

МОРФОГЕНЕЗ РЕЛЬЕФА
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
ЛАТВИИ



Министерство высшего и среднего специального образования
Латвийской ССР

Латвийский ордена Трудового Красного Знамени
государственный университет имени Петра Стучки

Кафедра физической географии

МОРФОГЕНЕЗ РЕЛЬЕФА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЛАТВИИ

Межведомственный сборник научных трудов



Латвийский государственный университет им. П. Стучки
Рига 1980

В сборнике публикуются данные о формировании петрографического состава аллювиальных отложений рек Латвии, приводятся новые материалы по изучению ряда разрезов четвертичных отложений Латвийского побережья, позволяющих уточнить палеогеографию поздней - и послеледниковой истории Прибалтики, рассмотрены общетеоретические вопросы формирования цикловых террас древних бассейнов. Первые публикуются результаты изучения материковых дон на территории республики и современных эрозионно-аккумулятивных процессов реки Гауи в пределах национального парка, а также некоторые результаты эталонных исследований переформирования берегов Рижского водохранилища.

Изложен опыт применения космических снимков для природно-хозяйственного микрорайонирования западной части Латвийской ССР и выделения границ макро- и мезоформ рельефа.

Опубликованные в сборнике статьи представляют интерес не только узким специалистам, занимающимися геоморфологией, четвертичной геологией и палеогеографией, но всем естествоиспытателям.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: Г.Я.Эберхардс (отв. ред.),
О.П.Аболтыньш, В.Я.Клане

Печатается по решению редакционно-издательского совета
ЛГУ им. П.Стучки от 29 февраля 1980 года

М 20902-042у 97.80.1905 030 000
М 812(II)-80

© Латвийский
государственный
университет
им. П.Стучки, 1980

Г.Я.ЭБЕРХАРДС

Латвийский государственный университет.

ВЛИЯНИЕ МЕСТНЫХ КОРЕННЫХ ПОРОД НА
 ФОРМИРОВАНИЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА АЛЛЮВИЯ
 В ДОЛИНАХ ЛАТВИИ

В настоящее время долины Латвии изучены довольно детально; выявлены основные этапы морфогенеза на общем фоне дегляциации территории и рельефообразования поздне- и последнеледникового, установлены общие и локальные особенности фациального состава аллювиальных отложений. Однако петрографический и минералогический состав этих отложений фактически не изучался. Имеются лишь фрагментарные сведения о вещественном составе аллювия /В.Куршс, 1962, 1963; И.Даниланс, 1973, .

В частности В.Куршс /1962, 1963/, впервые выполнивший обобщенные исследования состава песчано-гравийных залежей Латвийской ССР различного генезиса, отмечает роль местных коренных пород в формировании петрографического состава аллювия ряда рек /Салаца, Вента, Даугава/ на отдельных отрезках. В.Куршс /1962/ и И.Даниланс /1973/ заметили, что древнеаллювиальные отложения террас по петрографическому составу отличаются от флювиогляциальных лишь несколько повышенным содержанием устойчивых магматических пород. В аллювии молодых террас и современного русла местами значительное влияние оказывают породы, размываемые рекой. В то же время отмечается /И.Даниланс, 1973/, что "обогащение аллювия обломками подстилающих коренных пород происходит не столько вследствие эрозии водными потоками выходов этих пород, сколько в результате размыва моренных и флювиогляциальных отложений, которые в районах близкого к поверхности залегания коренных пород, особенно в придолинных участках, нередко в весьма значительной степени представлены обломками местных пород" /с.270/. Забегая вперед следует подчеркнуть, что отмеченное выше И.Данилансом, вполне справедливо, но относится к долинам, унаследовавшим в поздние -

в послеледниковые более древние врезы, выполненные моренными и водноледниковыми отложениями.

Сходным фактическим материалом настоящего исследования являлись результаты петрографического анализа песчано-гравийно-валунных аллювиальных отложений, полученные различными организациями при поиске и разведке месторождений на разновозрастных террасах и в современных руслах рек. К сожалению, далеко не всегда этот материал мог быть использован и сопоставлен из-за недостаточной детальности и различной методики. Так, например, часто доломиты и известняки объединены в единую группу карбонатных пород или петрографический состав определен в широких гранулометрических фракциях /валуны-гравий-песок/ и т.д.

Прежде чем перейти к более подробному анализу изменения состава аллювия /имеется в виду аллювий русловой субфации/, следует вкратце обратить внимание на состав и распространение коренных пород, подстилающих четвертичный покров территории республики, в которые врезаны долины и современные русла рек. В целом, как показано на рис. I, основным рекам свойственно чередование участков, где их долины полностью врезаны в четвертичные ледниковые и водноледниковые отложения или в коренные породы, преимущественно девонские отложения карбонатного /доломиты, доломитовые мергели/ или песчано-глинистого комплекса /песчаники, алевролиты, глины/. Мозаичный характер чередования различных пород обусловлен рядом факторов: территория республики приурочена к подзоне неравномерной ледниковой аккумуляции, где острые возвышенности с относительно мощным покровом четвертичных отложений, чередуются с гляцигенными равнинами в пределах гляциодепрессий с маломощным / в среднем 5-10 м/ покровом четвертичных отложений. Кроме того, существенные изменения как в гранулометрический, так и в петрографический состав вносит приспособление рек на отдельных отрезках к древним врезам в субчетвертичную поверхность, которые заполнены мощными толщами флювиогляциальных, ламногляциальных и гляцигенных отложений. Следует отметить, что из общей протяженности всех крупных рек Латвии /около 40 рек/, примерно 20% расстояния их приурочено к древним

врезам. В целом по геологическому строению реки Латвии во многом похожи на реки Эстонии, но весьма существенно отличаются от долин преобладающей части Литвы.

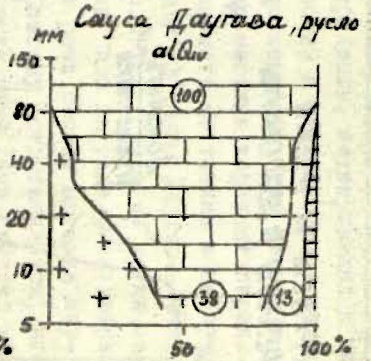
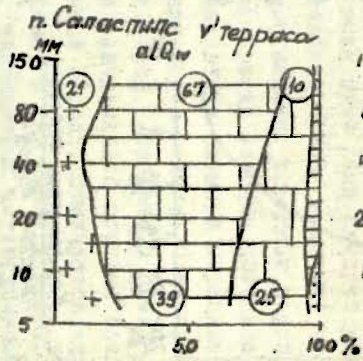
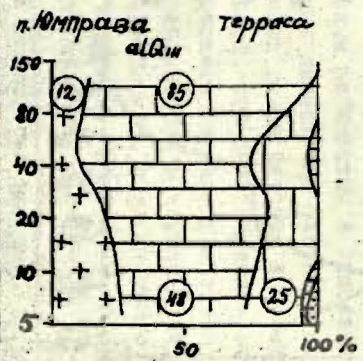
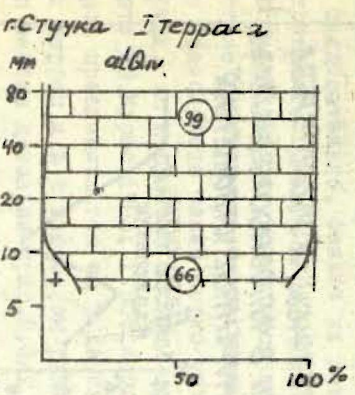
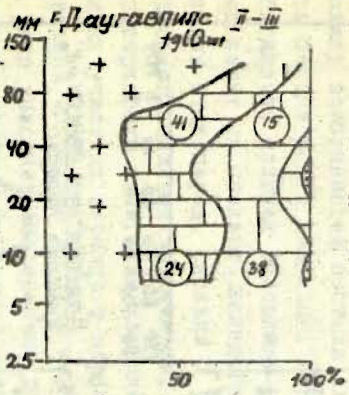
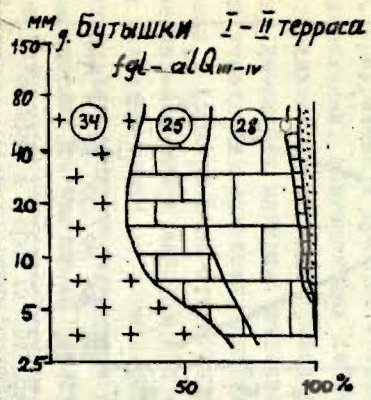
В целях выявления влияния местных коренных пород на формирование петрографического состава аллювия независимо от возраста /древнеаллювиальные или современные отложения/ были проанализированы изменения состава. Все изученные залежи были подразделены на две группы:

- 1) аллювиальные и аллювиально-дельтавные отложения, образовавшиеся в результате перемыва флювиогляциальных и моренных отложений;
- 2) аллювиальные и аллювиально-дельтавные отложения, образовавшиеся преимущественно из местных коренных пород при выработке террас и русла в эти отложения.

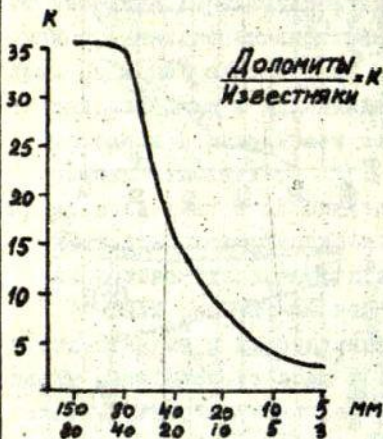
Были рассчитаны коэффициенты соотношения доломитов к известнякам и карбонатным породам к кристаллическим породам и минералам во всех фракциях от 150 по 0,3 мм включительно. Сопоставление рассчитанных коэффициентов и диаграмм петрографического состава по отдельным месторождениям /количество анализов от 3-5 до 30/ подтвердили наличие весьма существенных различий в составе между обеими группами аллювиальных отложений. Так в составе аллювия террас и современных русел рек, выработанных в местных карбонатных коренных породах, во всех гравийно-галечных фракциях преобладают доломиты и доломитовые мергели местного происхождения /рис.2/ составляя от 100-80% во фракциях 150-40 мм и 70-30% /в среднем/ во фракциях 40-3 мм, т.е. в несколько раз /даже десятков раз/ превышая содержание принесенных ледником осыпкой известняка. Лишь во фракциях от 5 по 2,5 мм и менее постепенно возрастает количество известняков, что по всей вероятности можно объяснить более быстрым истиранием гальки и зерен гравия доломитов. Это наглядно иллюстрируется и вычисленными коэффициентами соотношения доломитов и известняков /рис.4/.

В формировании петрографического состава аллювия из местных коренных пород существенное значение имеют: глубина вреза самой долины в коренные породы, высота склонов поднимаемых рекой и подвергавшихся выветриванию, трещино-

Рис. 2. Петрографический состав алмазита р. Даугавы.



ТЕРРАСЫ И РУСЛО
ВРЕЗАНЫ В ДОЛОМИТЫ



ТЕРРАСЫ И РУСЛО ВРЕЗАНЫ
В ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ
И МОРЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

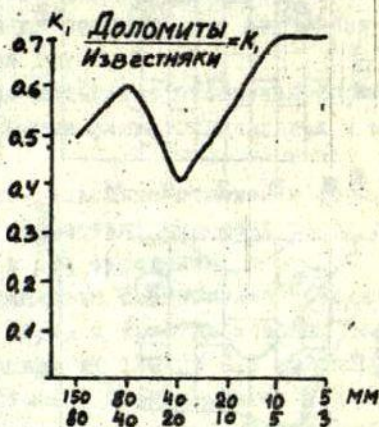
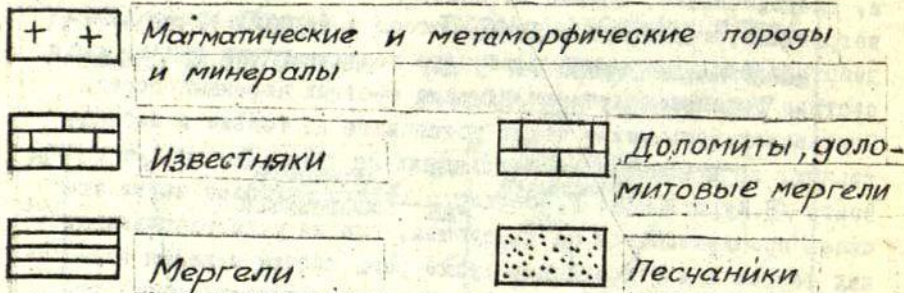


Рис. 4. Изменения соотношения карбонатных пород в аллювии.

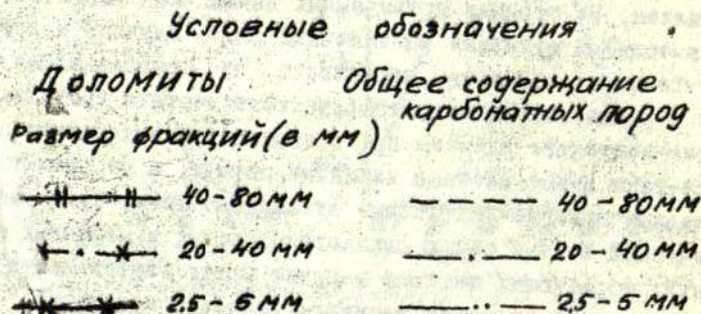
ватость и закарстованность коренных пород, а также мощность и массивность отдельных слоев и прослоев. Чем выше склоны и, следовательно, больше их поверхность, подвергавшаяся выветриванию, гравитационным процессам и механическому воздействию льдов во время весеннего ледохода, тем больше в составе галечно-валунного аллювия местных коренных пород. Эту зависимость можно четко установить не только в лабораторных, но и полевых исследованиях на реках Даугава, Лиелупе, Вента /В.Куршс, 1963; Г.Эберхардс, 1972/. Наиболее четко эта связь прослеживается на р.Даугава, где на ряде разновозрастных террас и в современном русле реки состав аллювия изучен весьма детально /рис.2,5/. Поэтому представляется, что анализу особенностей состава аллювия этой реки следует уделять больше всего внимания. И.Даниланс /1973/ отмечал, что "обогащение аллювия обломками подстилающих коренных пород происходит не столько вследствие эрозии водными потоками выходов этих пород, сколько в результате размыва моренных и флювиогляциальных отложений, которые в районах близкого к поверхности залегания коренных пород, особенно в предельных участках нередко в весьма значительной степени представлены обломками местных коренных пород". Отмечается, что на ряде участков современные долины, в том числе и р.Даугава, приурочены к древним врезам, заполненным четвертичными отложениями, обогащенными локальным щебенистым и глыбовым материалом. Не отрицая приведенных данных как частного случая, имеющийся материал выполненных рядом научных и проектных учреждений анализов, показывает, что преобладающее значение в формировании петрографического состава гравийно-галечно-валунного аллювия при врезании рек в коренные породы все-таки имеют местные коренные породы, а не размывные ледниковые и водно-ледниковые отложения. Кроме того, петрографический состав самих флювиогляциальных и моренных отложений, образующих местами верхние части бортов долины /например, месторождение песчано-гравийных отложений "Дуйкас" ниже г.Яунелгава, рис.6/ существенно отличается, в первую очередь, преобладанием известняков во всех фракциях крупнее 1мм, что не наблюдалось в аллювии. Изменения петрографического состава аллювия в долине р.Даугавы в зависи-

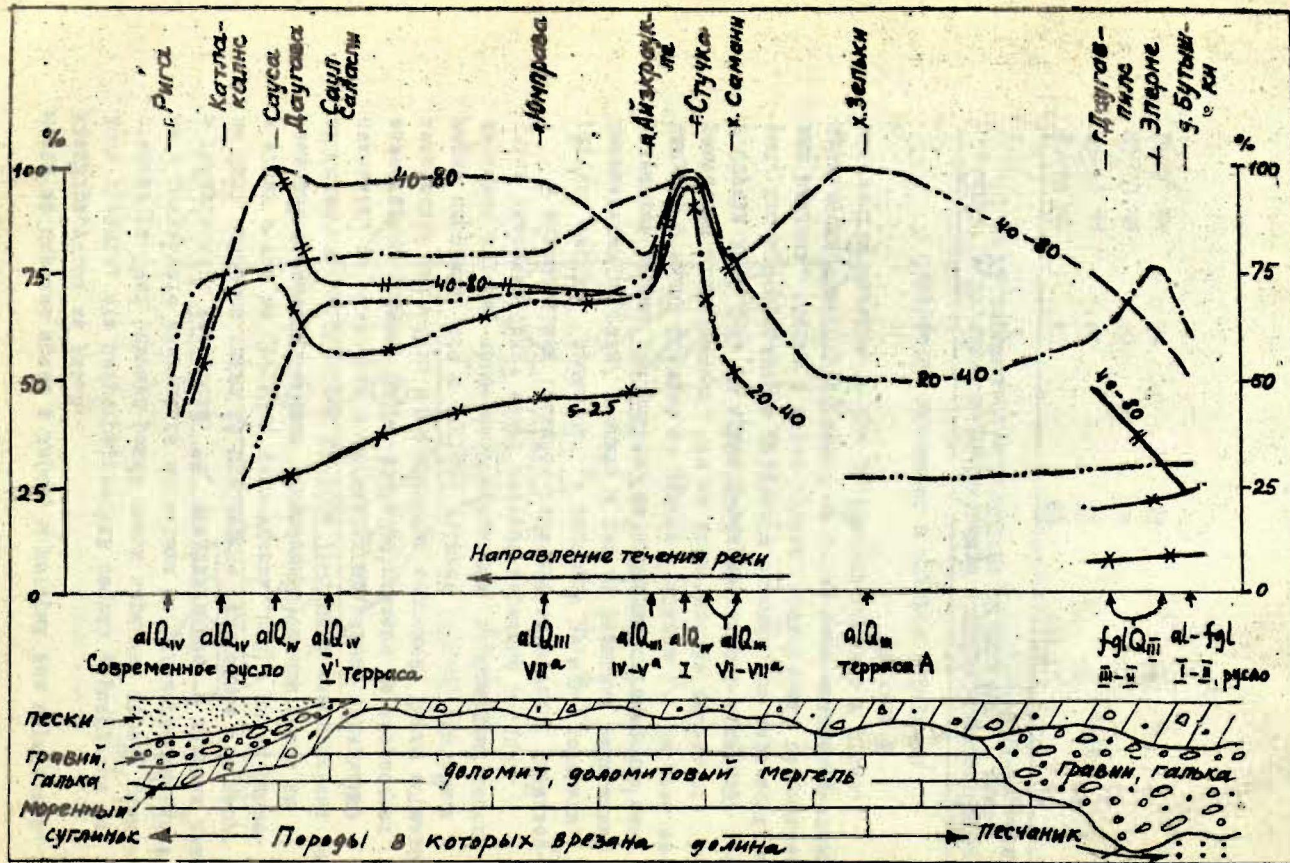
Рис.3. Условные обозначения к диаграммам /рис.2,6,7, и 8/.



15) Содержание породы в фракции (в процентах)

Рис.5. Изменения содержания карбонатных пород в русловом аллювии р.Даугавы в зависимости от пород, в которые врезана долина.





места от глубины вреза и перед, в которых она выработана, иллюстрируется на рис.5.

Если принять, что петрографический состав формируется не столько за счет размыва рекой самых коренных пород, сколько в результате обогащения обломками из флювиогляциального и гляцигенного материала, то, следовательно, в аллювии должно быть примерно такое же процентное содержание /по весу/ в одних и тех же фракциях известняков, как в рядом расположенных флювиогляциальных отложениях. Однако этого не наблюдается. Во фракциях 20-10 и 10-5 мм в аллювиальных отложениях, по сравнению с флювиогляциальными, содержание известняков убывает на 50-40% и на столько же возрастает количество доломитов и доломитовых мергелей. Таким образом, можно полагать, что в составе аллювия террас, врезанных в коренные породы, из общего содержания карбонатных пород более половины будут иметь местные коренные породы.

В аллювиальных гравийно-галечных отложениях разновозрастных террас, врезанных в коренные породы /доломиты, доломитовые мергели/, в одних и тех же фракциях содержание доломитов весьма постоянное. Не наблюдается смещение максимумом с одних фракций на другие /таблица I/. По всей вероятности это означает, что на всем участке долины от г.Стучки до в.Доле во время формирования как отдельных террас, так и современного руслового аллювия, по мере истирания валунов, гальки и зерен гравия, происходило постоянное пополнение транспортируемого по руслу реки аллювия местным обломочным материалом при разрушении склонов и русла.

