первый участок расположен ниже нас.п. Ерсика /Восточно-Латвийская низменность/, второй ниже г.Стучка, а третий несколько выше поселка Лиелварде /Средне-Латвийская возвышенность/.

У нас.п. Ерсика современная долина р. Даугавы пересекает глубину /до 150 м/ и узкую /до 1-1,5 км/ "меандрирующую" древнюю долину, прослеживающуюся прилегающем равнинном рельефе в виде извилистой неглубокой ложбины /рис.1/. Эта погребенная долина является составной частью системы древних впадин Западно-Восточной Латвии /Г.Эберхардс, 1975/. По данным скважины пробуренной несколько севернее, до абсолютных отметок 71 м, это образование выполнено преимущественно тонкой толщей моренных суглинков и супесей, пересеченных отдельными слоями флювиогляциальных и лимногляциальных отложений. Строение верхней части толщи отложений, выполняющей погребенную долину, иллюстрируется разрезом /рис.2/, составленным по естественным обнажениям и расчисткам на правом подмываемом рекой склоне долины р. Даугавы у городища Ерсика. На данном участке древний врез ориентирован по направлению движения ледника последнего оледенения. Примерно вдоль его левого борта протягивается невысокий плоский моренный увал. Морена, образующая верхнюю часть разреза в пределах ложбины перекрыта маломощной пачкой мелкозернистого песка и ленточных глин.

Наибольший интерес представляет разрез полаястью погребенной, но неглубокой /до 40 м/ U-образной долины шириной до 0,4-0,8 км у г.Стучка. Она является составной частью сложной системы, по-видимому, разновозрастных несомненно эрозионных речных долин /рис.3/, впервые детально изученных и проследенных на местности В.Скуодисом /1959/ при изысканиях района строительства Шлявиньской ГЭС, а позже и автором статьи /Г.Эберхардс, 1975/. По данным бурения, а также естественным обнажениям и расчисткам видно, что

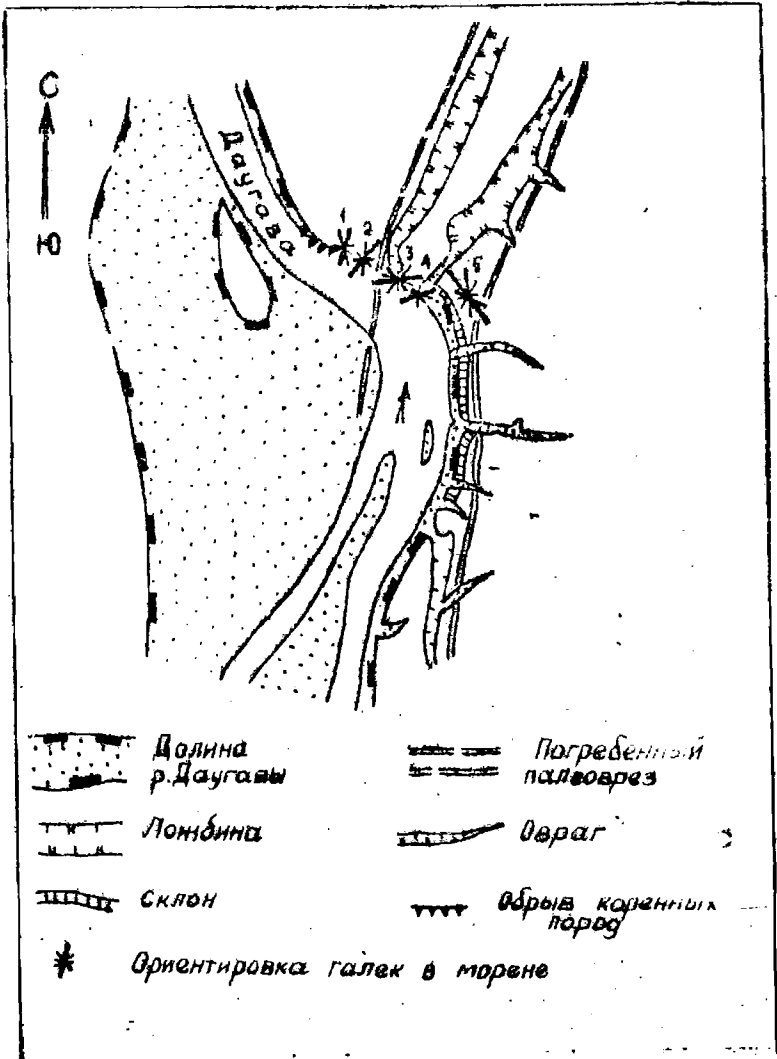


Рис. I Схема соотношения древнего погребенного вреза и современной долины р. Даугавы у городища Бресток

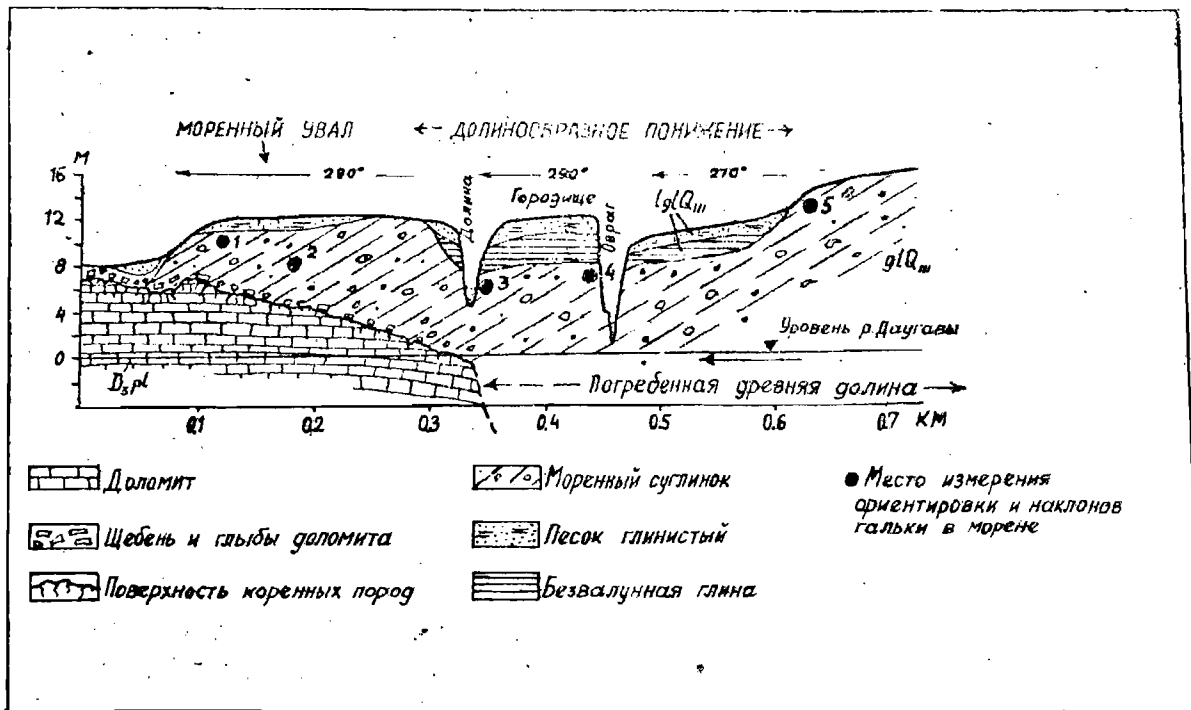


Рис.2 Геологический разрез верхней части отложений выполняющих древний врез вблизи пос.Ерыка

Глубокая древняя долина

U-образные древние долины

Склоны, выравненные

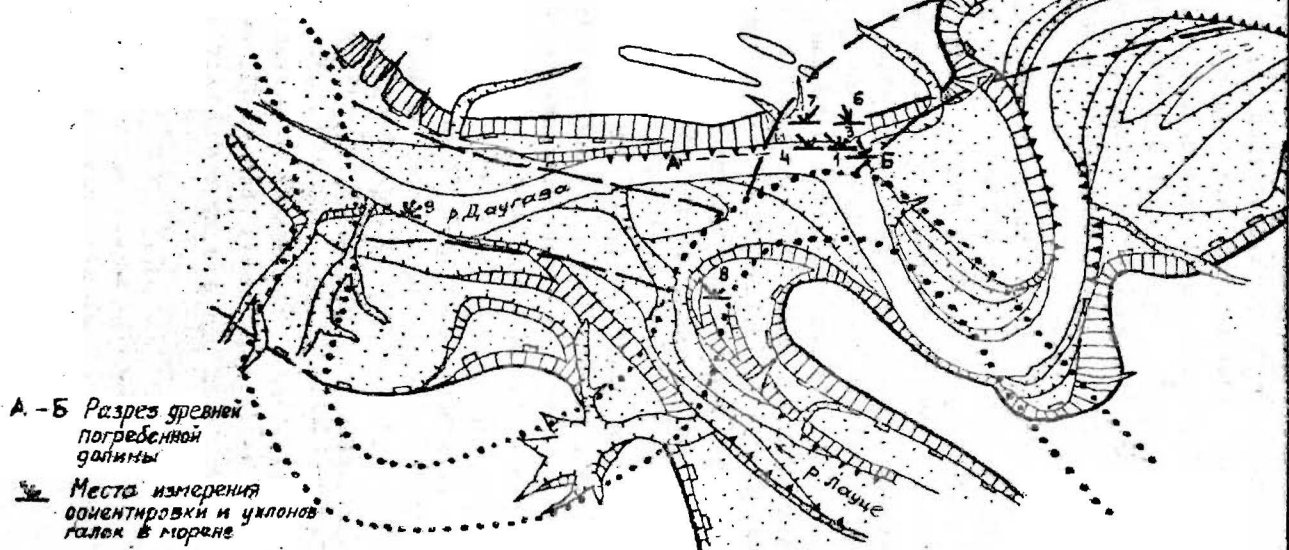
Коренный склон современной долины

Уступы террас

Овраги

Обрывы каренных порог

г. Стучка



А-Б Разрез древней погребенной долины

Места измерения оазентировки и уклонов галек в моряне

Рис. 3. Схема расположения древних погребенных эрозионных врезов и современных долин рек Даугавы и Лачпе.

эта плоскодонная долина с очень крутыми, местами почти отвесными склонами выполнена исключительно бурым моренным суглинком и супесью последнего оледенения. Лишь местами к прикляновым ее частям приурочены глины доломита, щебень и валуны /рис.4/. Изученный отрезок погребенной долины ориентирован вконец направления движения ледника последнего оледенения в фазу его дегляциации.

Третий разрез погребенной, также не пролеживаемой в наблюдаемом рельефе, довольно узкой /0,5-0,6 км/ долины глубиной в 40-50 м, изучался на правом берегу Кегумского водохранилища в двух километрах выше поселка Лиелварде, где она пересекает современную долину р.Даугавы. Разрезом вскрыта лишь самая верхняя часть отложений, выполняющих древний врез /рис.5/. Погребенная долина ориентирована по направлению движения ледника. В ее бортах обнажаются верхнедевонские пестроцветные глины и мергели с пролоями песчаника и доломита. Они залегают преимущественно горизонтально или образуют очень пологие складки. Оба последних разреза приурочены к равнинам основной морены с плоскими увалами или конечно-моренными валами /пос.Лиелварде/ маргинальной пологости. На всех трех участках изучались текстуры отложений, выполняющих врез, характер склонов древних врез, особенности залегания слоев коренных пород, измерялись ориентировка и уклоны длинных осей галек в морене.

Наиболее интересные и полноценные данные выявлены при изучении поперечного разреза погребенной долины на правом берегу р.Даугавы ниже г.Стучки. Здесь она выполнена бурой мореной общей мощностью до 40-60 м, при видимой ее мощности - 38-40 м.

