

Ученые записки

ВОПРОСЫ
ФИЗИЧЕСКОЙ
ГЕОГРАФИИ
ЛАТВИЙСКОЙ ССР

Министерство высшего и среднего специального образования
Латвийской ССР
Латвийский ордена Трудового Красного Знамени
государственный университет имени Петра Стучки
Кафедра физической географии

Ученые записки
Латвийского государственного университета
имени Петра Стучки
том 162

ВОПРОСЫ ФИЗИЧЕСКОЙ ГЕОГРАФИИ ЛАТВИЙСКОЙ ССР

Редактор А.И.Яунпутинь



Редакционно-издательский отдел ЛГУ им. Петра Стучки
Рига 1972

Сборник является публикацией некоторых плановых работ, выполненных физико-географами географического факультета и касающихся ряда актуальных вопросов физической географии Латвийской ССР.

Сборник рекомендуется работникам научных, проектных и производственных учреждений и специалистам сельского хозяйства - агрономам, интересующимся вопросами физической географии республики, а так же студентам географических факультетов.

Rakstu krājumā publicēti Ģeogrāfijas fakultātes fiziskās ģeogrāfijas speciālistu plāna darbi, kuros iztirzātas dažas aktuālas Latvijas PSR fiziskās ģeogrāfijas problēmas.

Krājums ieteicams zinātnisko, projektēšanas un ražošanas organizāciju darbiniekiem, lauksaimniecības speciālistiem - agronomiem, kas interesējas par republikas fiziskās ģeogrāfijas jautājumiem, kā arī ģeogrāfijas fakultāšu studentiem.

Предлагаемый выпуск Ученых записок отражает основные направления научно-исследовательских работ кафедры физической географии. Особо выделены работы по некоторым результатам исследования территории географического стационара "Вейва".

В статье доцента Э.Ф.Гринбергса и мл.научного сотрудника А.Д.Гузлены приводятся новые фактические данные дающие геолого-геоморфологическую расшифровку положения слоев, возраст которых был определен по радиоуглеродному (C^{14}) методу.

Две статьи ст.преподавателя Г.Я.Эберхарда вносят значительный вклад в геоморфологию нашей республики — это весьма сложный и еще малоизученный вопрос генезиса желобовидных форм ледникового рельефа и не затронутый в литературе Прибалтики вопрос об условиях формирования голоценовых аллювиальных толщ средних и малых рек. Дается ряд выводов обоснованных хорошо подобранным и иллюстрированным фактическим материалом.

Значение трех вышеуказанных работ по важности затронутых вопросов выходит за пределы республики.

В статье ст.лаборанта А.П.Рудене дается анализ синоптической ситуации и условий образования урагана 2 ноября 1969 года, указываются зоны разрушения и вероятность сильных ветров на территории республики.

Работа доцента В.Я.Клане освещает характер размещения различного типа болот в зависимости от особенностей рельефа отдельных физико-географических районов Западной Латвии. В начале работы дается небольшой обзор истории исследований болот Латвии.

Наконец, последние четыре работы посвящены разбору наблюдений систематически проводившихся на территории географического стационара "Вейва" в течение 1963-1969 годов.

Работа и.о.доцента А.Я.Ванаги дает обзор рельефа территории стационара. Рассматриваются особенности морфологии и строения холмистых форм и их элементов. Приводятся данные по началу осадконакопления в межхолмных впадинах. Это первый опыт в республике по детальному изучению холмистого рельефа на небольшом участке.

Две статьи мл.научного сотрудника А.Я.Калнынь обобщают результаты микроклиматических исследований с 1963 по 1967 гг. по солнечной радиации и температурному режиму почвенного покрова. Затем в работах подробно излагаются методы полевых микроклиматических исследований успешно применявшиеся в условиях холмистого ландшафта. Работы имеют как методический, так и познавательный характер для рационального учета микроклиматических ресурсов.

Работа ст.преподавателя Р.А.Авы дает подробную характеристику почвенного покрова территории стационара, зависимость кислотности от условий местоположения на холмистом рельефе и касается вопросов методики картирования почв.

Все работы по стационару имеют не только методическое и научное значение, но и большое практическое значение, в особенности, в вопросах рационального использования природных условий и ресурсов.

Э.Ф.Гринбергс, А.Д.Гузлена

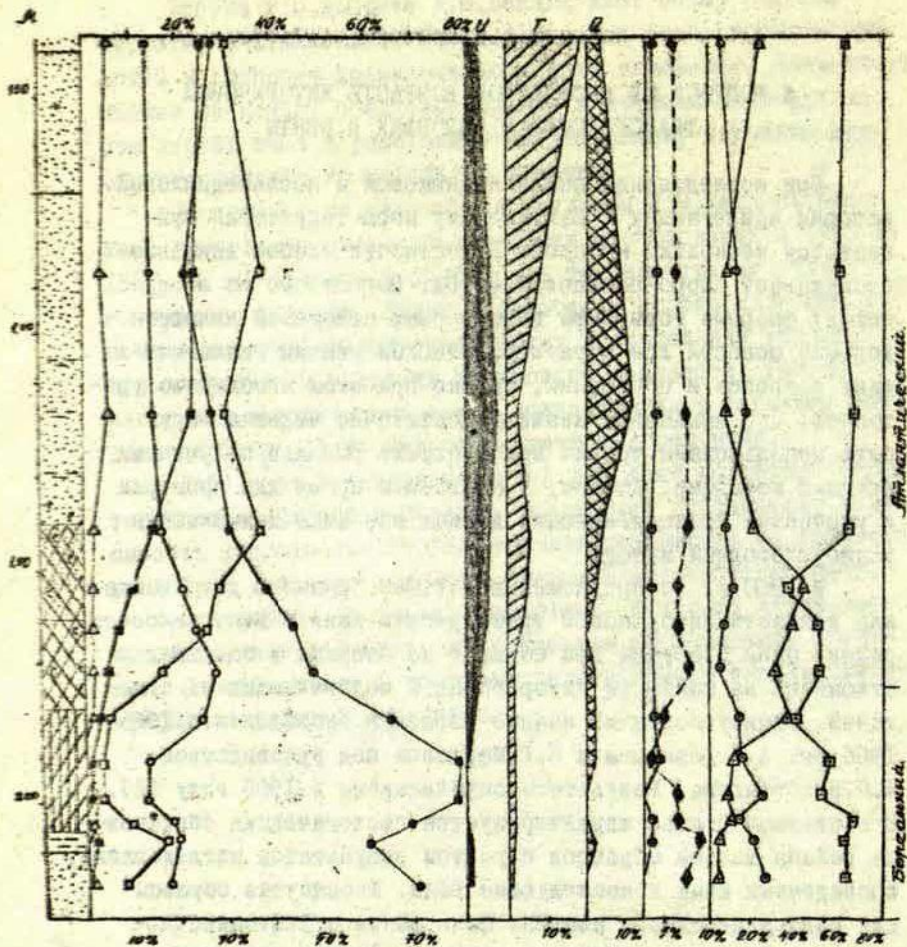
К ВОПРОСУ ОБ АБСОЛЮТНОМ ВОЗРАСТЕ ЛИТОРИНОВОЙ
ТРАНСГРЕССИИ В НИЗОВЬХ Р.ВЕНТЫ

При исследовании позднеледниковой и послеледниковой истории прилегающих к Балтийскому морю территорий применяется несколько методов. В частности особое внимание заслуживает споро-пыльцевой метод. Выделенные по этому методу опорные горизонты голоценовых отложений являются хорошей основой для стратиграфической увязки геологических разрезов и обобщений, однако при этом необходимо учитывать, что пыльцевые анализы достаточно надежны могут быть использованы только при контроле выводов, полученных другими методами. Поэтому в настоящее время для проверки и уточнения хронологических данных все шире применяется радиоуглеродный метод.

В 1960 г. по предложению Л.Р.Серебряниного для уточнения возраста литориновой трансгрессии нами в Вентспилском районе были отобраны два образца из озерных и болотных отложений на контакте литориновых и подстилающих их отложений. Радиоуглеродный анализ образцов проводился в 1965-1966 гг. А.Л.Девирцем и Н.Г.Марковой под руководством А.П.Виноградова. Результаты опубликованы в 1968 году (2). В настоящей статье характеризуется геологическая обстановка района взятия образцов с учетом результатов исследований, проведенных нами в последующие годы. Упомянутые образцы для радиоуглеродного анализа были взяты в Вентспилском районе потому, что здесь наиболее отчетливо выделяются те руководящие стратиграфические горизонты послеледниковых отложений, которые прослеживаются по всему побережью Латвии.

Как уже известно, в районе нижнего течения р.Вента береговая линия Литоринового моря оконтуривает довольно обширную древнюю лагуну (1). Абсолютная высота береговой

Разрез пос. Варве



- | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 |
| 25 | 26 | 27 | | | | | |

Рис. I. Условные обозначения на след. странице.

линии Литоринового моря (Lit_a) достигает у г.Вентспилса 12-13 м, а в южной части лагуны 8-9 м над уровнем моря.

Первый образец взят в северной части лагуны у г.Вентспилса, а второй взят в 10 км южнее у пос. Варве. Этот разрез обнажения на берегу р.Вента следующий (рис.1):

1. 0,00 - 1,45 м - песок среднезернистый с прослойками мелкого и пылеватого песка, желтовато-серый. Верхняя часть слоя окултурена.
2. 1,45 - 1,70 м - то же, с гумусовыми прослойками.
3. 1,70 - 2,40 м - песок мелкий с тонкими прослойками пылеватой глины, желтый; в нижней части слоя скопления раковин пресноводных моллюсков.
4. 2,40 - 2,80 м - сапропель, черно-бурый, содержащий раковины пресноводных моллюсков и песчаные прослойки в верхней части.
5. 2,80 - 3,05 м - торф, древесно-осоковый, черно-бурый.
6. 3,05 - 3,07 м - глина, серая.
7. 3,07 - 5,92 м (до уреза воды) - песок мелкий с прослойками пылеватого песка, серый. Ниже уреза воды на небольшой глубине залегает серовато-бурая глина типа ленточных.

Абсолютная отметка бровки обнажения +6,2 м.

Анализ разреза на диатомовые дал следующие результаты. В песках, обнажающихся у уреза воды, количество диатомовых невелико. Доминируют пресноводные формы *Melosira arenaria* Moore, *M. granulata* (Ehr.) Ralfs и др. Из солоноводных форм замечен единично *Saepyrodiscus escheneis* Ehr. В прослойке глин обнаружены только пресноводные диатомовые.

Выше по разрезу в сапропелевых отложениях встречены как пресноводные, так и солоноводные формы: *Navicula*

1 - фускум торф; 2 - медиум торф; 3 - сфагновый мочехинный торф; 4 - шейхцериевый верховой торф; 5 - тростниково-осоковый торф; 6 - осоково-тростниковый торф; 7 - древесно-осоковый торф; 8 - осоковый торф; 9 - сапропель; 10 - песчаный сапропель; 11 - глина; 12 - песок; 13 - сапропель с ракушками; 14 - пыльца березы; 15 - пыльца сосны; 16 - пыльца ольхи; 17 - пыльца ели; 18 - сумма пыльцы широколиственных пород (вяза, липы, дуба); 19 - пыльца граба; 20 - пыльца орешника; 21 - пыльца ивы; 22 - пыльца древесных растений; 23 - пыльца травянистых растений; 24 - споры; 25 - пыльца вяза; 26 - пыльца липы; 27 - пыльца дуба.

scutelloides W.Sm., *Melosira arenaria* Moore, *Campylodiscus clypeus* Ehr., *C.echeneis* Ehr. и др. В песках верхней части разреза преобладают солоноводные формы - в массе *Campylodiscus echeneis* Ehr. и очень часто *C.clypeus* Ehr. Редко встречаются *Melosira arctica* Dickie, *Nitzschia circumscissus* Grun. Из пресноводных встречены *Cymbella aspera* (Ehr.) Grun., *Melosira arenaria* Moore и др.

Рассмотрим пыльцевую диаграмму разреза. В нижней части разреза в толще песка, глин и торфа, доминирует пыльца сосны и березы, присутствует пыльца ольхи и лещины, имеются единичные пыльцевые зерна ели и представителей смешанного дубового леса. Образование этих слоев следует отнести к бореальной климатической стадии. Упомянутая диатомовая флора указывает, что отложения песков и глин произошло в пресноводном бассейне.

Изменения в характере пыльцевых кривых при переходе от торфа к вышележащим слоям сапропеля, т.е. при превращении низинного болота в озеро, характерны для переходной фазы от бореальной к атлантической климатической стадии. Комплекс диатомовых этой части разреза, по-видимому, указывает на приток в лагунный бассейн морских вод. По Л.Р.Серебряному (2) радиоуглеродная датировка образца контакта торфа и сапропеля 7110 ± 170 лет назад позволяет примерно установить время распространения литориновой трансгрессии в этом районе. Верхняя часть пыльцевой диаграммы, соответствующая песчаным осадкам, завершающим данный разрез, характеризуется высоким процентным содержанием пыльцы ольхи и смешанного дубового леса и сравнительно низким содержанием пыльцы сосны, что позволяет отнести образование этой части разреза к атлантической стадии. Комплекс диатомовых свидетельствует о том, что лагуна имела связь с морем и во время образования этой части разреза.

Песчаные отложения верхней части разреза образуют вблизи р.Вента линейно-вытянутое поднятие

расплывчатых очертаний (шириной около 300 м, высот 2 м над прилегающей лагунной равниной), представляющее, по-видимому, дельтовое образование р.Вента в литориновой лагуне.

Для проверки полученных данных нами были дополнительно заложены 2 шурфа в 2 км западнее в юго-восточной части верхового болота Варве (рис.2) и на низменности вблизи этого болота (рис.3).

Разрез болота Варве I (рис.2)

Разрез юго-восточной части болота следующий:

- 0,00 - 0,35 м - Фускум-торф, степень разложения 30%.
- 0,35 - 0,65 м - Медиум-торф, степень разложения 20%.
- 0,65 - 0,95 м - Сфагновый мочажинный торф, степень разложения 30% и более.
- 0,95 - 1,10 м - Шейхцериевый верховой торф, степень разложения 45%.
- 1,10 - 1,75 м - Тростниковый низинный торф, степень разложения 50%.
- 1,75 - 2,10 м - Осоково-тростниковый торф, степень разложения 55%.
- 2,10 - 2,25 м - Сапрпель с примесью растительных остатков.
- 2,25 - 2,30 м - Прослойка песка.
- 2,30 - 2,40 м - Осоковый низинный торф с примесью мелкого песка в нижней части слоя.
- 2,40 - 2,90 м - Песок мелкозернистый, серый с органическими остатками.

В песках и глинах нижней части разреза встречены только пресноводные диатомовые *Melosira granulata* (Ehr.)

Ralfs, *Opephora Martyi* Herib, *Campylodiscus loriscus* var. *substatus* Grun. и др. Солоноводные формы не обнаружены.

Выше по разрезу в нижней части слоя осокового торфа обнаружены пресноводные диатомовые, аналогичные вышеупомянутым.

В верхней части этого слоя диатомовые не обнаружены. На глубине 2,25 м в песчаной прослойке очень часто встречаются солоноводные формы: *Campylodiscus eschschelii* Ehr., *C. clypeus* Ehr., *Navicula peregrina* Ktz., единично *Rhabdonema Thorellii* Cl. (отмечена впервые на территории

-10-
Разрез балота Варве I

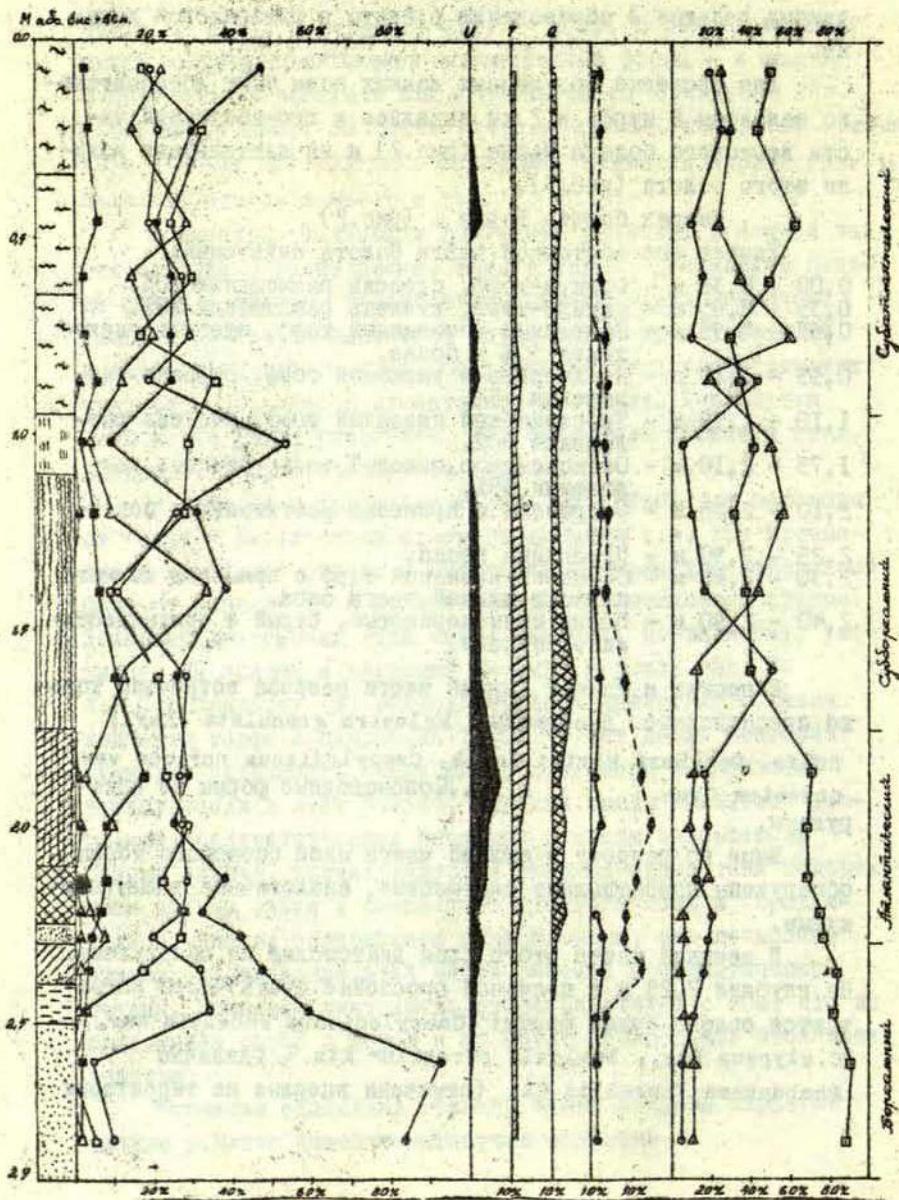


Рис. 2. Условные обозначения см. рис. I.

Латвии) и др. Единично обнаружены некоторые пресноводные, *Melosisira islandica* O.Mall. и др. В сапропелевых отложениях обнаружены единично те же солоноводные формы, как и в предыдущей песчаной прослойке. Выше по разрезу в торфяных слоях диатомовые не обнаружены.

Пыльцевая диаграмма разреза дает следующее (рис.2).

В песках нижней части разреза и перекрывающих их глинах преобладает пыльца сосны (до 94%) и березы; в небольшом количестве присутствует пыльца ольхи и лещины, встречаются единичные пыльцевые зерна ели и широколиственных пород (липа, вяз). Пыльцевой спектр этой части разреза следует отнести к бореальной климатической стадии. Вышеупомянутая диатомовая флора указывает на то, что отложение этих слоев произошло в пресноводном бассейне, в аналогичных условиях, как и в разрезе у пос. Варве. При переходе от глины к осоковому торфу в пыльцевой диаграмме наблюдаются характерные изменения, указывающие на переход от бореальной к атлантической климатической стадии. К этому времени здесь образовалось низинное болото. Пыльцевые спектры вышележащей прослойки песка и сапропеля следует отнести к атлантической климатической стадии. Комплекс диатомовых этой части разреза указывает, так же как и в разрезе сел. Варве, на приток в бассейн морских вод, но признаки литориновой трансгрессии в этом разрезе по данным пыльцевой диаграммы появляются несколько позже по сравнению с разрезом сел. Варве.

Переход осоко-тростникового торфа в тростниковый торф в пыльцевой диаграмме отвечает переходу атлантической климатической стадии в суббореальную стадию. В верхней части разреза ход пыльцевых кривых свидетельствует о том, что слой сфагнового торфа субатлантического возраста (в связи с добычей торфа снят поверхностный слой мощностью около 0,70 м).