Таблица I
Содержание доломитов в аллювии р.Даугавы

Фракция	г.Стучка УI терраса	в.п.Айзкраукле IУ терраса	в.п.Кумправа УII терраса	пес.Саласпилс У терраса
80-40 мм	67	67	71	70
40-20 мм	68	72	66	62
20-10 мм	65	54	55	52
10-5 мм	59	34	44	46

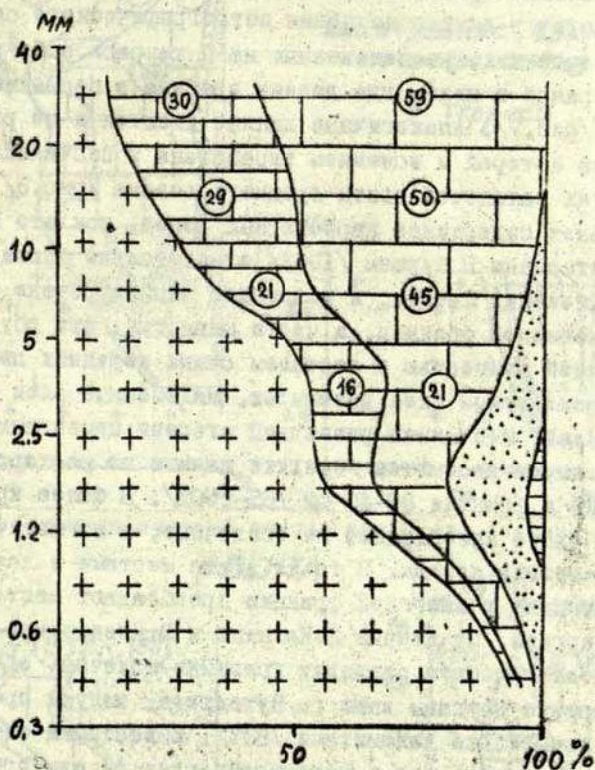


Рис. 6. Петрографический состав флювиогляциальных отложений у хут. Луйкас. Условные обозначения см. рис. 3.

О преобладающей роли местных коренных пород в формировании состава гравийно-галечных аллювиальных отложений свидетельствуют данные изучения петрографического состава на месторождениях, расположенных на II террасе р.Венты у нас.п.Нигранде и ниже, где долина врезана в пермские известняки /рис.7/. Аналогичные данные имеются и по р.Салаца, долина которой в основном выработана в песчаниках и алевролитах салацкой свиты среднего девона /рис.8/. Максимальное содержание карбонатных пород, как это справедливо было отмечено В.Куршем /1962/ относительно флювиогляциальных отложений Латвии, и в аллювии не приурочено к одной определенной фракции, а часто меняется, что обусловлено различной мощностью и составом самих коренных пород /мощные монолитные слои доломитов, маломощные слои и прослои мергелей, песчаники различной степени цементации и др./ Так максимумы доломитов /средние данные по месторождениям/ приурочены к фракции 80-40 мм /65-100%. В более крупных фракциях часто преобладает не осадочные, а магматические и метаморфические породы. В то же время местами в долине р.Даугавы даже в валунной фракции преобладают местные доломиты и мергели. По данным А.Калнина и В.Клепикова, проводившим геологическую разведку гравийно-галечных отложений на IV террасе Даугавы выше г. Яунелгава, валуны представлены исключительно доломитами /83%, известняки составляют 3%, а магматические и метаморфические породы всего 8%.

Существенным образом отличается состав аллювия, сформировавшегося в результате размыва моренных и флювиогляциальных отложений. Сочетание местных и принесенных ледником и его талыми водами карбонатных и карбонатно-глинистых пород подчинено закономерностям территориального изменения, установленным уже В.Куршем. Кроме этого, основной особенностью является /за исключением отдельных отклонений во фракциях 20-2,5 мм/ преобладание известняков над доломитами /коэффициент 1,4-2,1; рис.4/, и лишь в отдельных фракциях /10-2,5 мм/ песчано-галечных аллювиальных отложений средней и восточной Латвии соотношение известняков и доломитов одинаковое или даже преобладают доломиты. Заметное убывание доломитов в аллювии по сравнению с флювиогляциальными

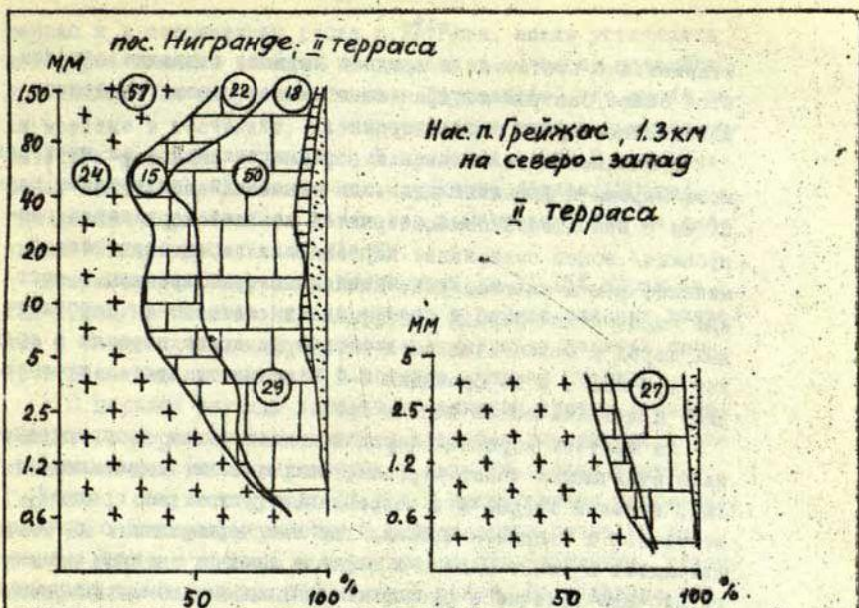


Рис. 7. Петрографический состав руслового аллювия р. Вента.

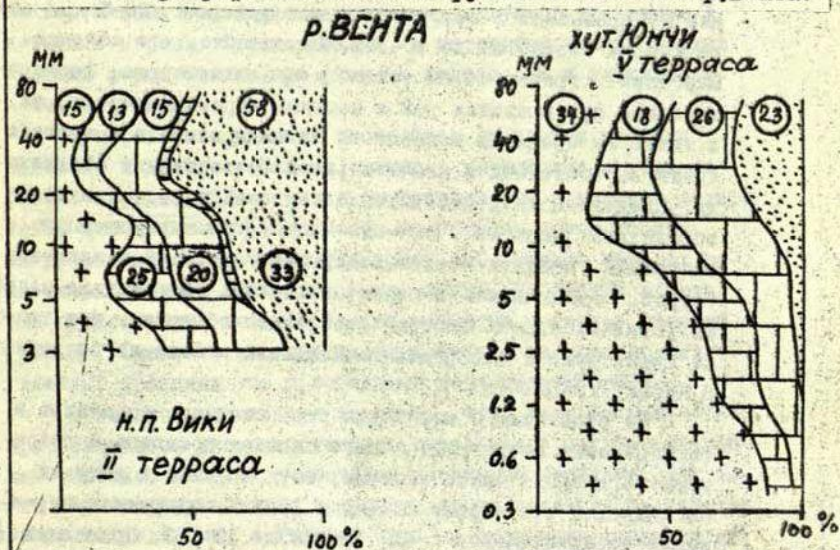


Рис. 8. Петрографический состав руслового аллювия р. Салца.
Условные обозначения см. рис. 3.

отложениям восточной и средней Латвии, очевидно объясняется более быстрым истиранием обломков доломитов некели известняков при транспортировке.

В аллювиальных отложениях, сформировавшихся за счет размыва морены и флювиогляциальных отложений /по средним расчетам с использованием материалов по всей территории республики/ общее содержание карбонатных пород значительно меньше, чем в аллювии рек, долины которых врезаны в местные карбонатные породы /коэффициент соотношения карбонатных пород к магматическим и метаморфическим породам в среднем 1,3-3,1/, а во фракциях 5-2,5 мм почти всегда преобладают кристаллические породы /рис.4/.

Из местных коренных пород весьма широким распространением отличаются также мергели, вскрытые на обнажениях долин, цоколей террас и в современных руслах рек средней, восточной и западной Латвии, где они чередуются с пачками доломитов и глин. Однако в составе древнего и современного песчано-галечного руслового аллювия они имеют подчиненное значение и заметно не выделяется. Обычно их содержание не превышает 1-3%, в отдельных фракциях /20-5 мм/ спиралически возрастая до 10-15%. Характерно, что обломки мергелей встречаются не только в аллювии террас, сформировавшихся при врезании рек в местные коренные породы, но в таких же пределах колеблется их содержание и в аллювии долин, выработанных исключительно в четвертичных отложениях. Следовательно, поступление мергелей в состав аллювия определено размывом моренных или флювиогляциальных отложений. Незначительное содержание мергелей в аллювии террас, выработанных в коренные породы, обусловлено малой их устойчивостью и быстрым истиранием обломков, что также характерно и для флювиогляциальных отложений по данным В.Курша /1963/.

По сравнению с мергелями роль местных песчаников в формировании петрографического состава древнего и современного аллювия более заметна, хотя в целом в аллювии большинства рек /кроме Салацы и Абавы/ содержание песчаников незначительно /1-4%/, редко до 10-15%. Преследив изменения содержания песчаников в аллювии разновозрастных

террас и в современном русле р. Даугава, можно установить некоторое влияние выходов песчаников в качестве питающих провинций. Так на участке выше г. Даугавпилс, где русло реки врезано в песчаники, их содержание в разных гранулометрических фракциях колеблется в пределах 4-8%. В сев. очередь, на участке Екабпилс-пос. Саулкание /более 120 км/, где долина выработана в доломитах и мергелях, они не оказывают заметного влияния /1-4%/.

Возрастание содержания песчаников до 11-15% /фракция 150-2,5мм/ в аллювиях низких террас в районе слияния Абаской и Слещенской долин обусловлено довольно широким распространением песчаников, в которые врезаны долины.

С первого взгляда непонятным кажется крайне незначительное содержание песчаников в древне-аллювиальных и аллювиально-дельтовых отложениях р. Гауи /в районе Лорупе-Гаркание, соответствующих I, II и III надпойменным террасам/, хотя на вышележащем участке протяженностью более 80 км, долина глубоко врезана в коренные породы-песчаники, глины, алевролиты. Они часто подмываются рекой. Обусловлено это тем, что долина р. Гауи унаследовала древнюю, заполненную четвертичными отложениями прадолину, глубоко врезанную в коренные породы. Следовательно, и петрографический состав аллювия формировался при размыве ледниковых и водноледниковых отложений...

Существенное влияние песчаников на состав аллювия выявлено в долине р. Салаца, которая выработана в этих коренных породах. Здесь четко прослеживается изменение содержания песчаников в зависимости от глубины вреза долины. На уровне верхних террас, во время образования которых река только начала врезаться в песчаники, на состав аллювия еще существенное влияние оказал размытый материал морен /рис. 8/. Однако в аллювиях молодых террас во всех гравийно-галечных фракциях уже преобладают песчаники /50-80%/.

В заключение следует заметить, что, хотя весьма четко прослеживается непосредственная связь между петрографическим составом аллювия и местными коренными породами, для более достоверных выводов требуются дополнительные систематические исследования с отбором проб на всем протяжении долины.



разновозрастных террас и современного русла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии. Рига, 1973. 312 с.
2. Курше В.М. Петрографический состав граунийных залежей Латвийской ССР. — В кн: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1962, ч. I, с. 69—101.
3. Курше В.М. Минеральное сырье Латвии для производства нерудных строительных материалов. Рига, 1963. 153 с.

И.Г.ВЕЙНБЕРГС, В.Я.СТЕЛЛЕ, И.Я.ЯКУБОВСКАЯ, Е.А.БУЛГАКОВА
ВНИИМОРГЕО

ИЗУЧЕНИЕ НЕКОТОРЫХ РАЗРЕЗОВ ОТЛОЖЕНИЙ ЛАТВИЙСКОГО
ПОБЕРЕЖЬЯ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В УТОЧНЕНИИ ОТДЕЛЬНЫХ
МОМЕНТОВ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ БАЛТИКИ

Со времени выхода в свет монографии Э.Ф.Гринбергса /1957/ "Позднеледниковая и послеледниковая история развития побережья Латвийской ССР" по Латвийскому побережью были получены первые датировки абсолютного возраста отложений Балтийского ледникового озера /Стелле, 1968/. Установлены отложения мольдиевой стадии в районах Вентспилса и Риги /Джаноридзе и др., 1967; Берзинь, 1967/ и выявлены древние береговые линии этого бассейна в море юго-западнее г. Диепая /Бергман, Тимофеев, 1972/. Появились также радиоуглеродные датировки и новые спорово-пыльцевые диаграммы по важнейшим разрезам отложений Литоринового моря /Гринбергс и др., 1975/. Эти и еще некоторые другие данные обобщены в нескольких более поздних работах /Вейнбергс и др., 1974; Veinbergs, 1979/.

В последние годы сотрудникам лаборатории литодинамики береговой зоны моря ВНИИМОРГЕО собран новый палинологический материал и получены данные радиоуглеродного возраста по отдельным разрезам Латвийского побережья, имеющие весьма важное значение для уточнения истории развития Бал-

таки в поздне- и послеледниковое время.

Как известно, для выяснения истории развития Балтийского ледникового озера основными считаются разрезы его песчаных отложений, залегающие со следами размыва над ленточными глинами Земгальского приледникового бассейна в районе г. Елгава. Мощность этих отложений измеряется несколькими метрами. В нижней части толщи песков встречаются окатыши глин и также зерна гравия, отдельная галька и в обильном количестве почти неразложившиеся остатки /отебли, сучья, листья, реже макроостатки растений /дриасовой флоры/ Толь, 1897; Kupffer, 1903, 1925; Galenicks, 1926; Stelle, 1963 а, б; Стелле, 1963/. По остаткам дриасовой флоры определялся их абсолютный возраст. Наиболее древние из этих датировок составляют II 875 ± 110 /TA-129 A/ и II 950 ± 110 /TA-129/, а самая молодая 9840 ± 160 /Tin - 239/ лет.

Начало образования так называемых покровных песков, содержащих дриасовую флору, в Елгавском районе можно довольно уверенно отнести ко второй стадии Балтийского ледникового озера Bgl II, береговая линия бассейна которой прослеживается несколько южнее. Судя по значительному наклону древних береговых линий Балтийского ледникового озера на севере побережья /Гринбергс, 1957/, первый бассейн стадии Bgl I в пределы побережья вершины Рижского залива вообще не распространялся.

Время существования бассейна стадии Bgl II определяется с аллередом, а начало его трансгрессии предполагается около II 950 лет назад. Сходные датировки - II 270 ± 230 /Rt - 103/ и II 114 ± 350 /Rt - 74/ лет также относящиеся к времени аллереда, получены при изучении аллювиальных отложений разреза "Висулени" III террасы долины р. Гауя /Стелле и др., 1975; Векслер и др., 1977/. В низовьях эта терраса увязывается с береговой линией Bgl II /Аболтынш, 1971/.

Недавно в километре южнее нас.п. Лабрагс на побережье Балтийского моря были найдены и описаны новые разрезы поздне- и послеледниковых отложений, формировавшихся на заключительных этапах отступления ледника в этом районе и в начале образования Балтийского ледникового озера.

В береговых обрывах моря над серой и синевато-серой мореной рисского оледенения здесь залегает толща ленточных глин мощностью до 10 м. Южнее она собрана в крупные складки ледникового напора, отмечающие здесь место осцилляции края последнего ледникового покрова. Об этом свидетельствует также характер строения годичных варь ленточных глин. В непосредственной близости со складками варь в нижней части толщи ленточных глин имеют мощность до 13 с лишним сантиметров и отличаются хорошо развитой песчаной - летней частью /8-12 см; Рис. 1/. На расстоянии около 60 м мощность тех же самых лент /увязывать оба разреза удалось по своеобразным текстурным особенностям восьмой ленты/ резко уменьшается в основном за счет небольшой толщины летнего слоя /его мощность преимущественно составляет 4см/. Следовательно, формирование первого разреза ленточных глин происходило ближе к краю ледника, где в летнее время в лимногляциальный бассейн поступало большее количество песчаного материала, который не доходил до второго разреза.

Ленточные глины содержат пыльцу и споры /рис.2/. Преобладает пыльца древесных пород, в основном сосна и береза. В спектрах кроме того принимает участие пыльца ольхи, ели, лещины и отдельные компоненты пыльцы широколиственных пород, которые появляются спорадически, без определенной закономерности и, наиболее вероятно, перестолкены. Среди пыльцы травянистых растений, общее количество которой составляет примерно 10-12%, преобладают полевые, а среди спор больше всего сфагны.

Непосредственно южнее Лабрагских складок ледникового напора наблюдается понижение в поверхности риской морены, которое заполнено преимущественно песчаными отложениями /рис.3 а,б/. В составе этих осадков можно выделить две основные пачки. Нижняя из этих /1/ начинается базальным гравиито-галечным горизонтом мощностью до 1-1,5 м, без ясно выраженной слоистости или с косо-вогнутой слоистостью. Выше залегают мелко- и среднезернисто-песчаные отложения с вернами гравия и отдельной галькой, которые имеют крупную косую прямую слоистость и также отдельные более мелкие лизы косо-вогнутых отложений. На этих осадках, без

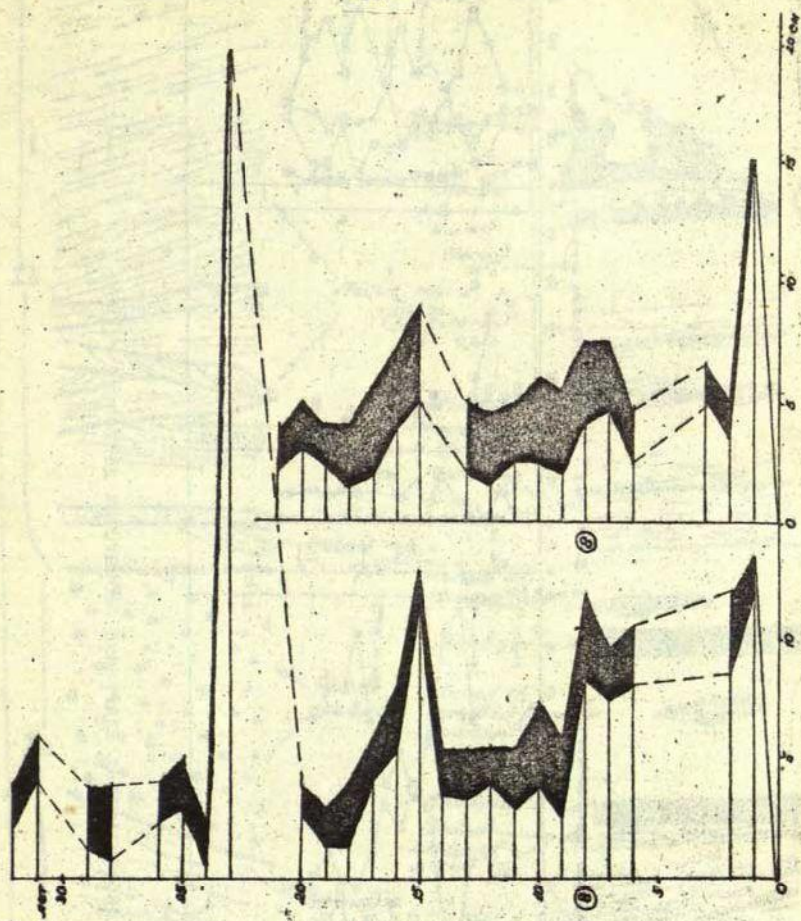


Рис.1. Варвограммы ленточных глин Лабрагских разрезов. Левая варвограмма расположена ближе к складкам ледникового напора.