Обращает внимание незначительное содержание крупных обломков и щебня моренных пород /доломитов, мергелей в ледниковых отложениях/. В верхней части разреза в толще моренного суглинка заметны редкие маломощные /0,5-1,0 см/ линзы тонкого желтоватого песка, залегающие преимущественно субгоризонтально. Ниже по разрезу, в особенности ближе

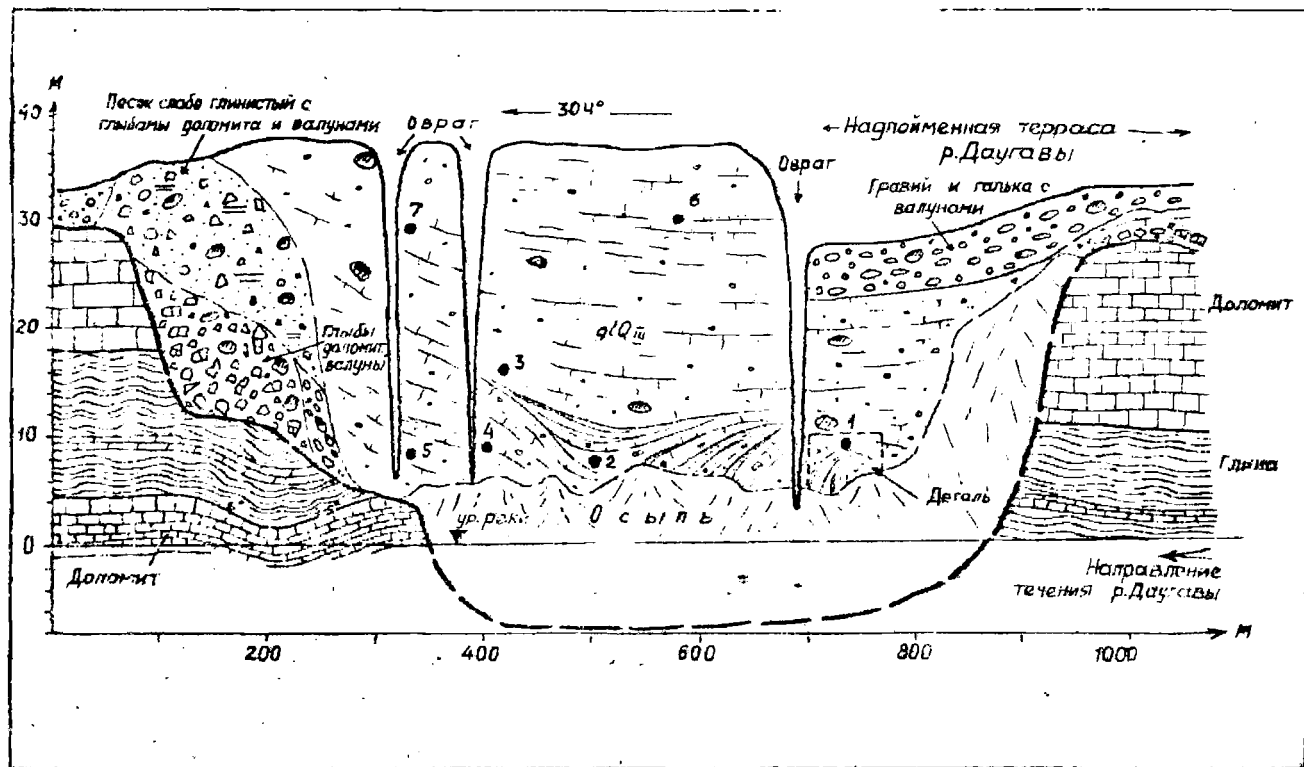


Рис.4 Разрез погребенной долины, расположенной над р. Даугавой

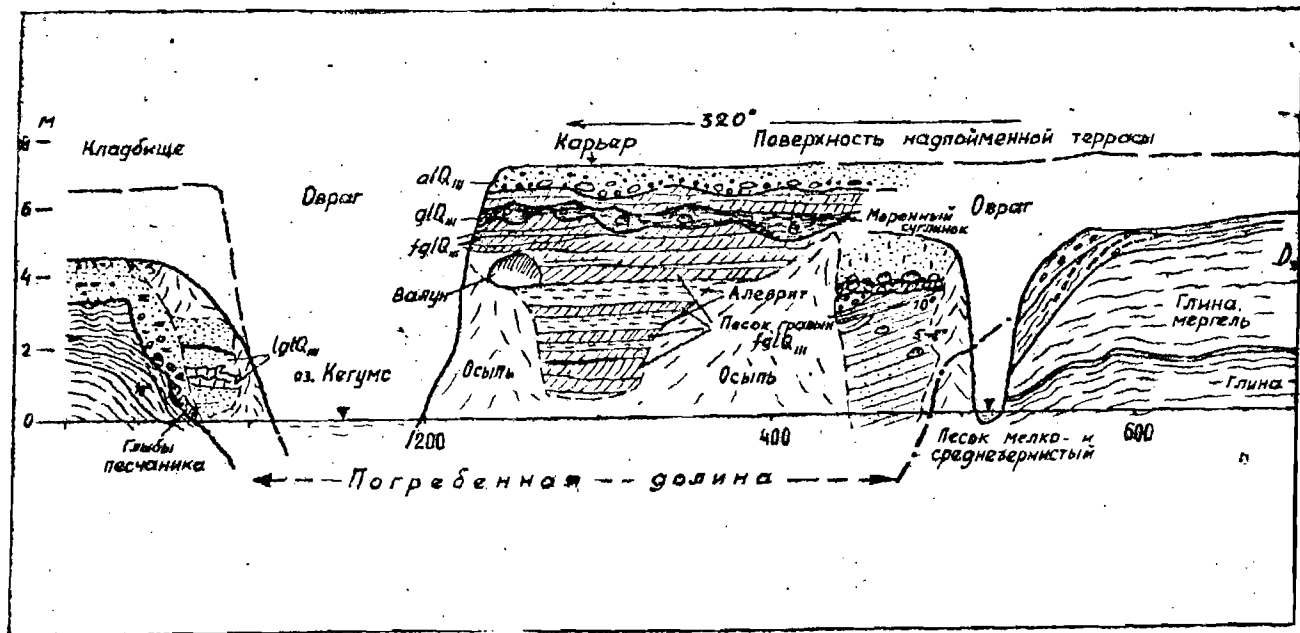


Рис. 5 Разрез погребенного палеовреза на берегу водохранилища Кегумской ГЭС восточнее пос. Диедварде

к левому борту намечаются дислокации с уклоном в сторону середины вреза /рис.4/.

В средней части разреза линзовидные прослойки песка четко фиксируют опавшие нижние, круто наклонных пачек морены верхними, более пологими вычурными слоями морен. По мере приближения к крутому правому борту погребенной долины, нижняя пачка морены приобретает более плоское строение. В некоторых ее чешуях здесь встречаются небольшие /до 2 м в поперечинах/ оторженцы серой морены /рис.4/. На контактах между отдельными чешуями зачастую иногда дислоцированные слои мелкозернистого песка и алаверита, мощностью от нескольких сантиметров до 0,5-1 м. В крайней правой части рассматриваемой толщи морены /рис.4/ на высоте 4-8 м над урезом воды в р. Даугавы появляется дислокация типа пологой антиклинальной зоны отрицной складки или же гляциодиапира высотой 4 м и длиной до 20 м /рис.6/.

Отмеченные особенности строения нижней части толщи морены, заполняющей древний врез, скорее всего отражает характер движения в его пределах мореносодержащего льда. Надо полагать, что в данном случае крутой склон кальенообразного вреза тесно связан фронтальное продвижение льда. Это обусловило возникновению в толще мореносодержащего льда зоны локальных напряжений и складкообразования. После разрядки напряжений путем образования внутренних сколов движение льда здесь на некоторое время приобрело надвиговый характер. Именно в это время при перемещении вверх по плоскостям сколов придонных слоев льда, над дислоцированной толщей морены появился оторженец серой морены, коренное залегание которой в погребенной долине буровыми скважинами, в частности, не установлено.

Вторая характерная для строения древних врезом особенность, свойственная и другим образованиям — наличие довольно мощных ополкений местного глинбового материала /доломит, мергель/ и валунов кристаллических пород непосредственно у тех склонов, по которым надвигавшийся ледник спускался в древние долины. Для противоположных, встречных бортов они как правило

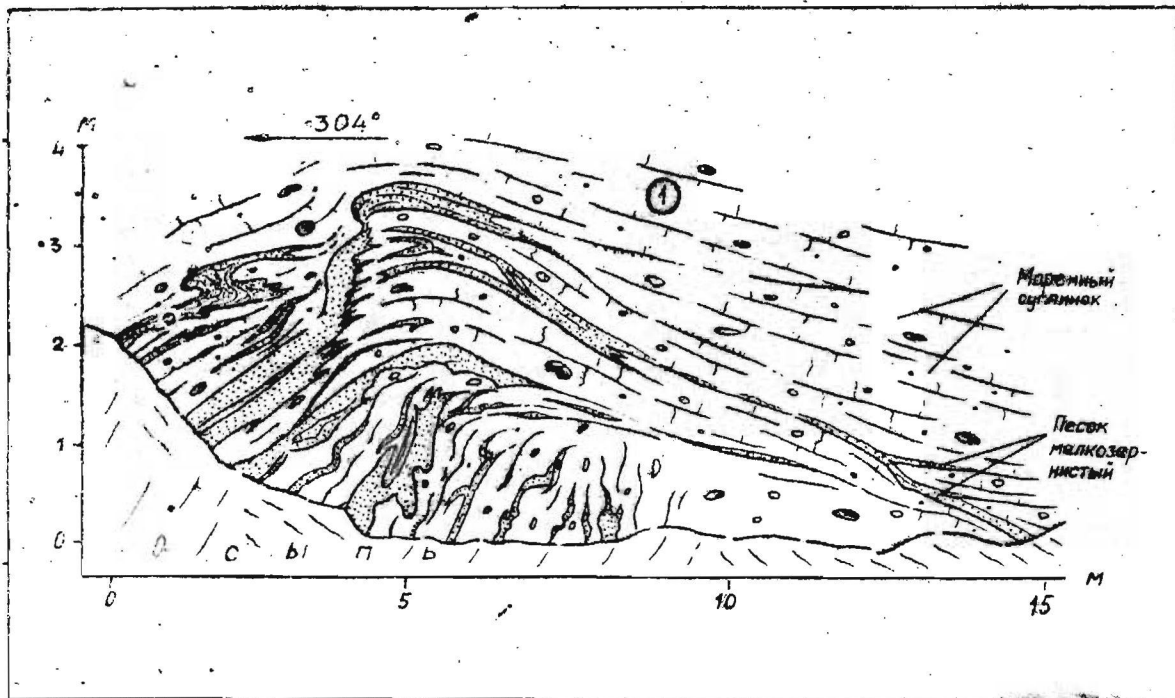


Рис. 6 Деталь дислокаций в пачке морены, выполняющей придонную часть погребенного вреза у г.Стучки

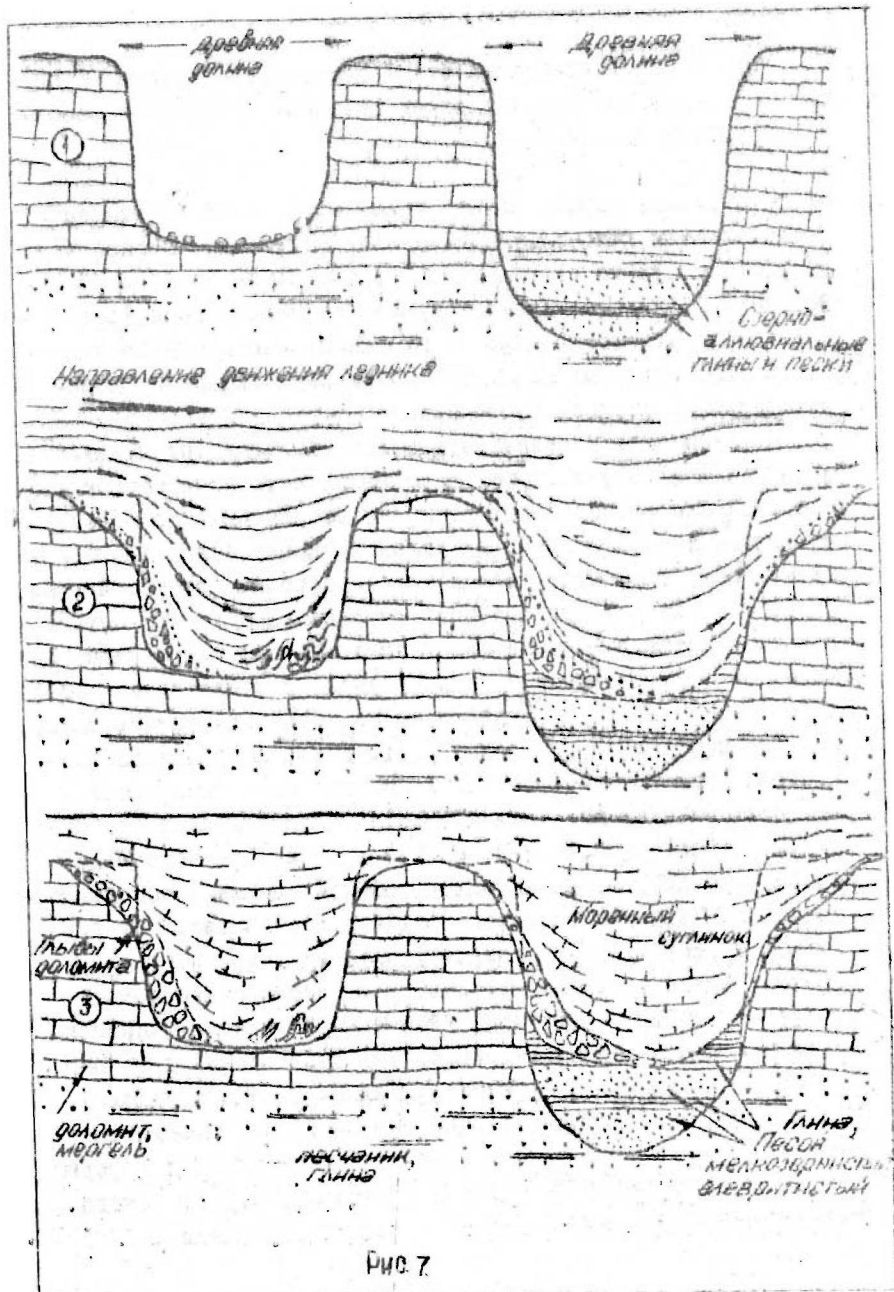


Рис. 7

Рис. 7 Принципиальная схема последовательности /1, 2, 3/ преобразования древних долин активным ледником и заполнения их отложениями