Разрез балота Варбей

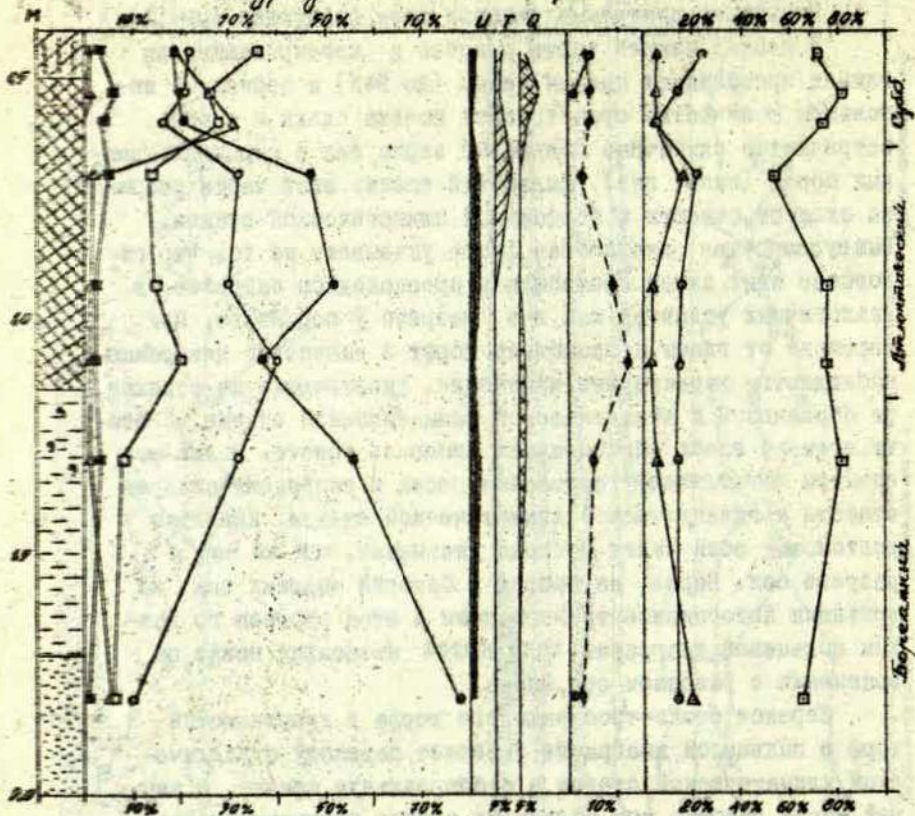


Рис.3. Условные обозначения см.рис.1.

Разрез болота Варве II (рис.3), вскрытый шурфом на территории лагуны в 70 м восточнее предыдущего разреза:

- 0,00 - 0,45 м - Осоковый низинный торф, степень разложения 30-35%.
- 0,45- 0,50 м - Осоково-тростниковый низинный торф, степень разложения 45%.
- 0,50 - 0,60 м - Песчанистый сапропель с прослойкой песка, бурый.
- 0,60 - 1,05 м - Сапропель, желтовато-бурый.
- 1,05 - 1,15 м - Песчанистый сапропель, бурый.
- 1,15 - 1,70 м - Синевато-серая глина с раковинами пресноводных моллюсков.
- 1,70 - 2,15 м - Синевато-серый плавунный песок.

Верхний горизонт из-за его окультуренности не изучался.

Комплекс диатомовых слоя песка и вышележащего слоя глин аналогичен соответствующим слоям разреза Варве I.

Выше по разрезу в сапропелях (глуб. 0,60 - 1,15 м) единично обнаружены солоноводные формы *Samprulodiscus echeneis* Ehr., *S. clureus* Ehr. и др., и редко пресноводные *Cymbella usrepa* (Ehr.) Kl и др. В песчанистом сапропеле (глуб. 0,50 - 0,60 м) доминируют солоноводные диатомовые литоринового комплекса.

По составу пыльцы и диатомовых следует считать, что слои песка и глин в нижней части разреза подобно аналогичным отложениям в предыдущих разрезах образовались в пресноводном бассейне во время бореальной климатической стадии. Пыльцевые спектры сапропелевых отложений (на глубине 0,60 - 1,15 м) следует отнести к переходному времени от бореальной к атлантической стадии, "так как они подобны спектрам осокового торфа в разрезе Варве I (на глубине 2,35 м) и сапропеля в разрезе пос.Варве (на глубине 1,70 м). Пыльцевые спектры песчанистого сапропеля (на глуб. 0,50 - 0,60 м) имеют суббореальный характер.

Комплекс диатомовых сапропелей начальной фазы атлантической стадии, подобно тому, как и в разрезе пос.Варве, указывает на проникновение в бассейн к этому времени морских вод. Диатомовый состав верхнего суббореального слоя сапропеля, по-видимому, указывает на повышение уровня Балтики во время суббореального максимума или (Lit. 6

по Э.Гринбергу 1967)).

Отсутствие верхних горизонтов атлантической части разреза обусловлено их смылом.

Вышеизложенное позволяет сделать заключение, что в рассмотренных разрезах болота Варве подтверждаются результаты, полученные при изучении разреза у пос. Варве. В бореальной климатической стадии на данной территории существовали пресный водоем и низинные болота. По-видимому, это Анциловья стадия Балтики. Вообще же бореальная климатическая стадия наших разрезов еще мало изучена.

Проявление литориновой трансгрессии в этом районе намечается в переходное время от бореальной к атлантической климатической стадии, но в разрезе болота Варве I признаки этой трансгрессии отмечаются несколько позже. Объясняется это, по-видимому, тем обстоятельством, что этот разрез расположен гипсометрически несколько выше остальных. В разрезе Варве II отмечается также и литориновая трансгрессия суббореальной климатической стадии (Lit. b). По-видимому, уровень этой стадии Балтики здесь не был выше +3,5 м над уровнем моря. Как выше указано, радиоуглеродная датировка образца породы разреза у пос. Варве позволяет примерно установить время первой трансгрессии литоринового моря в этом районе 7110 ± 170 лет до нашего времени.

Второй образец породы для определения абсолютного возраста - песчанистый сапропель был нами взят из обнажения р.Вента у г.Вентспилса. По нашим прежним данным (I) образование слоя сапропеля связано с регрессией Анцилового озера. Радиоуглеродная датировка 8970 ± 180 лет до нашего времени указывает на более древний, по крайней мере раннеанциловый, возраст. Выявление причин этого несогласия требует дальнейших исследований.

Литература

1. Э.Ф.Гринбергс. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Рига, 1957.
2. А.Л.Девирц, Н.Т.Маркова, Л.Р.Серебрянный. Контроль геологической оценки возраста древнебереговых образований Балтийского моря по C^{14} . Доклады АН СССР 1968. Том 182, № 6.
3. Х.Я.Кессел, А.В.Раукас. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринового моря в Эстнии. Ин-т геологии АН Эстонской ССР. Таллин, 1967.

Г.Я. Эберхард

СУБГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ЛОЖБИНЫ И ОСОБЕННОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ
В ПРЕДЕЛАХ НИЗМЕННЫХ РАЙОНОВ ЛАТВИИ

Под субгляциальными ложбинами обычно подразумеваются желобовидные формы рельефа небольшой и непостоянной ширины, длиной до 20 - 30 км, значительной глубины (до 20 - 30 м) и характеризующиеся отсутствием определенного уклона и котловиннообразными углублениями дна, которые часто заняты продолговатыми озерами.

Субгляциальные ложбины и ложбины стока имеют весьма широкое развитие в области, подвергавшейся последнему оледенению. Они встречаются как на низменных равнинных районах, так и на возвышенностях с резко выраженными холмистыми образованиями. Исключением не является и территория Латвийской ССР.

До сих пор различными исследователями одни и те же формы называются "субгляциальными ложбинами", "ложбинами стока", "долинами" или даже "долинообразными понижениями" (т.е. не эрозионными образованиями рельефа). Узкие (до 0,5 км), непостоянной ширины ложбины с извилистой формой

в плане чаще всего называются "субгляциальными ложбинами", а более крупные и широкие (до 2 км) - "ложбинами стока", хотя по морфологии и строению они очень сходны.

Типичные ложбины, встречаемые по всей озерной области валдайского оледенения, описаны неоднократно в работах Е.Синюгиной (1938), В.Николаева (1957), Н.Чеботаревой и М.Вигдорчика (1965), Н.Кориной и М.Фаустовой (1966), Н.Чеботаревой и М.Фаустовой (1969) и др. Отличаясь большой шириной (5 - 8 км), наличием на днищах камов, озов и развитием камовых террас и зандров, они являлись формами, по которым осуществлялся интенсивный отток талых вод от края ледника. Подобных образований почти не наблюдается на равнинных (низменных) районах Латвии. Встречаемые здесь образования по своим размерам, ориентации и строению напоминают известные в литературе "радиальные ложбины стока" (Н.Чеботарева, М.Фауста, 1969).

Как в отечественной, так и в зарубежной геоморфологической литературе имеется довольно много работ, в которых косвенно или непосредственно приводятся материалы о морфологии и генезисе ложбин. Ныне существует несколько точек зрения относительно механизма формирования ложбин.

Одни исследователи (E. Werth, 1917, 1920; P. Woldstedt, 1923, 1952, 1954; W. Nechay, 1932; Е.Синюгина, 1938; S. Mejsanovski, 1954; А.Асеев, 1967; и др., в том числе и геоморфологи Латвии) считают, что ложбины были выработаны эрозионной деятельностью подледниковых потоков.

Другие (О.Якушко, В.Калечиц, 1965; Г.Горецкий, 1964, 1968; S. Kozarskis, 1968 и др.) их образование связывают с усиленной экзарацией ледника (ледниковым выпаживанием). Доказательством этого считается наблюдаемые глициодислокации в ложе и бортах древних врезов, отторженцы коренных пород, приуроченность ложбин к гляциодепресссионным понижениям и ориентация их преимущественно по направлению движения ледниковых языков. Часть сторонников этой концепции (Козарскис, Горецкий, Якушко и Калечиц) также считают, что иногда ложбины совпадают с переуглубленными

ледником древними долинами.

Третья группа исследователей, в том числе и В.Занс (V. Zāns , 1932/33, 1934, 1937); в механизме образования ложбин одинаковую роль приписывает экзарационной деятельности движущегося ледника и последующей эрозионной деятельности подледниковых потоков талых вод ледника во время наиболее интенсивного таяния льда.

Литовские геологи и геоморфологи (A. Garunkštis, 1958; A. Гарункштис, 1960, 1961; A. Гарункштис и A. Станайтис, 1959, а, б; Ч. Кудоба, 1964, 1970) гляцигенные рывины рассматривают как неотъемлемую часть краевых образований Балтийской моренной гряды. Ч. Кудоба полагает (1964), что на определенных этапах дегляциации с ледникового края низвергались мощные водопады, вытачивая глубокие ямы. Целые вереницы этих ям образуют столь обильные в Литве ямчатые рывины, занятые озерами. Было установлено, что ямчатые рывины имеют двойные направления: почти перпендикулярные краю ледникового выступа и параллельные ему. Создается впечатление, что эти рывины формировались только в условиях свободного оттока талых вод от края ледника, где водопады достигали земной поверхности. А это, по мнению А. Баоаликаса (1969), могло проявляться только в начале площадной дегляциации, когда еще ледник не был раздроблен и надледниковый сток не сменился внутри- или подледниковым стоком, который мог проявлять уже совместное эвразиионно-эрозионное воздействие.

Наконец, пятая группа ученых (Е. Грейсер, 1967; О. Якушко и В. Калечиц, 1967; В. Лесненко, 1968; Н. Чеботарева и М. Фаустова, 1969 и др.), происхождение ложбин связывает с влиянием доледникового рельефа. Не отрицая роль эрозионно-аккумулятивной деятельности потоков талых вод в моделировании дна и склонов ложбин, отмечается, что субгляциальные ложбины часто унаследовали древнюю гидрографическую сеть, заложенную еще в дочетвертичное (межледниковое ?) время и частично возобновленную в послеледниковье.

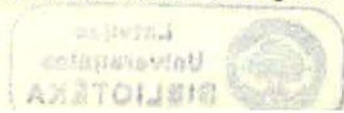


(Е. Рухина, 1957; Г. Биске, 1965; В. Леоненко, 1968; Н. Чеботарева и М. Фаустова, 1969).

В пределах низменных районов Латвии ложбины распространены крайне неравномерно. Выделяются два основных района, где сконцентрировано наибольшее количество ложбин и им подобных форм. Первый район охватывает южную часть Восточно-Латвийской низменности, включая Акнистское поднятие и Средне-Даугавскую равнину. Вторым районом является часть Северо-Западно-Видземского поднятия. Он ограничен с запада абразионно-аккумулятивной равниной Видземского побережья, а с востока - Мазсалацско-Валмиерским пологом друмлинов. На остальной территории ложбины встречаются редко. В современном рельефе Приморской низменности они вообще не проявляются.

В пределах Северо-Западно-Видземского поднятия четко вырисовывается несколько типичных ложбин, а также и несколько им подобных образований. Среди ложбин выделяется Витрупская (с озерами Дзильзерс, Рига, Скуяс и др.), Лимбажская (с озерами Дуня, Ладес, Агес), Сарумоко-Риебиньская, Вайдавско-Рабутская и др. (рис. I). Ориентированы они преимущественно с северо-северо-запада на юго-восток или с севера на юг, т. е. в основном совпадают с направлением движения ледника. Отличаются лишь отдельные мелкие ложбины, вытянутые с запада на восток.

Ложбины южной части Восточно-Латвийской низменности простираются в основном с запада на восток. Самыми крупными и морфологически выраженными являются Субатско-Акнистско-Саукская система ложбин, Ницгальско-Ваболская и др. Ложбины, развитые на остальной части Восточно-Латвийской низменности севернее р. Дубны имеют такое же направление (с севера на юг или с северо-востока на юго-запад), как и продолговатые холмы ледниковой и водноледниковой аккумуляции (друмлины, моренные увалы, озы). Особо выделяется самая длинная ложбина, прослеживаемая с перерывами (на расстояние более чем на 40 км) начиная от в.п. Пилскалне (севернее г. Виляны) до н.п. Калупе на



на юге. Основной особенностью ложбин Восточно-Латвийской низменности является их постепенное сближение в сторону г. Даугавпилс (см. рис. 1)

Ложбины Полоцкой низменности коротки, всего 2 - 5 км. Все они сопряжены с долиной р. Даугавы и в целом напоминают долинную сеть. Отдельные прямолинейные желобовидные образования с озами, встречаемые на юго-западе Земгальской равнины, ныне используются реками Свете и Скуяйне. Они совпадают с основным направлением движения ледника.

В целом, особенности размещения ложбин и сходных с ними форм в некоторой степени противоречат высказанным рядом геоморфологов взглядам о преимущественно экзарационном их происхождении. Это в первую очередь опровергается самой ориентировкой отдельных систем ложбин. Кроме того, в районах низменностей, где наиболее четко проявлялась экзарационная и экзарационно-аккумулятивная деятельность ледника (район друмлинов Северной Латвии, Земгальская равнина, Средне-Латвийская покатость) в условиях маломощного покрова четвертичных отложений (порядка 5 - 15 м), субгляциальные ложбины почти не встречаются.

На территории республики довольно четко выделяются две разновидности ложбин и ложбиноподобных форм. Первая разновидность - это обычно широкие (1 - 2 км), сравнительно глубокие (15 - 20 м), преимущественно прямолинейные (с пологими изгибами) в плане образования, сравнительно постоянной ширины без четко выраженных ям и перемычек (рис. 2). Самые крупные из них, как например, Витрупская и Субатско-Саукаская на отдельных, довольно длинных отрезках по внешнему виду напоминают морфологически четко выраженные речные долины. Они отличаются от последних тем, что обычно с обоих концов замкнуты, а на днищах у некоторых из них появляются озонодобные холмы. Наиболее крупные котловины заняты озерами глубиной до 15 - 20 м. Длина этих ложбин достигает 15 - 20 км.

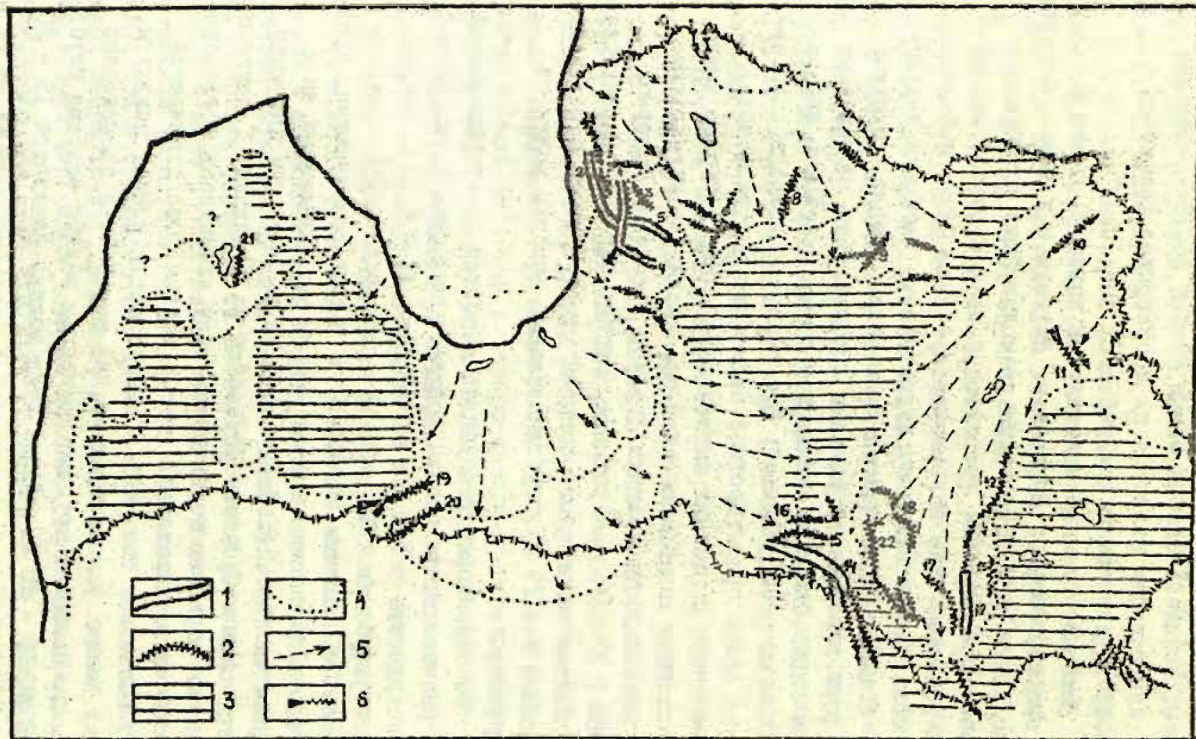


FIG. I

Рис. I Карта распространения субгляциальных ложбин и им подобных образований в пределах низменных районов Латвийской ССР.

Условные обозначения:

1 - Широкие, преимущественно прямолинейные ложбины (первая разновидность); 2 - Узкие, обычно "меандрирующие", реже слабо изгибающиеся или прямолинейные в плане образования (вторая разновидность); 3 - Районы возвышенностей; 4 - Границы стадий (фаз) стояния края ледника последнего оледенения; 5 - Основное направление движения ледника; 6 - Осы и флювиогляциальные дельты у дистальных концов ложбин.

Ложбины и ложбинообразные образования, отмеченные на карте:

1 - Вискалнская; 2 - Витрупская; 3 - Умургокая; 4 - Лимбажско-Агеская; 5 - Сарумско-Риебиньская; 6 - Вайдавско-Рабутская и Баужско-Ленчупская; 7 - Лорупско-Юдакская; 8 - Трикатско-Дуткаская; 9 - Талсинская; 10 - Ситско-Спрогиская; 11 - Тилжская; 12 - Пилокалнско-Пиененско-Калупская; 13 - Райпальско-Пелечская; 14 - Субатско-Аквистско-Саукская; 15 - Клауцанско-Банцанская; 16 - Неретская; 17 - Ницгальско-Ваболская; 18 - Ерсикско-Ливанская; 19 - Скуайнская; 20 - Светская; 21 - Мордагская; 22 - Лиелманьско-Двиетская.

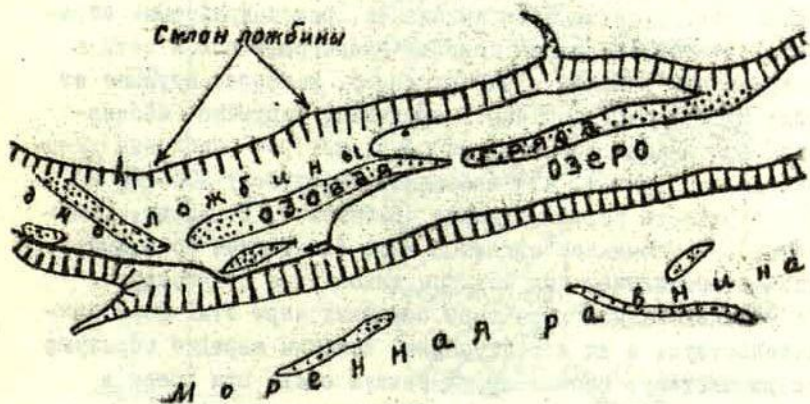


Рис. 2. Схема участка Витрупской ложбины.