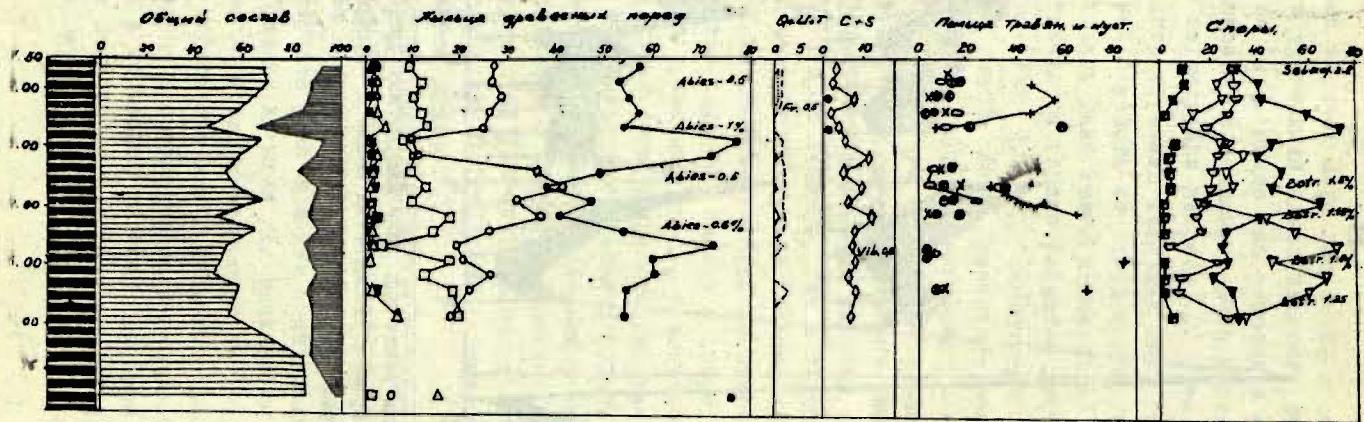


Рис.2. Спорово-пыльцевая диаграмма лабрагских ленточных глин

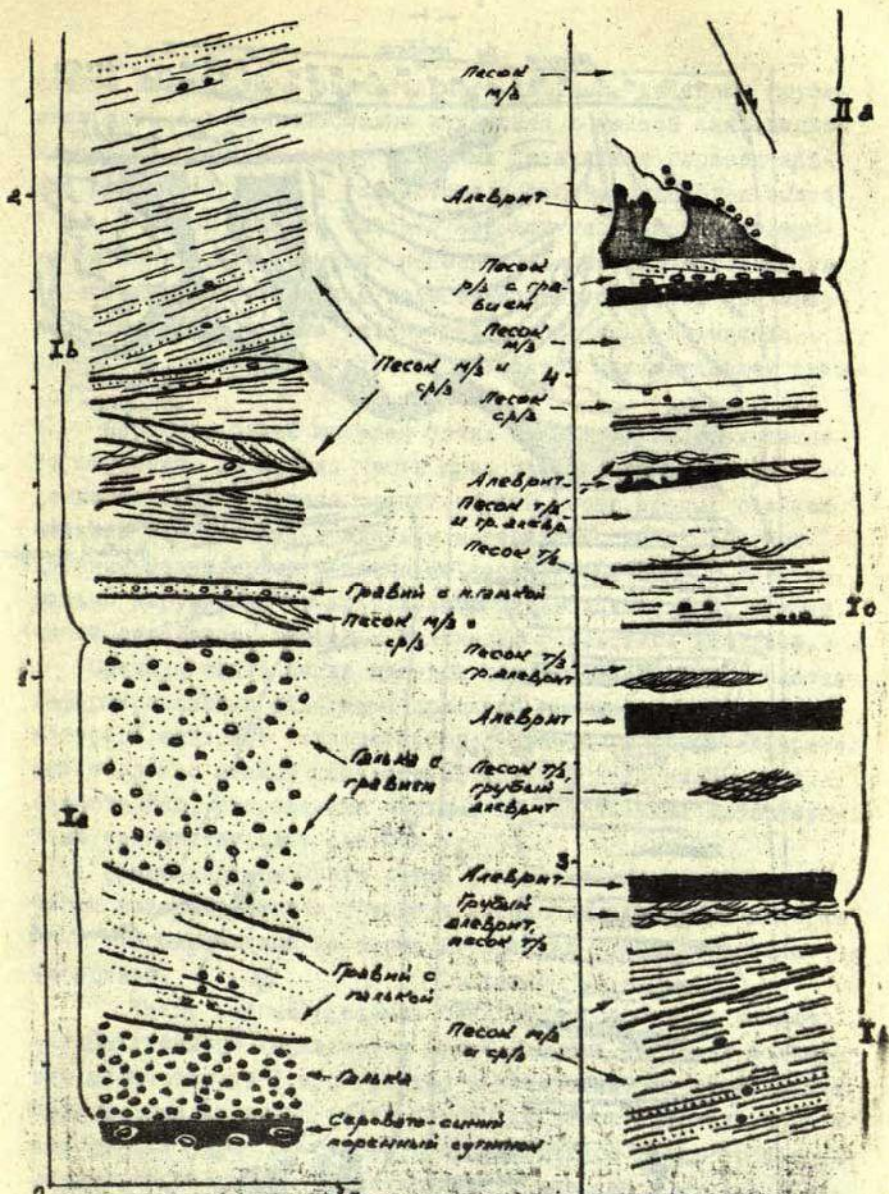


Рис.3 а. Текстуры отложений Балтийского ледникового озера Лабрагских разрезов /начало/.

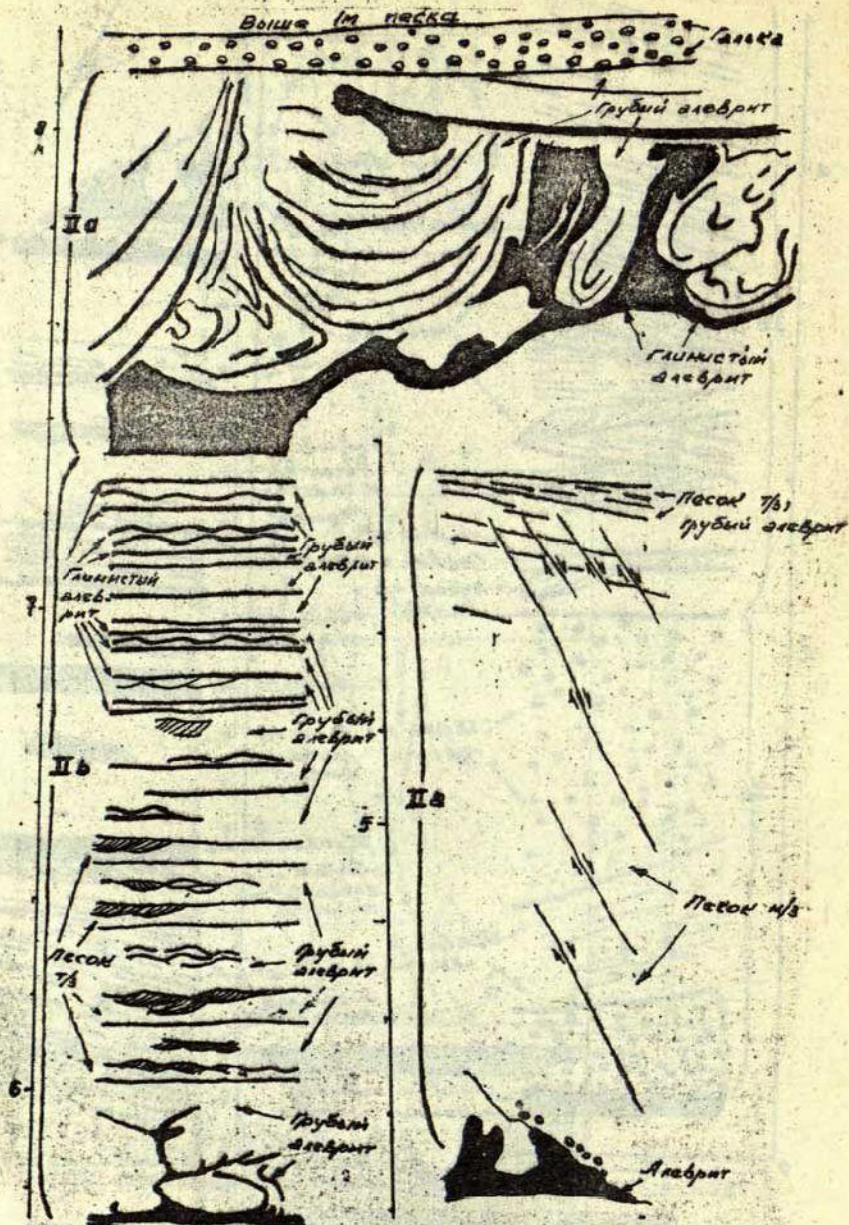


Рис. 3 б. Текстуры отложений Балтийского ледникового озера Лабрагских разрезов /продолжение/

следов какого-либо значительного размыва, залегают грубо-алеуритовые и тонкопесчаные отложения с мелкой линзовидной кособой слоистостью, между которыми появляются горизонтальные прослои грубого и глинистого алеурита мощностью около 5 см. В самой верхней части отложений наблюдаются поверхности некоторого размыва, непосредственно над которыми залегают горизонтально или пологонаклонно-слоистые тонкозернисто-песчаные и даже разнозернисто-песчаные отложения мощностью до 10 см с катунами алеуритов или отдельной галькой.

Верхняя, более молодая пачка /II/, также трехчленное строение. Ее нижняя часть представлена отложениями, подошва которых отмечена мелкой серией кособых прямых слейков. Сложена она песчано-гравийным материалом. Выше залегают крупная мелкозернисто-песчаная серия кособых прямых слейков, сильно нарушенная дизъюнктивными дислокациями и в нижней части содержащая гравий и включения глинистого алеурита.

Средняя часть более молодой пачки отложений начинается деформированными складками прослоем грубого алеурита, выше которого залегают тонкозернисто-песчаные и грубо-алеуритовые осадки с мелкой линзовидной кособой и пологослоистой слоистостью, разделенные частыми внутрислоевыми поверхностями незначительного размыва.

Самую верхнюю часть пачки отложений образуют пластически деформированные грубые и глинистые алеуриты, которые сформировались во время нескольких этапов оплывания материала.

Толщу рассматриваемых явно трансгрессивных отложений Балтийского ледникового озера венчают песчаные отложения мощностью до 1 м с галькой в основании. Их образование происходило во время общей регрессии этого бассейна в течение стадии *Bgl* III. Соответственно, нижнюю пачку трансгрессивных отложений мы сопоставляем со стадией *Bgl* I а верхнюю со стадией *Bgl* II.

Мелко-линзовидные и пологослоистые-слоистые грубо-алеуритовые и тонкозернисто-песчаные отложения с прослоями глинистого алеурита представляют собой хорошо сохранившиеся накопления нижней части подводного берегового склона. Данный

участок побережья образовался во время кульминации трансгрессивных этапов Балтийского ледникового озера. Мелкая косая-линзовидная и пологоволнистая слоистость, очевидно, возникла в условиях слабо движущейся водной среды, в то время как эу-ри-олеевые размывы соответствуют периодам наиболее крупных штормов и изредка также, возможно, небольшим регрессивным колебаниям уровня моря. Образование же маломощных горизонтальных прослоев и глинистого алевролита, судя по всему, осуществлялось в течение кратковременных этапов, когда на нижнюю часть подводного берегового склона надвинулся внутренний край поля распространения илистых отложений, пластические деформации осадков можно объяснить оплывными явлениями, происходящими во время интенсивного накопления осадков.

Образование относительно более грубозернистых отложений начальных этапов трансгрессии явно связано с перемещением порей довольно крупных подводных дюн. Возможно, что часть из них, особенно те, которые приурочены к нижним частям пачек, фермировались в непосредственной близости с пляжем в начальные этапы трансгрессии моря. Возникновение же вышележащих, несомненно, происходило в более глубоких частях верхней части подводного берегового склона. Это мнение хорошо подтверждается фактом непосредственного перехода по мере развития трансгрессии /вверх по разрезу/ косослоистых отложений в косе-линзовидные отложения нижней части подводного берегового склона. Крупные серые косы слейков могли возникнуть в результате формирования более крупных подводных аккумулятивных тел, таких как бары, косы и др., но не исключено, что часть из них является осадками подводных береговых валов и расположенных между ними ложбин.

Спорово-пыльцевой состав отложений Балтийского ледникового озера /рис.4/ в целом характеризуется преобладанием пыльцы древесных пород, в основном сосны и березы с небольшим количеством ольхи. Почти полное отсутствие пыльцы широколиственных пород, повышенное содержание пыльцы пинии и присутствие характерных растений перигляциальной зоны - *Salaginella salaginoidea* и *Betrichium boreale*

Milde, свидетельствует о формировании пыльцевых спектров в субарктических условиях. По изменениям соотношений между пылью сосны и березы можно выделить два спорово-пыльцевых комплекса — нижний, который характеризуется повышенным содержанием пыльцы березы /31-46%/ на фоне общего преобладания пыльцы сосны /36-60%/ и верхний с абсолютным преобладанием сосны /62-86%/.

Для позднеледниковых спорово-пыльцевых комплексов в пределах Латвии наиболее верхний максимум сосны отмечается во время аллереда, с которым и сопоставляется последний /верхний/ комплекс, а более ранний комплекс отнесен к среднему дриасу.

Лабрагский разрез отложений Балтийского ледникового озера по новому позволяет посмотреть на колебания уровня этого бассейна. Относительно трансгрессивного характера первой стадии V_{gl} I Балтийского ледникового озера впервые высказывались В.Г.Ульст, Л.Э.Берзинь и Е.П.Абрамов /1963/. По наличию денудационной поверхности ленточных глин в пределах Рижского залива эти исследователи предполагали, что амплитуда трансгрессии V_{gl} I в этом районе составила несколько десятков метров.

Трансгрессивный характер бассейна V_{gl} II был установлен еще Э.Ф.Гринбергсом /1957/. У г.Гробиня /побережье Балтийского моря/ высшая для этого района береговая линия V_{gl} II располагается 28 м над современным уровнем моря. На одном из участков она представлена береговым валом, перегораживающим южный конец Аландской долины стека талых ледниковых вод. Абсолютная отметка дна этой долины, возникшей до стадии V_{gl} II — 9 м, т.е. 19 м ниже подошвы берегового вала. Следовательно, амплитуда трансгрессии этой стадии не менее 19 м. Примерно такие же величины амплитуды получаются при сравнении абсолютных отметок ныне перекрытого торфом коренного дна Аландской долины и высших отметок наибольшего переломе мористого склона древней пересыпи, которая полностью перегораживает эту долину на севере, в районе нас.п. Медзе.

Учитывая то, что отметки берега V_{gl} I, полученные способом интерполяции, в Лабрагском участке должны были соста-

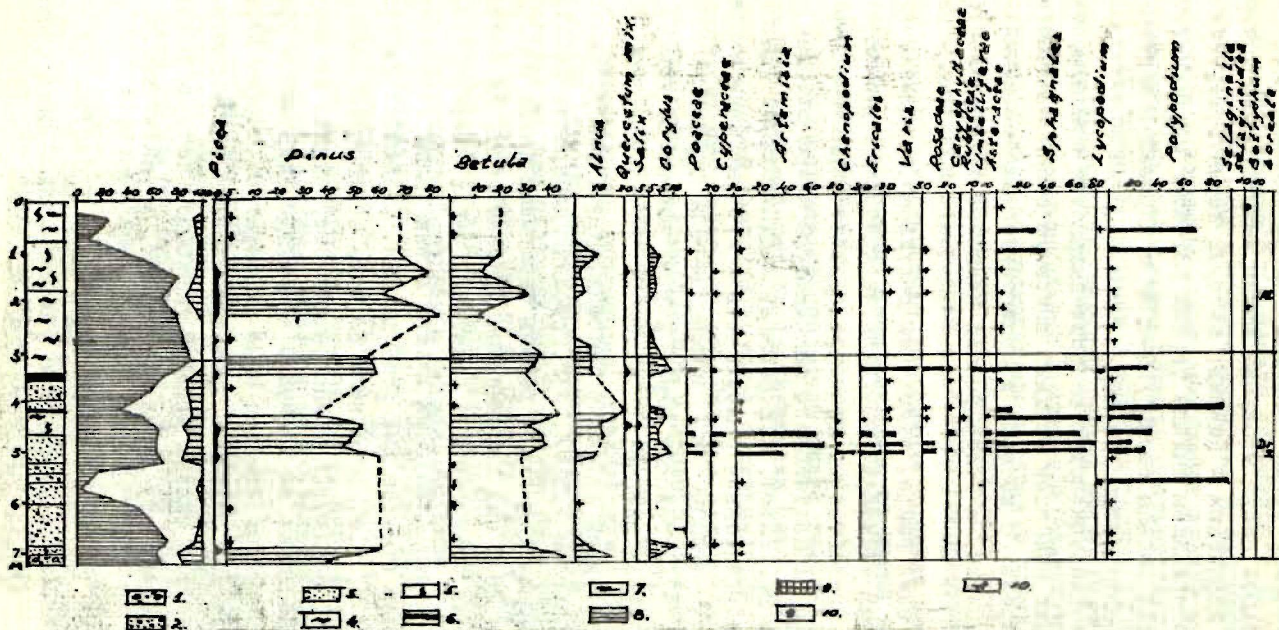


Рис.4 Спорово-пыльцевая диаграмма отложений Балтийского ледникового озера Лабрагского разреза.

I - галька и гравий, 2 - средне и мелкозернистый песок, 3 - мелкозернистый песок, 4 - тонкозернистый песок, 5 - грубый алеврит, 6 - тонкий алеврит, 7 - примесь глины, 8 - глина, 9 - гиттел, 10. - ракушка, 11. - древесина.

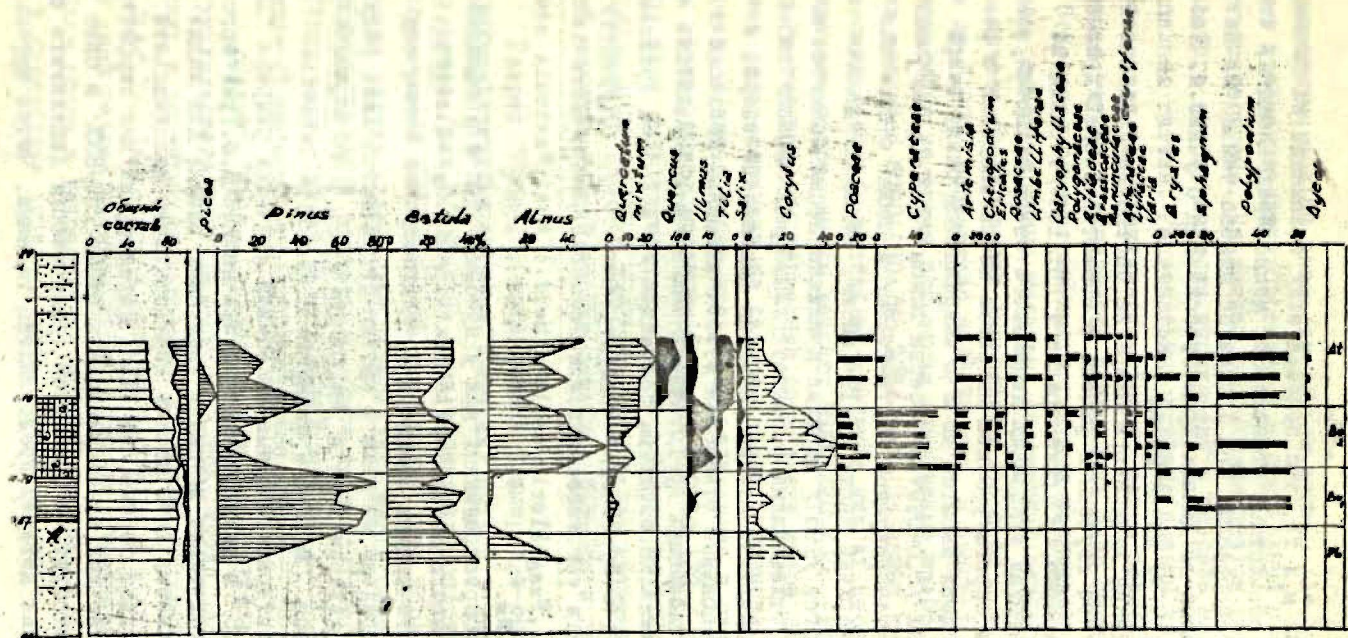


Рис.5 Спорно-пыльцевая диаграмма разреза "Папкуле". Остальные условные обозначения см. рис.4.

вить около 32 м и то, что подошва этих отложений на данном месте имеет абсолютные отметки 3м, можно предположить, что амплитуда трансгрессии *Bgl* I была не меньше чем 29 м. На основании таких же данных трансгрессия *Bgl* II у нас.п. Лабраг составила не менее 26 м.

Отложения Анцилового озера на побережье Латвийской ССР лучше всего изучены в районе т.н. Велтспилсской древней лагуны /Гринбергс, 1957; Джиноридзе и др., 1967/. Одним из основных разрезов отложений Анцилового озера являются обнажения левого берега р. Вента напротив места впадения в нее р. Пацкуле. Здесь высотой до 2 м вскрываются снизу вверх светлые пески /0.0-0,57 м/, серые глины /0,57-0,79м/, гитты с небольшой ракушкой /0.79-1.19м/ и пески с примесью элеврита в верхней части /1.19-1.89м/. Согласно данным Э.Ф. Гринбергса /1957/ верхние и нижние пески являются аллювиальными отложениями р. Вента. Глины представляют собой осадки максимальной стадии развития Анцилового озера, а гитты - регрессивные отложения этого бассейна. Моллюски в анциловых отложениях представлены *Limnes ovata*, *Anadonta* sp., *Pisidium annicum*, *Buthinia tentaculata* и др., а пресноводные диатомеи - *Duploneis Mauleri* (Brun.) Cl., *Diploneis domblittensis* var. *subcorstriata* (Grun.) Cl., *Melirocira islandica* C. Müll., *Fragillaria inflata* (Heid.) Hust., *Navicula scutelloides* W. Sm.