не характерны. Первые склоны, кроме того, часто отличаются сглаженностью /рис.4/. Наличие толщ скоплений, мощностью до 10-15 м или же отдельных слоев мощностью до 10 м /Г. Эберхард, 1975/, отделяющих морену от поверхности коренных пород, свидетельствует о их накоплении путем отламывания глыб коренных пород при надвигании ледника и моделировании им верхней части склона.

О накоплении моренных суглинков, выполняющих древний эрозионный врез у г.Стучки в условиях активноперемещающихся масс ледника свидетельствуют и данные измерения ориентировок длинных осей галек и их уклонов. Измерения проводились не только в различных частях моренной толщи /рис.3, 4/, но также и в соседней погребенной глубокой долине Прадаугавы в районе устья р.Лауце и ниже нас.п. Серене. Материалы семи точек замеров, включая и самые нижние, расположенные в придонной части вреза, указывает на то, что направление движения ледника было устойчивым. Постоянство направления движения ледника подтверждается и диаграммами ориентировки наклонов длинных осей галек /рис.8, 9/, в особенности диаграммы замеров в точках 7, 6, 5 и 1. У абсолютного большинства замеренных в них галек /85-95%/ длинные оси наклонены в направлении, противоположном движению ледника, а в третьей и второй точках количество таких галек составляет 60-70%. Такое явление, по мнению ряда исследователей /А. Такалас, 1971; В.Лаврушин, 1976 и др./, следует расценивать как доказательство постоянства направления движения активного ледника. Весьма показательны и замеры уклонов удлиненной галек относительно горизонтальной плоскости /рис.9/. Например, в нижней и средней частях толщи моренных суглинков и супесей /точки 1 и 5/ лишь 28-49% от общего числа замеренных галек имеют наклоны в интервале 0-10°.

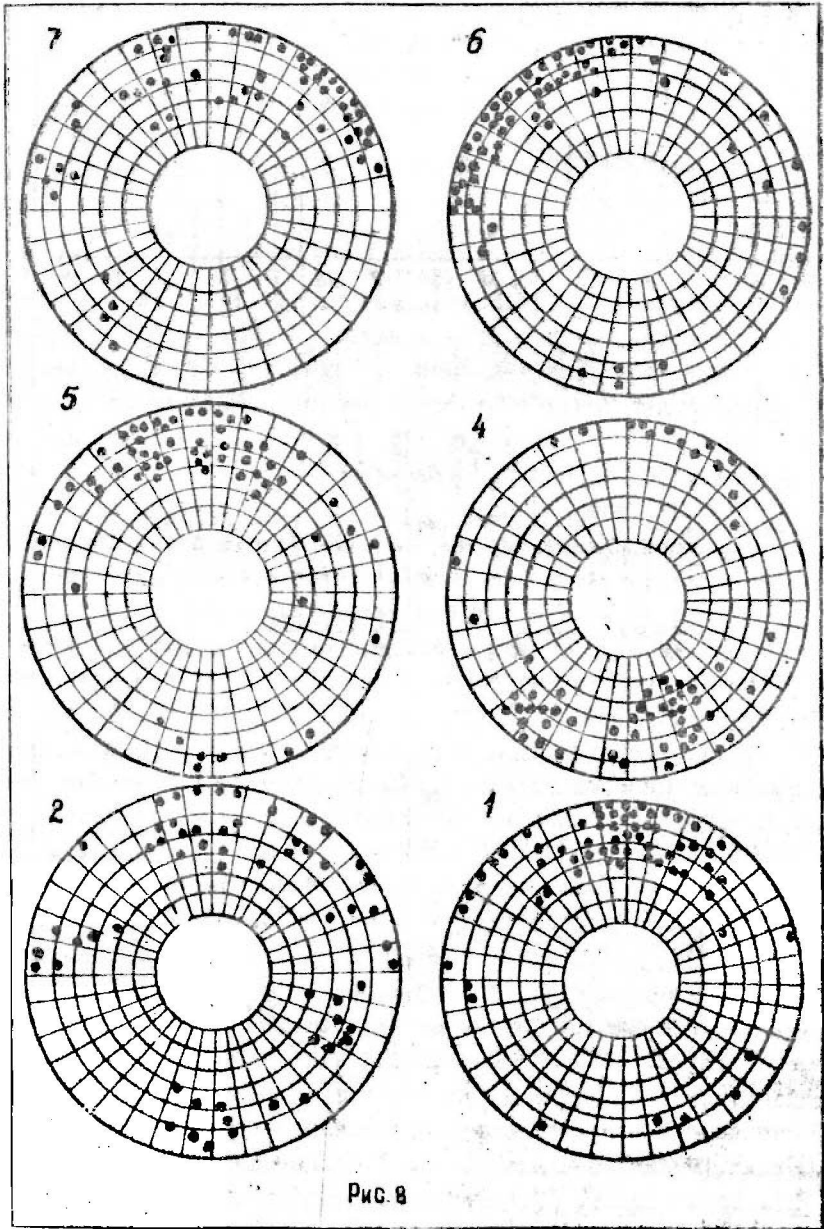


Рис. 8

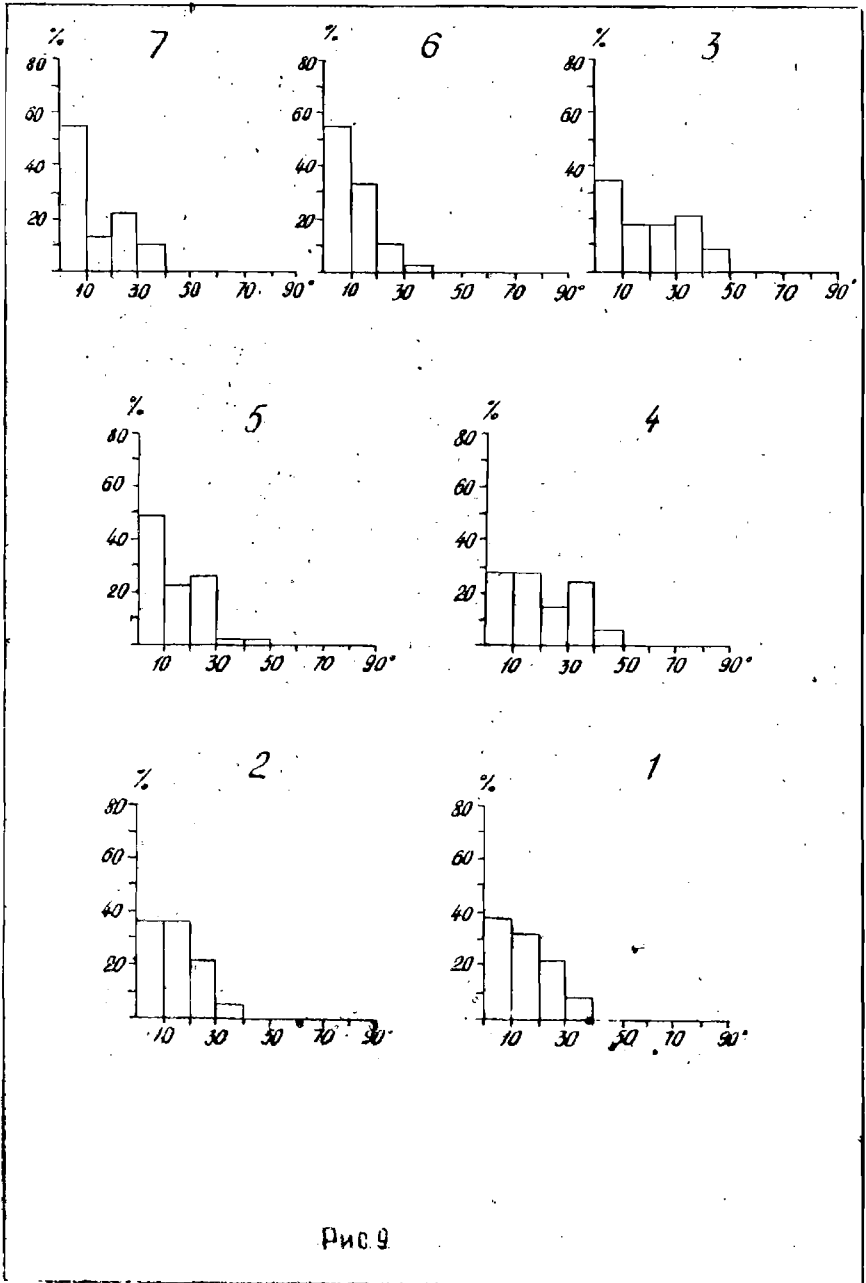


Рис 9

Рис. 8 Диаграммы ориентировки длинных осей галек и их уклонов в морене погребенной долины выше г. Стучки. Расположение точек измерений /7, 6, 5, 4, 2, 1/ в разрезе см. рис. 4

Рис. 9 Диаграммы распределения уклонов длинных осей галек по отношению к горизонтальной плоскости в морене выполняющей погребенную долину выше г. Стучки

Основную часть составляет гальки с большими уклонами в пределах от 10° до 50° , а иногда и больше относительно горизонтальной плоскости. Лишь в самой верхней части толщи /4-5 м/ доминирующие наклоны характеризуются величинами, которые свойственны обычно донноморенным отложениям, т.е. углы наклонов по многоточечным замерам редко превышают 20° /А. Райгалас и др., 1971/. В данном случае отклонения составляют не более 10-30%. Крутые наклоны большинства длинных осей галек в нижней и средней частях моренной толщи, подобно наблюдениям литовских исследователей на склонах возвышенностей, отчасти определены углами падения отдельных чешуй морены. Сильно варьирующие уклоны длинных осей галек /от 0° до 50° / в диаграммах нижних замеров указывает на преобладание влияния торможения, а в верхних, наоборот, отражают обстановки свободного пластического течения ледника.

Таким образом, древняя каньонообразная Стучкинская долина, по нашему мнению, была постепенно заполнена донноморенным материалом при активном перемещении ледника, а не в условиях пломбирования ее толщей неподвижного льда, над которым свободно перемещались бы массы активного льда /рис.7/.

Аналогичный по форме поперечного профиля и заполняющему материалу врез был выявлен также на территории г. Плявиняю. Он пересекает современную долину р. Даугавы под прямым углом и приурочен к понижению в центральной части брахантиклиналя в породах верхнего девона. Несмотря на то, что эта долина на вод мощность при ширине до 1 км, забита моренным суглинком, ее моренные склоны крутые, ступенчатые, явные следы воздействия льда отсутствуют.