К главной ложбине под острым углом иногда примыкают мелкие ложбины. Судя по морфологическим особенностям подобные ложбины следовало называть долинообразными понижениями, т.е. переходными формами между долинами и ложбинами. Типичные ложбины обычно имеют менее постоянную ширину, а на фоне плоских их дниц нередко выделяются озм и озолдобные образования, в то время как углубления заняты озерами (рис.2). Помимо того встречаются отдельные крупные ложбины, в которых отсутствуют как озера, так и озм и озолдобные холмы. Ложбины этой разновидности, кроме Субатско-Саукаской и Калупской, ваканциваются в их дистальных частях либо флювиогляциальными дельтами, либо сравнительно крупными озерами или намами.

Изучение богатого геологического (бурового) материала, полученного при геолого-съемочных работах (Я.Страуме, В.Кшкевич), гидрогеологических, инженерно-геологических изысканиях различными проектными организациями республики, показало, что почти все крупные ложбины и долинообразные понижения совпадают с погребенными долинами древней, возможно даже дочетвертичной гидрографической сети. Судя по всем признакам, рассматриваемые образования есть отражение древней гидрографической сети в современном рельефе. Так, например, наиболее крупные из них: Субатско-Саукаская, Витрупская, Сарумско-Риебиньская фактически врезаны в морену, которой выполнены древние долины (рис.3, 4), врезанные на глубину 100-200 м в поверхность коренных пород (В.Кшкевич, В.Вацеле, Г.Миронов). Исключением является лишь Лимбажское ложбиноподобное понижение, под которым такой врез отсутствует. Об унаследованном характере основных черт этих форм свидетельствует и их конфигурация. Ложбины нередко образуют целую систему, напоминающую речную сеть. Эти врезы в поверхности коренных пород отличаются крутосклонностью и V- или U-образным профилем. Отсутствие в подавляющем большинстве случаев достоверных аллювиальных отложений на днищах древних врезов, заполненных преимущественно

ществено моренными суглинками, еще не дает, на наш взгляд, оснований отнести их к долинообразным дожинам - образованиям ледникового выпахивания. Очень многие древние

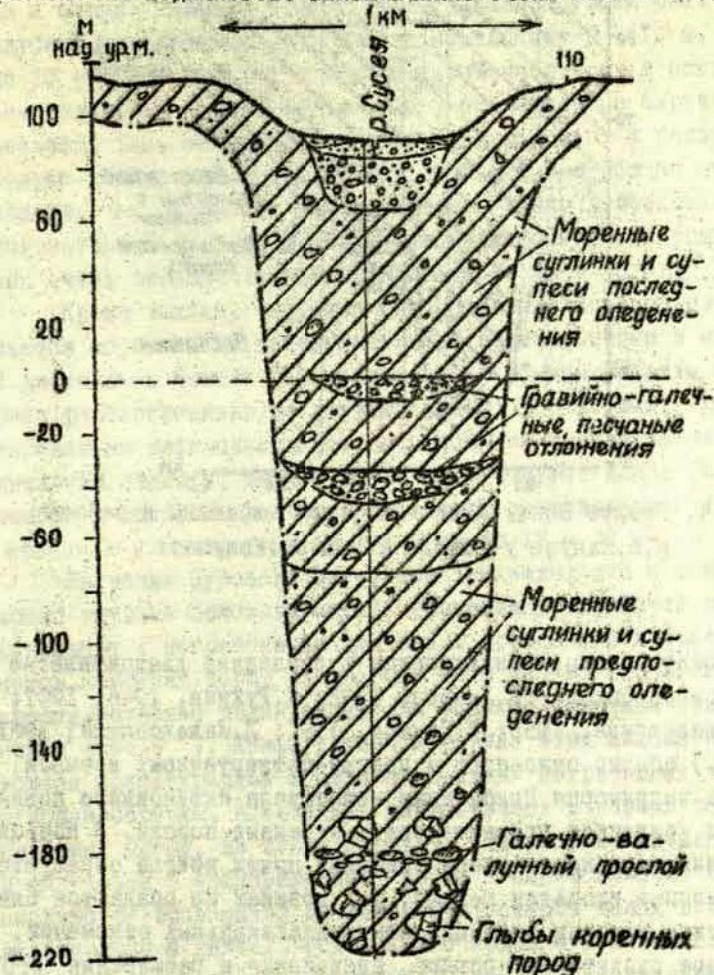


Рис. 3. Разрез Субатско-Саукаской ложбины выше г. Акниста в районе слияния рек Сусей и Элсите

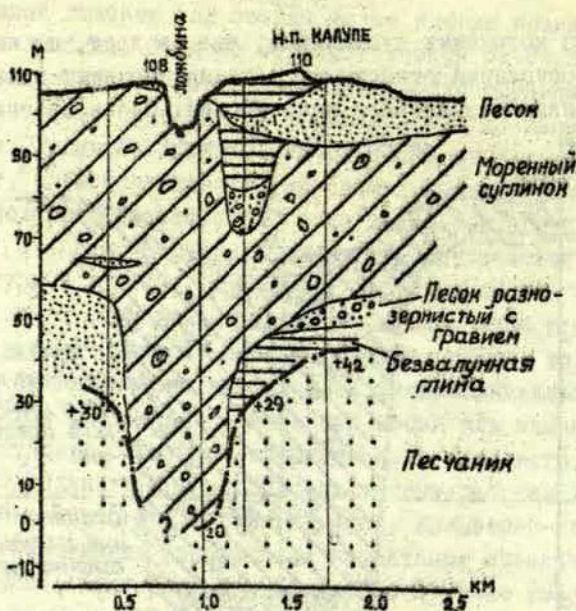


Рис. 4. Разрез Пилскаално-Калупской ложбины в районе н.п.Калупе у южного конца оз.Калупес.

глубокие долины, обнаруженные в последнее двадцатилетие на Северо-Западе (Б.Личков, 1942; Е.Рухина, 1946, 1947; М.Ковалевский, 1959; Э.Саммет, 1961; Д.Малаховский, 1961 и др.) обычно относятся к неоген-четвертичному времени, когда территория Прибалтики испытывала интенсивное поднятие и усиленное врезание рек в коренные породы. В подобных условиях при интенсивном врезании почти всегда образуются эрозионные площадки террас, а в долинах не создаются благоприятные условия для накопления аллювиальных отложений. По мере развития покровного оледенения и расширения его площади постепенно затухали и речные артерии, погребаясь наступающим ледником и частично заполняясь ледниковыми отложениями.

К другой разновидности ложбин относятся узкие (0,3 - 0,4 км, реже 0,5 - 0,7 км) ложбины непостоянной ширины с частыми порогами и выступами ложа, с продолговатыми озерами и озами, имеющие в плане форму меандрирующих рек. Их глубина непостоянная, но обычно составляет 5 - 10 м, реже до 10 - 20 м. Глубина ложбин и выраженность их в современном рельефе в полной мере зависит от характера окружающего рельефа. Так, например, ложбины, приуроченные к пологой озерно-ледниковой Средне-Даугавской равнине, обычно очень мелкие, невыраженные, прерывистые. Однако в пределах пологоволнистых равнин с участками мелкохолмистого рельефа они очень четкие. Их глубина достигает 10 - 20 м.

Кроме ложбин, напоминающих врезанные меандры рек, встречаются образования преимущественно прямолинейные в плане. В дистальных частях этих образований обычно развиты озы, реже флювиогляциальные дельты. Однако в ложбинах, ориентированных перпендикулярно по отношению к направлению движения ледника, дельты и озы отсутствуют. Длина систем ложбин и ложбиноподобных форм второй разновидности непостоянная и колеблется от 1 - 3 км до 15 - 30 км.

Изучение бурового материала показало, что и они, подобно крупным ложбинам первой разновидности, почти всегда совпадают с погребенными долинами, врезанными в поверхность коренных пород на глубину 40 - 120 м. Заполнены они преимущественно ледниковыми или водноледниковыми отложениями (рис.5). Конфигурация и ширина этих ложбин определена конфигурацией и шириной древних погребенных долин и долинообразных понижений, выработанных в поверхности коренных пород. Из этого следует, что меньшие размеры и, в частности, "меандрирующая" форма в плане зависит не столько от эрозионной деятельности потоков талых вод или аккумуляционной деятельности самого ледника в качестве основных формообразующих агентов, сколько обусловлена конфигурацией и размерами просвечивающихся через толщу четвертичных отложений - фрагментов неполностью уцелевшей погребенной древней долинной сети.

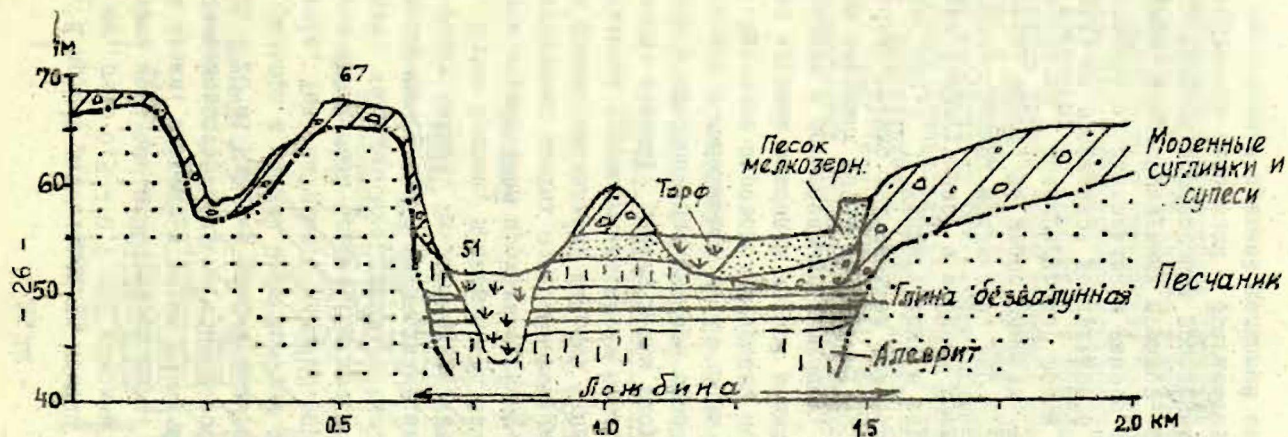


Рис.5. Разрез Вайдавско-Рабутской ложбины по линии трассы электропередачи Валмиера-Саласпилс южнее оз.Вайдава. Разрез составлен с использованием геологического материала института "Теплоэлектропроект"

Подытоживая все изложенное выше, можно оделать следующие выводы:

I. Преобладающая часть ложбин и ложбиноподобных образований, их ориентировка и размещение в низменных районах Латвийской ССР является отражением в современном рельефе фрагментов древней погребенной гидрографической сети. Причем, наиболее широкое развитие ложбин в отмеченных ранее районах Северо-Западно-Видземского поднятия и Восточно-Латвийской низменности является не случайным, а определено, по-видимому, связанным с наличием здесь погребенных долин основных магистралей древней гидрографической сети. Сравнительно выровненная и приподнятая поверхность коренных пород препятствовала накоплению здесь ледниковых и водноледниковых отложений значительной мощности. Возобновление и частичное сохранение древних врезов было обусловлено тем, что эти районы во время отступления ледника последнего оледенения оказались на стыках отдельных ледниковых язмок, на которые начал в это время распадаться край ледника.

Сохранение до наших дней следов древней гидрографической сети, несмотря на неоднократные надвигания и отступления ледника на рассматриваемой территории, можно объяснить частичным и систематическим возобновлением древних форм в межстадиальные и межледниковые времена. Однако такое возобновление древних долин возможно лишь потому, что большинство из них целиком не заполнялись ледниковыми и водноледниковыми отложениями, а частично были "законсервированы" мертвым льдом^{х)}. Мертвый лед, "пломбировавший" полые формы, отчасти предохранял их от экарации, так как движение льда осуществлялось выше ледяной пробки по внутренней поверхности скольжения (А.Асеев, 1967). Однако это вовсе не отрицает роль экарации в изменении имеющих

х) Подобные явления, когда древняя долинная сеть сохраняется под покровными ледниками, на примере Северной Земли описаны Н.Загорской (1959).

отрицательных форм в поверхности коренных пород. Она, по-видимому, проявлялась в начале оледенения, когда данная территория покрывалась ледником. При этом значительное расширение древних долин произошло лишь на отрезках, ориентированных по направлению движения ледника. Отдельные отрезки, ориентированные поперек направления движения ледника, по-видимому, не подвергались существенной ледниковой переработке. В позднеледниковье, во время интенсивного таяния ледника на месте современных ложбин под льдом первоначально образовались трещины, по которым циркулировали потоки талых вод, частично преобразовывая первичные очертания ложбин. Все же основная роль в изменении их облика принадлежала аккумулятивной деятельности потоков, а именно - в их размывающей деятельности. Поэтому здесь образовались озы, камы или флювиогляциальные дельты.

2. Литовскими исследователями (А. Гарункитис, 1961, 1965; Ч. Кудоба, 1965; А. Басаликас, 1959, 1969; А. Garunkitis, 1956 и др.) в пределах Балтийской моренной гряды на территории юго-восточной и северо-восточной Литвы неоднократно была отмечена непосредственная связь гляцигенных рытвин (ложбин) с определенными краевыми образованиями отдельных фаз и стадий последнего оледенения. На примере равнинных (низменных) районов Латвии такая непосредственная связь систем ложбин с разновозрастными зонами краевой аккумуляции хотя и в меньшей степени, но все же установлена.

Системы субгляциальных ложбин Северной Латвии приурочены в основном к Линкувской и Плиеньской межмаргинальной зоне, а в пределах восточной и юго-восточной Латвии - к Калдабрунской и Вайнедско-Гулбенской межмаргинальным зонам.

Литература

- Асеев А.А. Генетическая классификация ледниковых озер равнин. История озер Северо-Запада. Материалы I Симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР, Л., 1967.
- Басаликас А.Б. Разнообразие рельефа ледниково-аккумулятивной области. Материалы всеоледенение и ледниковый морфогенез, Вильнюс, 1969.
- Гарункитис А. К вопросу о происхождении и эволюции гляцигенных ложбин озер Литвы. В сб.: Сборник статей для XIX Международного геогр. конгресса, Вильнюс, 1960.
- Гарункитис А. Значение гляцигенных рытин для определения динамики последнего оледенения в юго-восточной Литве. Вопросы голоцена. Сборник статей к VI Международному конгрессу ИНИВА в Варшаве 1961 г. Вильнюс, 1961.
- Гарункитис А., Станайтис А. К вопросу о происхождении озер Дуса, Метелис и Обедия. Научн. сообщ. ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР, т. 10, вып. 2, Вильнюс, 1959а.
- Гарункитис А., Станайтис А. Эволюция озер Вилкокшнис в позднеледниковье и в начале послеледникового периода. Научн. сообщ. ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР, т. 9, Вильнюс, 1959б.
- Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных правых Русской равнины. Изд-во "Наука", М., 1964.
- Горецкий Г.И. О генетических связях краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпаживания и размыва, гляциодислокаций и оторженцев. Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.
- Грейсер Е.Л. Озерные котловины Карельского перешейка. История озер Северо-Запада. Материалы I Симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР, Л., 1967.
- Ковалевский М.И. О рельефе поверхности коренных пород Латвийской ССР. Изв.: АН Латв. ССР, № 11, 1959.
- Корина Н.А., Фаустова М.А. Геоморфологические особенности краевой зоны последнего оледенения в районе с. Микулино (Смоленская обл.). В сб.: Географические сообщения (Ин-т Географии АН СССР), вып. 3, М., 1966.

- Лесняк В.К. Эволюция озер Пековокой области. История озер Северо-Запада. Материалы I Симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Ленинград, 1967.
- Личков Б.Л. О происхождении древних глубоких размывов четвертичного и предчетвертичного времени в ледниковом районе Европейской части СССР. Пробл. физ.геогр., вып. II, 1942.
- Малаховский Д.Б. Развитие рельефа северной части Валдайской возвышенности. В сб. "Палеогеография четвертичного периода СССР", Изд-во МГУ, М., 1961.
- Николаев В.А. Сарпинско-Даванская ложбина и ее происхождение. Изв. ВГО, вып. 4, 1957.
- Рукина Е.В. О характере дочетвертичного рельефа Ленинградской области и Прибалтики. Бюлл. ЛГУ, № 9, 1946.
- Рукина Е.В. О предчетвертичных долинах северо-западной части Русской платформы и их геологическое значение. Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., XIX, вып. 2, 1947.
- Саммет Э.Ю. Некоторые вопросы четвертичной геологии и геоморфологии западной части Ленинградской области. Палеогеография четверт. периода СССР. Изд-во МГУ, М., 1961.
- Синягина Е.Я. Геоморфология Ловатско-Валдайского участка Калининской области. Уч. зап. МГУ, вып. 23. Географин. М., 1938.
- Станкевич Е.Ф. Об истории развития гидрографической сети северо-востока Европейской части СССР. Доклады АН СССР, т. 109, № 1, 1956.
- Чеботарева Н.С. Галичская ложбина. Уч. Зап. Моск. гор. пед. ин-та, т. 9, 1947.
- Чеботарева Н., Вигдорчик М. Морфогенетические особенности рельефа. Ледниковый морфогенез и развитие озерно-речной сети. В сб.: "Последний Европейский ледниковый покров". Изд-во "Наука", М., 1965.
- Чеботарева Н.С., Фаустова М.А. Формы рельефа краевых зон, созданных в период деградации последнего оледенения. В кн.: "Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР", Изд-во "Наука". М., 1969.
- Шик С.М. Доледниковая гидрогеографическая сеть юго-западного Подмосковья и ее развитие в плейстоцене. В кн.: "Тезисы докладов Всес. межведомств. совещ. по изуч. четв. периода 16-27 мая 1957 г." Секция Русской равнины. М., 1957,

- Шик С.М. Погребенные доледниковые долины юго-западной части Подмосквовного бассейна. Мат. по геол. и ползн. ископ. центр. районов Европ. части СССР, вып.3. М., 1960.
- Загорская Н.Г. Характер древнего оледенения почти равнин по материалам современного оледенения архипелага Сев.Земли. Вопросы Географии. Сб.46. М., 1959.
- Занин Г.В. Древние и современные эрозионные формы рельефа Окско-Донской равнины и их взаимоотношения. Автореф. канд. дис. (ИГ АН СССР). М., 1954.
- Якушко О.Ф., Калечиц В.А. Типы озерных котловин Белорусского поозерья. История озер Северо-Запада. Материалы I Симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР, Л., 1967.
- Kozarskis S. The origin of subglacial channels in the North Polish an North German Plain. Bull. Soc. znis. sci. et lettres Poznan, 1966-67 (1968), B. Nr.20.
- Kudaba S. Kai kurios pastabos apie rinu, kilme Dzukijos aukštumos. Lietuvos TSR Aukštu, ju, Mokyklu Mokslu darbai, Geografija ir geologija, III t., Vilnius.
- Nechay W. Studia nad geneza jezior Dobrzynskich. Przegląd geograficzny, 11, 1932.
- Majdanowski S. Jeziora Polski, Przegląd geograficzny, VI, 2, 1954.
- Werth E. Das Eiszeitalter. 2. Aufl. Berlin (Geschen). 1917.
- Werth E. Das Eiszeitalter, Berlin und Leipzig. 1920.
- Woldstedt P. Studien in Rinnen und Sonderflächen in Norddeutschland. Jb.Preuss. Geol. Landesanst., 42, 1923.
- Woldstedt P. Die Entstehung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten, Eiszeitalt. U. Gegenwart, 2, 1952.
- Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Stuttgart, 1954.
- Zans V. Diluvialā ledus pēdējās kustības Latvija. Rīga, 1932/33.
- Zāns V. Osi un citi diluvialie veidojumi Limbažu apkārtnē. Geogrāfiskie raksti. III un IV. Rīga, 1934.
- Zāns V. Ledus laikmets un pēsledus laikmets Latvija. Latvijas zeme, daba un tauta. I. Rīga, 1937

Г.Я. Эберхард

**ФОРМИРОВАНИЕ ГОЛОЦЕНОВЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
СРЕДНИХ И МАЛЫХ РЕК ОБЛАСТИ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ
(на примере бассейна реки Даугавы)**

Основные положения о строении и специфике формирования аллювия крупных равнинных рек в различных климатических областях раскрыты в обстоятельных монографических работах Е.В.Шанцера (1951, 1961, 1966) и Ю.А.Лаврушина (1963, 1966). Однако до сих пор малозученными остаются аллювиальные отложения средних и малых рек^{х)}.