Из форм, распространенных как в пресных, так и в соленых водах, наблюдается *Epithemia turgida*, и *E. zebra*. Из соленовато-водных единично - *Actinoscyclus Ehrenbergii*.

При переходе из глин в гитты сохраняются лишь редкие *Gyr sigma attenkatium* и *Epithemia* sp. В ее верхней части появляются *Melosira arenaria* и *Cymbilla lanceolata*.

При повторном спорово-пыльцевом изучении разреза "Пацкуле" /рис. 5/ в целом подтвердилось мнение Э.Ф. Гринбергса /1957/ относительно возраста важнейших слоев. Как видно на рисунке 5, нижнему слою песков соответствует максимальное содержание пыльцы березы /до 47%. Характерный для территории Латвии бореальный максимум пыльцы сосны /59-83% в слое очередь соответствует максимальной трансгрессии Анцилового озера, отложения которой представлены глинами. Четко выражен-

ные максимумы пыльцы вяза /до 14%/ и липины /до 44%/ намечают вторую половину бореала, т.е. переходный этап на атлантическое время. На данном этапе наблюдается регрессия Анцилового озера, которая выражается в разрезе началом накопления гиттия. Рациональная граница пыльцы липы намечает переход на атлантическое время, когда завершается накопление гиттия и начинается накопление слоя песков.

Отложения рассматриваемого разреза несколько раз изучались радиоуглеродным методом. Абсолютный возраст древесины начала трансгрессии Анцилового озера по Э.Ф.Гринбергу и др./1975/ составляет 9025 ± 75 лет, а возраст гиттия, накопившейся во время регрессии Анцилового озера, неожиданно оказался 8790 ± 180 / M_0-225 / лет. По нашим же данным древесина /сосна/, взятая на контакте нижних песков и глин Анцилового озера, имеет возраст 9560 ± 220 / $R_2 - 189$ / лет.

Гиттия времени регрессии Анцилового озера довольно широко распространена на северо-западе Курземского полуострова. У нас.п.Варде древесина, залегающая в нижней части слоя гиттия, имеет абсолютный возраст 7750 ± 180 / $R_2 - 192$ /. Кроме того было изучено два новых разреза по р.Ирбе, расположенных на участке, где река пересекает крупный литоральный аккумулятивный выступ севера Курземского полуострова.

Разрез "Ирбе-1", находящийся примерно в средней части аккумулятивного выступа, содержит пыльцу в небольшом количестве /рис.6/. Однако и по обрывчатой спеловой-пыльцевой диаграмме этого разреза ясно видно, что образование преслой гиттия в основном происходило после бореального максимума сосны в переходном этапе на атлантическое время. Верхняя часть гиттия и залегающий над ней слой песков и гравия формировался в атлантическое время.

Разрез "Ирбе-2" расположен в самой сухопутной части аккумулятивного выступа берега. Здесь гиттия залегает на песках и перекрывается глинами и песками Литорального моря /рис.7/. Также как в предыдущем разрезе в данном случае слой гиттия характеризуется резким снижением кривой пыльцы сосны и возрастанием содержания пыльцы березы, ели и смешанного дубового леса. Глинам и пескам Литорально-

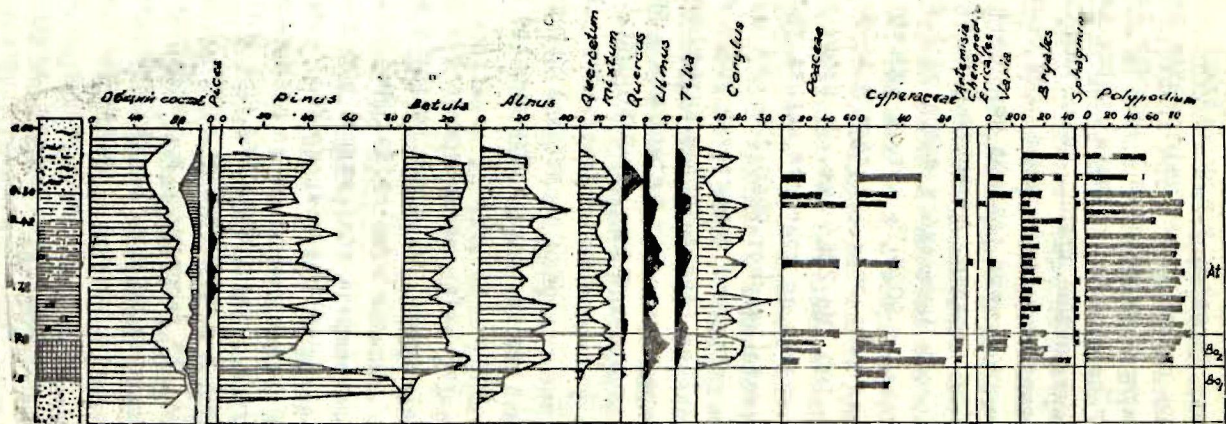


Рис.6 Спорово-пыльцевая диаграмма разреза "Ирбе-1". Остальные условные обозначения см. рис. 4

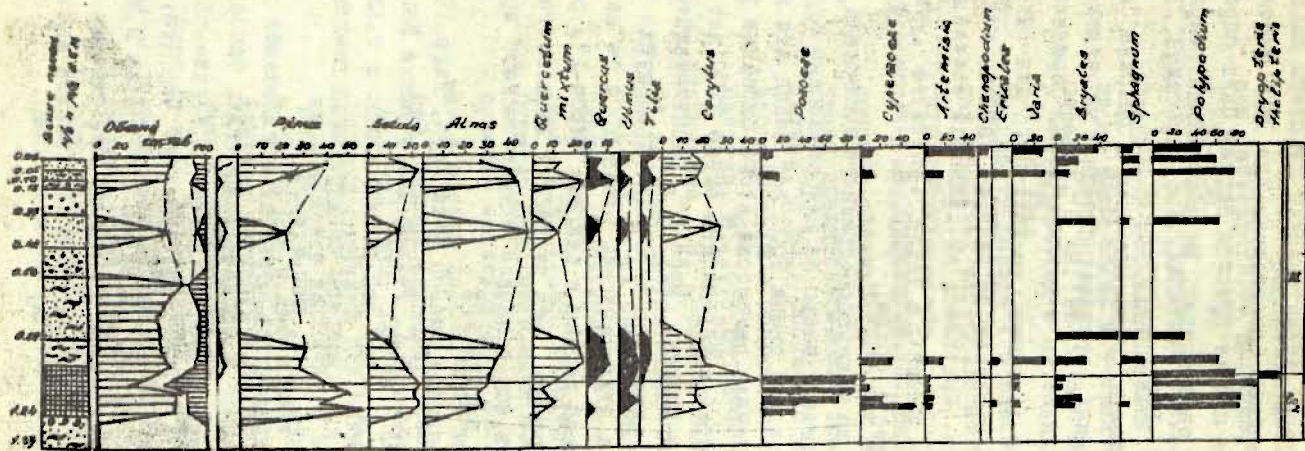


Рис. 7 Спорово-пыльцевая диаграмма разреза "Ирбе-2". Остальные условные обозначения см. рис. 4.

вого моря соответствует атлантический комплекс пылевых спектров со значительным содержанием /до 18%/ широколист-венных пород. Самые нижние преслои гиттия были опробованы на радиоуглеродные определения. Их абсолютный возраст оказался $7640 \pm 150 / R_t - 174/$.

Диатомовая флора, установленная в разрезе "Ирбе-2" /аналитик И.Свердлина/, отличается бедностью видового состава и плохой сохранныостью отдельных форм. Определены в основном пресноводные диатомеи, свойственные для отложенной Анцилового озера в пределах территории Латвии, как *Epithemia hundwagneri* W.Sm., *Epithemia* sp., *Ennotia clevei* Grunni, *Navicula tuscula* (Euv.) Grunni, а также *Centrales*, указывающие на некоторую соленость среды.

Как следует из вышерассмотренного материала, начало трансгрессии Анцилового озера на северо-западе Курземского полуострова происходило около 9000 лет назад или несколько раньше. Время же начала регрессии этого бассейна устанавливается более уверенно и определено около 7700 лет назад. Согласно данным по разрезу "Ирбе-2", расположенному глубже в суше, регрессия уложились в течение промежутка времени между бореальным и атлантическим этапами, в то же время данные Вентспилской лагуны и разреза "Ирбе-1", расположенных маршнее, указывают, что регрессия Анцилового озера здесь продолжалась еще в начале атлантического времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Аболтыньш О.П. Развитие долины реки Гауя. Рига, 1972, 106 с.
- Бергман В.С., Тимофеев И.А. Рельеф дна участка Балтийского моря между нас.п. Папесциемс и г.Клайпеда. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1972, вып.6, с.97-106.
- Сервань Л.Э. Возраст трансгрессий и колебаний уровня ранне- и средне-голоценовых бассейнов Балтики в вершине Рижского залива. - В кн.: *Valtica*, Вильнюс, 1967, вып.3, с.87-104.
- Векслер С.В., Степан В.Я., Цыганова Л.В., Преде Э.М. Радиоуглеродные датировки лаборатории Всесоюзного научно-исследовательского института марс-

кой геологии и геофизики /ВНИИМОРГЕО/. —

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М., 1977, №47, с.152-156.

- Вейнбергс И.Г., Гринбергс Э.Ф., Данилано И.Я., Ульст В.Г. Поздне- и послеледниковая история Балтики по материалам изучения Латвийского побережья. — В кн: Baltica, Вильнюс, 1974, вып. 5, с.89-93.
- Гринбергс Э.Ф. Позднеледниковая и послеледниковая история развития побережья Латвийской ССР. Рига, 1957, с.122.
- Гринбергс Э.Ф., Кессел Х.Я., Пуининг Я.-М., Ранмяе Р.М. Применение радиоуглеродного метода для изучения древнебалтийских трансгрессий в Латвии. — В кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М., 1975, с.182-186.
- Джиноридзе Р.Н., Клейменова Г.И., Серганов В.И. Новые данные по истории древней Вентспилсской лагуны. — В кн.: История озер Севере-запада. Материалы I симпозиума по истории озер Севере-запада. Л., 1967, с.51-56.
- Стелле В.Я. Стратиграфия отложений позднеледникового времени на территории Латвийской ССР. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Таллин, 1968, с.30.
- Стелле В.Я. Остатки растений позднеледникового времени в карьере кирпичного завода "Сарканайс малс" у нас.п.Ане вблизи г.Елгава. — В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1963, вып.2, с.125-133.
- Стелле В.Я., Векслер В.С., Абелтныш О.П. Радиоуглеродное датирование аллювиальных отложений среднего течения реки Гауя. — В кн.: Опыт и методика изотопно-геохимических исследований в Прибалтике и Белоруссии. Рига, 1975, с.87-88.

Стелле В.Я., Слываитов А.С., Векслер В.С. Абсолютный возраст хроностратиграфических этапов и рубежей поздней и послеледниковой времени на территории Средней Прибалтики. - В кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М., 1975, с. 187-191.

Тель Э.Б. Геологические исследования в области реки Курляндской Аа. - Известия Геологического комитета, 16. 1897.

Удст В.Г., Берзинь Л.Э., Абрамов Е.П. Геологическое строение дна в южной части Рижского залива по данным геоакустического зондирования Балтики - В кн.: *Baltica*, Вильнюс, 1963, вып. I, с. 137-149.

Galenieks P. Jauni pētījumi par Tētelmīdes fosilo floru. Acta horti botanici Universitatis Latviensis Is. №1, Rīga, 1926. 7-10 lpp.

Kupffer K.R. Das glazialpflanzenlager von Tittelmünde. Korrespondenzblatt des Naturforscher-Vereins zu Riga. B. d. XLVI. Riga, 1903.

Kupffer K.R. Grundzüge der Pflanzengeographie des Ostbaltischen Gebietes. Riga, 1925. s. 224.

Stelle V. Driasa floras augu atliekas ķieģeļu fabrikas "Progress" apkārtnē pie Jelgavas. P. Stučkas LĻU Zinātniskie raksti 49. sēj. Bioloģijas zinātnes, 2. Botanica 1. Rīgā, 1963. a. 169-175 lpp.

Stelle V. Driasafloras augu atliekas ķieģeļu fabrikas "Spartaks" raktuvēs Ozolnieku apkārtnē. P. Stučkas LĻU zinātniskie raksti 49. sēj. Bioloģijas zinātnes, 2. Botanica 1. Rīgā, 1963. b. 177-183 lpp.

Veinbergs I. *Latvia. Acta. Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Ann.*

Quing. Cel. (in press).

М. Г. ВЕЙНБЕРГС
ВНИИМОРГЕО

О ФОРМИРОВАНИИ ЦИКЛОВЫХ ТЕРРАС НА
ПОБЕРЕЖЬЕ ЛАТВИИ

Под "цикловыми террасами" подразумевается береговые или морские террасы, которые прошли все стадии развития береговой зоны и в настоящее время характеризуются профилем, близким к профилю динамического равновесия. Это определение отличается от палеогеографического определения, данного "цикловым террасам" Ю. Ф. Чемяковым /1961/¹, но включает в себе лучшие принципы понимания цикличности развития побережья.

Обычно различают по крайней мере два основных типа прибрежно-морских образований - связанные с преобладающе трансгрессивными и преобладающе регрессивными этапами развития моря. В условиях регрессии моря при равномерном поднятии суши или падении уровня моря по А. С. Ионину, П. А. Каплину /1956; 1973/ и Б. А. Попова /1957/ образуются абразионные и аккумулятивные террасы. Абразионные террасы формируются в условиях значительных уклонов берегового откоса. "При равномерном падении уровня моря и прочих неизменных условиях происходит размыв коренного склона и изменение уклона дна, который в ходе абразионного процесса может быть столь малым, что поступающей энергии на единицу площади подводного склона будет недостаточно для его размыва. Участок подводного склона с минимальными уклонами при дальнейшем падении уровня должен практически мгновенно осушаться, а урез отодвинуться в сторону крутых уклонов, где вновь начнет формироваться

1. По определению Ю. Ф. Чемякова /1961/ "цикловыми террасами" считаются образования, "которые возникают на больших участках побережий вследствие одновременных изменений уровня моря /океана/, односторонне направленных и равных по масштабу /амплитуде/ в разных участках побережий, или вследствие одновременного и равного по масштабу / амплитуде/ изменения высотного положения континента или их крупных частей."

уступ террас /Каплин, 1973/".

При неизменных геологических условиях и условиях рельефа и при таком же характере колебаний уровня моря /или поверхности земли/ этот процесс может повторяться многократно, и в результате образуется целый ряд приподнятых абразионных террас, которые отличаются выработанными поперечными профилями.

Формирование аккумулятивных террас по А.С.Ионину и П.А.Каплину /1956; Каплин, 1973/ происходит в двух случаях. В первом оно осуществляется при поступлении материала с рядом расположенного участка абразии берега. Предполагается, что рост аккумулятивной террасы происходит до тех пор, пока продолжается интенсивный размыв абразионной площадки. После, вследствие дефицита наносов размыв начинается на мористом краю аккумулятивной террасы и здесь формируется абразионный уступ. Одновременно с выводом на поверхность абразионной террасы, на крутом участке берегового откоса, расположенном непосредственно мористее, опять начинается абразия. Поток наносов насыщается и у подножья абразионного уступа внутреннего края аккумулятивной террасы осуществляется формирование следующей ниже расположенной террасы.

Во втором случае аккумулятивные террасы образуются в береговой зоне на участках отмерших абразионных берегов при поперечном перемещении материала. В результате медленного поднятия побережья здесь возле отмершего клифа широкой абразионной террасы начинается накопление наносов, которые позже создают аккумулятивную террасу.

На поднимающихся отмелях аккумулятивных берегах с постоянной подачей материала со дна, по мнению указанных авторов, аккумулятивные террасы не образуются. Разновременные поверхности побережья в этих условиях плавно переходят одна в другую без какого-либо заметного перегиба.

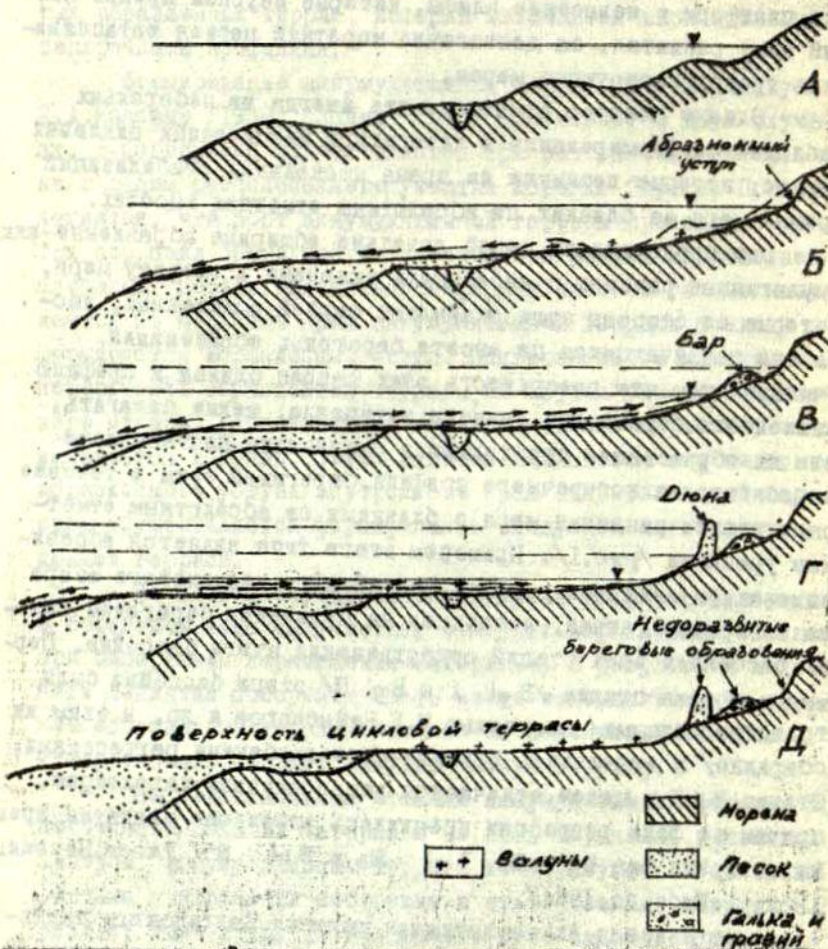
В условиях погружающихся побережий образование морских террас не происходит /по П.А.Каплину, 1973/.

Вместо них здесь происходит формирование спектра реликтовых аккумулятивных форм, в основном баров, темп перемещения которых в сторону суши был меньше скорости трансгрессии моря. Абразия на погружающихся побережьях, по мнению П.А.Каплина, формировала лишь отдельные элементы абразионных платформ и невысокие клифы, которые не успев пройти полный цикл развития, за достаточно короткий период затапливалась трансгрессирующим морем.

Однако следует отметить, что иногда на побережьях наблюдается формирование в литературе неописанных цикловых террас, которые возникли во время нескольких стабилизаций уровня моря на близких по абсолютным отметкам высотах.

Они представляют собой довольно обширные абразионно-аккумулятивные равнины с небольшими уклонами в сторону моря, которые со стороны суши окаймляют серией оближенных, несколько различающихся по высоте береговых образований. Учитывая то, что поверхность этих террас близка к профилю равновесия берега для данного материала, можно полагать, что их образование проходило в результате постепенного выработки поперечного профиля береговой зоны в течение ряда этапов развития моря с близкими по абсолютным отметкам уровнями /рис. I/. Примером этого типа является абразионно-аккумулятивная равнина Балтийского ледникового озера на побережье Дании, возникшая на подводном береговом склоне бассейнов всех стадий существования этого бассейна. Первая и вторая стадии /Vgl I и Vgl II/ этого бассейна были трансгрессивными / см. статью И.Г.Вейнберга и др. в этом же сборнике / и отделялись сравнительно глубокими регрессиями. Стадия Vgl III в целом отделяется регрессивным характером, причем на фоне регрессии проявлялись небольшие поднятия уровня во время фаз Vgl IIIa, Vgl IIIb и Vgl IIIc / Ульст, Берзинь, 1962; Вейнберг, 1964/.