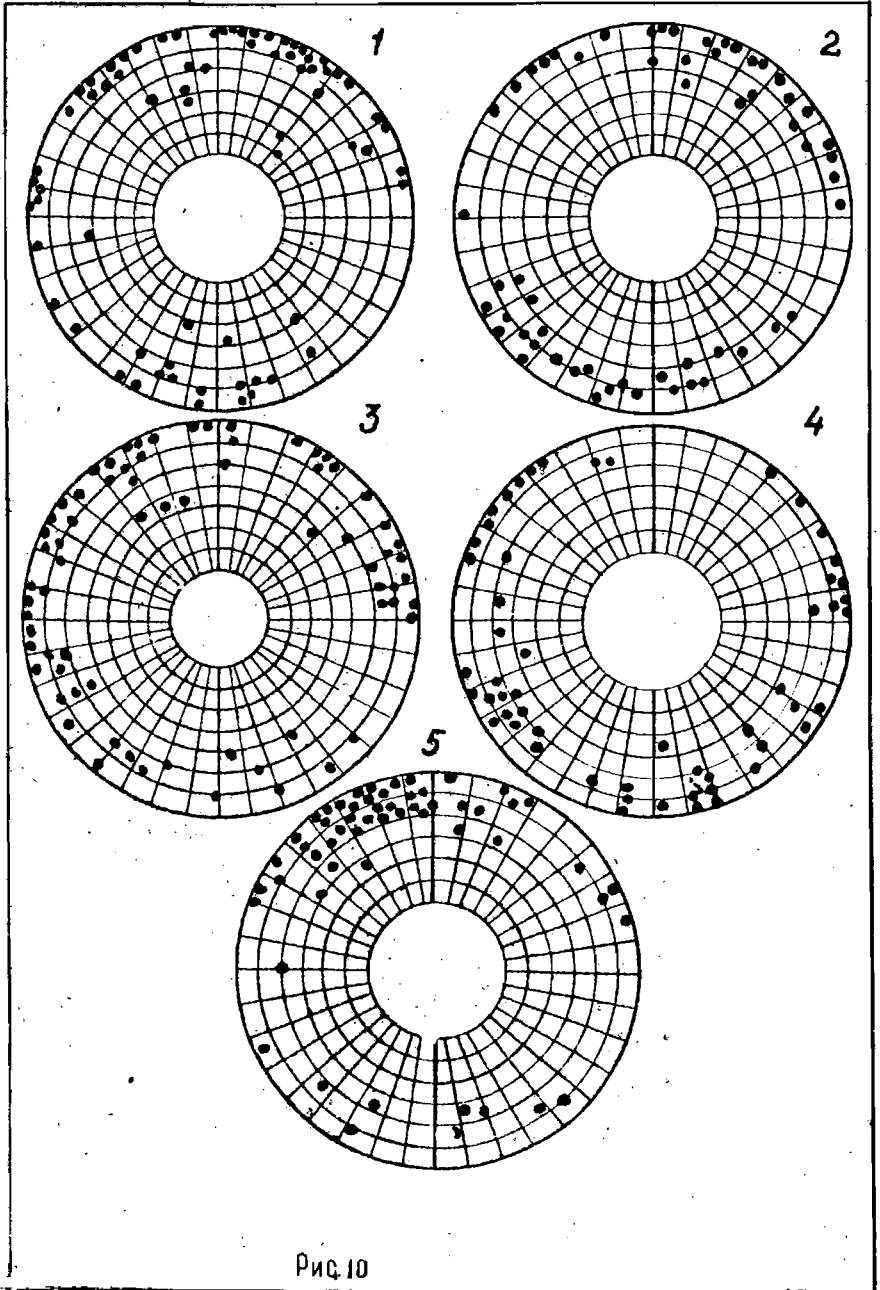


Рис. 10

Рис. 10 Диаграммы ориентировок длинных осей галек и их уклонов в морене у городища Ерсика

действия льда отсутствуют.

Изучение разреза погребенной долины у пос. Ерсика, дает представление лишь о завершающем этапе ее заполнения отложениями мощностью 10-14 м /рис. I, 2/. В отличие от погребенной долины у г. Стучки во всем разрезе протяженностью в несколько сот метров наблюдается монолитный, однообразный плитчатый моренный суглинок без прослоев и линз другого материала. Замеры ориентировки длинных осей галек и их уклонов относительно горизонтальной плоскости показали, что даже в заключительном этапе дегляциации перед тем, как большая часть Восточно-Латвийского ледникового языка отчленилась от основного потока льда и на поверхности отмершего поля льда возник застойный водоем, ледник сохранял активное поступательное движение. Судя по диаграммам, длинные оси галек в морене как бы "упираются" в склоны древней долины, а за ее пределами соответствуют направлению послонно-дифференцированного пластического течения ледника /рис. I/.

Некоторая пассивность льда в срединной части долины /хорошо выраженная и в диаграммах главным образом по ориентировке и наклонам длинных осей галек/ отражает тормозящий эффект ее склонов /рис. 10/.

В верхней части отложенной активным ледником морени выделяется пик галек с наклоном до 10° / в пределах от 60 до 71%/. Значительная часть галек /20-30%/ имеет уклоны в интервале от 10° до 20° /рис. II/. Встречаются и гальки с большим уклоном. Выявленная особенность в целом согласуется с данными А. Гайгаласа /1971/ по территории Средней Литвы. Следует также обратить внимание на характер подстилающей морену поверхности моренных пород на левом борту погребенной долины. В расчистках и естественных обнажениях четко замечен выветрелый характер доломитов, сильная их трещиноватость. Мощность сильно выветрелого слоя достигает 1-2 м. На поверхности плитчатого доломита часто наблюдается

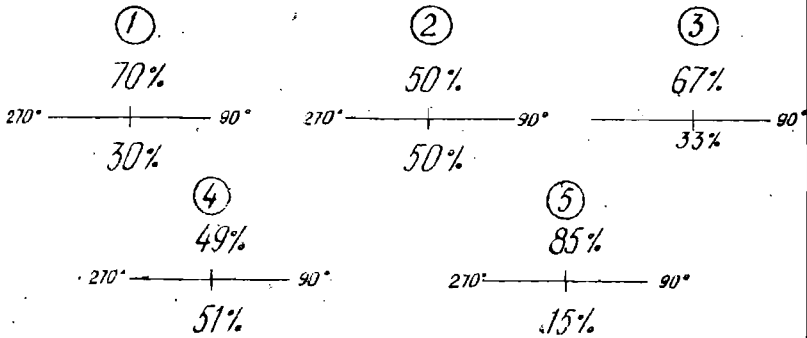
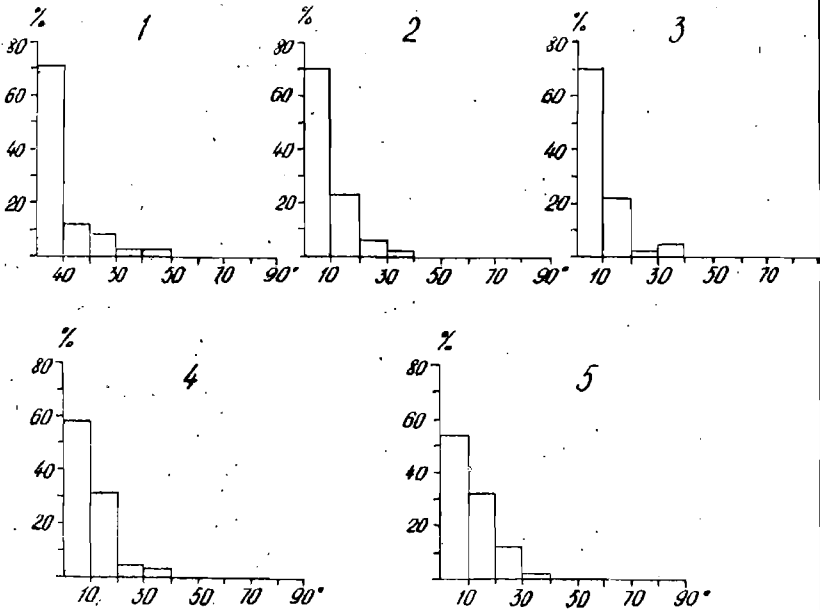


Рис. II

Рис. 11 Диаграммы распределения уклонов длинных осей галек относительно горизонтальной плоскости в разрезе морены у городища Ерсика

скопления глыб и щебня, которыми местами насыщена и морена, залегающая непосредственно на их поверхности. Описанный характер поверхности коренных пород по всей вероятности указывает на весьма слабую роль или полное отсутствие следов ледниковой экзарации, т.е. влияния ледника на расширение и моделировку склонов древнего вреза. Об этом свидетельствует также отсутствие следов гляциотектоники в пачке верхнедевонских доломитов залегающих субгоризонтально с незначительным уклоном в сторону глубокого падеовреза.

Значительных гляциодислокаций нет и в бортах погребенной долины у пос. Лиелварде, а также и на расстоянии до 100 м по обе стороны от ее бровки /рис.5/, сложенных красными и синими глинами с прослоями мергеля и песчаника. Только в обрывах абразионных уступов Кегумского водохранилища при внимательном их обследовании заметны слабые нарушения нормального залегания слоев девонских отложений. По мере приближения к бортам древнего вреза слои полого погружаются. Местами /на правом борту/ четко видны пологие микроскладки и микросбросы, а самые верхние слои девонских глин под углом $10-20^{\circ}$ опускаются вниз по склону. Прослойки песчаника порваны, надвинуты друг на друга. По всей вероятности, описанный характер обоих склонов свидетельствует о некоторой, в целом незначительной, роли воздействия активно движущегося ледника, выражающейся в пластичных деформациях слоев пород ложа под статическим и динамическим давлением масс льда. Древний врез в верхней части выполнен недислоцированными субгоризонтальными пачками песчано-гравийно-алеувритистых отложений с косой, косоволнистой и горизонтальной слоистостью. На их поверхность несогласно ложится маломощный /1,5-4 м/ слой локальной морены - тяжелой плотной девонской глины с валунами и галькой. Локальная морена отличается многочисленными текстурами захвата подстилающих песча-

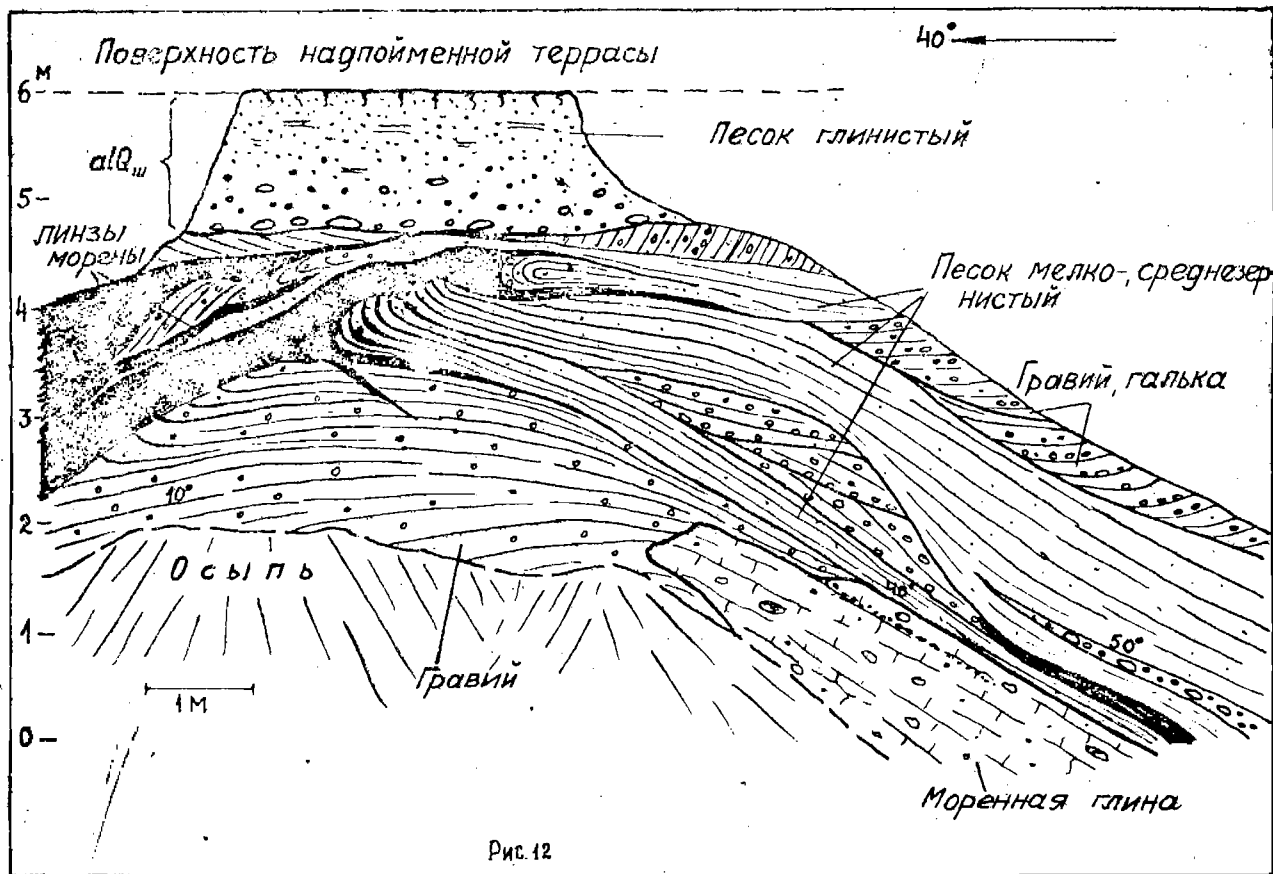


Рис. 12

Рис. 12 Деталь строения верхней части отложений вы-
полняющих врез у пос. Лиелварде

ных отложений, складками типа гляциодиапир и куполов /рис. 12/. За пределами долины р.Даугавы, отмеченный маломощный слой морены последнего оледенения перекрыт еще вторым.