В представленной работе на основании изучения семнадцати средних (Огре, Айзиеkste, Балупе, Резекне, Малта и др.) и малых рек (Весета, Арона, Лауце, Рудня, Эглайне и др.) - притоков первого и второго порядков р.Даугавы, обобщен собранный фактический материал по строению аллювиальных свит.

Исследованиями нами реки бассейна Даугавы находятся в пределах умеренной климатической зоны, по существу являются реками местного питания. Они полностью располагаются в пределах области последнего оледенения со свежим ледниковым и водноледниковым рельефом, отличающ таким образом, молодостью и невыработанностью долин. А это, по-видимому, налагает свой особый отпечаток на общий ход формирования аллювиальных отложений, выдвигая на передний план роль физико-географических компонентов.

По гидрологическому режиму реки относятся к восточно-европейскому типу (М.К.Давыдов, 1947). Их внутригодовой ход водности отличается высоким весенним половодьем, в течении которого проходит 40 - 60 % объема стока, и низким стоянием уровня в летний и осенний периоды. В реках бассейна Даугавы половодье обычно начинается в третьей декаде

^{х)} Средними и Малыми реками (условно для Латвийской ССР) считаются реки с водосборной площадью менее 1000 км², хотя в связанном масштабе они целиком относятся к группе малых рек.

марта, достигая максимума во второй декаде апреля. Средняя продолжительность ледостава, когда эрозионная деятельность рек сведена до минимума, составляет 3 - 3,5 месяца (Л.Глазачева, 1965).

Весеннее половодье на реках является основным периодом эрозионно-аккумулятивной деятельности русловых потоков, поскольку именно за это время происходит существенные деформации русла рек и накопление молодого аллювия в русле и на заливаемых поймах. Если половодье на малых и средних реках длится в среднем до 40 дней (А.Пасторс, 1966), то продолжительность затопления поймы на отдельных реках достигает 10 - 12 дней. Спад уровней весеннего половодья продолжается до мая - июня, после чего на реках устанавливается летняя межень, продолжающаяся по сентябрь (Э.Московкина, 1959).

Для мелких и средних рек республики, в особенности протекающих по возвышенностям, характерны дождевые паводки, часто прерывающие летний меженный период. Однако для формирования молодого аллювия на поймах они не имеют существенного значения. Поймы обычно не заливаются, наблюдается лишь некоторое усиление боковой эрозии на участках с развитой извилистостью рек.

Режим уровней и высота паводков каждой реки определяются спецификой ее бассейна. Существенными факторами, оказывающими влияние на изменения высоты уровней даже на одной реке, являются особенности морфологии долины и продольные уклоны русла. Принимая во внимание то обстоятельство, что такие компоненты как количество и режим выпадающих в бассейне одной малой или средней реки осадков довольно одинаковые как в верхнем, так и в среднем течении реки, высота уровней непосредственно определяется характером рельефа. Так, для большинства рек, протекающих в пределах возвышенностей с преобладанием больших продольных уклонов (1-4 м/км, реже до 5-8 м/км), средняя многолетняя высота максимальных уровней весеннего половодья превышает среднюю многолетнюю межень от 1,5 до 2,5 м.

Лишь в более крупных межхолмных (межрядовых) понижениях и котловинах, с ничтожными уклонами реки ($< 0,5$ м/км), она достигает 3 - 3,5 м. На низменностях в связи с малыми продольными уклонами (0,2 - 1 м/км), а иногда с большой извилистостью, величина превышения уровней обычно возрастает до 2 - 3,5 м. Приведенные цифры указывают на теоретически возможную высоту поймы. Фактически, как показывают результаты исследования, действительная высота поймы обычно на 0,3 - 0,5 м ниже средней многолетней высоты уровня половодья.

Большинство изученных нами рек бассейна отличаются довольно сложной историей формирования, начиная уже с позднеледникового, о чем свидетельствует "ярусное" расположение спектров террас. Отдельные спектры состоят из двух - четырех террасовых уровней, однако голоценовыми образованиями являются лишь поймы и первые надпойменные террасы, т.е. уровни с относительной высотой всего 3 - 5 м.

Далее более подробно рассмотрены особенности строения аллювиальных свит и специфика накопления отложений русловых и пойменных фаций. Прежде всего следует проанализировать теоретически возможную ("нормальную") мощность аллювия и сопоставить эти данные с действительным положением. Судя по весьма приблизительным подсчетам теоретически возможная мощность аллювия средних и малых рек не постоянна и, изменяясь по различным отрезкам долин, в общем имеет тенденцию возрастать вниз по течению. Для средних рек бассейна (Огре, Педедзе, Айвиесте, Дубна, Резакне) в пределах возвышенностей "нормальная" мощность аллювия составляет 3 - 4 м. В долинообразных понижениях, используемых реками, и на низменностях она соответственно возрастает до 5 - 7 м. Для малых рек "нормальная" мощность аллювия несколько меньше и распределяется следующим образом: на возвышенностях (кроме крупных понижений) 2,5 - 3 м, а в пределах низменностей и долинообразных понижений - 3,5 - 6 м.

Как правило, мощность аллювиальных свит в основном не-
большая и к тому же существенно изменяется даже на корот-
ких отрезках долин. Эти изменения мощностей происходят
преимущественно в пределах "нормы". Опять таки выделяется
группа отрезков долин, где русла рек выработаны в корен-
ных породах, а продольные уклоны достигают значительных
величин ($i = 3$ м/км). Таковы, например, отрезки долины
нижнего течения р.Огре и отдельные отрезки в пределах
Центрально-Видземской возвышенности или Ливанский отрезок
долины р.Дубны. Здесь аллювий меньше "нормы". Как правило,
сниженная мощность аллювия обычно наблюдается лишь на тех
участках рек, где продолжается усиленное врезание или же
в местах появления в русле и бортах долин коренных пород.
Голоценовые поймы и надпойменные террасы по своей морфоло-
гии, строению и мощности аллювия различны, часто изменя-
ются по очень коротким отрезкам долин. Эти изменения, обу-
словленные как особенностями рельефа и геологического
строения местности и самих долин, так и последовательно-
стью и продолжительностью времени формирования, нашли не-
посредственное отражение в соотношении основных фаціаль-
ных группах аллювиальных свит, в типах слоистости и в
литологическом составе пойменного и руслового аллювия.

В бассейне Даугавы развиты поймы и I террасы, постро-
енные по перстративному или же по инстративному типам. Как
правило, большинство малых и средних рек возвышенностей
и их склонов на участках усиленного врезания имеют террасы и
и поймы, построенные по инстративному типу, хотя тут же,
в пределах этих участков, встречаются отрезки рек с более
выположенными продольными уклонами русла, где развиты уже
аккумулятивные поймы, построенные по перстративному типу.
Аллювиальные свиты хотя и маломощны ($2 - 3$ м), но обычно
имеют двучленное строение.

Однако на тех отрезках, где реки приурочены к котло-
винам и крупным межхолмным понижениям возвышенностей с
озероидными расширениями долин, поймы всегда построены
по перстративному типу и аллювиальная свита имеет двучленное

строение. Кроме хорошо развитого пойменного аллювия, нередко составляющего всю видимую часть разреза, довольно широкое развитие иногда приобретает старичный аллювий.

Распределение в пределах возвышенностей отрезков долин с поймами, построенными по инстративному или перотративному типам в большинстве случаев не является результатом эрозивно-аккумулятивной деятельности реки, а чисто местным, определенным характером окружающего рельефа. Это лучше всего видно на примере четковидных долин. Кроме того, известную роль играло и геологическое строение и литологический состав пород, в которых выработаны долины. Особенно ярко этот локальный фактор в накоплении аллювия проявляется на тех отрезках, где реки врезаются в коренные породы (доломиты и песчаники). Поскольку здесь резко ограничено как боковое смещение русла, так и врезание в глубину, а сами русла узкие, то накопление аллювия почти не наблюдается. Следовательно, на таких отрезках долин обычно встречаются площадки пойм и первых террас, представленные отпрепарированными эрозией пластами коренных пород.

В разработанной Е.В. Шанцером (1961, 1966) и позже дополненной Ю.А. Лаврушиным (1966) принципиальной схеме строения аллювия равнинных рек умеренного пояса выделено несколько вариантов строения аллювиальных свит "о различной относительной роли основных фаций аллювия". Описанные Ю. Лаврушиным (1966) первые два варианта^{х)}, свойственные рекам умеренной зоны, характерны и для реки Даугавы и ее притоков. Следует отметить, что хотя в бассейне развиты оба типа, однако невозможно выделить даже одну реку, для которой целиком был бы характерен только один вариант строения аллювиальных свит. Это вполне понятно, поскольку малые и средние реки, будучи реками местного питания и

х) В аллювиальных свитах, построенных по первому варианту соотношений фаций, пойменные отложения составляют одну треть видимой мощности, а в свитах, построенных по второму варианту - в разрезе преобладают пойменные отложения.

располагающиеся в пределах разных геоморфологических районов, в значительной мере несут яркий отпечаток воздействия локальных факторов. К первому варианту с "нормальным" соотношением фаций могут быть отнесены лишь поймы низких течений рек Педедзе, Малты и Резекне.

Широко распространен второй вариант соотношения фаций, где в видимой части разреза аккумулятивных пойм, а также первых террас, построенных по перстративному типу, преобладают отложения пойменного аллювия. А это, по словам Ю.А.Лаврушина (1966, стр.163 - 164), "может быть обусловлено значительными весенними половодьями, во время которых реки перекосят достаточное количество взвешенных наносов, необходимых для накопления мощного пойменного аллювия". Этот тип соотношения фаций не свойствен средним и малым рекам бассейна.

Однако необходимо подчеркнуть, что аллювий как пойм, так и низких надпойменных террас большинства средних и малых рек имеет промежуточный вариант строения, который может быть назван вариантом равновесного соотношения фаций. В этом случае мощность пойменных отложений, четко отделяемых от русловых, обычно составляет половину от общей мощности видимой части аллювиальной свиты и не больше. Как было выявлено, такой вариант строения аллювиальной свиты характерен рекам Огре, Весета, Арона, Резекне, Малта, Педедзе и др. на отдельных отрезках с более пологими выработанными продольными профилями, преимущественно в условиях относительно стабильного положения их русел. Кроме того, по упомянутому варианту соотношений фаций построены поймы рек Огре, Педедзе, Весеты и Арона на таких отрезках, где они находятся в стадии ограниченного меандрирования.

Увеличенная мощность отложений пойменной фации, по всей вероятности, отражает весьма длительный период формирования поймы (или местами I террасы), начиная еще от позднеледникового времени. Этому способствовало и то обстоятельство, что отмеченные участки, отличающиеся более

выполненными профилями рек и наиболее широкими площадками поймы по сравнению с расположенными выше участками, являлись как бы "отстойниками" взвешенных наносов. По-видимому, к этому же варианту следует отнести аккумулятивные поймы малых, усиленно меандрирующих рек и верховьев средних рек, приуроченных к более крупным межхолмным впадинам и забодоченным понижениям возвышенностей.

Принимая во внимание упомянутые различия строения поймы и частично I террасы, можно сказать, что частая смена площадок террас в одной долине с аллювием, построенным по различным вариантам соотношений фаций, преимущественно отражает изменения узко локальных местных условий (упадок, геологического строения, рельеф, морфологических особенностей самих долин), заимствованных реками от более ранних этапов развития. Собственно изменения гидрологического режима рек бассейна Дугавы, проявляющиеся в первую очередь в особенностях режима и продолжительности паводковых уровней, по-видимому, являются второстепенными факторами и не оказывают существенного влияния на процесс накопления аллювия, в особенности, на соотношение основных фаций в аллювиальной свите. Очевидно, увеличенная мощность пойменных фаций, составляющая половину, а то и преобладающую часть видимого разреза аллювиальной свиты, кроме прочих местных факторов, определена длительным процессом развития, начиная еще от позднеледниковья. Кроме того, для средних рек накопление пойменной фации увеличенной мощности, по сравнению с "нормальной" построенной аллювиальной свитой, определено отсутствием процесса свободного меандрирования рек. Это подтверждается и тем, что на тех отрезках долин, где реки усиленно меандрируют (рис.1), например, Игровский и Силеникский отрезки долины р. Педдэ, пойменный аллювий составляет примерно одну треть от общей видимой части аллювиальной свиты (рис.2). Таким образом, есть основание считать, что аллювиальные свиты, построенные по "нормальному" соотношению фаций, впервые описанные Ш.В.Шанцером (1951, 1966), формируются у средних

и крупных свободно меандрирующих рек.

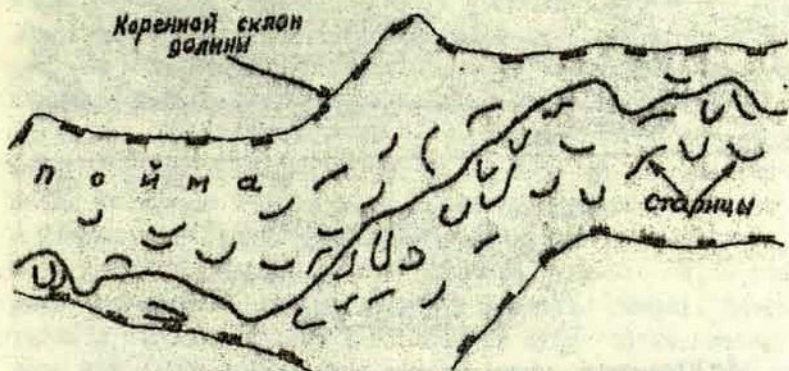


Рис. I Геоморфологическая схема долины р. Педедзе в пределах Силениекского отрезка.

На примере р. Гауя в пределах Латвийской ССР поймы, построенные по этому соотношению фаций впервые были подробно описаны О. Аболтычем (1969). Довольно часто на низменностях, а также и на возвышенностях, где средние и малые реки унаследовали довольно обширные озеровидные понижения, пойменные отложения часто вообще отсутствуют, или замещаются болотными, залегающими непосредственно на русловом аллювии. Это объясняется тем, что в отличающихся малыми водосборными площадями реках, взвешенные наносы (алеврито-глинистые фракции) поступают в небольшом количестве, недостаточном для формирования пойменного аллювия в пределах всей поймы. К тому же низкое положение поверхности поймы, высокое стояние грунтовых вод, способствуют усилению процессов заболачивания.

наблюдаются некоторые особенности и различия у рек со свободным и ограниченным меандрированием, и реками у которых процесса меандрирования отсутствует.

Наиболее интересным с точки зрения условий накопления и расчленения на фации является русловой аллювий рек со свободным меандрированием, продольные профили которых находятся в динамическом равновесии. На рассматриваемой территории такие реки, как правило, не имеют широкого развития. Отдельные их отрезки длиной 5 - 15 км встречаются в пределах низменностей. Более типичны в этом отношении Игривский и Силеникский отрезки долины р. Педееде. В условиях свободного бокового перемещения русла один борт русловой ложбины всегда является подмываемым, а второй - намываемым, где формируется русловая отмель. Здесь толща руслового аллювия наращивается путем последовательного прислонения все новых и новых его слоев, налегающих обочу на наклонную поверхность растущей отмели, по мере смещения русла в сторону вогнутого берега. Основная масса каждого такого слоя формируется за счет намываемых придонными токами поперечной циркуляции относительно крупных влекомых наносов. Тонкие пылевато-глинистые частицы в взвешенном состоянии выносятся рекою вниз по течению и выпадают на поверхности широкой заливаемой поймы.

Наряду с весьма хорошо промытыми мелко- и среднезернистыми песками в составе руслового аллювия обязательными членами становятся прослой заиления, "отмечающие верхнюю границу сезонной аккумуляции аллювия на русловой отмели" (Е. Шандер, 1966). Однако на примере средних рек Латвии, в отличие от крупных равнинных рек, здесь прослой заиления сложен обычно не супесчано-глинистым материалом, а скоплениями полуразложившихся остатков растений, кусков древесины, ветвей, коры деревьев и т.д. Исключением является лишь самая верхняя часть отложений русловой отмели. Это объясняется тем, что интенсивно подмываемые берега реки покрыты густыми зарослями кустарника и отдельными деревьями, которые по мере подмывания бортов русла попа-

дают в реку^х).

Весной они транспортируются вниз по течению и, по мере спада скоростей течения, остаются преимущественно на нижней части наклонной к реке поверхности отмели. Более крупные ветки и стволы деревьев остаются на дне русла либо в стрежневой зоне, либо на более близкой к реке части русловой отмели и влед за смещением русла в сторону эродируемого борта, покрывается более молодым аллювием пристрежневой фации и фации русловой отмели.

В загонах нередко накаплиются более мощные пачки (до I - I,5 м), состоящие из заиленных, глинистых песчаных отложений с большим количеством остатков растений и древесины. Такой ход накопления остатков древесины и даже целых стволов очень хорошо можно наблюдать в русле и на русловой отмели во время летней межени, когда из-под воды освобождается часть отмели. В виду того, что растущая русловая отмель обычно занимает узкую полосу (всего 5 - 15 м), а русло реки также не превышает в ширине 15 - 30 м, почти не наблюдается формирование столь характерных для верхней части русловой отмели пачек с горизонтально-линзовидной слоистостью и слоистостью рёби течения.

Такая последовательность накопления руслового аллювия имеет место не только в настоящее время, но существовала и во время образования сегментов поймы более древних генераций. Доказательством этого служит не только рельеф дугообразных осленых стариц на поверхности поймы, но, в частности, само строение аллювия и текстурные особенности отдельных пачек. Довольно четкое представление дает, например, рисунок 3, где описано обнажение поймы у подмываемого рекой Педедзе обрыва ниже х.Плывениеки.

Как следует из вышеизложенного, а также данных изучения текстурных особенностей нескольких разрезов, в русловом аллювии рек со свободным меандрированием основную часть его видимой мощности составляют отложения фации х) Этот процесс частично происходит и летом.

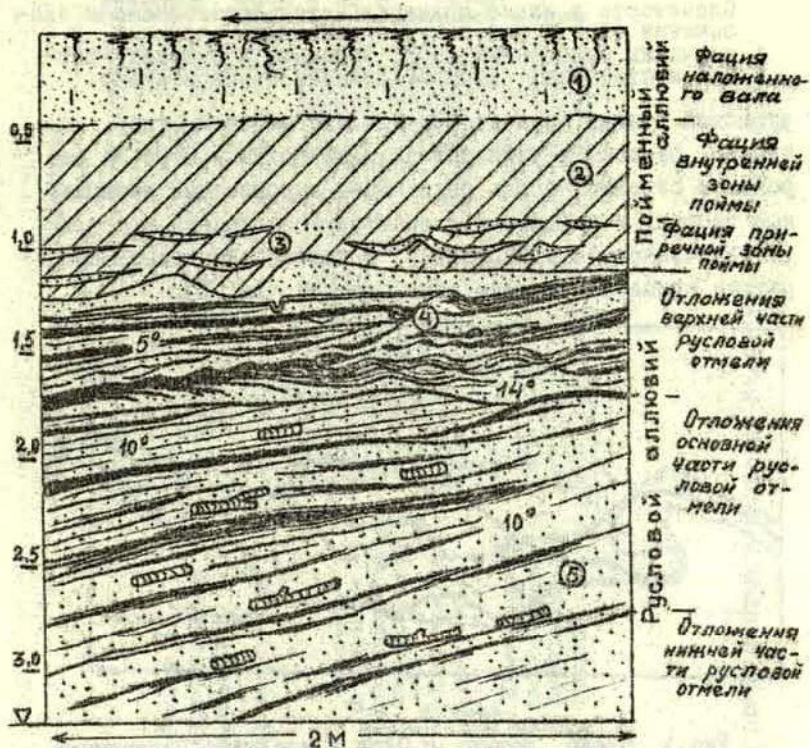


Рис.3 Разрез аллювия поймы р.Педедзе ниже х.Пявениеки (обн.182).

- 1 - Песок алевритистый, гумусированный, скрытослоистый,
- 2 - Суглинок легкий, кусковатый, коричневатый, скрытослоистый, постепенно переходит в
- 3 - Суглинок легкий синевато-серого цвета с тонкими линзами (1-2 см) суглинка светло-серого цвета,
- 4 - Чередование линз и прослоек (различной мощности) желтого мелкозернистого песка, алеврита и алевритистого песка (показано черным цветом) содержащих иногда остатки растений,
- 5 - Песок мелко- и среднезернистый залегает в пачках (мощность 5-20 см), наклонных вниз по течению реки. Пачки одна от другой отделены маломощными (0,2 - 0,3 м) прослойками растительного детритуса черного и темно-коричневого цвета. Слоистость в прослойках мелколинзовидная. Однако в пачках песка наблюдается параллельное и параллельно-линзовидное залегание слоев.