Абразионно-аккумулятивная равнина Балтийского ледникового озера представляет собой исключительно выровненную поверхность, которая характеризуется шириной от первых до 40 км и наиболее приподнята /до 35-40м/ на севере Курземского полуострова. В направлении на юг и юго-восток максимальные отметки поверхности этой равнины постепенно убывают. Кроме



А-Исходное положение, Б- I стадия, В- II стадия, Г- III стадия, Д- сформированная цикловая терраса

Рис. I. Принципиальная схема формирования цикловых террас в условиях регрессивного характера стабилизаций уровня моря.

того, она имеет небольшие уклоны в сторону моря.

Абразионно-аккумулятивная равнина Балтийского ледникового озера характеризуется преобладающе абразионными и аккумулятивными участками. На юге побережья Балтийского моря между границей Литовской ССР и нас.п.Вергале она имеет ширину 2-5 км и несет следы интенсивного подводного размыва. В наиболее узких местах западнее оз.Папес, в районах Капседа, Медзе и Вергале бывший подводный береговой склон Балтийского ледникового озера выработан в морене последнего и более ранних оледенений /у пос.Капседа даже в доломитах/. На поверхности абразионных равнин встречаются скопления валунов и местами также маломощные покровы песков. Там, где равнина более широкая и пологая, преобладает ее аккумулятивные участки. Здесь она сложена разнородным песком мощностью до 3 м и более.

Севернее нас.п.Вергале - вплоть до нас.п.Вендзава, где равнина древнего подводного склона расширяется до 20 км, на мористой стороне у Сака, пос.Юркалне и Алсунга она несет небольшой мощности покровы песков; местами встречаются также покровы гравийных отложений. Основная часть абразионной равнины выработана в морене и лямногляциальных отложениях рисского оледенения.

Наиболее возвышенная внешняя часть равнины представлена аккумулятивными участками, характеризующимися песками, залегающими на лямногляциальных отложениях Априякского бассейна.

В северной части побережья Балтийского моря рассматриваемая абразионно-аккумулятивная равнина достигает максимальной ширины. Ее мористая часть на обширных площадях представлена абразионными участками, характеризующимися небольшими покрывами песков и скоплениями валунов на поверхности /н.п.Элкшине, Варпе, севернее Амели/. Равнина на этих участках выработана в песчаниках и глинах девонского возраста, а местами также в морене последнего оледенения. В районе нижнего течения р.Вента /участок Злекас-Вензава/ древний подводный склон Балтийского ледникового озера представлен песчаной равниной, подстилающейся глинами Вентско-Усмского приледникового бассейна. В отдельных местах пески перевеяны в дюны.

В сторону суши от только что описанных абразионных равнин располагаются четыре крупных поднятия рельефа /у нас. Попе, Пузе, Амели и Угале/, представляющие собой древние острова Балтийского ледникового озера. Южнее, в районе оз. Усмас бывшее дно Балтийского ледникового озера представлено равниной, сложенной песками /мощностью до 7 м/, перекрывающими ленточные глины. Северо-западнее оз. Усмас пески Балтийского ледникового озера отсутствуют, и здесь глины выходят прямо на поверхность. В пониженных участках аккумулятивной равнины развиваются крупные верховые болота.

В северной оконечности Курземского полуострова абразионно-аккумулятивная равнина имеет ширину лишь несколько километров. Здесь она представлена более значительно наклонной к морю площадкой местами со скоплениями валунов.

В пределах западного побережья Рижского залива вплоть до оз. Энгурес абразионно-аккумулятивная равнина выражена чередованием абразионных и аккумулятивных участков. Первые занимают довольно обширные районы между населенными пунктами Роя, Калтене и Яунпиемс и выработаны в морене последнего оледенения. Особенно интенсивный размыв дна Балтийского ледникового озера происходил на месте развития конечных морен, в настоящее время представляющих собой скопления валунов. Аккумулятивные участки равнины образуют толщи песчаных отложений мощностью до 5 м.

Между озерами Энгурес и Каниеру абразионно-аккумулятивная равнина резко сужается, она образована песками. Напротив вершин Рижского залива наблюдающийся в рельефе древний подводный склон Балтийского ледникового озера опять расширяется, достигая 35 км. Это аккумулятивная равнина с абсолютными отметками поверхности 5 - 18 м, сложенная песками мощностью в несколько метров. Последние залегают на глинах Земгальского приледникового бассейна. Лишь в районе г. Слока появляется участок абразионной равнины, выработанный в доломитах девонского возраста.

На восточном побережье Рижского залива древний подводный склон Балтийского ледникового озера в основном носит следы размыва. Абразионные равнины врезаны в моренные

отложения последнего оледенения, а в районе нас.п.Туя также в девонских глинах и песчанках. Покровы песков на поверхности равнины имеют небольшую мощность и ограниченное распространение.

Береговые образования различных стадий и фаз Балтийского ледникового озера: абразионные уступы, бары, косы, аккумулятивные террасы и другие /Тримбергс, 1957; Ulst's, 1961; Вейбергс, 1964/ в виде лестницы располагаются на сухопутном краю абразионно-аккумулятивной равнины и приподняты до 20 м над ее поверхностью.

По особенностям морфологии и строения береговых образований, сопряженных с цикловой террасой Балтийского ледникового озера /Вейбергс, 1964/, можно определить по крайней мере три основных этапа ее развития. Во время первого этапа, связанного со стадиями Bgl I и Bgl II, по-видимому, преобладали инвизирование основных неровностей террасы за счет абразии и накопления рыхлого материала. На берегах этих бассейнов преобладает абразия, приуроченная к крутым участкам берегового откоса. На участках берега с небольшими уклонами в продолжение абразионных участков береговые аккумулятивные формы, как правило, образовались редко. Абрадированный материал накапливался в низких горизонтах береговой зоны.

Второй этап начался общим понижением уровня Балтийского ледникового озера во время стадии Bgl III и характеризовался интенсивной подачей материала к берегу. В результате этого на берегах Bgl IIIa и Bgl IIIb во многих случаях образовались аккумулятивные формы путем поперечного, предельного и комплексного перемещения наносов, в результате этого значительно выпрямилась береговая линия.

Третий этап формирования цикловой террасы Балтийского ледникового озера, предшествовавший ее окончательному выходу на поверхность воды, проявляется в конце стадии Bgl IIIb, в фазе Bgl IIIc. Он характеризовался лишь слабой подачей материала в сторону суши и развитием на берегу процессов эоловой аккумуляции. Очевидно, на поверхности террасы иссякли запасы рыхлого материала, и более интенсивный размыв подводного берегового склона был затруднен из-за небольших глубин прибрежной зоны моря. На ее внешнем краю в основном формировались небольшие аккумулятив-

ные террасы и береговые донн. Участки абразии сократились до минимума и на значительных отрезках берегового откоса образование аккумулятивных форм не происходило.

Рассмотренные этапы, характерные для образования цикловой террасы Балтийского ледникового озера, наметились также в голоценовой истории формирования Латвийского побережья, начиная со времени анциловой стадии. Как цикловую террасу, находящуюся в заключительной стадии развития, можно рассматривать современный подводный береговой склон Балтийского моря и Рижского залива вместе с полесей развития скопления валунов.

Первый преимущественно абразивный этап развития голоценовой цикловой террасы Латвийского побережья, судя по всему, связывается с временем трансгрессии Анцилового озера и началом трансгрессивной фазы Lit a. В это время на древних мысах преобладала абразия, а в заливах аккумуляция материала была ослабленной. Второй этап формирования цикловой террасы сопряжен со второй половиной существования бассейна Lit a и характеризуется очень интенсивной подачей материала к берегу и образованием комплекса мощных песчаных береговых аккумулятивных форм.

Третий - этап постепенного ослабления береговых процессов, который начался во время фазы Lit b и продолжается в настоящее время. Современный берег отличается слабым развитием абразивных и аккумулятивных процессов.

Следует отметить, что выработка цикловой террасы Балтийского ледникового озера происходила в условиях интенсивного гляциостатического поднятия северной части побережья. В результате этого указанная терраса имеет значительный наклон в направлении с севера на юг. Сграницающие ее со стороны суши древние береговые линии образуют расходящийся к северу веер /рис.2/. На севере территория разнится высот между смежными разновозрастными береговыми линиями Балтийского ледникового озера составляет 4-6 м, а на юге они перекрывают друг друга или имеют разницу высот всего до 1-2 м. В данном случае интенсивное поднятие



Рис.2 Диаграмма береговых линий Балтийского ледникового озера в пределах Латвийской ССР /согласно Э.Ф.Гринбергу, 1957/.

земной поверхности не явилось препятствием для выработки цикловой террасы. Для того, чтобы это не происходило, должны были иметь место еще более интенсивные восходящие тектонические движения, которые до наступления следующего этапа трансгрессии подняли бы прежний подводный береговой склон на недостижимую для моря высоту. При таких обстоятельствах даже при равных по амплитуде колебаниях уровня моря существовали бы условия для формирования рассматриваемых цикловых террас, а во время каждой стабилизации уровня моря заложение морской террасы начиналось бы на новом месте.

При нисходящих тектонических движениях формирование рассматриваемого типа цикловых террас будет иметь место лишь тогда, когда в течение следующей трансгрессии моря и последующей стабилизации уровня моря созданная терраса еще окажется в сфере волнового воздействия. Если же более древняя терраса будет затопленной ниже сферы волнового воздействия, формирование новой террасы начнется на другом месте и момент унаследованности развития береговой зоны будет потерян.

Особую важность вопрос о генезисе цикловых террас приобретает с точки зрения сохранности прибрежно-морских образований. Как известно, такие элементы береговой зоны как береговые валы, бары, косы, пересыпи и т.п., приуроченные к сухопутной части цикловых террас не отличаются хорошей сохранностью. По литературным данным и нашим исследованиям они в основном наблюдаются на морских террасах возрастом первых десятков тысяч лет. Более древние морские террасы, главным образом, устанавливаются лишь по наличию выровненных поверхностей, в прошлом представляющих собой подводный береговой склон, покрытый более или менее мощным слоем прибрежно-морских осадков и толщами более поздних делювиальных осадков /Федоров, 1978 и др./. Обычно формирование соответствующего ряда морских террас связывают с одной длительной стабилизацией уровня моря на определенной высоте. Однако исходя из того, что нам известно по позднечетвертичному этапу развития побережий, очень длительные стабилизации уровня моря на одной высоте вряд ли были характерны и для более отдаленных геологических этапов. Не исключено, что формирование

цикловых террас рассмотренного типа в ряде случаев было характерно и раньше, но их определение затруднено лишь теми изменениями в их морфологии и осадочном покрове, которые внесла геологическая деятельность более поздних процессов.

В окончании следует отметить, что образование цикловых террас наподобие вышерассмотренным в значительной мере определено длительностью стабилизаций уровня моря на близких высотных интервалах и наличием устойчивых к размыву перед слагающих побережья. Наиболее благоприятными в этом отношении являются многократные более или менее длительные стабилизации уровня моря и рыхлые осадочные переды побережья. Маловероятно образование цикловых террас в условиях наличия стойких к размыву перед побережья и непродолжительных стабилизаций уровня моря на близких по абсолютным отметкам высотах.

В вышерассмотренных примерах цикловые террасы формируются в условиях, когда при каждой последующей стабилизации уровень моря находился несколько ниже, чем во время предыдущей. Возможна, по-видимому, также обратная высотная последовательность стабилизации уровня моря. В данном случае формирование цикловых террас должно происходить более медленно, поскольку члновое воздействие на дно (в связи с повышением уровня моря) ослабевает.

ЛИТЕРАТУРА

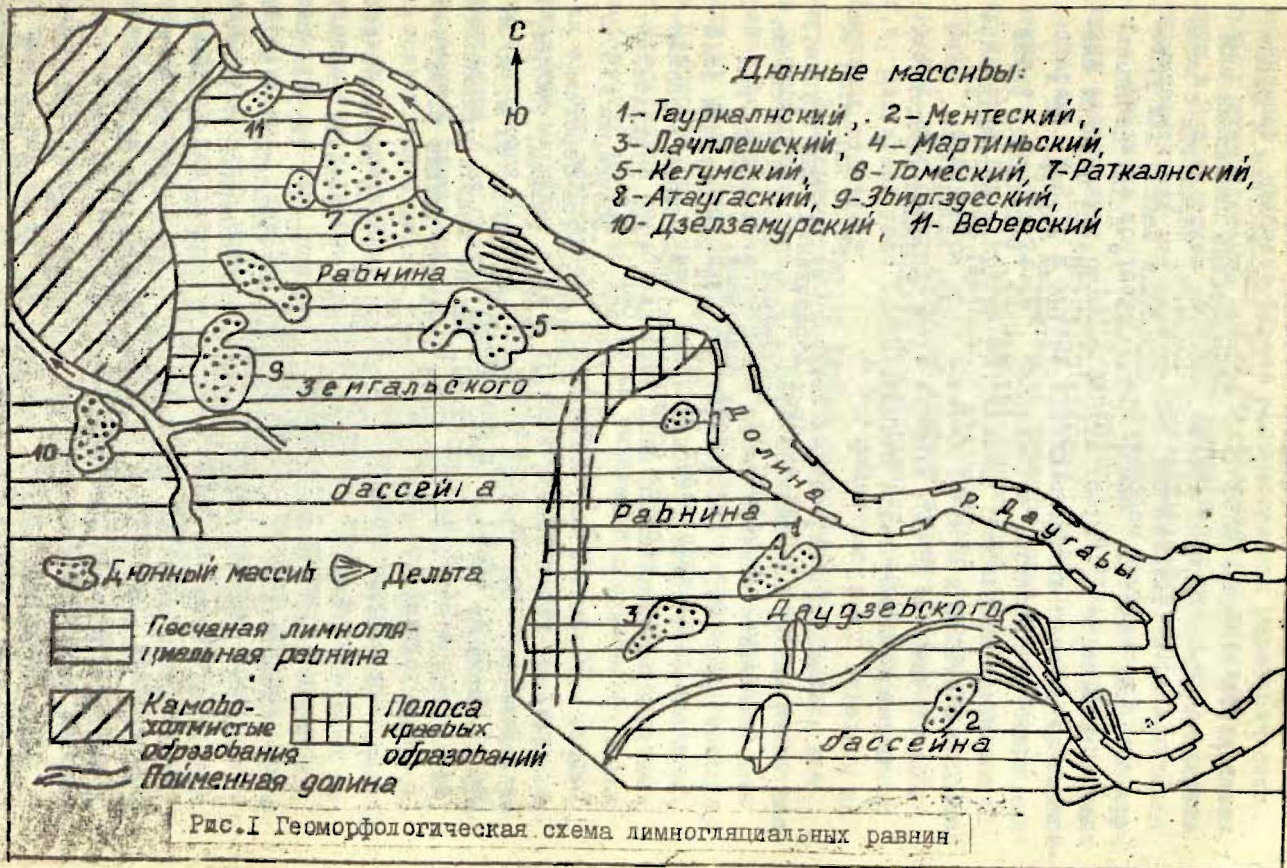
- Вейнберг И. Г. Морфология и динамика берегов Балтийского ледникового озера на побережье Латвийской ССР. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1964, вып. 3, с. 331-369.
- Грицберг Э. Ф. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Рига, 1957, с. 122.
- Ионин А. С., Каплин П. А. Особенности формирования марских террас. - Изв. АН СССР, Сер. геогр. 1966 № 5.
- Каплин П. А. Новейшая история побережья Мирового океана. М., 1973, 263 с.

- Попов Б.А. Опыт аналитического исследования процесса формирования морских террас. - Труды Океаногр. комиссии АН СССР, 1957, т.2.
- Удъст В.Г., Берзинь Л.Э. Мерзлотные деформации и их палеогеографическое значение. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии, Рига, 1962, ч. I, с. 153-174.
- Федоров П.В. Плейстоцен Пясе-Каспия. М., 1978. 166 с.
- Чемехов В.Ф. Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей СССР и северной части Тихого океана. - В кн.: Морские берега /Труды Ин-та геологии АН СССР, т.8/ Таллин, 1961.
- Udaste V. Pleistocēns. - Geol. Latvijas PSR ģeoloģija. Latv. PSR ZA rad. Rīga, 1961. 214-250. lpp.

Б.М. САПУТЕ
ВНИИМОРГЕО

**ФОРМИРОВАНИЕ МАТЕРИКОВЫХ ДОН НА
МЕЖДУРЕЧЬЕ ДАУГАВЫ И ЛИЕЛУПЕ**

Материковые дны как своеобразный тип рельефа в пределах республики не имеют широкого распространения. В виде отдельных полей и массивов они развиты преимущественно в Восточной и Средней Латвии и частично в Западной и Северной частях республики. Рассредоточенным расположением отличаются долины образования в пределах лимнегляциальных равнин Средне-Латвийской покатости на междуречье Даугавы и Лиелупе. Зеленые образования с перерывами здесь простираются на полосу левобережья Даугавы, начиная от верхьев р.Июцава /нас.п. Даудзева/ до пос.Балдоне на северо-западе, занимая равнины Даудзенского /абсолютные отметки 90-50м/ и Земгальского /абсолютные отметки 50-30 м/ приледниковых бассейнов. В рельефе полесы равнин с зелеными образованиями разграничена весьма слабо. На севере она обрывается широкими долинами Даугавы и Даугапе-Даудзевской системы /рис.1/, на западе подходит вплотную к Балдонско-Вецумпилекской полесе



камово-холмистых образований. На юге, юго-востоке к эоловому рельефу примыкают крупные заболоченные понижения или пологоволнистые лимногляциальные равнины, чередуясь с межязычковыми холмистыми массивами, моренными валами или угловыми камовыми плато /О.Аболтыньш, 1972/. По линии пос. Лиелварде, Валле, Вецумниекс равнина пересекается полосой слабо выраженных плоских краевых образований Линкувской и Плиеньской стадий последнего оледенения, отделяющих равнины Даудзевского и Земгальского бассейнов. Лимногляциальные равнины сложены тонкозернистыми песками, алевролитами, реже супесчано-глинистыми отложениями приледниковых бассейнов. Их мощности преимущественно 4-6 м.

Главной особенностью данной территории является отсутствие сплошного поля эоловых образований. Они группируются в отдельных небольших по занимаемой площади массивах, разбросанных слабо перевейанными равнинами, болотами или участками лимногляциальных равнин почти нетронутыми эоловыми процессами, местами осложненными береговыми образованиями /береговые и подводные валы, бары, реже абразионные уступы/. По данным Э.Гринберга /1966/, Г.Эберхарда /1972/ и других исследователей здесь предлеживают береговые линии Даудзевского /на абсолютных отметках 85-84м, 75-72м, 70 м, 65-64 м, 60-59 м/ и Земгальского /50 м, 45 м, 43 м, 35 м, 30 м и 24-25 м/ бассейнов. Они по высоте увязываются с позднеледниковыми террасами и дельтами долины р.Даугавы и Лауцеско-Даудзевской системы долин.

Типичный эолово-холмистый рельеф здесь занимает изолированные массивы площадью 12-20 км². В пределах равнины Даудзевского бассейна кроме наиболее крупного Тауркалско-го донного массива развиты Лачплешский, Ментеский и Мартиньский массивы /рис. I/. Выделяется более обширная территория Земгальского бассейна, где насчитывается шесть массивов /Кегумский, Томеский, Раткалнский, Атаугаский, Звиргздеский Дзедзамурский/ и ряд небольших изолированных скоплений эоловых образований.

Преобладают параболические донны. Реже встречаются продольные и поперечные валеобразные, местами развиты эолово-холмистые и бугристые образования без определенной

ориентации. Наиболее широко распространены параболические дюны с относительной высотой 8-12 м. Исключение составляет дюна в Змиргздеском массиве, высота которой 30-31 м является максимальной для материковых дюн Латвии.

Различна крутизна асимметричных склонов дюн. Так крутизна наветренных склонов обычно 10-14°, в отдельных случаях достигает 18-22°, в крутых противоположных склонов соответственно от 12-15° до 24-28°. Наблюдается определенная связь между высотой дюн и крутизной склонов. Наибольшей крутизной /24-28°/ отличаются дюны высотой 14-18 м и более, а на самой крупной дюне Змиргздеского массива /30-31 м/ даже 30-32°, т.е. достигает угол естественного откоса мелкозернистых песчаных отложений.

В большинстве массивов характерна группировка дюн в дюнные гряды /рис.2,4/. Реже наблюдаются вытянутые по направлению ветра кулисообразно расположенные отдельные дюны или их цепи. Последний тип группировки характерен Томескому и Ментескому массивам. Здесь наиболее крупные, высокие и крутосклонные параболические дюны расположены на восточных частях массивов /рис.3/.