Изложенный выше материал исследований позволяет сделать ряд выводов:

1. Как мелкие, так и глубокие /до 100-120 м/ каньонообразные палеоврезы на поверхности коренных пород, напоминающие в плане меандрирующую реку, подобно описанной у г. Стучки, по всей вероятности, обычно имеют флювиальное происхождение. Их водно-эрозионный генезис подтверждается отсутствием на бортах и прилежащих к ним участках признаков интенсивной ледниковой экзарации, гляциотектоники, независимо от того, в каких породах выработаны сами врезы.

2. Заполнение древних долин, даже тех ориентация которых не совпадала с направлением движения ледника, часто происходило вследствие аккумуляции основной морены под активно перемещающимся ледником и далеко не всегда в условиях таяния пломбировавшего долину пассивного или мертвого льда. Древние скульптурные формы, даже незначительной ширины, /0,8-1 км/ преодолевались ледником путем пластического течения или в виде движения по внутренним плоскостям сколов. Ледник пересекал долины, плавно спускаясь на их дно, одновременно выглаживая крутые склоны в результате отрыва и свала крупных глыб коренных пород. Принципиальная схема преобразования первичной морфологии каньонообразных или U-образных долин а также заполнения их мореной отражена на рис. 7.

3. Наличие в отложениях, заполняющих глубокие долины /в особенности их нижние части / крупных глыб и отторженцев коренных пород, по нашему мнению, не всегда следует рассматривать как явный признак интенсивной ледниковой экзарации, а лишь как результат обрушения высоких склонов под статической и динамической нагрузкой ледника при продвижении.

Это вполне реально, ибо у древних каньонообразных глубоких врезов подобно нынешним, высокие склоны были часто закарстованы, расчленены тектоническими трещинами и трещинами бортового откола.

ЛИТЕРАТУРА

- Гайгалас А. Структура, текстура и генетические разновидности основных морен. - В кн.: Строение и морфогенез Средне-Литовской моренной равнины. Вильнюс, 1971, с.28-87.
- Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледений. - В кн.: Труды ин-та геологии АН СССР. М., 1976, вып. 288, с.233.
- Кейронс Э.В., Страуме Я.А., Юшкевичс В.В. Характеристика подчетвертичной поверхности Латвии и некоторые вопросы формирования погребенных "долин". - В кн.: Вопросы четвертичной геологии, 7.Р., 1974, с.9-21.
- Скуодис В.П. О древней погребенной долине в районе впадения р. Лауце в р. Даугава. - В кн.: Геология долины реки Даугава. Р., 1959, с.
- Эберхардс П.Я. О некоторых особенностях древних врезов на территории Латвии и их формировании. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии, 8.Р., 1975, с.24-30.
- Шанцер Б.В. Очерки зрения о генетических типах континентальных осадочных образований. Труды ин-та геологии АН СССР №.1966, 161, с.237.

А.Я. ВАНАГА

Латвийский государственный университет им.П.Стучки

МОРФОЛОГИЧЕСКИ-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И РЕГИОНАЛЬНАЯ
ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ РЕЛЬЕФА ТЕРРИТОРИИ ВАЛМИЕРСКОГО РЕГИОНА

Выполненное автором статьи картографирование рельефа территории Валмиерского региона обусловлено необходимостью подготовить основу для выявления физико-географических комплексов и проведения географического районирования Латвийской ССР. Имеющиеся материалы генетического анализа рельефа, обобщенные в виде морфогенетических карт территории Латвии /или отдельных ее районов/ недостаточны для решения указанных выше задач. Потому, учитывая прикладную направленность проводимых исследований, основной целью автора являлось построение специальной литоморфологической карты с изображением внешнего облика рельефа и вещественного состава верхнего слоя формообразующих отложений. Предусматривалось также, что карта будет содержать и определенную информацию о Генезисе и возрасте рельефа. Подготовка карты кажется тем более правомерной, поскольку уже имеются примеры успешных попыток составления карт комплексного научно-прикладного содержания как за рубежом, так и в нашей стране /Куглер, Kugler, 1975; Басаликас, Швядас, 1976 и др./.

Территория Валмиерского экономического региона, где проводились исследования, охватывает Лимбажский, Валмиерский, Валкский и Цесисский административные районы. Рассматриваемый регион отличается значительным разнообразием рельефа и геологического строения, что обусловлено влиянием следующих основных факторов:

- а/ особенностями рельефа поверхности коренных пород;
- б/ характером экзарационной и аккумулятивной деятельности ледникового покрова;
- в/ проявлением в поздне- и послеледниковое время абра-

эрозивно-аккумулятивной деятельности бассейнов Балтики, ветровой дефляции и аккумуляции, а также флювиальных процессов.

Большое разнообразие формы рельефа изучаемой территории предопределяет весьма сложные условия ее картографирования. В частности, значительные затруднения возникают в связи с решением вопроса о величине и содержании локальных контуров карты. Среднемасштабное картирование рельефа позволяет в целом изобразить отдельные мезоформы или их сочетания. Однако величина контура в плане зависит от характера мезоформ, так как чем сложнее форма, тем больше ее площадь. В связи с этим на составленной автором среднемасштабной карте, локальными контурами изображены не только отдельные сложные мезоформы /долины, озерные впадины, крупные холмы/ и определенные их сочетания, но также и некоторые элементы макроформ (см. картосхему в приложении).

Разработка легенды и построение карты основывается на классификации рельефа по следующим показателям: 1/ морфология форм рельефа; 2/ гипсометрическое положение рельефа; 3/ плотность /или густота/ положительных форм рельефа; 4/ степень вертикального и горизонтального расчленения рельефа; 5/ угол наклона /крутизна/ склонов; 6/ вещественный состав отложений поверхностного слоя. Определенное сочетание всех этих показателей соответствует конкретному литоморфологическому типу рельефа.

Для выявления морфологических типов рельефа использованы данные морфометрического анализа рельефа. Морфометрические данные получены по методу топографических профилей, разработанным Л. Красаускасом /Красаускас, 1976/. По выявленным на топографической карте морфометрическим ареалам вычислены следующие показатели: 1/ густота расчленения рельефа; 2/ удельная длина склона; 3/ площадь элементарной формы рельефа; 4/ плотность холмов. В качестве показателя вертикального расчленения рельефа использована разность двух точек в квадрате с площадью 4 км^2 / "энергия рельефа"/.

Для изображения литоморфологических типов на карте использован способ качественного фона с помощью штриховки и

значков /см. картосхему/. Структура легенды карты обусловлена градацией соподчиненных типологических единиц. В зависимости от гипсометрического положения рельефа и от характера макроформ выделяются единицы классификации более высокого ранга, что в свою очередь образует в легенде разграфку и нумерацию по горизонтали. По вертикали нумеруются типологические единицы низшего порядка, т.е. морфологические разновидности форм рельефа. Определенный морфологический тип рельефа и его номер в легенде возникает при пересечениях горизонтального и вертикального направлений. Для литологического состава отложений применена индексировка контуров. В легенде индексы литологического состава помещены в контуре обозначающего определенный морфологический тип рельефа. На карте эти индексы поставлены перед номером типа рельефа. Нередко из-за недостатка места в контуре на карте номер типа отсутствует, имеется только индекс состава. Разграфки в легенде без обозначений свидетельствуют об отсутствии соответствующего типа на изученной территории. Нужно отметить, что карта из-за дробности контуров, в черно-белом исполнении выглядит перегруженной и трудно читаема. Этот недостаток можно устранить, пользуясь цветным оформлением карты.

В зависимости от гипсометрического положения рельефа и от характера макроформ выделяются следующие типологические единицы: I. Равнины; II. Холмистый рельеф; III. Склоны макроформ; IV. Долины и озерные впадины /см. легенду картосхемы/. В свою очередь равнины по отношению к соседним макроформам могут быть: I. I. Низкие. I. 2. Приподнятые и I. 3. Наклонные. Данные морфометрического анализа дают основание для подразделения равнин на следующие разновидности: I. I. I. Плоские, I. I. 2. Волнистые, I. I. 3. Расчлененные эрозивной сетью, I. I. 4. Увалистые.

Плоские равнины характеризуются определенным набором морфометрических показателей. Вертикальное расчленение рельефа /"энергия рельефа"/ не превышает 8 м, густота расчленения рельефа т.е. расстояние между соседними верхним и

ными уровнями денудации меняется в пределах от 1 до 2 км.

Большинство равнин имеют более расчлененный рельеф по сравнению с плоскими равнинами и неоднородные условия естественного дренажа. Вертикальное расчленение рельефа на площадь в 4 км² может достигать 16 м, горизонтальное расчленение рельефа меняется в пределах от 0,5 до 1 км.

Равнины, расчлененные вгребневой сетью, характеризуются вертикальным расчленением рельефа на 4 км² до 52 м, а горизонтальное меняется в пределах от 0,8 до 0,6 км.

Для увалистых равнин характерны довольно обширные, пологие и низкие положительные формы, которые выделяются на фоне равнинного рельефа. Вертикальное расчленение рельефа на 4 км² достигает 24 м, тогда как горизонтальное меняется от 0,5 до 1,5 км.

Каждому подразделению равнин присущи свои модификации, предопределенные их генезисом и вместе с тем свои особенности в зависимости от вещественного состава отложений. На территории Балкарского региона выявлено 23 литоморфологических типов равнин. В виде примеров характеризуются некоторые из них, соответственно нумерации легенды.

1.1.1. Песчаная илистая плоская равнина. По происхождению относится к водноледниковым образованиям. Формообразующие отложения представлены мелкозернистыми или среднезернистыми песками, весьма однородными на довольно больших по размерам участках. Равнины этого типа на изученной территории занимают небольшие площади, встречается, например, в Балкском районе.

1.1.2. Суффосчаная приподнятая волнистая равнина. Для этого типа равнин характерны довольно хорошие условия естественного дренажа, генезис — гляцигенный. На изученной территории занимает небольшие площади (см. картосхему).

1.2.4.ог. Суффивостая приподнятая увалистая равнина. По происхождению относится к гляциальным образованиям. Характерны неоднородные условия естественного дренажа, хотя в целом довольно благоприятные. Наиболее обширные площади равнин этого типа встречаются на территории Балкского района

1.3.3.п. Песчаная наклонная расчлененная эрозионной сетью равнина. Чаще всего равнины этого типа в виде небольших участков расположены вблизи подножий крупных склонов и долин. Некоторые из них по происхождению являются длювиоглициальными дельтами. Равнины расчленены долинами небольших рек, овраги встречаются изредка.

1.1.1. в.т. Торфянистая низкая плоская равнина. По происхождению этот тип равнин относится к болотам /ортогенное образование/. На территории Балмиерского региона болотные равнины имеют большое распространение. Для низменной части территории /западная и северная часть региона/ характерны обширные по размерам болота, например, "Седао тирелис" - 7504 га, "Гуяс пурве" - 2607 га, "Лиелайс пурве" - 2543 га и др.

Подразделение холмистого рельефа на мелкохолмистую, средне- и крупнохолмистую равности основывается на классификации, разработанной К.Таманом /

В зависимости от гипсометрического положения холмистого рельефа различны: 1/ холмистый рельеф низин, 2/ холмистый рельеф возвышенностей и 3/ холмистый рельеф склонов возвышенностей.