Слоистость в пачке подчеркивается прослойками и линзочками (1 - 2 мм) полуразложившихся растений. В песчаных отложениях много обломков древесины, ветвей и отдельных стволов, лежащих горизонтально.

русловой отмели. К подобному литологическому типу, например, относится русловой аллювий поймы р.Огре на Веренском отрезке. Здесь река имеет выровненный продольный профиль и крупные медленно перемещающиеся меандры (ограниченное меандрирование) с поясом меандрирования равным примерной ширине самой долины (рис.4).



Рис.4 Схема долины р.Огре в пределах Веренского отрезка.

Но, поскольку в видимой части руслового аллювия преобладают мелкозернистые и алевритистые пески и даже алевриты, резко меняется и характер слоистости. Как видно на рис.5 и 6, часто появляются пачки алевритистого песка и алеврита с характерной слоистостью раби течения, свойственной для отложений верхней части русловой отмели. Однако основная часть видимого разреза русловой пачки обычно сложена наклонными вниз по течению реки пачками из алеврита, супеси, алевритистого и мелкозернистого песка, иногда с параллельной и параллельно-линзовидной слоистостью. Пачки мелкозернистого песка с параллельной, прерывистой слоистостью разделяются прослойки (1-3 см) коричневого алеврита и алевритистого песка.



Рис. 6 Разрез аллювиальной свиты поймы р.Огре в пределах Верхнего отрезка долины ниже н.п.Менгеле.

Эти общие закономерности изменения гранулометрии и типа слоистости снизу вверх по разрезу, как указывает Е.Шандер (1966, стр.180), действительно для руслового аллювия всех равнинных рек. Однако относительная роль разных литогенетических типов русловых осадков может существенно меняться в зависимости от размера реки, особенностей ее гидрологического режима и средней крупности влекомых наносов. Таким образом, здесь, на примере рек с ограниченным меандрированием и рек со свободным меандрированием, в видимой части разреза руслового аллювия преобладают разновидности осадков русловой отмели.



Рис.7 Разрез аллювиальной свиты поймы р.Огре в пределах Веренского отрезка долины у х.Полиешкрого.

Наблюдаемые вариации типов слоистости в различных пачках руслового аллювия являются следствием изменения гранулометрического состава аллювия.

Для средних и отчасти малых рек с менее выровненными продольными профилями и слабым развитием малоподвижных меандр, где на коротких отрезках они продолжают еще врезаться, русловой аллювий имеет несколько иной характер. В первую очередь он отличается укрупнением гранулометрического состава, что следовательно влечет за собой и существенные изменения соотношений основных литогенетических групп (отложений фаций пристрежневой и русловой отмели) в видимой части разреза. Типичным примером служит участок нижнего течения р.Огре. Здесь реке свойственна смена вниз по течению коротких отрезков порядка 0,5 - 2 км с выровненным продольным профилем и отрезков, где река продолжает усиленно врезаться. На первых - река находится как бы в динамическом равновесии,

наблюдаются лишь незначительное нарушение берегов путем боковой эрозии, а во вторых - диагональное врезание, сопровождающееся частыми разрушениями площадок поймы и террас. Если для усиленно меандрирующих рек, как мы видим, свойственно более или менее четко выраженное преобладание одной фациальной группы отложений на всем участке долины, так как здесь довольно однородное геологическое строение, ложа русла и прилегающей местности, то нижнее течение р. Огре более сложно. Частая смена отрезков, где русло выработано как в доломитизированных пещаниках, так и в моренных суглинках, непосредственно определяло характер и морфологические особенности не только самой долины в целом, но и размеры и конфигурацию русла и поймы, а также и резкие изменения гранулометрического состава аллювия. Все эти локальные факторы вместе взятые непосредственно проявлялись в процессе формирования руслового аллювия. Поэтому и понятно, почему здесь невозможно выделить по преобладанию какую-нибудь фациальную группу, хотя в разрезе аллювия более или менее четко выделяются как прибрежная фация, так и фация прирусловых отмели.

Только что сказанное иллюстрируется несколькими разрезами аллювий р. Огре (рис. 7), описанными на различных отрезках долины. В более или менее выраженной форме такая смена гранулометрического состава руслового аллювия и связанных с ней текстурных особенностей характерно для рек с еще не выработанными продольными профилями, определенным различным геологическим строением самих долин.

В русловом аллювии малых рек дифференциация на основные фациальные группы выражена слабо. Это, по-видимому, объясняется не только малым размерами самого русла, и незначительной энергией руслового потока, способной перемещать по дну большие массы влекомых наносов, но и очень слабым развитием или полным отсутствием у меандрирующих рек русловой отмели. Поэтому становится понятным, почему в русловом аллювии рек, находящихся в

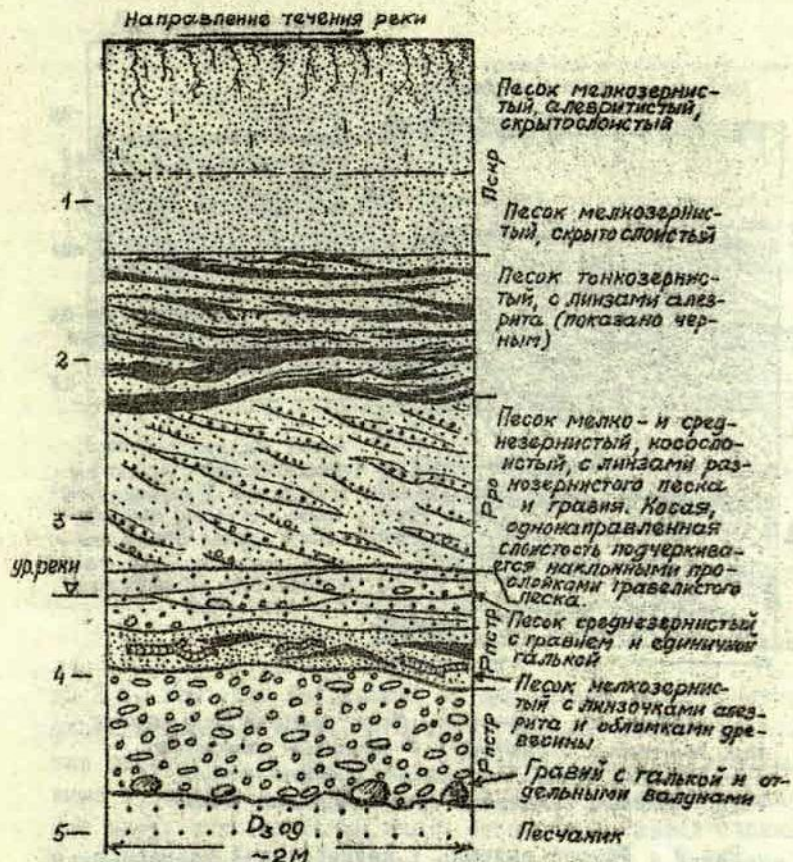
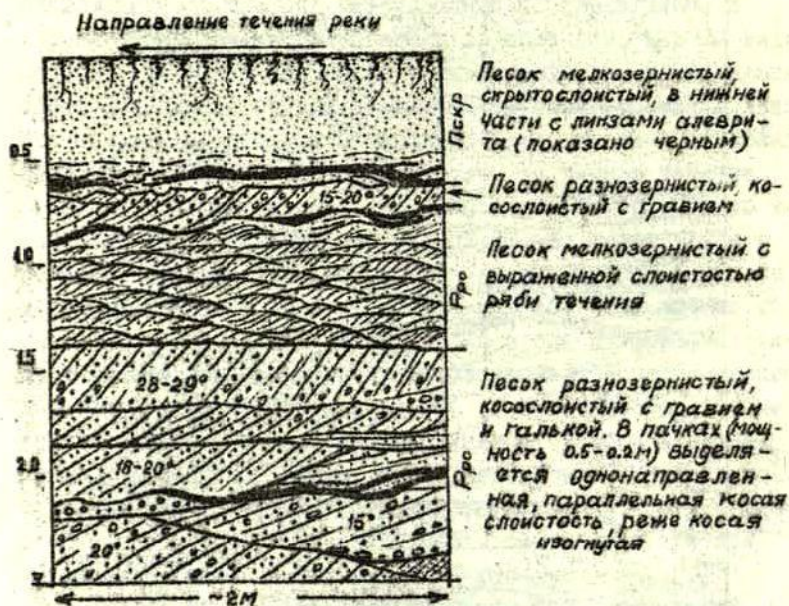


Рис. 8 Строение аллювиальной свиты I надпойменной террасы р.Огре ниже н.д. Ледмане у х.Берзкалны.

относительном динамическом равновесии, развиты песчано-гравийные, часто слабо отсортированные отложения с горизонтально-линзовидной или косой разнонаправленной слоистостью (рис. 8), присущей пристрешневой фации. Часто руловоые отложения сильно редуцированы.



П - Пойменные отложения; Пскр - фация скрытослойных пойменных отложений; Р - русловые отложения; Ррп - Русловые отложения фация русловой отмели; Ррпст - Русловые отложения пристречневая фация.

Рис. 9 Разрез аллювия I надпойменной террасы р. Огре ниже н.п. Ледмане у х. Целаи

Своеобразием протекания самого процесса накопления отличается аллювий сильно меандрирующих малых рек как в озерновидных расширениях, в долинообразном понижении и в межхолмных впадинах возвышенностей, так и на низменностях, где местами реки имеют широкие поймы. Русла рек здесь узкие (до 2 - 12 м) с крутыми, невысокими (1-2 м) берегами, поросшими густым кустарником. Глубина на плесах



I - Болотные отложения с тонкими линзами аллювиальных отложений; II - Аллювиальные отложения; III - Озёрные отложения.

Рис. 10 Разрез отложений слагающих пойму р. Весета ниже х. Гужас (Весетникокий отрезок долины)

до 2 м. Усиленно меандрируя по дну долины, реки образовали сложную систему меандр и стариц. Процесс накопления аллювия рассмотрим на примере р. Илуксте в пределах ложбины выше н.п. Шейдере. Судя по естественным обнажениям, видимая часть аллювия поймы очень однородна. Разрез сложен преимущественно скрытослоистыми суглинками и супесями коричневого, грязнокоричневого или даже коричневатосерого цвета мощностью I-I,5 м. Только в нижней части разреза, примерно на высоте меженного уровня реки наблюдается неясно выраженная горизонтальная и горизонтальнолинзовидная слоистость, обусловленная наличием маломощных прослоек и линз растительного детритуса и остатков древесины. Это отложения пойменного аллювия.

Пачка подстилается серыми, сильно заиленными глинистыми песками и супесями руслового аллювия, обогащенными

остатками неравложившихся растений, обломками ветвей деревьев и даже целыми стволами. Наличие в русловых отложениях столь тонкозернистого материала, следует связать с тем, что в условиях преобладающего усиленного бокового смещения русла по дну долины при ничтожно малых продольных уклонах здесь происходит лишь перетолжение размывтого пойменного супесчано-глинистого материала. Кроме того, осуществляется обогащение в большом количестве ветками и обломками стволов, накопившимся на крутой поверхности узких полос русловой отмели, а также погребением целых кустов и деревьев в плесовых ложбинах дна русла на головных участках, где происходит его смещение в сторону интенсивно размываемой площадки поймы.

Аллювиальные отложения пойменных фаций

Как было отмечено уже ранее, аллювий современных пойм и I террас средних рек бассейна Даугавы, построенных по перстративному типу обычно имеет двучленное строение, причем в видимой части разреза нередко преобладает пойменный аллювий. Еще Е. Шанцером (1961, 1966), подробно изучавшим общие закономерности строения и формирования перстративного аллювия крупных равнинных рек, было установлено, что "в составе пойменного аллювия можно выделить две основные фациальные группы отложений, представленные существенно различными литогенетическими типами осадков" (стр. 182, 1966), формировавшимися соответственно в приречной и внутренней зонах поймы. Изучение строения аллювия и его текстурных особенностей на примере средних и отчасти малых рек бассейна Даугавы подтвердило наличие фациальной расчлененности пойменного аллювия на те же две группы отложений. Однако следует добавить, что основную часть разреза пойменного аллювия почти всегда составляют скрыто-слоистые отложения так называемой "внутренней зоны поймы" и очень часто отложения приречной зоны осадконакопления вообще отсутствуют. Это, как правило, наблюдается преимущественно на отдельных отрезках в пределах низменностей

у рек со свободным меандрированием (Педедэе, Огре, Весе-та). В пойменном альявии этих рек (рис.5, 7) развиты скрытослоистые глины, суглинки и супеси коричневого, бурого и серовато-коричневого цвета. Пойменная пачка с резким контактом залегает на песчаных отложениях фации русловой отмели или же на отложениях старичной фации. Наиболее характерной особенностью строения альявиальных свит пойм упомянутых средних и отчасти малых рек с ограниченным и свободным меандрированием, является широкое развитие фации наложенных прирусловых валов, представленных преимущественно мелкозернистыми или алевритистыми песками, обычно со скрытой слоистостью. Мощность отложений этой фации небольшая, составляет всего 0,5 - 1,5 м. Максимальная мощность пачки (до 1,2 - 1,5 м) наблюдается в местах, где в результате смещения головных частей меандр, река прорезает открытые русла стариц более древних генераций и отчленяет их от действующего русла наложенным валом (рис.2).

Однако у средних рек, располагающихся как на возвышенностях, так и на низменностях, у которых развиты лишь врезанные, малоподвижные меандры или русла последних являются в общих чертах прямолинейными, формирование вторичных, наложенных валов либо не наблюдается, либо имеет очень ограниченное распространение.

В альявии пойм (с довольно значительными продольными уклонами русла), построенных по перстративному типу, у которых развиты лишь малоподвижные врезанные меандры, довольно часто появляются пачки отложений по текстурным особенностям относимые к осадкам приречной и внутренней зонам осадконакопления. В отличие от рек со свободным или ограниченным меандрированием довольно широкое развитие здесь альявия фациальной группы приречной зоны осадконакопления, по-видимому, объясняется более резкими колебаниями паводкового уровня и большими скоростями течения.

Как можно судить по всему наложенному выше материалу, альявий современных пойм средних и частично малых рек

бассейна, аллювиальные свиты которых по рою по перстративному типу, имеет те же фациальные группы аллювия, что и крупные реки. Наблюдаемые некоторые только им присущие особенности, по-видимому, обусловлены местными факторами: гидрологическим режимом рек, незначительными размерами самих русел, пойм и долин.

Литература

- Аболтынь О.П. Типы аллювия голоценовых террас долины р.Гауя. Вопросы четвертичной геологии, IV. Изд-во "Зинатне". Рига, 1969.
- Глазачева Л.И. Ледовый и термический режим рек и озер Латвийской ССР. Ученые записки, географические науки, том 65. Изд-во "Звайгзне". Рига, 1965.
- Давыдов Л.К. Водность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов. Л., 1947.
- Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. Тр.Ин-та геол. наук АН СССР. Вып.87.М., 1963.
- Лаврушин Ю.А. Опыт сравнительной характеристики строения аллювия равнинных рек различных климатических зон. В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. Изд-во "Наука". М., 1966.
- Московкина Э.Г. Гидрологический режим р.Даугавы. В кн.: Геология долины реки Даугава. Тр.ИГ и ПИ, Ш. Изд. АН Латв.ССР. Рига, 1959.
- Пасторс А.А. О ресурсах поверхностных вод Латвийской ССР. Сборник работ Управл. гидрометслужбы ЛССР. Рижская гидрометеорологическая обсерватория, № 9, Рига, 1966.

- Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных очит. Труды Ин-та геол. наук. Вып. 135, серия геол. № 55. Изд. АН СССР. М., 1951.
- Шанцер Е.В. Типы аллювиальных отложений. Вопросы геологии антропогена. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. Труды, вып. 161, Изд. "Наука". М., 1966.

А.П. Рудене

СИНОПТИКО-КЛИМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
УРАГАНА 2 НОЯБРЯ 1969 г. И ВЕРОЯТНОСТЬ
СИЛЬНЫХ ВЕТРОВ В ЛАТВИИ

Сильные ветры - одно из наиболее опасных явлений погоды для авиации, морского и речного транспорта и также строительства. Совершенно исключительным по силе и ущербу, причинённому народному хозяйству республики, был ураган I - 2 ноября 1969 г. Стихийное бедствие началось в Риге в ночь с 1 на 2 ноября. В 23 часа слабый юго-западный ветер сменился ураганным ветром с северо-запада. По данным Рижских метеорологических станций скорость ветра к началу шторма - около 2-х часов ночи достигла 20 м/сек, ветер носил шквалистый характер. Бушевавший всю ночь ураган скоростью до 108 км/час (30 м/сек) и более одновременно сопровождался снегом, градом и дождём.

В результате нагона воды с Рижского залива в устьевой части Даугавы началось резкое повышение уровня воды продолжавшееся всю ночь; к 5 часам утра уровень воды поднялся на 130 см выше ординара (нуль кронштадтского футштока) и к 10 часам утра 2 ноября он достиг максимума -

214 см. К 5 часам утра вода залива уже ходила волной по улицам Кундаиньсала и Вейзакусала, по дворам рыбачьих посёлков Лиелупе и Слоки. Были затоплены многие подвальные помещения. В Рижском заливе ураган гнал к дном двух-трёх метровые волны, которые унесли многочисленные павильоны пляжной полосы, вгрызаясь в основание дна и унося песок. Большие старые деревья сгибались под напором ветра, как тонкие ветки. После урагана на каждом шагу можно было видеть поваленные деревья с вывернутыми корнями, много деревьев было сломано.

Лишь во второй половине дня 2 ноября ветер стал стихать, а уровень воды снижаться. Однако еще в 19 часов он был на 100 см выше ординара. Ветер южного направления небольшой скорости в Риге подул только с утра 3 ноября.

Ураганные ветры нанесли народному хозяйству и населению нашей республики значительный ущерб. Повреждены жилые дома, здания промышленных предприятий, рыбные порты и линии электропередач. Больше всего пострадала восточная прибрежная часть Рижского залива в районе Скулте и Айнажи. Менее сильные разрушения отмечены в западной прибрежной части Рижского залива. Сравнительно небольшие разрушения были на побережье Балтийского моря. В эту ночь создавалась очень опасная ситуация для многих судов, застигнутых ураганом в Балтийском море и Рижском заливе.

Возникает вопрос - какова причина этого урагана? Усиление ветра 1 - 2 ноября было вызвано прохождением циклона с Атлантики на восток (рис. 1, 2). Циклон с запада из района Шетландских островов смещался на юг Скандинавского полуострова и далее над Прибалтикой на Новгородскую область. Циклон, углубляясь за счёт увеличения контрастов температуры, ускорил своё движение. В 15 часов 1 ноября центр его уже располагался несколько севернее Осло с давлением воздуха в центре около 977 мб. В результате углубления циклона резко возрастают барические градиенты. В передней части циклона у поверхности

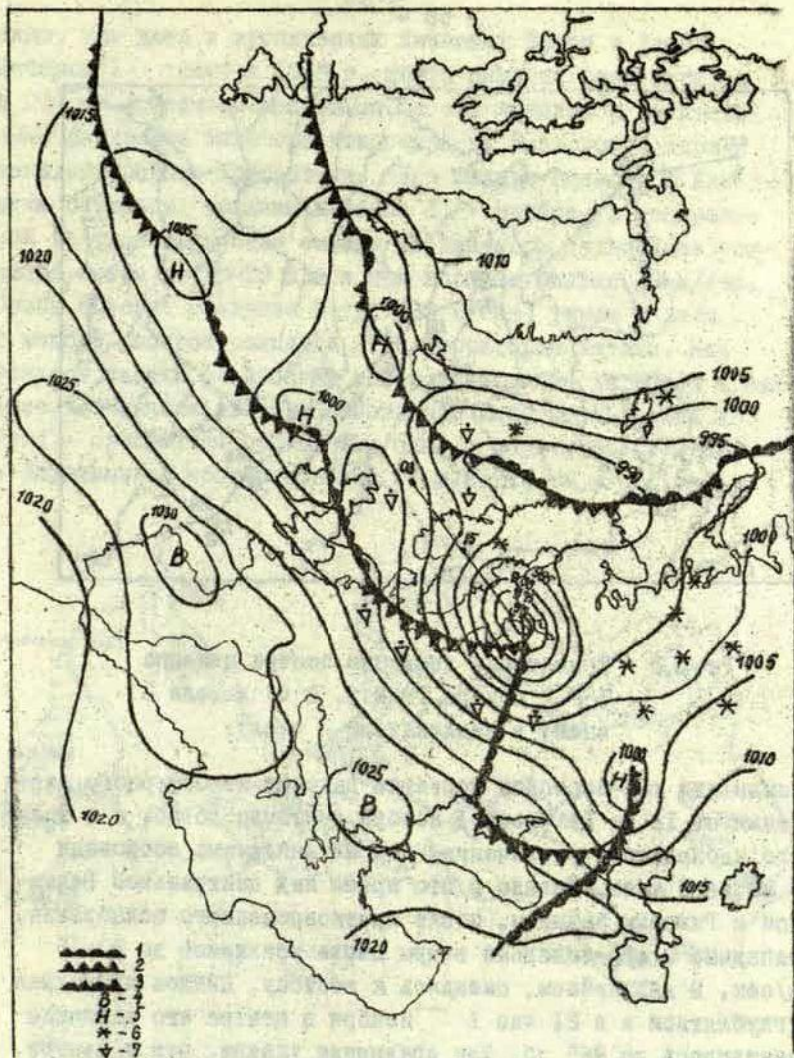


Рис. I. Синоптические условия урагана 2.XI.1969 г. в 3⁰⁰
1 - теплый фронт, 2 - холодный фронт, 3 - фронт оклюзии,
4 - центр высокого давления (антициклон), 5 - центр
низкого давления (циклон), 6 - снег, 7 - ливневый дождь.