Чем обусловлена группировка дюн в отдельные изолированные массивы, а не в крупные дюнные поля? Дюнные массивы выделяются плоским поднятием средней топографической поверхности / не считая высоту самих дюн/ по сравнению с прилегающими равнинами. Последнему соответствует приподнятый, плосковыпуклый цоколь лимногляциальных отложений. Следовательно, расположение дюнных массивов не случайное, оно предопределено наличием плоских поднятий, видимо, островов на лимногляциальной равнине. Подтверждением служат береговые образования, которыми эти острова часто объясняются. Ныне они сохранились главным образом вдоль северных; северовосточных или восточных частей бывших островов /рис.2-5/, не перевернутых и не погребенных под эоловыми отложениями. Означает ли это, что интенсивное дюнообразование здесь началось еще до времени существования Даудзевского и Земгалского бассейнов, трудно сказать. Вернее всего нет, ибо полученный геологический материал говорит совсем о другом. Однако во время существования Даудзевского и в частности

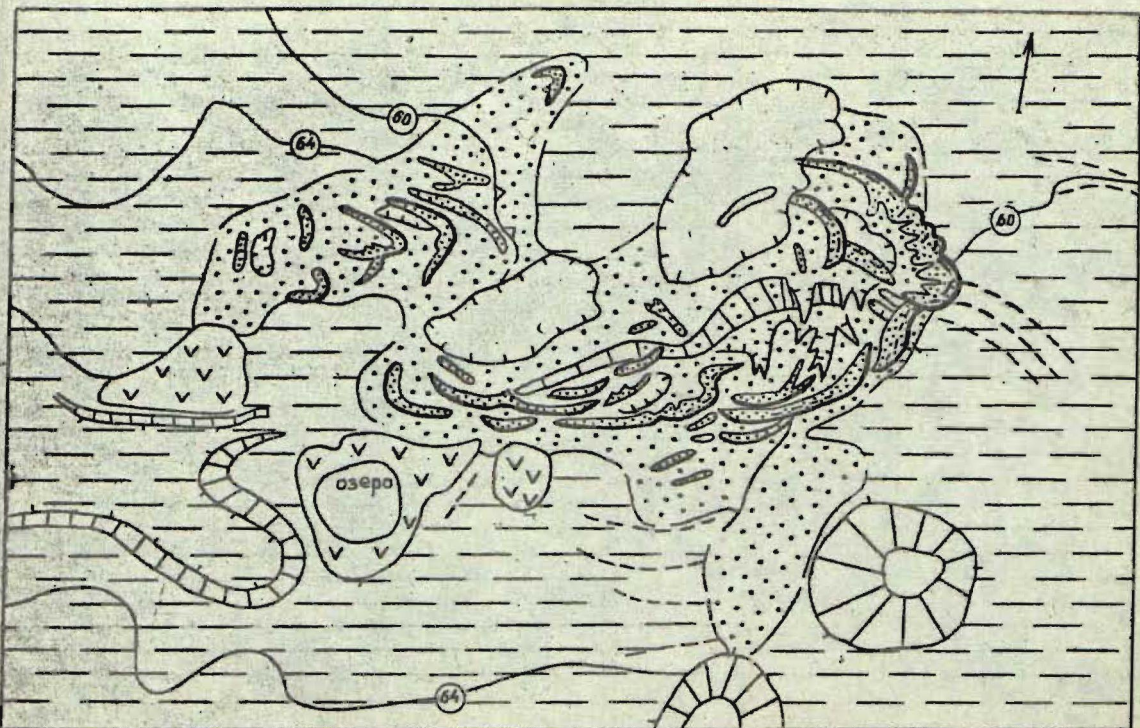


Рис.2. Схема рельефа Тауркалнского донного массива. Условные обозначения см. рис. 7.

в первых стадиях Земгальского бассейнов на плоских островах песчаные отложения по-видимому подвергались ооловой переработке. До настоящего времени в республике материковые дюны не исследовались. Поэтому время интенсивного дюнообразования оценивалось по-разному /А.Аунпутинь, 1960/. Отмечается, что формирование материковых дюн в Латвии происходило в субарктическое время /А.Аунпутинь, 1960/ или в бореале /И.Даниланс, 1960/. Одним из непосредственных критериев, позволяющих судить о разновозрастности дюн в различных массивах, развитых в пределах равнин Даудзевского и Земгальского бассейнов, являются определенные изменения преобладающих азимутов ориентировки дюн, т.е. изменения направления преобладающих ветров во время дюнообразования. Эти данные, полученные при анализе топокарт и по исследованиям на местности, изображены на рис.6. Из составленной диаграммы видно, что по мере передвижения от гипсометрически выше расположенных массивов Даудзевского бассейна на северо-запад на более низкие гипсометрические уровни равнин Земгальского бассейна, постепенно меняются преобладающее направление ветров от северо-западных /Тауркалский, Лачплешский массивы/ к западным /Кугумский, Темеский/, а позже переходящим в юго-западные. Таким образом на территории, простиравшейся на 70-80 км, можно проследить смену преобладающих ветров во времени против часовой стрелки. Однако анализ группировки дюн в отдельных массивах показывает, что после главного импульса дюнообразования в отдельных массивах эоловые процессы возобновились еще позже при других направлениях ветров, но они имели подчиненное значение. В таких случаях эоловой обработке обычно подвергалась лишь периферия донного массива /рис.2/.

Характерным дополнительным признаком, позволяющим судить о направлениях ветров во время образования дюн, является расположение и ориентация впадин, ложбин и желобов выдувания. Так в более древних дюнных массивах, сформировавшихся при преобладающих северо-западных ветрах /Даудзевский массив/ ложбины выдувания расположены к северо-западу от массивов, а борозды выдувания имеют четко выраженную северо-западную ориентацию /рис.2/. Подобное расположение дефляционных форм

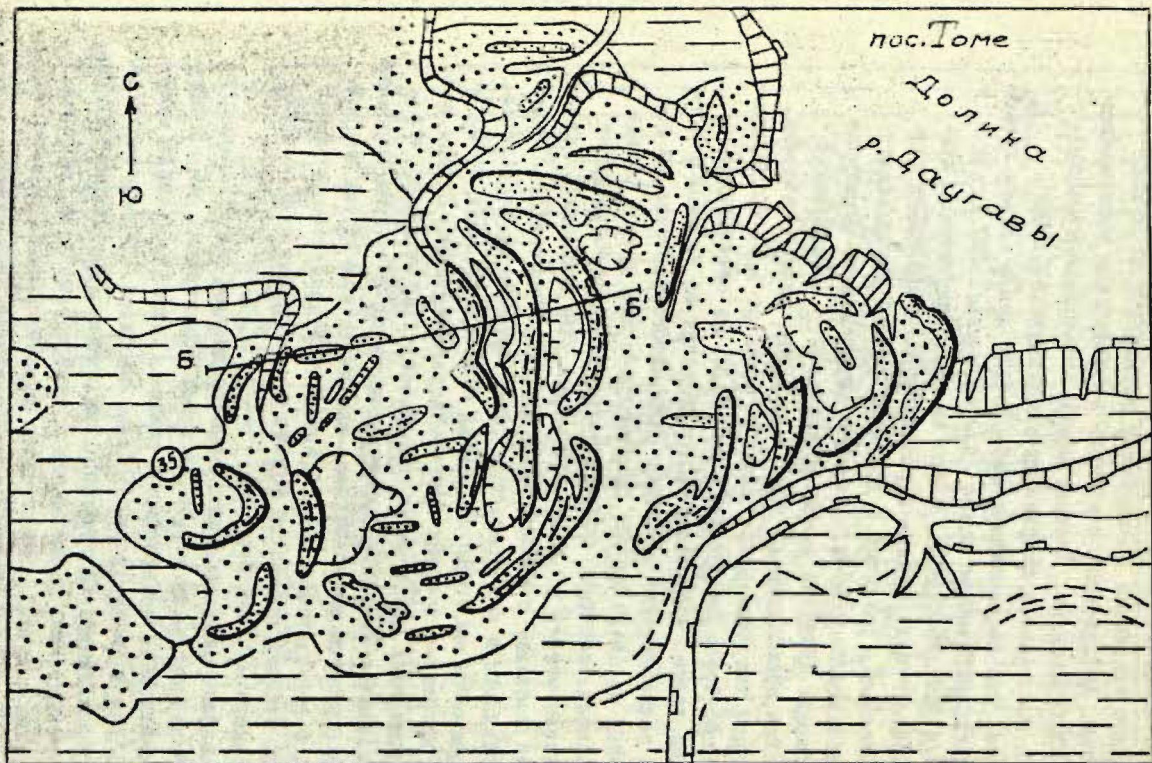


Рис.3. Схема рельефа Томесского донного массива. Условные обозначения см.рис.7

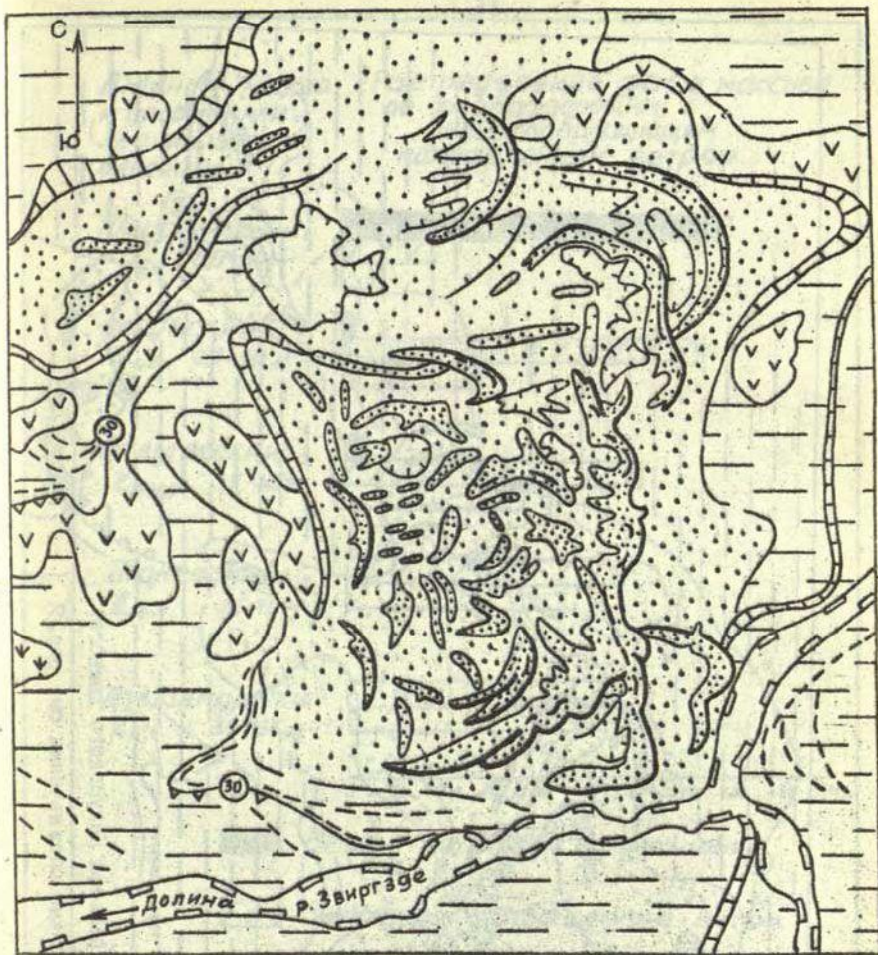
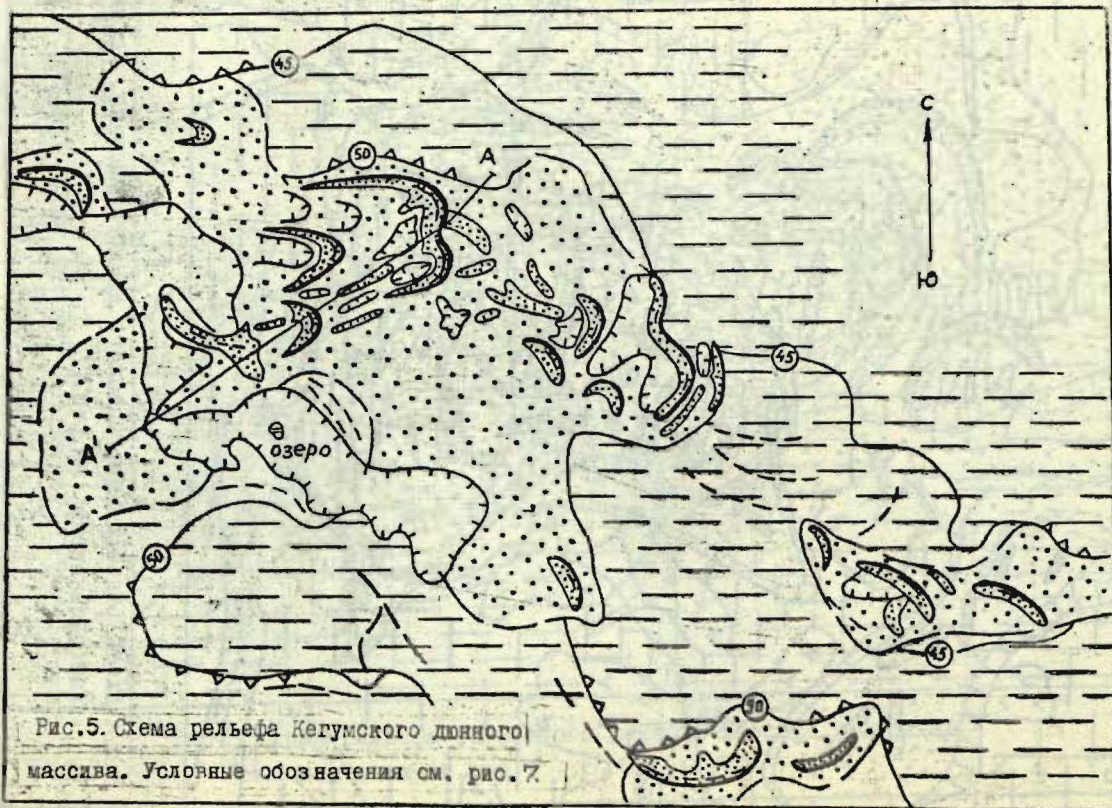


Рис. 4. Схема рельефа Звиргзедского донного массива. Условные обозначения см. рис. 7.



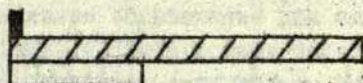
Дюнный массив
и уровень при-
ледникового
бассейна

Распределение дюн в массиве
по преобладающим
рельефообразующим
направлениям ветров

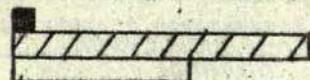
Ттауркальский
D_{5,6} 60-84 м



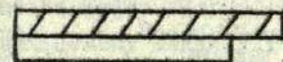
Кегумский
Z_{1,2} 45-50 м



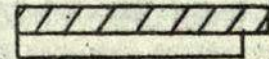
Атаугасский
Z_{3,4,5} 35-45 м



Ттомесский
Z₄₋₇ 25-40 м



Дзелзамурский
Z_{5,6} 30-35 м



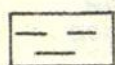
0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100%

■ Северо-западное направление
ветра

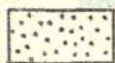
▨ Западное направление ветра

□ Юго-западное направление
ветра

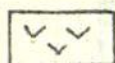
Рис. 6. Диаграмма изменения направления преобладающих ветров
во время дюнообразования.



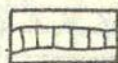
Лимногляциальная равнина



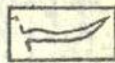
Волнистая золовая равнина, золово-бугристый рельеф



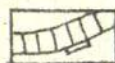
Болото



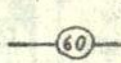
Склон



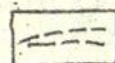
Овраг



Коренной склон долины



Береговая линия древнего бассейна



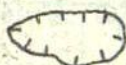
Береговые валы



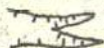
Крупные холмы



Параболические (а) и валлообразные (б) дюны с ассиметричными склонами



Дефляционные котловины



Борозды выдувания

Рис. 7. Условные обозначения к рис. 2, 3, 4, 5.

наблюдается на остальных массивах, сформировавшихся при западных ветрах /рис.3-5/.

В большинстве донных массивов, расположенных на равнине Земгальского бассейна под золотыми песками /средняя мощность, не считая мощности песка в донях 2-4м/ вскрыт маломощный /0,1-0,2 м, реже до 1 м/ слой пылеватых песков, супесей с значительной примесью органики, а местами торф /Кегумский, Атаугаский массивы/. Под последними залегают лимногляциальные отложения. Таким образом, можно считать установленным, что интенсивное образование дон здесь началось не во время существования Земгальского бассейна /на островах/, а позже, когда приледниковый водоем был спущен или сохранился в крайне малых масштабах /стадии Z_{VI} - Z_{VII} / в условиях сухого климата и значительно разреженной растительности.

Взятый из шурфа хересе разлежавшийся торф с глубины 2,20 м север-западнее оз.Каулу /Кегумский донный массив/ был подвергнут спорово-пыльцевому анализу и датирован на C_{14} в лаборатории Всесоюзного научно-исследовательского института морской геологии и геофизики /В.Векслер, В.Стелле, 1973/. Возраст торфа определен 10313 ± 230 лет /Rt -37/, Рис.8. Таким образом, имеющийся материал позволяет с достаточным обоснованием говорить, что интенсивное перевывание песчаных лимногляциальных отложений в районе Кегумского, Темеского, Атаугаского, Раткальского и Звиргздесского донных массивов началось в верхнедриасовое время, когда преобладающими были западные ветры. Окончательное образование волновых форм здесь завершилось несколько позже, когда господствующее направление получили юго-западные ветры.

В пользу формирования дон Темеского и Раткальского массивов после спуска Земгальского бассейна свидетельствует и тот факт, что параболоческие доня, сгруппированные кулисобразно или в цепя, по керенному склону широкой долины р.Даугавы у и.п.Теме надвигались на поверхность надпойменных террас /рис.3/, которые по высоте уязвлялись в береговых линиях последних стадий Земгальского бассейна. На составленных геолого-геоморфологических профилях видно, что волновой параболоческой была подвергнута преимущественно при-

поднятые участки равнины или участки местности, где вырывается пологий склон на запад, северо-запад. Характерно, что крупные донные скопления обычно не приурочены к наиболее высоко приподнятой части лямногляциального цоколя, а группируются за или перед "островами"/рис.8. - В приложении/.

Ручным бурением, выполненным не только на дефляционных котловинах, но и на вершинах дон глубиной до 4-6 метров, в отличие от результатов польских исследователей /K. Rotnicki, K. Tobolski, 1969/ не были установлены следы вторичного перевезания дон в историческое время. Не удалось установить четких признаков погребенных почв или почвенных горизонтов на вершинах и склонах дон.

ЛИТЕРАТУРА

- Аболтыньш О.П. Маргинальные образования Средне-Латвийской покатости и их корреляция с Линкувской /северо-литовской вечной мерзлой. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии, Рига, 1970, с.95-107.
- Эберхардс Г.Я. Строение и развитие долины бассейна реки Даугава. Рига, 1972. 130 с.
- Rotnicki K., Tobolski K. Pazi dzialalnosci procesow wydmotworczych. В кн.: Procesy i formu wydmowe w Polsce, Prace geograficzne Nr.35, Warszawa, 1969, s. 239-247.
- Darilāns I. Pleistocēna nogulumi. Grām.: Latvijas PSR geologija. Rīga, 1960, 114-193 lpp.
- Jaunputniņš A. Reljefs. Grām.: Latvijas PSR geologija. Rīga, 1960, 194-214 lpp.

Г.Я.ЭБЕРХАРДС, А.Э.ЛАЦИС

ЛГУ им.П.Стучки

ПЛАНОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ РУСЛА РЕКИ ГАУИ В
ПРЕДЕЛАХ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА ЗА ПОСЛЕДНИЕ
50 ЛЕТ

Изучение и количественная оценка современных эрозивно-аккумулятивных процессов требует применения комплекс-

ных полевых рекогносцировочных, эталонных и камеральных методов. В целях выявления основных тенденций и интенсивности горизонтальных деформаций русла реки Гауэ в пределах выбранного эталонного участка от устья р.Кмара до нас.п.Ичучалис, был проанализирован первичный топографический материал съемки реки разных лет, материал аэрофотосъемки и данные полевых исследований 1977-78 гг. Сопоставление этих материалов позволило определить количественные изменения морфометрических параметров излучия реки, выявить величину площадного смыва и средние скорости смещения излучия. Кроме того изучалась динамика изменения островов.

На исследованном участке протяженностью около 93 км террасированная долина Гауэ совпадает с древней погребенной долиной глубоко врезанной в коренные породы /О.Аболтныш, 1971/. Ее ширина меняется в пределах от 0,8 до 2,5 км, составляя в среднем 1-1,5 км. Глубина долины в начале участка 20-35 м, а вниз по течению она постепенно возрастает, достигая у г.Сигулда 80-85 м. В низовьях участка глубина опять уменьшается до 20-30 м. Склоны долины в начале и в низовьях участка преимущественно просты и пологие, а по мере возрастания глубины долины /г.Цесис-г.Сигулда/ ее склоны становятся более крутыми /до 20-35^о/, местами обрывистыми и сильно расчленяются оврагами, где вскрываются пестроцветные песчаники, алевролиты и глины /О.Аболтныш, 1971/. Если на верхнем отрезке в долине кроме поймы и I террасы значительные просторства еще занимают более высокие террасы, особенно III и II, то ниже пос.Лигатне почти все дно долины уже занято поймой и I террасой.