По комплексу признаков, к которым относятся западинность и всхолмленность рельефа, преобладающий угол наклона склонов и высота форм рельефа, выделяются следующие типы холмистого рельефа:

1. Густохолмистый, низкий пологосклоновых холмов.
2. Редкохолмистый, низкий пологосклоновых холмов.
3. Густохолмистый, крутосклоновых холмов.
4. Редкохолмистый, крутосклоновых холмов.
5. Всхолмление, расчлененное эрозионной сетью.

Критерием выявления густохолмистого и редкохолмистого рельефа является показатель плотности холмов в ареале, который определен по методу Л.Красаускаса /Л.Красаускас, 1976/. В густохолмистом рельефе площадь, занятая холмами составляет более 70% общей площади ареала, а в редкохолмистом - от 70% до 20%. В свою очередь к крутосклонному

рельефу относятся образования с преобладающей крутизной склонов более 10%,

Холмистому рельефу изученной территории по внешнему облику положительных образований характерны валлообразные, конусовидные, платовидные и грядовые разности, а также холмы неправильной формы. На общем фоне любых разновидностей холмистого рельефа выделяются сочетания холмов, среди которых господствуют одна из вышеперечисленных их разновидностей. Это в свою очередь определяет морфологический тип всхолмления.

На территории Валмиерского региона выявлены 33 морфологических типа холмистого рельефа. Некоторые из морфологических типов, в зависимости от вещественного состава слагающего материала, могут быть представлены в нескольких вариантах. В качестве примеров приведены некоторые морфолитологические типы всхолмлений, соответственно нумерации в легенде.

II. 1.1.3.3.п. Мелко-, густохолмистый рельеф низин, кругоскисловых, валлообразных песчаных холмов. Рельефу характерны густо расположенные, валлообразные и в меньшей степени холмы, неправильной формы. Относительная высота холмов от 3 до 10 м. Между холмами господствуют узкие продолговатые впадины. Показатель густоты расчленения рельефа меняется в пределах от нескольких десятков метров до 100 м. Глубина расчленения рельефа /"энергия рельефа"/ на площади 4 км² достигает 16 м. Всхолмления этого типа характерны только для низин и по происхождению относятся к материковым днам. Сплошные довольно обширные участки такого рельефа встречаются на территории Валкского района.

II. 1.2.1.а.ср. Мелко-, густохолмистый рельеф возвышенностей, низких пологоскловых суглинистых холмов неправильной формы. Рельефу характерны густо расположенные холмы неправильной формы и волнистые, нередко заболоченные впадины. Показатель густоты расчленения рельефа меняется в пределах от 50 до 200 м, глубина его расчленения достигает 24 м. Эта литоморфологическая разновидность рельефа

представляет собой один из наиболее распространенных типов в пределах всей изученной территории и по генезису относится к гляцигенным образованиям.

II.1.3.1.б.сг. Мелко-, редкохолмистый рельеф крутосклоновых валлообразных холмов, склонов возвышенностей. Характерной чертой этого типа рельефа является расположение продолговатых низких валлообразных холмов на участках наклонных равнин. Показатель густоты расчленения рельефа меняется в пределах от 0,4 до 0,8 км, глубина его расчленения достигает 20 м. К этому типу относятся некоторые участки западного склона Центрально-Видземской возвышенности.

II.2.1.1.б.сг. Средне-, густохолмистый рельеф, пологосклоновых суглинистых валлообразных холмов низин. Рельефу характерны ориентированные с северо-запада на юго-восток валлообразные холмы с относительной высотой от 5 до 15 м и узкие заболоченные впадины. Длина форм от 0,5 до 2 км. Показатель густоты расчленения рельефа меняется в пределах от 0,2 до 0,5 км, а глубина расчленения достигает 16 м. Генезис описанного морфо-литологического типа-гляцигенный представляет собой друмлиновое поле.

II.2.2.3.в.п. Средне-, густохолмистый рельеф, крутосклоновых конусовидных песчаных форм возвышенностей. Характерной особенностью этого типа является группировки конусовидных холмов на фоне пологоволнистого рельефа. Относительная высота холмов меняется от 5 до 25 м, ширина холмов у подножья - 100-500 м. Холмы в целом сложены песком и гравием, а на склонах появляются отложения суглинков. Показатель густоты расчленения рельефа достигает 48 м, преобладающая - 32 м.

II.3.2.3.г.г. Крупно-, густохолмистый рельеф, крутосклоновых платовидных глинистых холмов возвышенностей. Относительная высота холмов меняется в пределах от 15 до 30 м, ширина у подножья 0,5 до 3 км. Плоские вершины покрыты безвалунной глиной, на склонах холмов встречается также суглинки, супесь и песок. Показатель густоты расчленения

рельефа меняется в пределах от 0,3 до 1 км, глубина расчленения рельефа достигает 48 м, преобладающая - 30 м. Рельеф этого типа встречается на нескольких участках Цейтарльно-Видземской возвышенности в едесском административном районе и по происхождению относится к внутриледниковым образованиям.

Третью группу морфо-литологических типов рельефа составляют склоны макроформ /см. легенду картосхемы/. Довольно четко в рельефе выражены западный, северо-западный и северный склоны Центрально-Видземской возвышенности, некоторые участки восточного склона Райскушко-Аугстрозского востолмления, а также других образований. Для изученной территории характерны склоны с относительной высотой от 15 до 40 м, протяженность склонов /заложение/ 2-4 км. в зависимости от морфологических различий выявлено 5 разновидностей склонов. Преобладающим материалом отложений на склонах макроформ является суглинок, реже встречаются супесь, глина, песок. Для иллюстрации можно упомянуть следующие типы склонов макроформ:

III. I. I. а. Плогие, плоские суглинистые склоны макроформ.

III. I. 3. с. Плогие, расчлененные эрозионной сетью супесчаные склоны.

В качестве группы типов рельефа выделены долины и озерные впадины. В зависимости от их глубины введены три градации: неглубокие /глубина меньше 10 м/, средней глубины /глубина от 10 до 20 м/ и глубокие /глубина выше 20 м/. Согласно показателям преобладающей крутизны склонов выделяются пологосклонные /угол наклона меньше 10° / и крутосклонные долины и озерные впадины. На среднемасштабной карте нельзя показать литологический состав отложений этих образований в связи с его разнообразием на небольших по площади участках.

Карта, составленная по изложенным выше принципам, дает определенное представление о разнообразии рельефа изученной территории и может быть использована для оценки рельефа в сельскохозяйственных целях.

По схеме геоморфологического районирования территории Латвийской ССР, предложенной А.И.Яунпутинем /А. Jaunputiņš, 1971/ в пределах Валмиерского региона выделяется 5 геоморфологических районов. Проведенная автором работа дает основание подразделить некоторые районы на следующие субрайоны:

I. Видземское побережье. Территория района вытянута в меридиональном направлении вдоль Рижского залива /см. карту-схему/. Рельеф района довольно однообразен, всего выделяются 5 морфо-литологических типов равнин.

II. Северо-Видземское поднятие. Территория района в пределах Валмиерского региона довольно обширна и характеризуется разнообразным рельефом. Преобладающими являются различные литоморфологические типы равнинного рельефа. Район подразделяется на 6 субрайонов.

II а. Поднятия бассейнов Салацы и Браслы.

II б. Районско-Аугстравское возвышение.

II в. Валмиерско-Ружевское друмлиновое поле.

II г. Впадина Буртнякского озера.

II д. Эргемское возвышение.

II е. Поднятие верховьев реки Руи.

III. Центральнo-Видземская возвышенность. Для территории района характерно большое разнообразие морфо-литологических типов возвышений. Субрайоны не выделены в связи с тем, что Центральнo-Видземская возвышенность только частично относится к Валмиерскому региону.

IV. Среднегауйская низменность. Типичной чертой района является разнообразие литоморфологических типов рельефа. Распространены довольно обширные равнины и небольшие по площади возвышения с низким гипсометрическим положением. Район в пределах Валмиерского региона подразделяется на 3 субрайона.

Уа. Субрайон среднего течения рек Гауи и Седы.

Уб. Трикатское поднятие.

Ув. Аумейстерское возвышение.

V. Среднелатвийская покатость. На территории Валмиерского

региона располагается только северная окраина этого геоморфологического района, которая характеризуется однообразным рельефом.

УІ. Древняя долина реки Гауи и прилегающие непосредственно к ней территории. По нашему мнению, учитывая прикладную направленность исследований, древнюю долину с прилегающими участками рельефа можно рассматривать как самостоятельный геоморфологический район. Он занимает небольшую по площади территорию и, подобно другим рассмотренным выше районам, выходит за пределы Валмиерского региона. Район подразделяется на 2 субрайона:

УІа. Древняя долина реки Гаул,

УІб. Расчлененный рельеф придолинной полосы.

Выделенные геоморфологические районы и субрайоны, характеризующиеся определенным, свойственным для них комплексом природных условий, можно рассматривать и как единицы физико-географического районирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Басаликас А., Швядас К. Комплексы рельефа древнеперигляциальной области /Мядининкская возвышенность и Эйшишкское плато/. - В кн.: *Geographia Lituonica*. Вильнюс, 1976, с.15-20.
- Красаускас Л. Морфометрический анализ гляцигенного рельефа.- В кн.: *Geographia Lituonica*. Вильнюс, 1976, с. 39-42.
- Jaunputniņš A. Reljefs. - Grām.: *Latvijas PSR ģeogrāfija*. R., 1971, 27.-39.lpp.
- Jaunputniņš A., Ramans K. Teritoriālie dabas kompleksi un fiziski ģeogrāfiska rajonēšana. - Grām.: *Latvijas PSR ģeogrāfija*. R., 1971, 105.-115.lpp.
- Kugler H. Zur Methodik der geomorphologischen Rayonierung des Territoriums der Deutschen Demokratischen Republik.-In: *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 119 Jahrgang 1975. 4. Quartalsheft, S.270-273.

УДК 551.332.212:551.793/474.3/

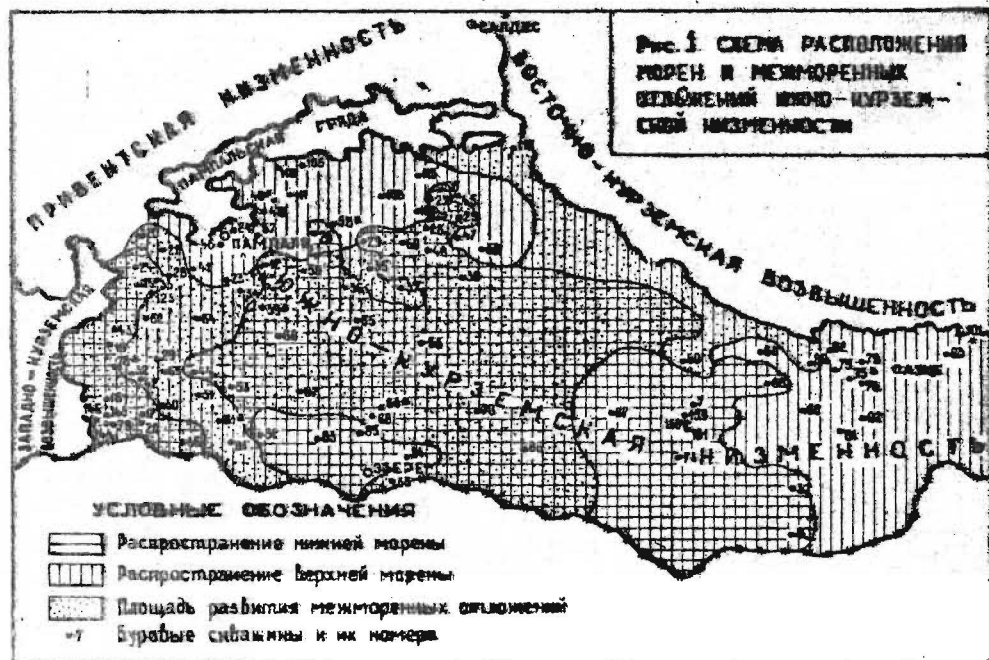
Г.А. ГИНТЕРС

Управление геологии при Совете Министров
Латвийской ССР

МОРЕНЫ ЮЖНО-КУРЗЕМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Южно-Курземская низменность расположена на юго-западе территории Латвии, между Западно-Курземской возвышенностью и северо-западной оконечностью Линкувокого конечно-моренного вала. На севере она граничит с Восточно-Курземской возвышенностью и Пампальской маргинальной грядой.