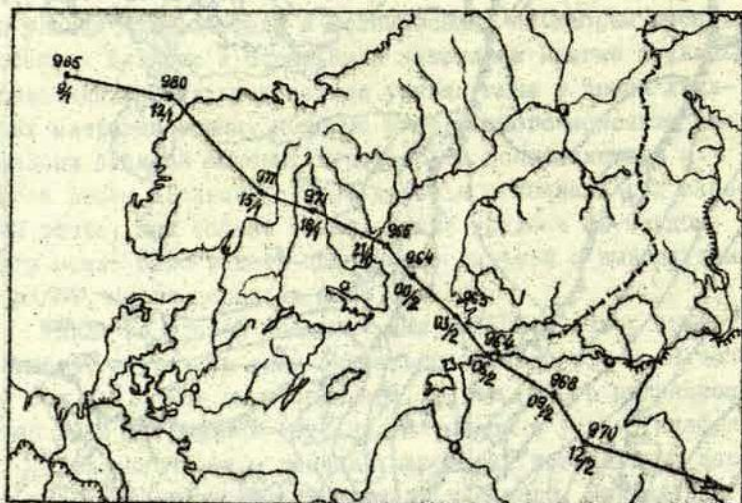


Рис. 2 Траектория движения центра циклона I - 2 ноября 1969 г. В числителе - часы, в знаменателе - число.

земли над юго-востоком Норвегии падение атмосферного давления от 12 до 15 часов 1 ноября достигло 16 мб, а в тылу его наблюдалось увеличение; над Шетландскими островами 5 мб за 3 часа. Именно в это время над центральной Балтикой и Рижским заливом, после кратковременного ослабления, западные и юго-западные ветры вновь усилились до 10-15 м/сек. В дальнейшем, смещаясь к востоку, циклон продолжал углубляться и в 21 час 1 ноября в центре его давление понизилось до 965 мб. Для сравнения укажем, что в центре тропических циклонов, определивших сильнейшие ураганы в Атлантике, самое низкое давление воздуха наблюдалось у циклона Бетси - 968 мб, Дебби - 976 мб, Карла - 941 мб. (А.П.Погосян, 1968). Таким образом, в центре циклона 1 ноября 1969 г., давление воздуха было

К моменту усиления ветра по Латвии до особо опасных значений на приземных картах барические градиенты достигали 5-7 мб на каждые 100 км. Сильные ветры удерживались в течение 5-12 часов, на побережье моря и в Риге до 16 часов.

Комплексный график (рис. 4) наглядно показывает ход метеорологических условий во время урагана. Как давление воздуха, так и температура воздуха резко менялись. Обозначились две, очень ярко выраженные волны роста и падения температуры и давления воздуха, а также резкое изменение остальных метеорологических элементов. Выпадали с перерывами ливневый дождь, мокрый снег и снежная крупа, но количество осадков, выпавших за ночь с 1 на 2 ноября сравнительно не велико, всего 3 мм. Температура воздуха была высокая, ночью достигала 6-8° тепла, но давление воздуха резко падало. За половину суток (с 15 час. 1 ноября до 5 час. 2 ноября) давление воздуха упало на 22 мб. Самое низкое давление воздуха зарегистрировано 2 ноября с 5-ти до 8-ми часов утра - 978 мб. Такое низкое атмосферное давление и также такие большие суточные колебания его бывают очень редко и за последние 10 лет по данным гидрометеорологической станции (ГМС) Рига-университет не были отмечены.

Из графика также хорошо виден ход поднятия уровня воды в эти дни (по данным ГМС Даугавгрива). С 1872 г., когда были начаты регулярные наблюдения над уровнем воды, такого подъема воды не было. В 1899 г. уровень воды по данным ГМС Даугавгрива повышался на 191 см. Очень большая скорость ветра, дующего с залива, в Даугавгриве была в октябре 1967 г. Тогда там уровень воды повысился до 175 см. Таким образом, высота стояния уровня воды 2 ноября 1969 г. превысила максимум 1899 г. на 23 см. По расчётным данным А.А. Пасторса такой высокий уровень воды возможен только один раз в 300 лет.

В старые годы, когда ещё не было регулярных наблюдений, очевидцами описаны ураганы, причинившие сильные

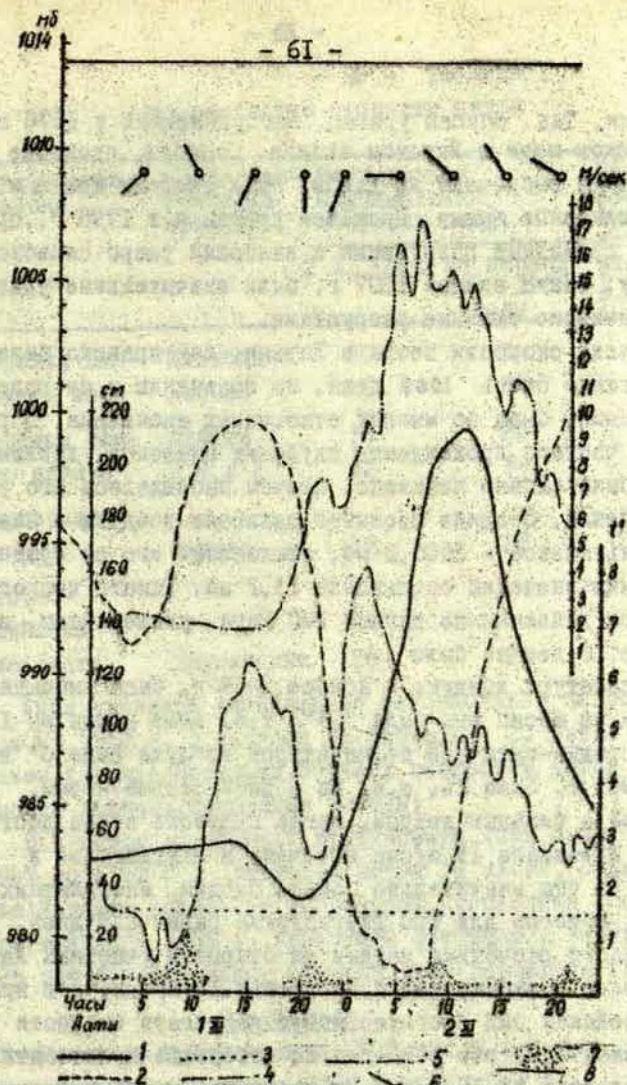


Рис.4. Метеорологические условия во время урагана в ноябре 1969г. Рига-университет.
 1-среднее многолетнее давление воздуха, 2-давление воздуха I-2 XI 69 г., 3-средняя многолетняя температура воздуха, 4-температура воздуха I-2 XI 69 г., 5-скорость ветра, 6-направление ветра, 7-продолжительность осадков, 8-уровень воды I-2 XI 1969 г.

разрушения. Так, описан ураган, наблюдавшийся в 1576 г. в Балтийском море и Рижском заливе. Корабли, стоявшие в гавани, были выброшены на дамбы, были снесены крыши и разрушены церковные башни. Пронёсся ураган и в 1795 г., причинивший громадные разрушения и нанёсший ущерб сельскому хозяйству; также весной 1807 г. были значительные ураганы, причинившие сильные разрушения.

Большие скорости ветра в Латвии, как правило бывают редко, однако осень 1969 года, по сравнению с многолетними данными, была во многих отношениях аномальна. В результате частого прохождения глубоких циклонов, давление воздуха было сильно понижено, причём наблюдались его резкие колебания. Среднее месячное давление воздуха в ноябре было очень низкое - 1000,2 мб, отклонение его от средних многолетних значений составляло 13,2 мб. Такого низкого атмосферного давления по данным ГМС Рига-университет, за последние 10 лет не было.

Температура воздуха в ноябре 1969 г. была высокая. В среднем за месяц она была $3,3^{\circ}$, т.е. выше нормы на $1,7^{\circ}$. Дней со средне-суточной температурой воздуха выше 0° в ноябре 1969 г. было 26, т.е. на 8 дней больше нормы. Число дней с сильным ветром, когда скорость ветра достигала или превышала 15 м/сек отмечено в Даугавгриве в ноябре - 6, что значительно больше средних многолетних значений, которые для ГМС Даугавгрива равны 2,5 дней.

Согласно расчётным данным на открытых участках Латвии ежегодно возможны ветры скоростью 17 м/сек, а в прибрежных районах они ежегодно могут достигать скорости 26-27 м/сек. Один раз в 20 лет на побережье может быть ветер скоростью 33-35 м/сек., в центральных районах республики - 25-26 м/сек., и в восточных - 21-22 м/сек.

Максимальные скорости ветра всегда учитываются при проектировании различного рода сооружений - промышленных и жилых зданий, телевизионных мачт, линий электропередачи и связи и т.д.

Таблица I
Максимальные скорости ветра

Географические районы	Метеорологические станции	Наблюденная максимальная скорость ветра		Расчётная максимальная скорость ветра вероятностью 1 раз в 20 лет
		2 XI 69г.	за период 1945-1969 годы	
Побережье Балтийского моря	Вентспилс	20	34	37
	Лиепая	20	34	38
Побережье Рижского залива	Айнахи	34	20	26
	Р и г а	32	24	24
Земгальская равнина	Елгава	16	20	27
Восточно-Датвийская низменность	Даугавпилс	28	20	26

Если сравнить наблюдаемые максимальные скорости ветра 2 ноября 1969 г. с данными за последние 25 лет и с расчётными характеристиками больших скоростей ветра (табл. I), то можно сделать следующие выводы:

В прибрежных районах Балтийского моря были отмечены с 1945 по 1969 гг. скорости ветра 34 м/сек, однако на большей части остальной территории республики скорость ветра в ноябре 1969 г. превысила фактически наблюдаемые за 25 лет и в отдельных случаях даже расчётные скорости.

Литература

1. Климатический справочник СССР, вып. 5, ч. II, Рига, 1954.
2. Справочник по климату СССР, вып. 5, ч. III, Л., 1966.
3. Х.П. Погосян. Грозовые явления атмосферы. И-во "Наука" М., 1968.
4. Hidrometriskie novērojumi Latvijā par laiku līdz 31. okt. 1929. g. Sakopojis in L. P. Stakle, Rīga, 1931. g.

Е.Я.Клане

РАЗМЕЩЕНИЕ БОЛОТНЫХ МАССИВОВ ПО ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИМ РАЙОНАМ ЗАПАДНОЙ ЛАТВИИ И НЕКОТОРЫЕ СВЯЗИ ИХ С ОКРУЖАЮЩИМИ ЛАНДШАФТАМИ

Среди природных богатств Латвийской ССР значительную роль играют болота с их большими запасами торфа, который имеет широкое применение в самых различных отраслях народного хозяйства. Болотные ландшафты занимает 8,7% территории республики (по данным М.Галенице, *Latvijas Maža enciklopēdija, III sēj., 1970*). Не только с практической, но и с научно-теоретической точки зрения болота как объект изучения еще таят в себе разгадку многих проблем. Исследования болотных ландшафтов имеют большое значение для географов, позволяя им путем анализа развития болот получить ценный палеогеографический материал.

Научное изучение латвийских болот было начато в двадцатых годах, но проводилось недостаточно систематически. После восстановления Советской власти в Латвии изучению болот стали уделять гораздо больше внимания, проводя систематические и хорошо организованные работы.

В настоящей работе в кратком историческом обзоре автор касается лишь тех трудов, в которых даются взаимосвязи болот с каким-либо компонентом географического ландшафта.

Первым учреждением, занимавшимся в буржуазной Латвии исследованием болот, был Институт болот при Латвийском Университете. Этот институт начал систематическую рекогносцировку болот в 1926 году с изучением наиболее богатого болотами края Латвии - Латгалии, где в первое время рекогносцировкой были охвачены лишь самые крупные болота. В 1936 году был основан Институт исследования земельных богатств, в котором функционировал отдел торфа, поддерживавший тесную связь с Институтом болот при университете. Здесь объектами изучения были большие болотные массивы, с целью подготовки их к эксплуатации (Седское болото в

Северной Видземе, болота к северу от Лубанского озера и др.).

В начале тридцатых годов были начаты научные исследования болот и торфа руководимые проф. П. Номалсом. Проф. П. Номалс начал исследовать химический состав болотных вод, закономерности изменения их кислотности и количество минеральных и органических веществ в зависимости, как от типа болота, так и от положения на болотном массиве и глубины залегания (P. Nomals, 1935). Изучая воды болотных озер П. Номалс применил комплексный подход, группируя озера по природным районам и типам болот, окружающих эти озера. В результате было установлено, что колебания свойств и состава воды весьма значительны, что обусловлено влиянием окружающих ландшафтов.

Сравнивая состав вод болотных озер Приморской низменности с озерными водами больших болотных массивов Восточной Латвии, проф. П. Номалс установил прямую зависимость состава этих вод от литологического состава ложа болот. (P. Nomals, 1932); в первом случае - на песках, они кислые и бедные органическими и минеральными веществами.

Сотрудник проф. П. Номала - известная исследовательница болот М. Галенице, занимаясь вопросами состава и формирования растительности болот применила метод пылецевого анализа. На основе систематического изучения ряда болот она дала впервые для Латвии схему стратиграфии голоцена, не потерявшую значение и сегодня (M. Galeniece, 1935).

После Великой Отечественной войны Латвийский научно-исследовательский институт гидротехники и мелиорации с 1950 г. начал систематическое изучение торфяных болот. В результате накопился громадный фондовый материал по более чем 5700 болотам. Согласно этим данным, отложения торфа верхового типа занимают 45,6%, низинного типа - 45,2%, переходного типа - 9,2% общей площади болот республики.

Среди работ сотрудников вышеупомянутого института

следует отметить работу О.Андерсона по вопросам взаимосвязи болот Дубанской равнины с рельефом и гидрографической сетью (О. Andersons, 1962) и работу Э.Гринберга и А.Гузлены по стратиграфическому изучению торфа (Э.Гринбергс, А.Гузлена, 1967).

Свои исследования по растительному покрову болот М.Галениеце продолжала и в послевоенное время. Она установила влияние местных климатических различий республики на формирование болот и произвела их районирование (М. Galeniece, 1962).

Наконец, следует упомянуть работу А.Гузлены об изменении растительности болот после их осушения. На примере Бейбежского болота (Бауский район) она доказала не только изменение флористического состава, но и уменьшение числа фитоценозов болота (А.Гузлена, 1963).

Обычно фондовые материалы сводятся в кадастры, где болота сгруппированы по административным районам.

Административное деление удобно для экономической оценки и планирования эксплуатации торфяных месторождений, но оно почти ничего не дает с точки зрения комплексного физико-географического изучения. Также мало дает с ландшафтной точки зрения распределение болот по бассейнам рек, как то сделал П.Номале в обзоре работ по болотам Видземе и Латгале (Р. Nomale, 1943). Поэтому нами был сделан опыт группировки болот по природным территориальным единицам в пределах Западной Латвии. Для этого, учитывая весь доступный материал, нами была проведена систематизация болот по физико-географическим районам Западной Латвии, используя нашу схему физико-географического районирования (В.Я.Клане, 1960). Полученные путем суммирования кадастровых данных площади болот были пересчитаны на проценты к общей площади района. Кроме того, в границах районов была произведена группировка болот по их величине и глубинам (мелкие - до 2 м, среднеглубокие - 2-5 м, глубокие 5-10 м, очень глубокие - свыше 10 м), по которым высчитаны процентные соотношения. Также

были подсчитаны запасы промышленного и подстилочного торфа для каждого физико-географического района.

На основе анализа полученных количественных показателей и их сопоставления с ландшафтными особенностями каждого района можно сделать ряд выводов по формированию болотных ландшафтов и болот отдельных районов и всей Западной Латвии в целом.

Наибольшую площадь болота занимают в районе Венто-Усмской впадины - 6,6% и в районе Приморской низменности - 5,6% от площади района. Одной из главных причин этого следует считать господство плоского рельефа, затрудняющего сток на Приморской низменности и в окрестностях оз.Усмь, что усиливают береговые образования, как древних стадий, так и современного Балтийского моря - в виде береговых валов, дюн и баров. Также играет большую роль в болотообразовании и гидротермический коэффициент, местами достигающий здесь наибольших в республике значений. В песках Венто-Усмской впадины верховые болота занимают 81% всей площади болот, а травяные - 17%. Больше всего болот в окрестностях оз.Усмь, тогда как в сравнительно хорошо дренированной впадине Бенти болот меньше, в виде небольших травяных болот приуроченных главным образом, к речным старицам.

В Приморской низменности моховые болота занимают только 39% всей площади болот, за то травяные болота занимают 52%. В средней и южной частях Приморской низменности сформировался ряд очень больших по размерам травянистых болот. Их развитие определилось путем заболачивания суши, которое происходило в условиях сложного литологического состава их ложа, где под сравнительно тонким слоем песка залегает карбонатная морена или флювиогляциальные отложения. Особенно благоприятные условия для образования травяных болот были в зоне долины реки Ужавы. Здесь образовалась большая группа болот, в том числе и самое крупнейшее по площади болото этого района - Сарнате. Исключением является юго-западный участок района с дюнами, где в меж-

данных впадинах на песках сформировались верховые болота, с наиболее крупным Нидским болотом. Еще более благоприятные условия для формирования травяных болот путем зарастания имелись в затонах и старицах низовьев Венты и ее притоков, а также в древних лагунах. Об этом свидетельствуют слои сапропеля и известковых гиттий в нижних частях этих болот. На побережье Рижского залива Приморской низменности болот мало, но и здесь крупнейшие, например, в окрестностях озера Энгуре, — это травяные болота, образовавшиеся путем зарастания древней лагуны.

Моховые болота междунных впадин по своим размерам значительно меньше, но в отношении своей мощности они включаются в группу глубоких болот (до 8-9 м глубины). Небольшие моховые болота преобладают в северной части Приморской низменности, где песчаный покров значительно мощнее, чем в южной части.

Большинство болот Приморской низменности относится к группе глубоких болот, хотя моховые болота междунных впадин по своим размерам небольшие. Большие и очень большие моховые и травяные болота по своим глубинам одинаковы; это глубокие или очень глубокие болота, причем их глубина определяется не только глубиной впадины, но и мощностью торфяного слоя болота, зависящей в первую очередь от интенсивности развития болота.

Меньше всего болот на сильно расчлененном рельефе Западно-Курземской возвышенности, пересеченной в южной части рядом долин, субгляциальных ритвин и оврагов. Здесь площадь болот составляет только 2,4% площади всего района. Хотя на данной возвышенности выпадает значительное количество осадков (600 мм в северной и 700 мм в южной частях) и значение гидротермического коэффициента также велико, все же хорошо развитая речная сеть возвышенности достаточно хорошо дренирует последнюю.

Размещение болот здесь довольно равномерное. Они образовались преимущественно в межхолмных впадинах и в основном это глубокие и очень глубокие болота.

Травяные болота занимают 83% от общей площади болот и они расположены в межхолмных впадинах, где близко к поверхности залегают богатые карбонатами отложения. Наиболее крупные болота образовались на волнистых моренных равнинах и отложениях локальных бассейнов западного и юго-западного скатов возвышенности. Крупнейшее из них - болото Дурбес-Варвес в одноименной древней долине. На холмистых частях возвышенности обычны небольшие травяные болота.

Моховые болота занимают только 11,5% от общей площади болот. Образовались они в довольно редких для возвышенности местностях с бедным питательными веществами литологическим составом; часть из них в начале своего развития формировалась как низинные болота, но затем перешли в сфагновые.