Весь эталонный участок р.Гауэ неоднороден. По характеру и интенсивности современных русловых процессов и морфологии русла он может быть подразделен на три различных отрезка:

- 1) устье р.Кмара - устье р.Ракступите - 42,5 км, средний уклон - 0,15 м/км,
- 2) устье р.Ракступите - устье р.Брасла - 19,5 км, средний уклон 0,33 м/км,
- 3) устье р.Брасла - пос.Ичучалис - 31 км, средний уклон 0,19 м/км.

Первый и третий отрезки реки отличаются в среднем выравненным продольным профилем и развитием свободного и ограниченного меандрирования. На среднем отрезке, который выделяется возрастанием уклонов, наличием ряда порожистых участков, русло Гауи врезается в моренные отложения, а на отрезке между устьем р.Амата и р.Скальупе, при некотором смещении современного русла р.Гауи вправо от древней погребенной долины, она врезана в девонские песчаники. Здесь развиты преимущественно фиксированные или врезанные излучины, реже свободно перемещающиеся.

Сопоставление картографического материала показало, насколько подвижными или стационарными были излучины на всех отмеченных отрезках /таблица I/.

Таблица I

Распределение генетических типов излучин.

Отрезок реки	Протя- жен- ность в км	Код- во излу- чин	Генетические типы излучин					
			Свободные	Адаптирован- ные /сколь- зящие/	Фиксирован- ные /врезан- ные/			
			Всего! %	Всего ! %	Всего! %			
Ормара-Ракот- уците	39	27	42,5	70	12	30	-	-
Ракотупите-Брасла	25	6	19,5	24	6	24	13	52
Брасла-Иичу- калис	33	16	31,0	48,5	16	48,5	1	3

Из таблицы видно, что на всех отрезках от 30 до 70% всех излучин упираются в коренные цоколи высоких террас или коренные склоны долины. Словом, на изученном участке ширина пояса меандрирования больше ширины современного дна долины р.Гауи, что было отмечено и описано О.Аболтыньшем /1971/. Это обусловлено в целом выравненным продольным профилем р. Гауи и незначительными уклонами. В связи с этим изменяются плановые очертания излучин, приобретая как бы сплюснутую, коробчатую форму /скользящие, фиксированные или врезанные излучины/.

Безусловно, постоянное присутствие на всем участке долины, отмеченного ограничивающего фактора оказывает су-

щественное влияние на характер и скорость смещения и деформации излучин. Характерно, что более чем за 50 лет на всем участке реки не установлено ни одного случая естественного спрямления излучин. Почти не изменилась длина реки, хотя абсолютное большинство излучин претерпели весьма существенные изменения длины, радиуса, шага излучин, произошло их смещение как вниз по долине, так и направо или влево относительно оси пояса меандрирования. На прямых отрезках возникли новые излучины. Средние расчетные данные о динамике излучин по выделенным отрезкам долины приведены в таблице 2.

Таблица 2
Смещение излучин р. Гауи за период
с 1927 по 1968 гг.

Участок реки	Смещение вниз по долине							Боковое смещение					
	Общее количество излучин	Общее количество смещавшихся излучин		Стабильные излучины		Максимальное суммарное смещение в м	Максимальное среднее м в год	Среднее м в год	Общее количество излучин		Максимальное суммарное смещение м	Максимальное среднее м в год	Среднее м в год
		в т.ч. из всех излучин (%)	Всего	%	в т.ч. % от всех излучин				в т.ч. % от всех излучин				
Юмара-Ракст-ушите	42	18	42	4	95	440	11.0-7.0	1.5-2.5	21	50	200	5.0	1.6-2.5
Ракст-ушите-Брасла	23	10	43	11	47	150	4-3.8	1.2-1.6	7	30	240	6.0	0.9-1.4
Брасла-Ивчу-излис	33	23	70	8	24	410	10.0-7.0	2.0-3.5	15	63	240	6.4	1.5-2.5

Из таблицы видно, что наиболее динамичными являются I и III отрезки, где средние уклоны русла реки составляют соответственно 0,15 и 0,19 м/км. Так на Кмарско-Ракстунитском отрезке вниз по долине смещалось 42% из всех излучин, в том числе 63% из них и в сторону от оси пояса меандрирования. Преобладающая часть из этих излучин за 41-35 лет перемещалась вниз по течению на 50-150 м, максимум 440 м. Примерно такова и суммарная величина бокового смещения, а максимальная в двое меньше /влияние ограничивающих факторов/. Наибольшей мобильностью выделяется участок реки от устья р.Брасла до нас.п.Иичукалнс, где интенсивное сползание вниз по долине и боковое смещение испытало соответственно 70 и 63% всех излучин. Большая подвижность излучин на этом отрезке по сравнению с первым определена не только возрастанием объема жидкого и твердого стока, но также некоторым расширением самой долины, что снижает роль ограничивающих меандрирование факторов.

Второй Ракстунитско-Браслянский отрезок Гаум отличается не только уменьшением количества смещающихся вниз по долине /43%/ и в сторону от оси пояса меандрирования /30%/ излучин, но и гораздо меньшими скоростями горизонтальных плановых деформаций /таблица 2/. Так врезанные и фиксированные излучины достигают здесь 47% /на I отрезке 24%/, почти вдвое меньше средней скорости смещения излучин. Обусловлено это невыровненным, ступенчатым, продольным профилем с отдельными порожистыми отрезками /особенно между устьями р.р.Амата и Скальпите/, где русло реки врезается в девонские песчаники и моренные суглинки. Наличие здесь локального базиса эрозии определило проявление преимущественно глубинной эрозии в сочетании с боковым врезанием на отрезках с выровненным продольным профилем. На этом отрезке вершины многих иногда коленачато-изогнутых излучин упираются /или врезаны/ в коренные склоны или цоколя высоких террас, сложенных песчаниками, образуя известные утесы Кюкю, Нару, Гуду и др., что существенно ограничивает интенсивность плановых деформаций излучин. Отметим, что на втором отрезке средние скорости смещения меандр вдвое меньше, а каждая вторая излучина в течение более 40 лет сохранила почти стационарное по-

лоение, в то время как на Юмарско-Ракстунтском отрезке таких излучин было менее 10%.

В целом на всем участке реки от устья р. Юмара до нас. п. Иичукалис, как и следовало ожидать, наиболее интенсивные плановые деформации претерпели свободные излучины, а фиксированные частично медленно сползли вниз вдоль высоких коренных склонов и утесов пещаника на цоколях высших террас.

Однако вычисленные и обобщенные в таблице 2 данные дают лишь средние арифметические, а не действительные величины скоростей плановых деформаций излучин за отдельные годы, в зависимости от уровня режима за навигационный сезон, руслообразующих расходов воды, степени развитости и генетического типа самой излучины.

Добавим, что на р. Гауе основные деформации русла и разрушение берегов происходит при руслообразующих расходах весенних паводков, когда вода не выходит на поверхность основных сегментов поймы. Анализ уровня режима и стока за последние десятилетия показывает, что реке присущ циклический характер смены фаз водности с высокими и низкими уровнями во время паводков. Продолжительность гидрологических циклов 26-27 лет /Д. Глазачева, 1977/. Во время минимума цикла, даже при максимальных уровнях паводков, заливается лишь прирусловая отмель и часть низкой /1,5-2м/ молодой поймы. Следовательно, размыв берегов и интенсивность плановых деформаций излучин несут циклический характер, что обусловлено также изменением количества поступающих в русло Гауи с водосборной площади взвешенных и влекомых наносов. По крайней мере за последние десятилетия, судя по измерениям, максимум твердого стока /створ г. Валмиера/ наблюдается примерно через 9 лет.

Чтобы установить характер и скорости плановых деформаций в зависимости от морфологии и стадии развития излучины, характера слагающих пойму и I надпойменную террасу отложений, растительности и уровня режима, с 1977 года нами ведутся эталонные исследования с ежегодной повторной инструментальной съемкой 23-х интенсивно развивающихся излучин. В период с 1977 по 1978 годы, отличающиеся

высокими весенними и даже летне-осенними /1976/ паводками, установлено, что общая протяженность подмываемых участков излучин в пределах национального парка составляет 33,6 км, с протяженностью фронта размыва в излучине обычно до 200-400 м. Интенсивность размыва берегов различна и по выделенным трем отрезкам распределяется следующим образом:

Отрезок реки	Протяжен- ность обе- их бере- гов русла км	Протяженность фронта размыва			В т.ч. интенсивность размыва		
		общая км	%				
				км	л	%	
р.Кмара-г.Цесис	75,3	14,8	19,0	11,7		15,0	
г.Цесис-р.Брасла	50,6	5,9	11,6	4,6		9,2	
р.Брасла-нас.п. Иччукалис	59,7	12,9	21,6	8,5		14,2	

По данным повторной инструментальной съемки излучин средняя скорость размыва на интенсивно развивающихся излу-чьянах за 1977-78 гг. колеблется от 1 до 2,5 м, а максималь-ная до 5-8м /на отдельных отрезках фронта размыва/.

Сопоставляя картографический материал о современных полосах размыва с данными суммарных плановых деформаций 1927 года, в более чем 90% случаев наблюдается прямое совпа-дение одних и тех же излучин. Следовательно, современное территориальное распределение размываемых берегов русла р.Гауи в основном сохраняется постоянным за весь 50-летний период, т.е. имеет унаследованный характер.

Согласно выполненным расчетам за период с 1927 по 1968 год в пределах национального парка на более чем 60 участках берега уничтожена рекой площадь поймы и террас, покрытая лесом, кустарником и занятая сельскохозяйственными угодьями, составляла 246 га, что равно примерно 6,5 га в год О.Аболтныш /1969,1971/, детально изучавший морфогенез долины и особенности строения и формирования аллювия, пришел к выводу, что р.Гауе на последнем этапе развития характерно медленное диагональное врезание. Однако для выя-вления современных тенденций эрозивно-аккумулятивных русле-ных процессов согласно нынешним представлениям следует под-твердить високоточными геодезическими работами, выполнить

расчеты баланса наносов по створам гидрестов /к сожалению, количество створов недостаточное/, комплексный анализ уровня режима и изменения средних и максимальных глубин на плесах и абсолютных высот дна, проводить изучение динамики островов. В настоящее время представляется возможным проанализировать лишь динамику островов. Сопоставляя распределение и площади островов по отдельным участкам /состояние на 1927, 1953, 1964-68 и 1977 гг./ вырисовываются общие тенденции динамики островов за последние 50 лет. Представляется, что изменения их количества и площадей подчинены циклическим колебаниям водности р. Гауи. Так на 1952-53 годы по сравнению с 1927 годом, количество островов резко снизилось в 2-3 раза, в свою очередь за последующие 12-15 лет на всех отрезках реки количество островов опять возросло в двое-трое /таблица 3/. Только за последнее десятилетие общее их количество практически мало изменилось, хотя рекой были смыты 6 и заново возникли 4 острова. Из 18 островов, сохранившихся на прежних местах, у 30% возросла их площадь, в более 52% островов не претерпели более или менее установленных изменений. Более 50% всех сохранившихся от 1964-68 гг. островов на Браславо-Инчукальском участке возросли по площади, остальные сохранились в мало измененном виде. Если сопоставить эти данные с гидрологическими циклами водности реки, то можно установить весьма определенную связь. По-видимому интенсивное образование новых островов /типа осередков и побочней/ и возрастание размеров существующих, происходит в конце второй половины фазы повышенной водности и прерывается в фазу минимума /малой водности/, что вызывается преобладанием аккумуляции над транзитом наносов и уменьшением средних глубин русла. После фазы минимума водности и низких уровней во время весенних паводков с началом фазы повышенной водности и резкими колебаниями уровней /1977-78 гг./, еще несколько лет острова мало изменяются. И только позже, по мере приспособления русла к новому режиму и расходам воды, начинается интенсивный размыв островов. Подобные условия по всей вероятности создаются во второй половине фазы максимума водности. Кроме того, как показывает анализ динамики островов по отдельным отрезкам, интенсив-

ность цикличности эрозивных и аккумулятивных процессов постепенно смещается вниз по реке, что по всей вероятности связано с изменением количества поступающего в русло Гауи песчано-алевритистого материала, отмеченного ранее в статье.

Таким образом, вряд ли динамику островов р.Гауи можно использовать в качестве критериев, позволяющих судить о направленности речных геологических процессов в целом, ибо они в основном подчинены циклическим изменениям водности, уровня режима и стока наносов.

Таблица 3

Изменения островов реки Гауи
/1927-1977гг./

Отрезок реки	Количество островов				Изменения островов			
	1927г.	1952-53гг.	1964-68гг.	1977г.	1927-1978гг.	Уничтожены 1927-1977гг.	Образовались новые 1927-1977гг.	
Имара-Ракступите	15	4/27%	8	24	25	+10	7	18
Ракступите-Брасла	14	8/57%	9	13	14	+0	8	6
Брасла-Ипчукално	26	8/30%	8	16	17	-9.	13	13
В с е г о	55	20/36%	25	53	56	+1	26	30

ЛИТЕРАТУРА

- Аболтиньш О.П. Типы аллювия голоценовых террас долины р.Гауи. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1969, вып.4, с.121-140.
- Аболтиньш О.П. Развитие долины реки Гауи. Рига, Зинатне, 1971, 105 с.
- Глазачева Л.И. Циклическость природных процессов и колебания водности рек и озер. Рига, 1977. 49с.

И.С. ПРОБОКС

Латвийский государственный университет

К ВОПРОСУ О ПЕРЕФОРМИРОВАНИИ БЕРЕГОВ
РИЖСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

В предлагаемой статье рассмотрены вопросы переформирования берегов водохранилища Рижской ГЭС за первые годы его образования /1975-78гг. /, исследования которых ведет географический факультет Латвийского государственного университета.

Известно, что на переформирование берегов вновь созданных водохранилищ влияет две главные группы факторов. В ходе исследования на крупном Волгоградском водохранилище, И.Лубенко выделял группы активных и пассивных факторов, взаимодействие которых определяет интенсивность и тенденция развития процесса переформирования. Группа пассивных факторов включает геологические, морфологические, физико-географические и инженерно-геологические моменты, а группа активных факторов - гидрологические процессы, деятельность ветровых волн.

Воздействие человека на одну или другую группу факторов может изменить их взаимосвязь и интенсивность. Главная задача при исследовании формирования берегов заключается не только в систематическом установлении морфогенеза, но и в том, чтобы правильно определить /прогнозировать/ скорость и характер переформирования на определенный или окончательный этап развития.

Рижское водохранилище относится к числу небольших и поэтому процесс переформирования берегов имеет некоторые отличия по сравнению с крупными водохранилищами равнинных районов СССР. [REDACTED]

[REDACTED]. Его глубина достигает всего 15-20 м, площадь акватории 42 км², а максимальная ширина до 2 км. Водохранилище образовалось при затоплении долины Даугавы. На ее береговых склонах вскрываются девонские породы /доломиты, доломитовые мергели и др./ и четвертичные породы /меренные суглинки, лимногляциальные пески, аллюви-

ты и флювиогляциальные отложения/. Общая мощность рыхлых четвертичных отложений достигает 10-20 м.

Правый берег, за исключением небольшого участка у пос. Саулкалне, искусственно укреплен дамбой или сложен твердыми коренными породами и переработке фактически не подвергается. Однако левый берег водохранилища, представленный на протяжении нескольких километров высоким коренным склоном долины Даугавы, отличается сложным геологическим строением и морфологией. Здесь участки, сложенные исключительно моренными суглинками, чередуются с участками со сложным геологическим разрезом /пески, алевриты, моренные суглинки, коренные породы./ Поэтому в качестве эталонного участка избран именно участок левого берега протяженностью 4 км от хут. "Малинеки" до Даугмалского городища, где формируются различные морфогенетические типы берега.

Обобщая материалы наблюдений и инструментальных съемок первых трех лет, вырисовываются главные тенденции развития - формирование профиля равновесия. Этому процессу способствуют и одновременно препятствуют взаимодействие обеих групп действующих на первичный берег факторов. Четко вырисовывается зависимость скорости формирования подводного склона, пляжа и следовательно, переформирования берега, в зависимости от геологического строения и морфологии коренного берега долины. Особое значение имеет экспозиция берегового склона относительно господствующих направлений ветра.

Судя по полевым наблюдениям, можно предположить, что на участках невысоких берегов, сложенных моренными суглинками, с большим количеством валунов и крупной гальки, профиль равновесия не будет выработан в ближайшие годы или это займет весьма продолжительное время. В первоначальный период процесс переформирования здесь протекал весьма интенсивно. Ветровые волны вымывали ниши, образовались выступы и мысы, которые обрушивались и размывались. Абрадированный материал формировал подводный склон, возникла узкая полоса пляжа. В 1978 году при обследовании участков берега, сложенного моренными суглинками, на надводной части пляжа, примыкающего к абразионному уступу, образовался как бы экранизирующий волновую деятельность слой валунов, гальки и крупно-

го. гравия. Ширина пляжа достигла 3-5 м с уклоном поверхности 5-6°.

Нужны экстремальные природные условия для того, чтобы ветровые волны могли возобновить свою деятельность.

Еще более медленно проходит процесс переформирования тех берегов, которые сложены коренными породами-деломмитами. Отступление такого берега в течение года составляет в среднем не более 10-15 см, и практически в таких местах профиль равновесия подводной части прибрежной зоны совсем не формируется.

Наиболее интенсивно процесс переформирования протекает на песчаных и сложно-построенных высоких берегах. Даже небольшие ветровые волны при нормальном уровне воды в водохранилище оказывают заметное влияние на разрушение склона. Слабая связь между частицами позволяет волнам легко перемещать береговой материал и аккумулировать его на подводной части склона. Но процесс выработки профиля равновесия занимает определенный период времени. Так на водохранилище Рижской ГЭС за период 1975-1978 годы у песчаных берегов образовалась подводная отмель шириной 14-15 м. У такого типа берегов пляж слабо выражен и начинает выработываться после полного образования профиля равновесия. Одновременно с ветровыми волнами на береговой склон свое воздействие оказывает ветер, особенно в верхней части склона, где в результате выдувания образуются козырьки, которые в дальнейшем оползают в воду.

Более сложны процессы переформирования у высоких относительно пологих берегов /участок за Даугмалским замком/, на склоне которых вскрываются грунтовые воды. После установления проектного подпорного уровня, выход грунтовых вод оказался на непосредственной близости от уреза воды в водохранилище. Четвертичные отложения, содержащие грунтовые воды, залегают в коренных породах. При непостоянном уровне воды /режим работы ГЭС/ перенасыщенный влагой слой песчано-алевритовых отложений содержащих грунтовые воды теряет свойства внутреннего сцепления и увеличивая фильтрационные давление на склон, рождает оползень. Особенно интенсивно процесс протекает в алевритах, глинистых и песчаных отложениях.

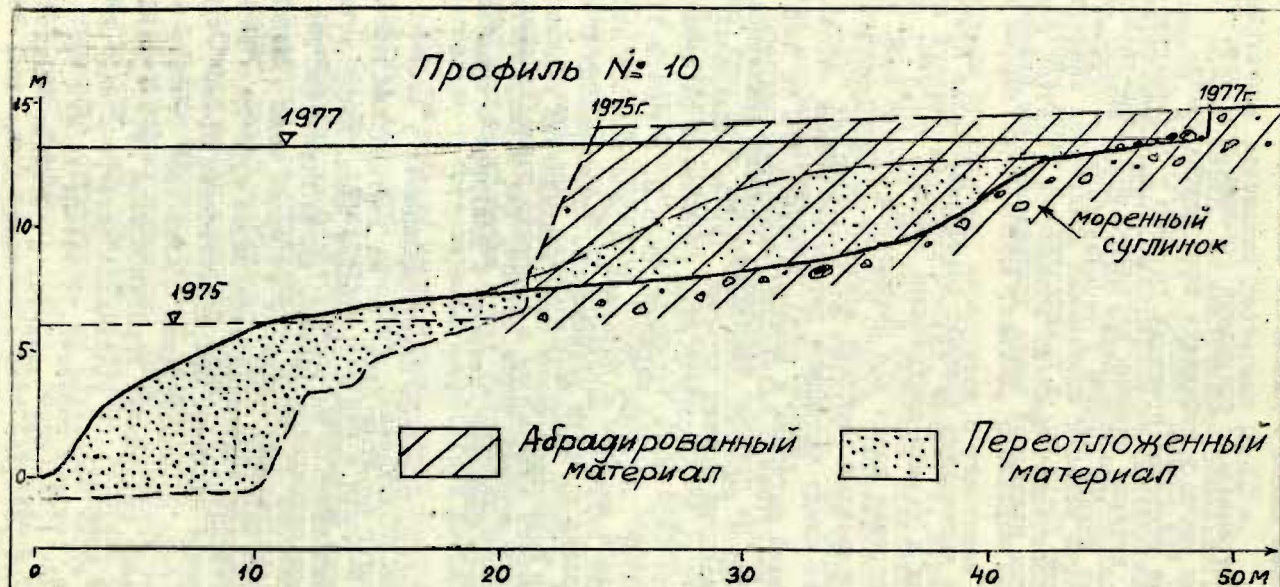


Рис. 1. Переформирование берега Рижского водохранилища (1975-77гг.) в районе Даугмале

Анализируя суммарное отступление берегов различного типа, вырисовывается общая закономерность: самое интенсивное отступление берегов наблюдается во втором и третьем году.