Моренные отложения в пределах низменности развиты почти повсеместно, хотя непосредственно на дневную поверхность выходят не везде — во многих местах они перекрываются водноледниковыми, а также современными континентальными осадками. Наибольшие мощности моренных отложений /до 38 м/ зафиксированы северо-западнее нас.п. Эзере, а минимальные их значения /менее 10 м/ установлены в районе г.Ауде. Морены отсутствуют в долинах р.Венты южнее нас.п. Нигранде и на устьевом отрезке р. Заяя. Данные средне- и крупномасштабных геологических съемок свидетельствуют о том, что в разрезе плейстоцена здесь прослеживаются в основном два моренных горизонта. Нижний из них представлен серовато-бурыми, коричневато-серыми, буровато-серыми или голубовато-серыми плотными валунными супесями и суглинками, а верхний — желтовато- или буровато-коричневыми, желтовато- или коричневатобурыми валунными супесями, реже суглинками средней плотности. Морены часто разобщены алевритовыми песчаными или песчано-гравийными водноледниковыми отложениями. Необходимо отметить, что под вышеотмеченной серовато-бурой мореной вблизи нас.п. Эзере скважиной вскрыта красновато-бурая тонкая алевритистая супесь мощностью 1,90 м. Однако ограниченность распространения и маломощность этих отложений не позволяет получить полного представления о их литологических особенностях и стратиграфической принадлежности.



Отложения нижнего моренного горизонта распространены на большей части территории Южно-Курземской низменности /рис. I/. Они отсутствуют в северной и восточной частях низменности, а также вдоль долины реки Вентя, что объясняется усиленной ледниковой экзарацией, которой способствовали особенности подчетвертичного рельефа. Незначительные по площади участки отсутствия этих гляциогенных отложений известны также в окрестностях нас.п. Эвержи. Нижняя морена почти повсеместно подстилается дочетвертичными породами. Исключением является район севернее нас.п. Силайна, где под ней залегают водноледниковые отложения. Перекрывается она обычно межморенными отложениями /рис. I/, которые представляют собой пестрый по составу комплекс гравийно-галечных, песчано-гравийных и алевроитовых отложений. Мощность этих осадков колеблется в довольно широких пределах - от 0,3 до 13 м. Преобладающие мощности составляют 1-3 м.

Северо-западнее нас.п. Эвере и западнее нас.п. Яунауце, морена нижнего горизонта непосредственно перекрывается верхней. На дневной поверхности рассматриваемая морена не обнажается. Представлена она серыми, голубовато-серыми, коричневато-серыми, темно-буровато-серыми плотными суглинками с гравием и разбросочивной галькой, главным образом осадочных пород. Иногда, обычно в нижней части разреза, морена сильно насыщена материалом юрских пород, что заметно влияет на ее цвет и состав. Морена здесь становится темносерой, местами даже черной, сильно песчанистой. Средняя мощность нижней морены на Южно-Курземской низменности - 9,7 м. Следует отметить, что нередко нижняя морена хорошо выделяется визуально по специфической серой, иногда голубовато-серой окраске и глинистой консистенции. В рассматриваемой морене встречаются прослой /линзы/ разнозернистых серовато-желтых, желтовато-серых, серых песков с различной примесью гравия и гальки, реже мелкозернистых песков, серых, плотных алевроитов и гравийно-галечного материала. Мощность этих прослоев чаще всего 1-2 м, реже отмечаются прослои мощностью более 5 м.

Таблица

Фракция, мм	Показатели гранулометрического петрографического и минералогического состава	Нижняя морена			Верхняя морена		
		пределы колебаний	преобладающее значение состава	средний состав	пределы колебаний	преобладающее значение состава	средний состав
2,0-0,1	Песок	24,3-43,2	35 - 34	32,5	31,8-43,2	35 - 39	36,8
0,1-0,01	Алеврит	25,5-41,7	30 - 34	33,0	29,6-38,9	30 - 35	33,5
0,01	Глина	25,5-42,5	32 - 36	33,9	23,2-37,3	25 - 30	29,5
1,0-0,05	Известняк	9,7-26,9	16 - 21	18,1	12,0-22,0	15 - 22	18,2
	Доломит	0,5- 9,5	4 - 6	4,0	0,6-14,8	3 - 10	7,0
	Песчаники и алевриты	1,2- 4,6	2 - 4	3,4	0,6-11,6	1 - 5	4,2
	Сумма карбонатов	11,8-31,1	20 - 28	21,5	18,5-34,9	20 - 25	25,0
	Отношение известняков к доломитам	2,3- 9,7	3 - 5	4,7	1,3-10,3	1 - 2	2,6
0,1-0,05	Кварц	68,6-74,8	69 - 71	71,1	66,5-74,3	66 - 70	69,8
	Полевой шпат	15,0-19,2	15 - 17	16,6	12,1-19,4	13 - 16	15,7
	Карбонаты	3,7- 8,9	7 - 8	7,5	5,3-15,3	10 - 15	10,6
	Слюда	1,7- 8,1	4 - 6	4,7	1,6- 8,1	2 - 5	4,5
	Рудные минералы	23,0-38,1	26 - 31	29,1	29,6-42,7	26 - 30	30,4
	Амфиболы	23,8-31,3	24 - 27	28,9	4,6-36,0	20 - 25	22,6
	Гранат	12,5-19,5	14 - 16	15,8	12,2-18,7	14 - 15	15,6
	Циркон	5,6-11,3	6 - 8	8,9	5,6-16,8	7 - 13	10,5
	Эпидот	1,7- 6,4	3 - 5	3,8	0,7- 6,3	3 - 5	3,6
	Апатит	1,2- 3,0	2 - 3	2,1	1,1- 4,5	2 - 4	2,7
	Отношение амфиболов к рудным	0,7- 1,3	0,8-1,0	1,1	0,1- 1,4	0,5- 0,8	0,7
0,25-0,1	Скатанность амфиболов	17,1-31,7	17- 20	22,3	9,7- 26,4	15 - 19	17,6

Данные вещественного состава нижней морены отображены в таблице (на с.102). Приведенные величины гранулометрического состава свидетельствуют о приблизительно одинаковом содержании в морене песчанистой, алевроитовой и глинистой фракций /соответственно 32,5%, 33,0%, 33,9%/.

По данным петрографического состава фракции 1,0-0,5 мм нижний моренный горизонт характеризуется низким содержанием доломитов /4,0%/, высоким значением отношения известняков к доломитам /4,1/, а также низким содержанием пелочайников и алевроитов /3,4%. Анализируя распределение известняков в отдельных скважинах, можно уловить закономерное увеличение их содержания по разрезу. Аналогично увеличивается также содержание карбонатов.

В минералогическом составе легкой части фракции 0,1-0,05 мм этой морены преобладают зерна кварца /71,1%. Гораздо меньшее значение имеют полевой шпат 16,6% и карбонат 7,0%. В небольшом количестве присутствуют олюды - 4,7%. Среди тяжелых минералов данной фракции основную роль играют рудные - 29,1%, за ними следуют амфиболы 26,9%, гранат 15,8%. В незначительных количествах присутствует циркон /8,9%, эпидот /3,8%, апатит /2,1%. Отношение амфиболов к рудным составляет 1,0. Содержание окатанных зерен роговой обманки во фракции 0,25-0,1 мм в нижней морене 22,3% от общей суммы зерен указанного минерала.

Гляцигенные отложения верхнего горизонта в пределах низменности развиты почти повсеместно, за исключением некоторых участков в долинах рек Вента и Заяя, которые упоминались ранее. На больших площадях эта морена выходит на дневную поверхность, а иногда перекрывается поздней и послеледниковыми отложениями. Гляцигенные отложения верхнего горизонта, в отличие от нижней морены, образуют моренные равнины, холмы и их массивы, друмлины, а также принимают участие в строении камов, озов и других образований. Мощность верхней морены невелика и на Южно-Курземской низменности в среднем не превышает 8-10 м. Максимальная её мощность /50 м/ установлена в погребенной долине у нас.п. Пампалаи. В северной части низменности, примыкающей к Пампальской гряде и в

районе г.Ауды, верхняя морена залегает непосредственно на дочетвертичных породах. На остальной же территории она подстилается межморенными волноледниковыми отложениями или мореной нижнего горизонта.

Представлена верхняя морена обычно супесью или суглинком желтовато-, буровато-, красновато-коричневой или желтовато-бурой, реже серовато-бурой, серовато-коричневой окраски, таким образом, по цвету резко отличается от нижележащих глинистых отложений. Визуально по плотности верхняя морена значительно уступает нижележащей и содержит значительное количество грубообломочного материала /галечки и валуны/, особенно в базальной и верхней частях. В какой-то мере характерной особенностью верхней морены является и присутствие в ней линз песчано-гравийного материала, алевритов и глин, мощность которых достигает 6-8 м, а также отторженцев корявых пород мощностью до 7 м. Последние представлены обычно юрскими глинами, но отмечаются и отторженцы алевритов триасового возраста.

Гранулометрический состав верхней морены характеризуется некоторым преобладанием песчаной фракции /36,8%/ над алевритовой /33,2%/ и глинистой /29,9%/. В петрографическом составе известняки /18,2%/ повсеместно преобладают над доломитом /7,0%/ а отношение известняков к доломитам составляет 2,6. В минералогическом составе легкой фракции этой морены доминирует кварц - 69,3%. Содержание полевого шпата составляет 19,1%, карбонатов 10,5%.

Минералогический состав тяжелой фракции характеризуется преобладанием рудных минералов /30,4%/ над амфиболами /22,6%/. Соответственно отношение амфиболов к рудным меньше единицы.

Приведенная выше характеристика состава морены показывает, что различия между рассматриваемыми моренными горизонтами незначительны и выявляются только при сопоставлении целого ряда средних показателей, полученных на основании сравнительно большого количества анализов.

В частности, данные гранулометрического анализа /таблица с.10/ показывают, что для нижней морены характерно приблизительно

одинаковое содержание песчаной, алевроитовой и глинистой фракции, а для верхней некоторое преобладание песчаной фракции над алевроитовой и глинистой составляющей.

В петрографическом составе фракции 1,0-0,5 мм основное различие заключается в пониженном содержании количества зерен доломита в нижней морене /4,0% / против 7% в верхней, поэтому заметно различаются и величины отношения известняков к доломитам /4,7 в нижней и 2,6 в верхней/.

В минералогическом составе четких различий между обоими моренными горизонтами не наблюдается. Отмечается лишь увеличение содержания амфиболов в нижней морене по сравнению с верхней /соответственно 28,9% и 22,6%/. Некоторые отличия наблюдаются и в показателях отношения амфиболов к рудным, которые составляют - 1,0 в нижней морене против 0,7 в верхней. Следует отметить и увеличенное содержание карбонатов в легкой части фракции верхней морены /10,5%/ по сравнению с нижней /7,0%/.

Таким образом из довольно значительного числа показателей состава морен для их расчленения и сопоставления могут быть использованы только некоторые. Они, наряду с визуальными особенностями, позволяют расчленить немые толщи ледниковых отложений на условные "горизонты", однако определить их стратиграфический ранг возможно лишь только сопоставлением их с моренами опорных разрезов, содержащих межледниковые или межстадиальные осадки.

В данном случае использован опорный разрез Пулверниекс /Даниланс, 1964, 1973; Дэйлна, Стелло, 1964/ на основании которого представляется возможным датировать /снизу вверх/ выделенные моренные горизонты как средне-русский /рисский/ и валдайский /ворский/.