Несколько большую площадь (2,8%) занимают болота на Северо-Курземской возвышенности; из них 42% болот этого района - верховые, 45% - низинные. В этом физико-географическом районе наиболее благоприятные условия для образования болот сложились на Дундагском поднятии, где на всем протяжении встречаются слабо дренированные волнистые песчаные равнины перебитой морены. Поэтому здесь образовались крупнейшие верховые болота, преимущественно путем заболачивания суши. Зато на пестрого состава и генезиса Талсинско-Тукумских холмах, в связи с хорошими условиями стока и богатым карбонатами литологическим составом (мергелистая морена, гравий, галька) болота занимают незначительные участки. Эта возвышенность с давних пор интенсивно используется в сельском хозяйстве, поэтому межхолмные впадины в большинстве дренированы. Имеющиеся болота невелики, сформировались в речных долинах, субгляциальных руслах или в отдельных межхолмных впадинах.

Восточно-Курземская возвышенность и Южно-Курземская низменность по распространенности болот занимают среднее положение в Западной Латвии. Болота занимают 3,5% общей площади этих районов. Одна из причин увеличения площади

болот районов - сравнительно мало изрезанный пологий рельеф как возвышенности, так и Южно-Курземской низменности, и, как следствие этого, затрудненные условия стока на обширных, местами холмистых участках срединной части возвышенности, а также и на южных и восточных ее скатах.

В районе Восточно-Курземской возвышенности наиболее заболоченными являются юго-восточная часть и ее западный скат.

К западу от озера Циесере, главным образом в субгляциальных рывтинах и в речных долинах сформировался ряд малых и средних по размерам и мелких по глубинам низинных болот.

В центральной части Восточно-Курземской возвышенности количество болот невелико, но зато имеющиеся занимают большие площади и принадлежат в основном к типу верховых болот. Они образовались на водоразделе по преимуществу в результате заболачивания суши. Большая часть верховых болот относится к среднеглубоким (2-5 м). Здесь же расположено крупнейшее верховое болото возвышенности - Стуру. К группе глубоких болот принадлежат только два - Стрику и Ёглениаку. В северо-восточной части возвышенности - на волнистой равнине Абава-Вашлея болот крайне мало, что обуславливает хорошие условия дренажа в реку Абава.

Весьма равномерное размещение болот Южно-Курземской равнины определяется характером ее рельефа, а сравнительно небольшое распространение болот - достаточным дренажем рек системы Вадаксте, Плоади, занятые травяными и моховыми болотами, примерно одинаковы.

Направленное регулирование условий влажности всех рассмотренных нами физико-географических районов, произведенное в послевоенные годы, особенно в последние 10-15 лет, привело к тому, что данные о болотах и территориях с избыточной влажностью, содержащиеся в использованных автором настоящей работы фондовых материалах, уже несколько устарели.

В заключение следует отметить, что Западная Латвия,

несмотря на соседство с морем и с относительно влажным климатом, имеет заболоченность меньше, чем остальные части республики и среди болот преобладают низинные болота. Это объясняется сравнительно лучшими условиями дренажа данной территории в целом и более богатыми литологическим составом поверхности ложа болот.

Литература

- Гринберге Э.Ф., Гузлена А.Д. Строение и генезис болот бассейна р. Миса. Труды Латв. Н-иссл. инст. гидротехники и мелиорации, № 6, 1967
- Гузлена А.Д. Изменение растительного покрова низинного болота Бейбежи под влиянием осушения и освоения. Тр. по ботанике, № 7, Тарту, 1963.
- Клане В.Я. Опыт физико-географического микрорайонирования Западной Латвии. Pēteris Stučka LVU zin.raksti, XXXVII sēj., IV - 24. Rīga, 1960.
- Курм Х.Х. Ландшафтно-болотоведческая характеристика болот Эстонской ССР. Автореферат. Тарту, 1967.
- Andersons O. Rēzeknes upes baseina izvietojuma geomorfologiskie apstākļi un kūdras slāņu īpašības. Тр. Латв. Н-иссл. инст. гидротехники и мелиорации, 1962.
- Galeniece M. Latvijas purvu un mežu attīstība pēclēdus laikmetā. LŅ Raksti. Lauks.fak.sērija II Nr.20. Rīga, 1935.
- Galeniece M. Latvijas PSR purvu rajonēšana. Rīga, 1962.
- Galeniece M., Tabaka L., Birkmane K. Latvijas PSR vegetācija. Latvijas PSR ZA Bioloģijas institūts. Rīga, 1958.
- Nomals P. Daži purvu ezeru ūdeņi Lātvijas piejūras apgabalos. LŅ Raksti. Lauks.fak.sērija II, Nr.5, Rīga, 1932.
- Nomals P. Daži purvu ezeru ūdeņi Rīgas un Jelgavas iedobumā un Kurzemes ziemeļaustrumu daļā. LŅ Raksti. Lauks.fak.sērija II Nr.16. Rīga, 1935.
- Nomals P. Vidzemes un Latgales purvu apskats. Rīga, 1943.

РАБОТЫ ПО ГЕОГРАФИЧЕСКОМУ СТАЦИОНАРУ "БЕЯВА"

А. Я. Ванга

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ СТАЦИОНАРА "БЕЯВА"

Географический стационар "Беява" создан в 1963 году как ключевой участок для комплексных географических исследований Центрально-Видземской возвышенности (Р. А. Ава, А. Я. Калныня, А. Э. Меллума, 1966). Он располагается на северном склоне южного всхолмленного пояса этой возвышенности в пределах Мадонского района. В 8 км юго-восточнее Беява находится высшая точка Латвийской ССР - Гайвинькалнс (312 м).

Центрально-Видземская возвышенность характеризуется сложным рельефом ледникового генезиса в происхождении которого еще много неясностей. Поэтому подробные геоморфологические исследования на небольшом участке возвышенности способствовали бы выяснению генезиса и морфологических особенностей холмистого рельефа. С этой целью и велись геоморфологические исследования на стационаре "Беява", где на площади в 60 га было ручным буром пробурены 322 скважины глубиной до 3 м, 11 скважин глубиной более 6 м и одна наиболее глубокая в 14 м. На основании данных этих бурений были составлены литологические карты на глубинах 2 и 3 м. Кроме того, съемочной партией Управления геологии и охраны недр при Совете Министров Латвийской ССР была пробурена скважина глубиной до 198 м. Одновременно с помощью студентов была проведена крупномасштабная топографическая съемка территории стационара, которая и послужила основой для геоморфологического картирования. Эти работы будут продолжены на более обширной площади.

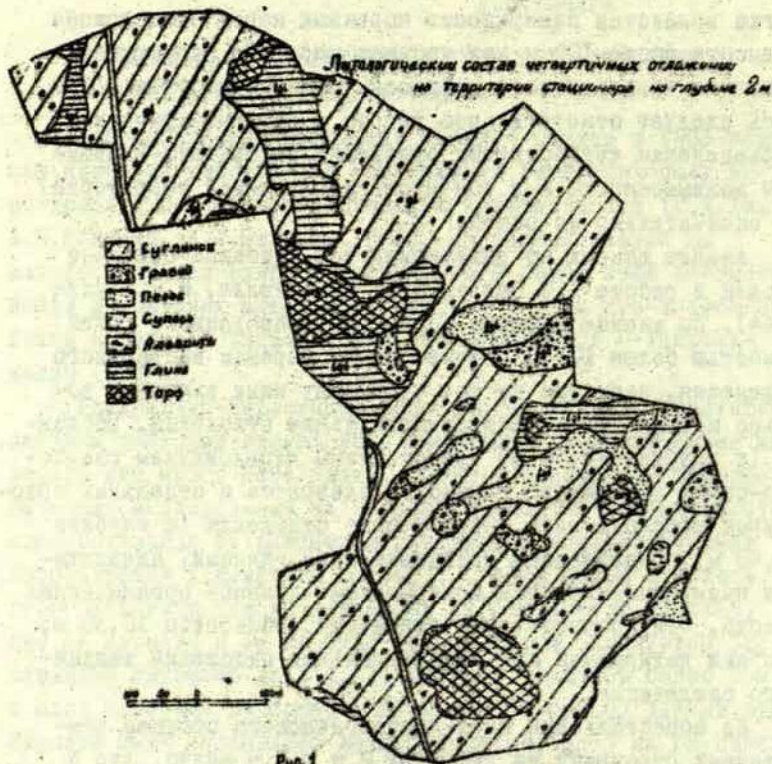
Территория стационара имеет типичное для Центрально-Видземской возвышенности геологическое строение. Субчетвертичную поверхность образуют породы верхнего девона, представленные отложениями франского яруса (глина, алевролиты). В пределах территории стационара сглаженная,

слегка волнистая поверхность коренных пород расположена на высоте около 100 м над уровнем моря. Ее перекрывают отложения четвертичного возраста мощностью более III м. Здесь следует отметить, что вопрос о стратиграфическом подразделении четвертичных отложений Центрально-Видземской возвышенности и в том числе, исследуемой территории еще окончательно не решен.

Анализ данных по вышеупомянутой глубокой скважине изложен в работе А.С.Савванитова, В.Я.Стелле, М.Я.Крукле (1964). По мнению авторов моренные образования с общей мощностью более 101 м соответствуют моренам валдайского оледенения, несмотря на то, что между ними залегают довольно мощные (45 м) флювиогляциальные отложения. Последние (с глубины 44,30 м) представлены чередованием светло-буро-серых алевритов, глинистых алевритов и отдельных краснобурых прослоев глин. Подморенные отложения (с глубины 101,40 м) представлены древнеозерными глинами, алевритами и пылеватými песками содержащими примесь органических веществ. Эти древнеозерные отложения, мощностью 10,30 м, авторами датированы как межстадиальные отложения валдайского оледенения.

Из сопоставления карт литологического состава четвертичных отложений на глубинах 2 м и 3 м видно, что с глубиной материал становится более однородным по сравнению с верхним слоем (рис.1 и рис.2).

На глубине 3 м в формировании положительных форм рельефа основную роль играют буроватые валунные суглинки и супеси глицигенного происхождения. Местами эти отложения прерываются линзами песка и гравия, которые обнажаются на склонах, а также иногда формируют вершинную часть отдельных холмов. Судя по данным более глубоких скважин песчанистые отложения представлены в виде линз, которые достигают 5 м мощности и простираются до несколько сотен метров. В отдельных случаях установлено, что песчанистые и алевритовые отложения образуют ядро холмов с нарушением их слоистости. В отрицательных формах на глубине 3 м



господствует торф и безвалунные глины, реже встречаются алевроиты, песок и гравий.

На глубине 2 м литологический состав более пестрый чем на глубине 3 м. В положительных формах рельефа господствующим материалом также является моренные суглинки, но тут увеличивается число участков с песком и супесью. Ряд новых участков супесей главным образом появляется на нижней части склонов, а песчаных участков - на верхней. В отрицательных формах рельефа на глубине 2 м распространение торфа увеличивается, а участки гравия в некоторых

Литологический состав четвертичных отложений на территории Сталинграда на глубине 3 м

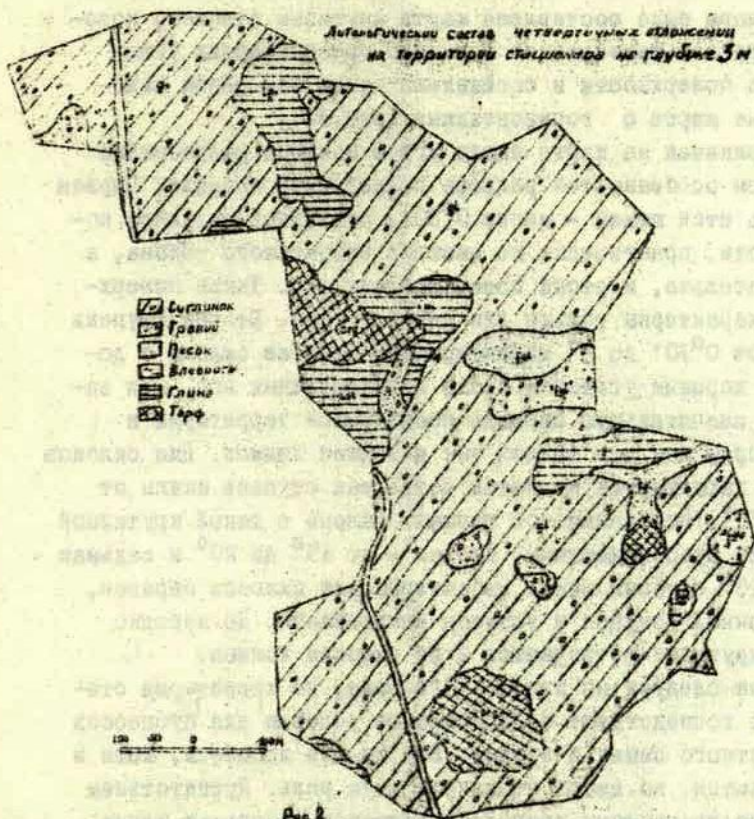


Рис. 2

местах сменяются безвалунными глинами. Пока еще недостаточно данных для составления литологических карт по более глубоким уровням.

Характерной чертой геоморфологического строения территории является расчлененный холмисто-западинный рельеф. Холмы занимают больше площади, чем впадины. Относительная высота холмов от 10 до 30 м, а абсолютная достигает 237 м. Форма холмов неправильная, диаметр их у подножья колеблется в пределах от 100 до 300 м.

Для выявления морфологических особенностей рельефа стационара была составлена карта крутизны склонов, которая отражает фактические величины преобладающих углов наклона поверхности и составлена путем измерения заложений на карте с горизонталями (рис.3).

Принятая на карте шкала углов наклона разработана с учетом особенностей рельефа исследуемой площади. Первая ступень этой шкалы - менее $0^{\circ}30'$, позволяет выделить поверхности, практически не имеющие выраженного уклона, а следовательно, и стока поверхностных вод. Такие поверхности характерны только для дна впадин. Вторая ступень шкалы от $0^{\circ}30'$ до 2° характеризует пологие склоны с довольно хорошим условиям стока поверхностных вод. Они занимают значительную площадь исследуемой территории и характерны как для впадин так и вершин холмов. Для склонов холмов характерной является четвертая ступень шкалы от 5° до 10° . По занимаемой площади склоны с такой крутизной являются преобладающими. Шестая - от 15° до 20° и седьмая - более 20° ступени шкалы характерны для склонов оврагов, абразионных уступов и уступов напахивания. Но нередко такая крутизна встречается и по склонам холмов.

Как следует из изложенного выше, на территории стационара господствуют благоприятные условия для процессов плоскостного смыва и эрозии. Все же эти процессы, хотя и проявляются, но имеют незначительную роль. Препятствием развитию эрозионных процессов является небольшая длина склонов (20-200 м) и особенности их литологического состава (моренные суглинки).

По занимаемой площади, из элементов форм рельефа, первое место занимают склоны. Морфология склонов разнообразна, но господствуют выпукло-вогнутые склоны - по профилю и гофрированные - по протяжению. В нижней части склоны обычно заканчиваются уступом напахивания с относительной высотой от 0,5 до 2 м. Нередко на склонах встречаются западины оседания, в связи с чем отдельные холмы имеют не одну а несколько вершин с различной высотой.

Вершины холмов представлены в виде пологих конусов или вытянутых неправильных форм.

Генезис склонов, также как и самых холмов гляцигенный, но встречаются склоны, нижняя часть которых изменена под воздействием талых вод ледниковых глыб, отложивших безвалунные глины на более сглаженной нижней части склона.

Межхолмные впадины по генезису распадаются на три группы: впадины неравномерной аккумуляции, глыбовые и термокарстовые.

Впадины, возникшие в результате неравномерной ледниковой аккумуляции обычно небольшие (0,2-1,0 га), имеют неправильную форму в плане с неровным дном. Строение дна впадин не отличается от строения склонов соседних холмов - подтверждая их генезис путем неравномерной аккумуляции гляцигенного материала из ледника. Первоначальная форма ряда впадин в послеледниковое время была изменена аккумуляцией озер и процессами заболачивания. Мощность озерно-болотных отложений в них достигает 6 м.

Глыбовые впадины образовывались при вытаивании отдельных неподвижных глыб льда в позднеледниковье и сформировались они позже окружающей местности. Эти впадины частично заполнялись мутьевыми осадками талых вод глыбы, о чем свидетельствуют отложения безвалунных глин и алевритов, покрывающих моренные суглинки на разных уровнях. В настоящее время мелкие глыбовые впадины сухие, но более крупные, расположенные гипсометрически ниже, заняты озерами.

Наиболее крупные озера территории стационара - Сие-ниеэзерс, Линэзерс и Вицэзерс являются остатками бывшего единого акватория, который занимал самую крупную глыбовую впадину с общей площадью около 30 га. Современные озера, понизив уровень на 4 м, занимают примерно около 70% бывшего первичного озера. Глубина этих озер достигает 5 м. Заполнение этой впадины осадками органического происхождения началось в бореальном периоде.

Характерной формой территории стационара являются небольшие (20-150 м в диаметре), округлые в плане термо-

Крутизна склонов территории стационара

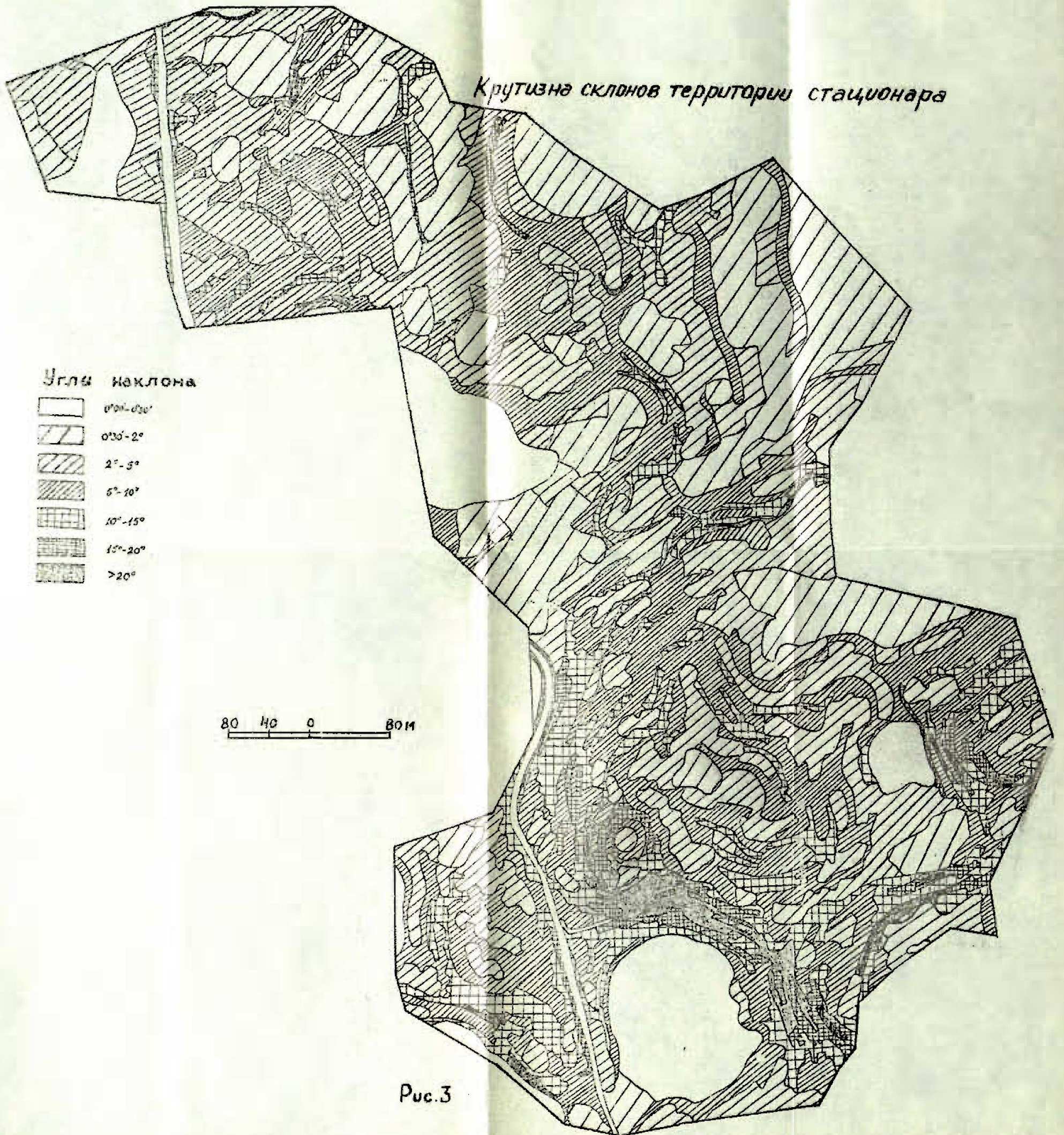


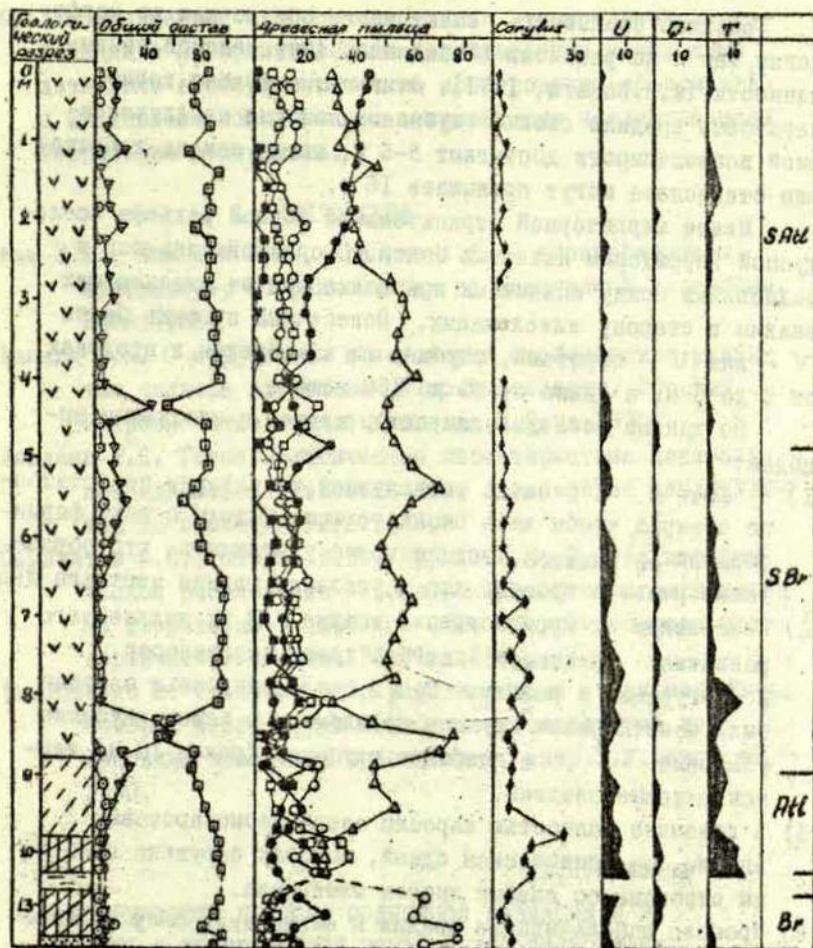
Рис.3

карстовые впадины, имеющие воронкообразные или чашеобразные с крутыми склонами формы, сильно измененные последующими процессами. Характерно, что большинство из них в начале послеледниковья было занято озерами, за исключением небольших впадин, дно которых расположено на высотах от 215 до 220 м. Озера заросли, и только в одной термокарстовой впадине в ее наиболее глубокой части сохранилось озеро до настоящего времени.