При строительстве каждого нового водохранилища начинается деформации и переформирование первичных берегов. Собранный в течение ряда лет материал и наблюдения за изменениями поперечных профилей берегов водохранилищ Даугавского каскада, позволили произвести прогнозирование отступления берегов на Рижском водохранилище. Особое внимание следует обратить на правильную методику расчетов. Так на профиле № 10 конечное установление берега должно было определяться в пределах 4-5 м от существующего берега. Но наблюдения 1977 г. опровергли расчет. Берег за один год отступил на 15 м /рис.1/. Главная ошибка была в одностороннем ведении подсчета /деятельность пассивных факторов/, а величины активных факторов не были увязаны с величинами пассивных факторов. Данный подход мог удовлетворять прогнозирование сползневых явлений, что подтверждено в работах А.Г.Емельянова /1959г/. В настоящее время применяется метод А.Е.Кондратьева /1960,1976/.

Волны, ударяясь об берег, размывают его и материал укладывает на подводной отмели. Поэтому одним из факторов, регулирующих разрушение берега, является отмель, ее ширина и высота водяного столба на внешнем крае. Правильно построенная отмель гасит энергию ветровых волн и разрушение берега прекращается. При ведении расчетов прогнозирования времени до полного выработывания профиля равновесия необходимо определить:

- Н - высоту водяного столба на внешнем крае отмели.
- В - ширину береговой подводной отмели.
- B_n и B_{n+1} - ширина отмели в начале и конце промежутка времени.
- Н - расчетная энергия мощности волн.
- ω - приращение объема разрушения берега к приращению береговой отмели.
- Е - коэффициент сопротивляемости передн.

Если знаем, какая ширина отмели образуется в период времени $-t$, то возможно высчитать, какой период времени необходим для образования ширины отмели от v_n до v_{n+1}

$$t = \frac{E \cdot v_n}{N} \cdot \ln \frac{v - b_n}{v - b_{n+1}}$$

Рассмотренная теоретическая часть расчетов прогнозирования переформирования берегов была взята за основу при прогнозировании образования новых берегов водохранилища Рижской ГЭС. Для сравнительного анализа использованы материалы натуральных наблюдений на Шлявинской ГЭС /Г. Эберхардс, 1980, рис. 2, 3/. Величины: направлений и силы ветра, уровня воды /с корректирующими коэффициентами/ даны по справочнику № 5 Гидрометслужбы гор. Риги.

В таблице I приведены данные о суммарном отступлении берегов по годам двух водохранилищ / в метрах/.

№ про- филя	Таблица № I							окон- чате- льное по про- гнозу	
	1967	1971	1973	1974	1975	1976	1977		1978
Шлявинская ГЭС									
II	5	12,2	15,2	16,3	19,3	19,5			23
I2	3	13,6	16,8	14,9	17,5	17,9			20,9
I3	0	10,4	18,9	17,8	21	21			22
I7	10	14	19,7	18,2	19,7	19,7			27
I4	14,4	17,5	19,5	19,4	21,6	21,6			25
Рижская ГЭС									
8						6	14	11,3	19,1
9						6,5	12	13,4	25,7
10						3	7	9,6	18,5

Сравнивая суммарные отступления по годам, наблюдаем аналогичность в развитии процесса переформирования берегов Шлявинского и Рижского водохранилищ Даугавского каскада. Цифры, полученные в процессе расчетов, близки к тем, которые имеем при полезных исследованиях /Шлявинское водохранилище/.

В статье рассмотрены лишь некоторые основные вопросы, влияющие на переформирование берегов. В результате рн-

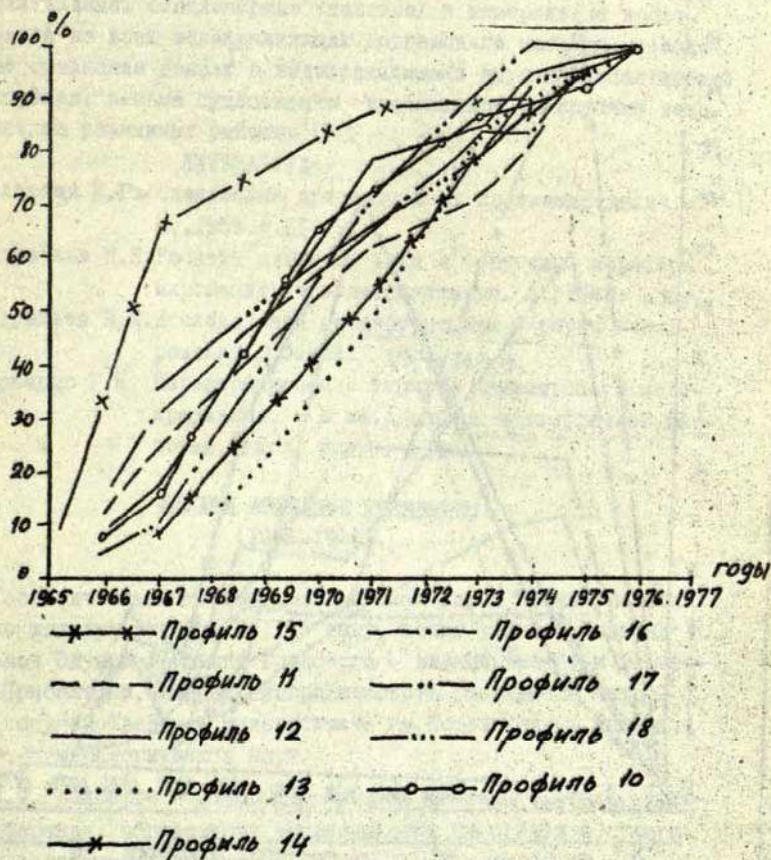


Рис. 2. Кумулятивные кривые отступления берегов плавиньского водохранилища

полненных исследований установлены некоторые особенности развития процесса переформирования берегов. Однако для получения более полных представлений о сложных процессах формирования берегов новых водохранилищ необходимы более продолжительные, стационарные /полевые/ и камеральные исследования на всех водохранилищах Даугавского каскада. Необходимо сравнение данных с водохранилищами других Прибалтийских республик, весьма существенно отличающихся от крупных водохранилищ равнинных районов СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Емельянов Е.Г. Опозданные процессы и их прогнозирование. М., 1959, с. 61-79.
- Кондратьев Н.Е. Расчеты ветровых волн и береговых переформирований на водохранилищах. Л., 1960. 138с.
- Кондратьев Н.Е. Исследования по деформациям берегов водохранилищ. Обнинск. 1976. 141 с.
- Эберхардс Г.Я. Переформирование берегов Плявикского водохранилища. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, вып. 9, 1980.

ЭДУАРД ФРИЦЕВИЧ ГРИНБЕРГ (1906-1975)

Геологическая и геоморфологическая науки Латвии понесли недавно тяжелую утрату. В 1975 году, после тяжелой болезни скончался Эдуард Фрицевич Гринбергс - видный геолог и геоморфолог Прибалтики, доцент географического факультета Латвийского государственного университета им. Петра Стучки, кандидат геолого-минералогических наук.

Э.Ф. Гринбергс - основоположник современного этапа изучения побережья, образований приледниковых бассейнов и стратиграфии голоценовых отложений Латвии.

Научно-педагогическая деятельность Э.Ф. Гринберга началась в конце тридцатых годов, но целенаправленному развитию работы помешала оккупация немецко-фашистскими войсками территории Латвии. Поэтому полноценная научно-исследовательская деятельность Эдуарда Фрицевича возобновилась лишь в послевоенные годы. Будучи научным сотрудником (с 1946г.) института геологии и географии Латвийской ССР (с 1952 года института геологии и полезных ископаемых), Э.Ф. Гринбергс принимал активное участие в выполнении целого ряда тематических работ. Им был проведен обшир-

ный комплекс исследований, но больше всего внимания уделялось выявлению особенностей геологического развития побережья и стратиграфическому расчленению голоценовых отложений. Необходимо отметить, что изучение побережья Э.Ф.Гринбергом проводилось с применением ряда новых (по крайней мере, для Латвии) методов работ. Например, помимо традиционных полевых приемов геологических исследований он внедрил массовую инструментальную высотную привязку береговых образований и разбуривание поперечных (по отношению к береговым линиям) профилей побережья. Одновременно велось подробное изучение разрезов, расположенных между различными по высоте береговыми линиями и содержащих органогенные отложения.

Полевые методы работы, внедренные Э.Ф. Гринбергом, впоследствии с успехом применялись не только всеми другими исследователями побережья, но также и в целях изучения долинно-речной сети на территории Латвии.

Анализ полученных новых материалов и обобщение уже имеющихся данных прежних исследований позволило Эдуарду Фрицевичу сделать ряд выводов о стратиграфическом подразделении поздние и послеледниковых отложений. Результаты этих исследований были им изложены в докладе "Основные стратиграфические горизонты голоцена на территории Латвийской ССР", зачитанном в 1955 году на региональном совещании по изучению четвертичных отложений Прибалтийских республик и Белорусской ССР. В докладе, кроме того, впервые для территории Латвии было доказано наличие отложений Анцилового озера. Приводились также данные о времени существования как Анцилового озера, так и других стадий бассейнов Балтики. Но-существо доклад Э.Ф.Гринберга (опубликованный в виде статьи в 1957 году) является первым за послевоенные годы обобщением материалов стратиграфического изучения поздние-и послеледниковых отложений Латвии.

Важнейшим вкладом в дело познания геологического развития районов побережья Прибалтики являлась монография Эдуарда Фрицевича "Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР", опубликованная в 1957 году. В этой работе,

ставшей скоро библиографической редкостью, подведен итог многолетнего изучения морфологии и истории развития побережья Латвии.

Монография по своему построению представляет собой образец последовательного, логического изложения геоморфологических и стратиграфических данных, завершающегося характеристикой истории развития бассейна Балтики.

Впервые было достоверно установлено, что в пределах побережья Латвии прослеживаются древние береговые линии трех стадий (Vgl_I , Vgl_{II} , Vgl_{III}) Балтийского ледникового озера, стадии (Anc) Англового озера, двух стадий (Lit_a , Lit_b), Литоринового моря, определен возраст береговых линий и выполнена их корреляция со смежными регионами побережья Балтики. Впервые также были составлены реляционные диаграммы берегов Балтийского ледникового озера и вычислены изобазы как для берегов Балтийского ледникового озера, так и для Литоринового моря. Различия в азимутах простирания изобаз берегов этих бассейнов дали возможность выявить неравномерный характер тектонического поднятия в послеледниковое время.

Перечень вопросов, решенных со свойственной Эдуарду Фрицевичу скрупулезной точностью, впервые можно, разумеется, продолжить. Однако уже сказанное дает представление о том новом, что было внесено этим исследованием. Следует лишь добавить, что после выхода в свет книги Э.Ф.Гринберга впервые стало возможным оценить как единое целое геологическое развитие побережья всего Советского сектора Балтики.

Современный комплексный подход к решению вопросов геологического развития четко прослеживается также и в крупной статье "Основные этапы развития устьевой области р. Даугава в поздне- и послеледниковое время", опубликованной Э.Ф.Гринбергом (совместно с В.Г.Ульстом) в 1959 году. Проблемы формирования и современного развития устьевой области долины р. Даугава решается здесь с учетом данных о рельефе поверхности коренных пород, характере строения и возраста толщ

четвертичных отложений, геоморфологических особенностей наблюдаемого рельефа и режима твердого стока реки. В статье детально рассматривается не только развитие самого устьев-го отрезка р. Даугава, но и всей полосы побережья от устья р. Гауя на северо-востоке до оз. Бабитес на западе. Это наглядно прослеживается также и по прилагаемой к работе геоморфологической карте, в легенде которой, в частности, впервые отражена генетическая классификация рельефа побережья.

Наряду с разработкой проблемы развития побережья, Э.Ф.Гринбергс был в числе тех немногих исследователей, кто уже в первые послевоенные годы принимал деятельное участие в изучении строения, генезиса и стратиграфии всего сложного комплекса четвертичных образований. Например, уже в 1950 году им была составлена карта "Четвертичные отложения Латвийской ССР". Основные же результаты исследований в этом направлении были изложены Эдуардом Фрицевичем (совместно с В.Г.Ульстом) в другой крупной работе - в разделе "Четвертичная система" 38-го тома "Геология СССР", изданного в 1960 году. Не вдаваясь в подробный анализ данного труда, следует лишь отметить, что стратиграфическое подразделение четвертичных отложений проводилось здесь не только по популярным в то время петрографическим критериям, но было выполнено также и с учетом данных биостратиграфических методов.

С 1958 года, в связи с переходом Э.Ф.Гринберга на постоянную работу доцентом в Латвийский государственный университет (до этого он работал в университете по совместительству) для него начинается новый этап научно-педагогической деятельности.

Значительно увеличивается нагрузка педагогической работы, тем не менее фронт научно-исследовательской деятельности Эдуарда Фрицевича не сужается, а наоборот - расширяется. Будучи авторитетным ученым и обладая способностью заинтересовать, увлечь студентов, он, наряду с уже традиционными направлениями

научной работы, организует изучение образований бассейнов талых ледниковых вод и сопряженных с ними отрезков долины стока. Пользуясь уже апробированной методикой полевых работ, в период после 1958 года под его непосредственным руководством на географическом факультете Латвийского государственного университета им. П. Стучки был выполнен большой объем геолого-геоморфологических исследований. Собранный богатый фактический материал являлся основой для подготовки студентами более 120 курсовых и 40 дипломных работ, научным руководителем которых был Эдуард Фрицевич.

Результаты изучения характера, распространения и высотного положения береговых линий локальных бассейнов талых ледниковых вод и соответствующих им дельт долин стока были изложены в ряде публикаций Э. Ф. Гринберга в 1964 году (а, в) и в 1966 годах. Необходимо отметить, что всесторонний анализ образований приледниковых бассейнов с учетом особенностей распространения и строения других ледниковых форм рельефа, позволили ему сделать ряд более общих выводов в отношении динамики отступления последнего ледникового покрова и последовательности событий в последледниковое время. Например, Э. Ф. Гринбергс неоднократно (в статье 1964 и *1966 гг., в докладах на Всесоюзных и межреспубликанских совещаниях, конференциях, а также лекциях в университете) подчеркивал дифференцированный характер деградации ледника последнего оледенения, наличие активных ледниковых языков и лопастей на низменностях Латвии. С преимущественно фронтальным отступанием этих структурно-динамических единиц ледникового покрова он объяснял не только эволюцию приледниковых водоемов, но также и всей гидрографической сети нашей республики.

В сфере внимания Э. Ф. Гринберга все время находились и проблемы развития бассейна Балтики и стратиграфии голоценовых отложений. Об этом свидетельствуют опубликованные им

единолично или в соавторстве с другими исследователями (А. Гузлен, В. Ульст, И. Вейнбергс, И. Даниланс, Х. Кессел и др.) работы в 1963, 1964, 1972, 1974 и в 1975 годах. В этих статьях приводятся данные, уточняющие возраст и особенности развития бассейна Балтики, анализируются новые датировки абсолютного возраста, позволяющие более определенно судить о времени проявления трансгрессивных и регрессивных этапов Анцилового озера и Литоринового моря. Символично, что и последняя работа обобщающего характера (опубликована в 1974 г.), одним из соавторов которой был Эдуард Фрицевич, целиком посвящена проблемам геологической истории Балтики.

Тяжелая болезнь не позволила Эдуарду Фрицевичу выполнить намеченную программу научных исследований. Однако вклад, внесенный им в дело познания генезиса, строения и стратиграфии четвертичных отложений, истории геологического развития территории Латвии в поздне- и послеледниковое время, трудно переоценить. Являясь в повседневной жизни застенчивым, очень скромным человеком, в своей научно-исследовательской работе Э. Ф. Гринбергс во многом был пионером, основоположником современного этапа изучения сложнейших проблем четвертичной геологии, геоморфологии и палеогеографии, что способствовало познанию четвертичных образований не только в Латвии, но и во всей Прибалтике.

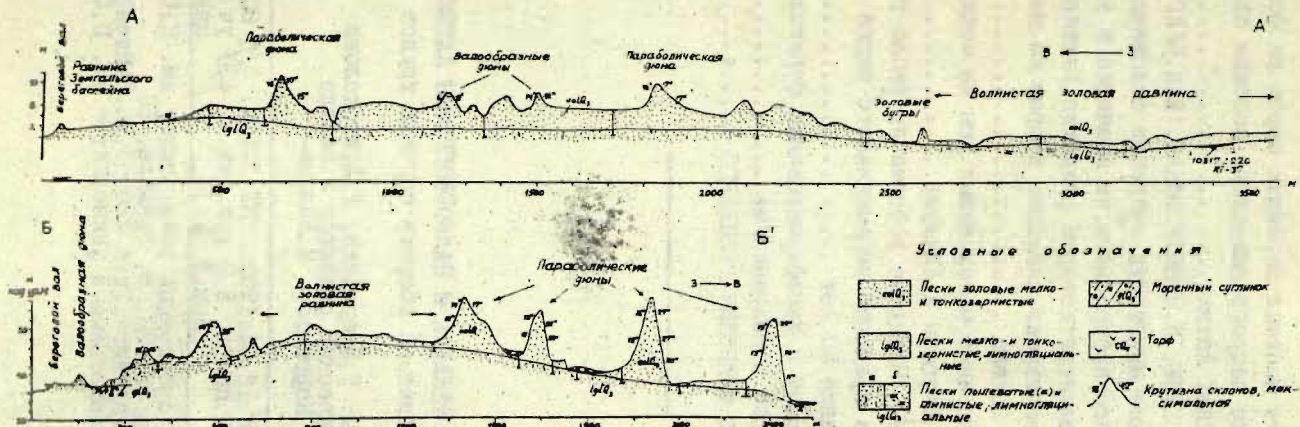


Рис. 8. Поверхние профили Кугумского /А/ и Томского /Б/ дикого массивов. Расположение профилей см. рис. 3 и 5.

СОДЕРЖАНИЕ

Г.Я.ЭБЕРХАРДС.	Влияние местных коренных пород на формирование петрографического состава аллювия в долинах Латвии	3
И.Г.ВЕЙНБЕРГС, В.Я.СТЕЛЛЕ, И.Я.ЯКУБОВСКАЯ, Е.А.БУЛГАКОВА.	Изучение некоторых разрезов отложений Латвийского побережья и их значение в уточнении моментов истории развития Балтики	18
И.Г.ВЕЙНБЕРГС.	О формировании цикловых террас на побережье Латвии	37
Б.М.САУТУПЕ.	Формирование материковых дон на между-речье Даугавы и Лиелупе	48
Г.Я.ЭБЕРХАРДС, А.ЛАЦИС.	Плановые деформации русла реки Гауи в пределах национального парка за последние 50 лет	60
Я.С.ПРОБОКС.	К вопросу о переформировании берегов Рижского водохранилища	69
Потери науки.	ЭДУАРД ФРИЦЕВИЧ ГРИНБЕРГС	77

МОРФОГЕНЕЗ РЕЛЬЕФА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЛАТВИИ

Межведомственный сборник научных трудов

Редакторы: Г.Эберхардс, Р.Довгополова
 Технический редактор И.Балоде
 Корректор И.Балоде

Подписано к печати 18.04.1980. ЯТ 12154. Ф/б 60x84/16.
 Бумага №1. 5,4 физ.печ.л. 5,0 усл.печ.л. 4,0 уч.-изд.л.
 Тираж 200 экз. Зак.№ 355. Цена 40 к.

Латвийский государственный университет им. П.Стучки
 Рига 226098, б. Райниса, 19
 Отпечатано на ротапринтере, Рига 226050, ул.Вейденбаума, 5
 Латвийский государственный университет им. П.Стучки