Изложенные выше соображения подтверждаются и некоторыми палинологическими данными, выявленными на рассматриваемой территории. Восточнее нас.п. Памгали окважива... 57 и 59 вскрыты алевроитово-глинистые отложения с органическими остатками, залегающие стратиграфически под нижним

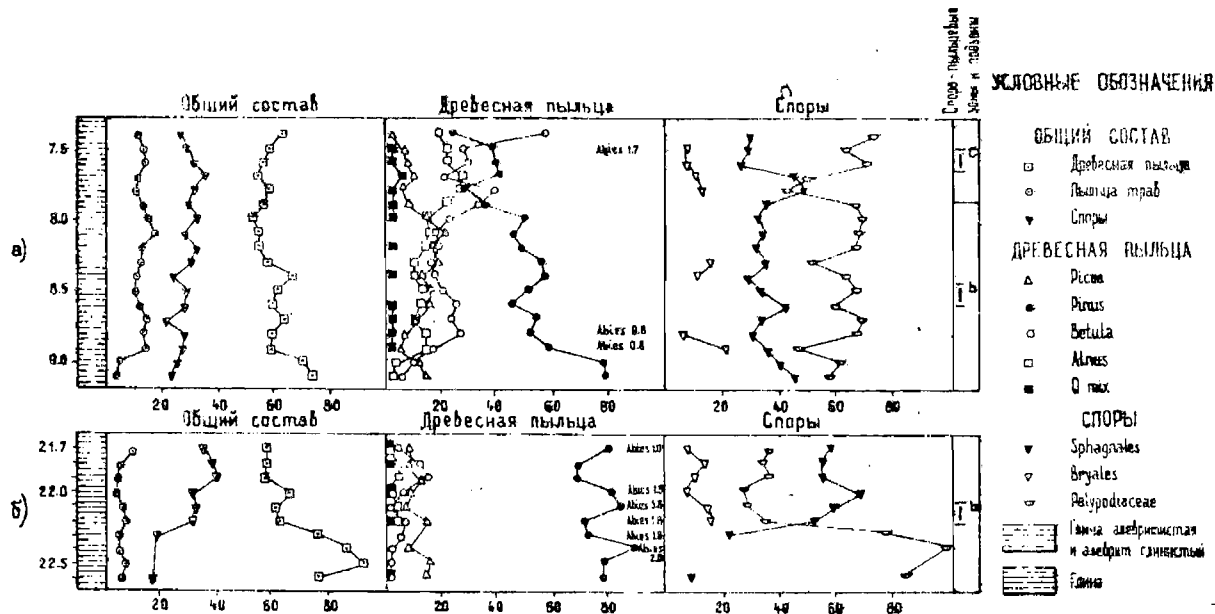


Рис. 2 СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ ДИАГРАММЫ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (а-скв. 57; б-скв. 59 ВОСТОЧНЕЕ час. п. ПАМПАЛКИ)

моренным горизонтом. Спорово-пыльцевые спектры этих осадков /рис.2/ не отражают полного цикла развития растительности, однако высокое содержание пыльцы ели /до 22%/, присутствие *Abies* /до 3,3% и некоторые другие показатели позволяют сопоставить эти отложения с осадками первой пыльцевой зоны /подзоны I^B и I^C/ диаграммы лихвинских /миндель-рисских/ межледниковых отложений опорного разреза Пулверниекы.

ЛИТЕРАТУРА

- Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии. Р., 1973, с.312.
Даниланс И.Я. О принципах, критериях и методах стратиграфического расчленения четвертичных отложений. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии, З.Р., 1964, с.7-21.
Даниланс И.Я., Дзилна В.Я., Стелле В.Я. Межледниковые отложения у Пулверниекы. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии, З.Р., 1964, с.141-165.

ПОТЕРИ НАУКИ

АЛЕКСАНДР ИВАНОВИЧ ЯУНПУТНИНЬ
(1905-1974)

Геоморфологическая наука Латвии понесла недавно тяжелую утрату. В 1974 году, после тяжелой болезни скончался Александр Иванович Яунпутинь - видный геоморфолог и географ Прибалтики, доцент географического факультета Латвийского государственного университета им.П.Стучки, кандидат географических наук.

Геоморфологические исследования А.И.Яунпутинья в Латвии.

Научная и педагогическая деятельность А.И.Яунпутинья в Латвии началась в 1949 году, когда он, будучи уже авторитетным ученым, стал заведующим кафедрой физической географии Латвийского гос. университета им.П.Стучки. До этого, окончив в 1930 г. географический факультет Ленинградского государственного университета, Александр Иванович участвовал в научно-исследовательских экспедициях в Средней Азии, на севере Европейской части СССР и в Псковской области, где вел

геолого-геоморфологические исследования. С 1932 г. по 1949 г. работал в Латвийском университете, где, помимо интенсивной педагогической работы, преследовал научную-исследовательскую деятельность.

С именем Александра Ивановича связано становление и развитие послевоенных геоморфологических исследований не только в университете, но в значительной степени и во всей республике. По его инициативе и под непосредственным руководством были организованы систематические полевые геоморфологические исследования проводимые географическим факультетом с 1951 года. Кроме того, сам Александр Иванович участвовал в организации и проведении геоморфологических работ Института геологии АН Латвийской ССР.

В первые годы больше всего внимания уделялось изучению холмистого рельефа возвышенностей и крупнейших речных долин. Результаты исследований холмистых образований впервые были изложены Александром Ивановичем в статье "К вопросу о происхождении холмистого рельефа Латвийской ССР", опубликованной в 1956 году /Учёные записки ДУ. Том VII/. Под его руководством, в сборнике "Труды регионального совещания по изучению четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии" публикуется статья "О геоморфологической карте Латвийской ССР" и одновременно первая геоморфологическая карта территории республики. Карта была составлена с учётом принципов морфографии, генезиса и возраста рельефа. Выделялись генезисически различные поверхности гляцигенного, флювиогляциального, озерного и озерно-ледникового происхождения а также образования морской абразии, водно-ледниковой денудации и эрозийного воздействия. С точки зрения морфологии рельеф на карте подразделялся на холмистые формы /включая ледниковые и водноледниковые/, гряды, валь, друмлины, крупные долины, уступы, береговые валы, дюны, равнинные и волнистые участки поверхности рельефа. В тексте статьи отмечается, что рельеф Латвии в целом характеризуется чередованием холмистых возвышенностей и преимущественно равнинных возвышенностей. дано краткое описание генезиса комплексов форм рельефа в пределах каж-

дой возвышенности и изменности. Впервые в статье подчёркивается, что формирование рельефа Латвии происходило довольно односторонне, с первоначальным омертвлением льда на возвышенности, тогда как на низменностях движение льда ещё некоторое время сохранялось. Впоследствии произошло омертвление и распад льда на поля и глыбы также и на низменностях. Развитие рельефа Латвии в позднеледниковое время, по мнению Александра Ивановича, преимущественно связано с деятельностью водоёмов талых ледниковых вод и потоков, возникающих при сбросе вод из гипсометрически более высоких бассейнов в более низкие. Потоками талых вод были выработаны крупнейшие долины Латвии. Значительная роль в развитии рельефа отводилась также абразионно-аккумулятивной деятельности бассейнов различных стадий Балтики, проявившейся не только в позднеледникововье, но и в голоцене.

Необходимо подчеркнуть, что представления о формировании рельефа территории Латвии преимущественно в условиях таяния пассивного и мёртвого льда, выдвигаемые здесь Александром Ивановичем, в последующие годы получили дальнейшее развитие и являлись основной концепцией в геоморфологических и палеогеографических построениях исследований Латвии вплоть до начала второй половины шестидесятых годов.

Первая геоморфологическая карта республики, позже уточнённая и дополненная А.И. Яунпутнием, была использована при составлении в 1959 году геоморфологической карты СССР в масштабе 1:4000000.

Результаты изучения ледникового рельефа, в свете отмеченной выше концепции, в дальнейшем были изложены в двух крупных публикациях Александра Ивановича. В 1960 году им был написан раздел о рельефе Латвии для издаваемого 38-го тома "Геология СССР", а в 1961 году, такой же раздел /на латышском языке/ в книге "Геология Латвийской ССР".

Большая заслуга А.И. Яунпутния в том, что он начал работу по геоморфологическому районированию Латвии. О первом опыте районирования рельефа нашей республики Александр Иванович докладывал на IV Всесоюзном совещании по ландшафтоведению, которое состоялось в 1959 году в Риге. Составленная им схема

геоморфологического районирования была впервые опубликована в материалах этого совещания, изданных в 1961 году /Учебные записки ЛГУ, т.37/.

Разрабатывая в дальнейшем вопросы геоморфологического районирования, в уже упомянутой монографии "Геология Латвийской ССР" Александр Иванович приводит детальную характеристику выделенных им 26 геоморфологических районов и подразделов. Здесь же подчеркивается связь наблюдаемого рельефа с более древним, субчетвертичным. Учитывая особенности взаимосвязи между поверхностью коренных пород, мощностью четвертичных отложений и характером современной поверхности рельефа, возвышенности Латвии им были подразделены на три, а низменности на два типа образований. В этой же работе А.И. Яунпутиньш на основании показателей морфологии приводит типизацию речных долин и излагает сложившиеся к тому времени представления о их формировании. Следует особо отметить, что составленная А.И. Яунпутинием карта геоморфологического районирования территории Латвии до сих пор является единственной публикацией такого содержания.

Дальнейшее направление геоморфологических исследований Александра Ивановича находит отражение в опубликованных им самостоятельно или в соавторстве с другими исследователями /С.Плиуна, М.Крукле и др./ работах 1965, 1971, 1972 и др. гг. В этих публикациях рассматриваются вопросы морфологии, строения, генезиса и последовательности формирования как отдельных крупнейших мезо- и макроформ /мадино-Гренская гряда, Аумшаемская возвышенность/, так и рельефа всей территории Латвии.

Необходимо отметить также, что в период с 1964 г. по 1969 г. А.И. Яунпутинием были написаны многочисленные статьи геоморфологического и физико-географического характера для подготавливаемого издания малой энциклопедии Латвии /на латышском языке/. для МЭЛ им была составлена цветная геоморфологическая карта республики.

Исследования макро- и мезорельефа и работы по геоморфологическому районированию были положены в основу решения

проблем физико-географического районирования, которые многие годы находились в сфере внимания А.И.Яунпутня.

Значимость научно-исследовательской деятельности александра ивановича как в области геоморфологии, так и физико-географического районирования, подтверждается, например, тем, что монография "География Латвийской ССР", одним из основных авторов которой он являлся, была удостоена в 1976 году Государственной премии Латвийской ССР.

Александр Иванович принимал деятельное участие во многих крупных всесоюзных, межреспубликанских и межведомственных научных конференциях, совещаниях и семинарах по четвертичной геологии, геоморфологии и физической географии.

Более чем 20 лет А.И.Яунпутнь являлся заведующим кафедрой физической географии географического факультета Латвийского государственного университета им.П.Стучки. С его именем связаны все достижения в работе кафедры как в подготовке квалифицированных кадров географов, так и в области научных исследований. За это время под его руководством было подготовлено и успешно защищено шесть кандидатских диссертаций и 70 дипломных работ. Его активная научная деятельность проявилась также в непосредственном участии в обсуждении и рецензировании кандидатских и докторских диссертаций, в руководстве аспирантами. Много труда и энергии Александр Иванович тратил, выполняя обязанности редактора сборников научных трудов аспирантов и преподавателей географического факультета

Состояние здоровья не позволило Александру Ивановичу завешить намеченную им программу изучения рельефа Латвии. Тем не менее исследования А.И.Яунпутня внесли значительный вклад в дело решения важнейших проблем **общей** и региональной геоморфологии, способствовали развитию всестороннего изучения рельефа не только в Латвии, но и во всей Прибалтике.

С.П.Аболтыньш

СС. Л. КЛАНЕ

1. В. В. ДВАРЖИКАС, Г. И. ЗИБЛАРАС. Типы строения и особенности формирования аллювия в долинах Западной и Средней Латвии	3
2. О. П. АВОСТЬЯН. Некоторые разновидности текстур и особенности гляциодинамических контактовых зон морены как показатели условий генезиса мезоформ рельефа	19
3. И. Т. ВЕНДЕРС. Склоновые столкновения холмистого ледникового рельефа	33
4. Я. А. СТРАУМЕ. Лимногляциальные равнины и основные позднеледниковые водосы Латвии	45
5. Г. Я. ЗИБЛАРАС. Особенности проявления аккумуляции и эскарации ледника последнего оледенения в некоторых древних поречесенных врезках Латвии ..	67
6. А. Я. БАНАГА. Морфологически-литологический анализ и региональная дифференциация рельефа территории Балтийского региона	89
7. Г. А. ГЕНДЕРС. Морены Ляко-Курземской низменности	99
8. Потери науки. АЛЕКСАНДР ИВАНОВИЧ КЛУПТУНИС	107

ПРОБЛЕМЫ МОРФОГЕНЕЗА РЕЛЬЕФА И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЛАТВИИ

Межведомственный сборник научных трудов

Редакторы В. Клане, Т. Галева

Техн. редактор М. Балодс. Корректор М. Балодс

Подписано к печати 14.06.1978. ЯТ 12167. Ф/5 60x84/16.
Бумага №1, 7,5 физ. печ. л., 5,5 уч.-изд. л. Тираж 500 экз.
Зак. № 857. Цена 55 к.

Латвийский государственный университет им. П. Стучки
Рига 226098, б. Райниса, 19

Отпечатано на роталпринте, Рига 226050, ул. Вейленбаума, 5
Латвийский государственный университет им. П. Стучки