Для термокарстовых впадин характерна большая мощность озерно-болотных отложений (6-14 м), под которыми непосредственно залегают моренные суглинки и супеси при полном отсутствии лимногличивальных отложений.

Данные споро-пыльцевого анализа (рис.4) показывают, что заболачивание озера термокарстовой впадины, максимальная глубина которой под озерно-торфяными отложениями достигает 16 м, началось в бореальное время и интенсивно протекало до субатлантического времени, когда озеро окончательно заросло. Более интенсивно накопление торфа протекало в суббореальном и субатлантическом времени, образовавшее слой торфа до 8 м мощности. Следует отметить, что на территории Литвы полностью заросли только те озера, глубина которых не превышала 10 м, изредка 15 м. Даже в большинстве сейчас зарастающих озер их глубина редко превышает 15 м (Тамшайтис, 1970). Зарастанию описываемого озера, глубина которого превышала 15 м, способствовали небольшие размеры термокарстовой впадины (ширина 130 м), большое количество приносимого минерального материала путем плоскостного смыва с крутых склонов прилегающих холмов, а также и понижение уровня водоема при стоке его вод в сторону соседней впадины. Этим объясняется отсутствие во впадине типичных озерных осадков в виде сапропеля.

Данные споро-пыльцевого анализа отложений остальных термокарстовых впадин свидетельствуют о том, что накопление органических осадков в менее глубоких впадинах началось в субарктическом периоде.



■ Древесная пыльца ○ Пыльца трав ▲ Споры
 др. дерева ● Pinus o Betula □ Alnus ■ Quercus mixtum * Corylus U-Ulmus
 Q-Quercus T-Tilia Bt-Ворзельный период ATt-Атлантический пе-
 риод SBt-Суббореальный период SAtt-Субатлантический период
 [штрихи] торф [штрихи] Глинистый торф [штрихи] Древесно-осадовый торф [штрихи] Песок [штрихи] Вода

Рис. 4. Пыльцевая диаграмма разреза осадков термокарстовой котловины.

впадины стационара имеют много общ го как по морфологии, так и по развитию с впадинами Алуksненской возвышенности (А.Я.Ванага, 1971). Отличаются только термокарстовые впадины своими глубинами, которые на Алуksненской возвышенности достигают 5-6 м, тогда как на территории стационара могут превышать 16 м.

Менее характерной отрицательной формой рельефа исследуемой территории являются балки. Сформировались они в седловинах между впадинами при стоке вод от вышележащих впадин в сторону нижележащих. Поперечный профиль балок V - или U - образный, глубина их колеблется в пределах от 1 до 6 м, а длина от 30 до 150 метров.

По данным исследования автор пришел к следующим выводам:

- 1) Хотя и площадь исследуемой территории недостаточно обширна, чтобы дать окончательные выводы о ходе формирования ее рельефа, все же можно утверждать, что образование рельефа происходило в условиях таяния мертвого льда.
- 2) Независимо от происхождения впадин для их дальнейшего развития решающее значение имели особенности конфигурации и размеры. Так, в послеледниковые озерами были заняты более крупные по площади и более глубокие глыбовые и наиболее глубокие (более 10 м) термокарстовые впадины.
- 3) В голоцене полностью заросли озера термокарстовых впадин, за исключением одной, которая окружена пологими склонами со слабым сносом материала.
- 4) Процесс заболачивания впадин и зарастания озер в зависимости от генезиса впадин начался в субарктическом - для глыбовых и бореальном периодах - для термокарстовых впадин.
- 5) Во всех небольших впадинах независимо от их происхождения, в послеледниковые озера не было и процессы заболачивания в их развитии играли незначительную роль, благодаря хорошему дренажу.

- б) Для дальнейшей отработки методики стационарных исследований и их практического использования необходимо детальные геоморфологические исследования объединить с детальными комплексными ландшафтными исследованиями территории стационара.

Литература

- Ава Р.А., Калныня А.Я., Меллума А.Ж. О географическом стационаре. Сборник: Очерки по физической географии. Рига, 1966.
- Ванага А.Я. О морфологии и некоторых особенностях развития рельефа Алуксненской возвышенности. Сборник: Вопросы четвертичной геологии, V. Рига, 1970.
- Лаздане А.Я. Геоморфологическая характеристика Центрально-Видземской возвышенности. Автореферат кандидатской диссертации. Рига, 1963.
- Савваитов А.С., Стелле В.Я., Кржкле М.Я. О стратиграфическом расчленении отложений Валдайского оледенения на территории Латвийской ССР. Сборник: Вопросы четвертичной геологии, III. Рига, 1964.
- Тамошайтис Ю. Развитие озер в зависимости от их котловин. История озер. Труды Всесоюзного симпозиума по основным проблемам пресноводных озер. Т.2. Вильнюс, 1970.

А.Я.Калныня

ОСОБЕННОСТИ ПРИТОКА СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ И ИХ СВЯЗЬ С ТЕМПЕРАТУРОЙ ПОЧВЫ В УСЛОВИЯХ КОЛМИСТОГО ЛАНДШАФТА

Целью данной работы является установление количественных различий в притоке солнечной радиации и отражение этих особенностей на температуру почвы в условиях колмистого ландшафта. На количество притока солнечной радиации наряду с астрономическими и метеорологическими факторами влияет также экспозиция наклонных поверхностей и их

крутизна.

Целый ряд авторов, путем расчетов изучали особенности радиационного режима на склонах разной экспозиции, это - А.И.Гордов (1938), А.Ф.Аверкиев (1939), Ю.Шуберт (1928), А.Ф.Захарова (1959), Т.А.Голубова (1957). По данным А.Ф.Захаровой (1959), в полдень угол падения солнечных лучей на южных склонах равняется $90 - (h + \beta)$, а на северных $90 - (h - \beta)$, где h - угол высоты солнца, β - крутизна склона. Если $h + \beta < 90^\circ$, то угол падения солнечных лучей на южных склонах с увеличением крутизны уменьшается, а на северных склонах увеличивается. Поэтому на южных склонах приток радиации является увеличенным и он постепенно возрастает с увеличением крутизны склонов и, наоборот, на северных склонах приток радиации уменьшен и он постепенно падает при увеличении крутизны склона.

В целях изучения особенностей притока солнечной радиации в условиях холмистого ландшафта на географическом стационаре в Веяве в четырех микропунктах были организованы под руководством проф. Н. Темниковой наблюдения над суммарной и отраженной солнечной радиацией на высоте 1 м от деятельной поверхности, кроме того, измерялась температура почвы (на глубине 5, 10, 20 и 40 см) и приземного слоя воздуха (на высоте 10 и 150 см). Характеристика физико-географических условий мест наблюдения дана в табл. I.

Наблюдения велись в июле и августе 1966 г. пять раз в день - в 6 ч.30 мин., 9 ч.30 м., 12 ч.30 мин., 15 ч.30 мин., и 18 ч.30 мин по среднему солнечному времени, а в 1967 г. с 20 июня по 20 сентября 3 раза в день - при высоте солнца 30° и в истинный полдень. За период с 19-31 июля и 1-20 сентября 1967 г. производились наблюдения только в истинный полдень. В дождливую погоду наблюдения не производились. Всего за 1966 г. на каждом микропункте сделано около 45 измерений, а за 1967 г. в утренние и вечерние сроки - 35, в истинный полдень - 65 измерений. Наблюдения производились походными альбедометрами,

Таблица I

Характеристика микропунктов

№ № микро- пунктов	Условия рельефа		Характер почвы		Степень покрытия травос- тоем	Примечания
	Форма рельефа	крутизна склона	тип	механический состав		
1	Вершина холма	-	дерново- карбонатная	супесь	30%	форма верши- ны - куполо- образная
2	Впадина между холмами	-	дерново- глебовая	песок, ниже 42 см супесь + песок	100%	ширина - 90 м, длина - 180 м, ориентация Ю-С
3	Юго-юго-западный склон холма	20°	дерново-слабо подзолистая	супесь, ниже 30 см сугли- нок+супесь+ песок	40%	длина склона 90 м, форма в профиле - выпуклая
4	Северный склон холма	11°	дерново-слабо подзолистая	супесь+ суглинок	70%	длина склона- 130 м, форма в профиле - вогнутая

термоэлектрическими термометрами АМ-2М аспирационными психрометрами. Походные альбедометры каждый год проверялись в Рижской гидрометеорологической обсерватории для определения переводных коэффициентов для перевода измерений в кал/см²/мин. Приемная поверхность альбедометра устанавливалась параллельно активной поверхности. Для этой цели на каждом пункте были сделаны актиметрические столики, поверхность которых была или строго горизонтальная (на вершине и во впадине) или под углом, равным крутизне склона. Кабели термоэлектрических термометров АМ-2М перед установкой проверялись: для этого они погружались в сосуд с водой так, чтобы не соприкасались между собой и со стенами сосуда, через 5 минут после погружения были сделаны отсчеты. Затем кабели были положены на столе так, что приемные части расположились на одинаковом расстоянии от края стола и поверхности земли и отсчеты были повторены. В работе использовались только те кабели, при которых разница в показаниях была в пределах допускаемой ошибки ($\pm 0,5$).

Различия в притоке солнечной радиации в условиях холмистого ландшафта могут быть выявлены путем сравнения их с каким то эталоном - опорной точкой. По нашему мнению, при микроклиматических исследованиях в условиях холмистого ландшафта в качестве опорной точки может служить только вершина холма, так как на ней ход метеорологических элементов меньше всего зависит от локальных факторов рельефа.

На рис. 1 А, Б и В представлены графики связи между суммарной солнечной радиацией за 1967 г. на опорной точке - вершине и на различных элементах рельефа (данные 1966 г. нельзя было использовать, так как разница во времени наблюдений на первом и последнем пункте достигает 40 минут).

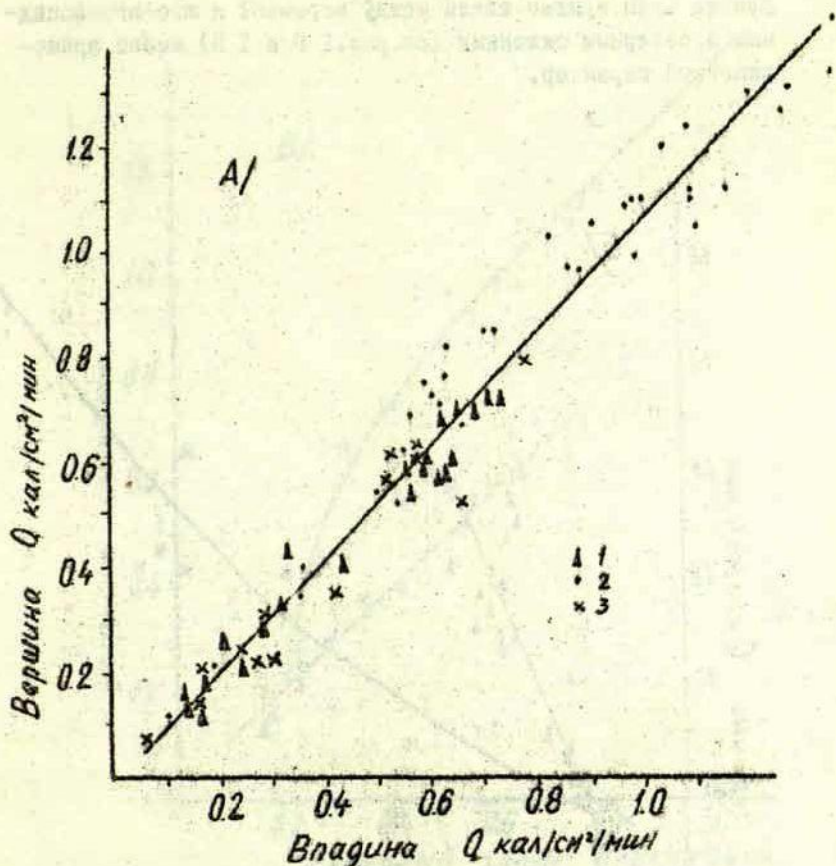


Рис. I А. Связь между суммарной солнечной радиацией в различные часы суток на вершине и во впадине. 1 - утро, 2 - истинный полдень, 3 - вечер.

Суммарная солнечная радиация на вершине при большой ее интенсивности (1,0 - 0,6 кал/см²/мин, см. рис. I А) больше, чем во впадине, но при уменьшении интенсивности

на обоих элементах рельефа становится одинаковой. В утренние часы кривые связи между вершиной и юго-юго-западным и северным склонами (см. рис. I Б и I В) имеет прямолинейный характер.

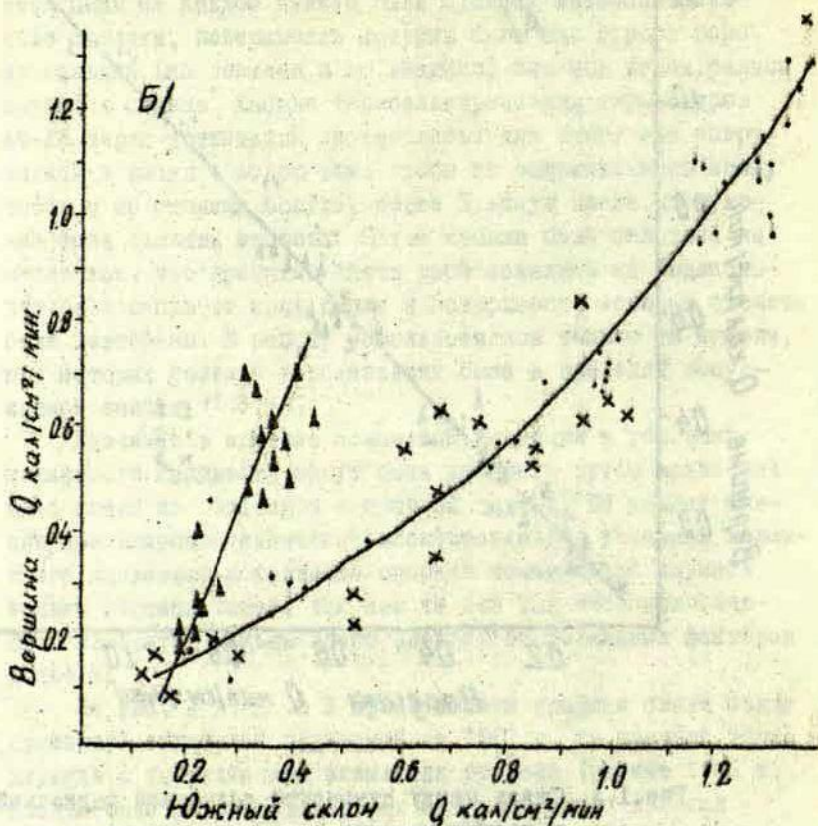


Рис. I Б - То же на вершине и юго-юго-западном склоне.

В связи с некоторой ориентацией приемной поверхности на запад суммарная радиация на ЮЮЗ склоне в утренние часы меньше, чем на вершине, а на северном склоне - близка к

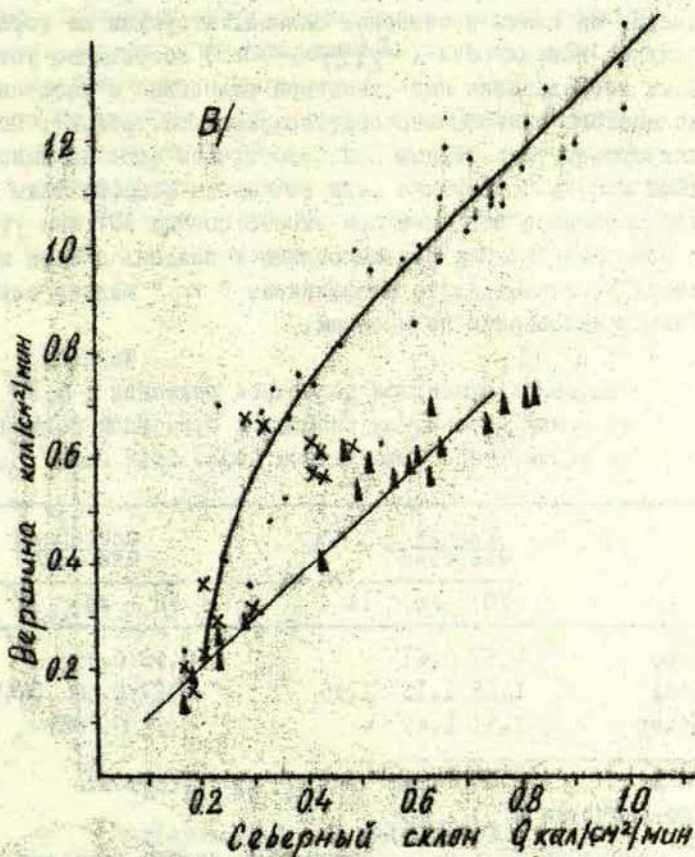


Рис. I В. То же на вершине и северном склоне радиации на вершине. Вечером и днем кривая связи на юго-западном склоне имеет вогнутый, на северном - выпуклый характер. Суммарная солнечная радиация на ЮЗ склоне на 30% больше, а на северном на 25-30% меньше, чем на вершине. Все эти особенности связаны с различием угла падения солнечных лучей.

По исследованиям ГГО (Микроклимат СССР, 1967) установлено, что отношение средней суточной суммы прямой радиации на южных и северных склонах к суммам на горизонтальной поверхности ($\frac{I_{\text{скл.}}}{I_{\text{гор}}} = n$) достаточно устойчиво. Наши исследования над суммарной радиацией в условиях холмистого рельефа это подтверждают (см. табл. 2). Сопоставляя суммарную радиацию при безоблачном небе на склонах (ЮЮЗ и С) и на вершине были вычислены коэффициенты "n" для истинного полдня и при высоте солнца 30° как утром так и и вечером. Так как высота солнца в полдень с июня по сентябрь меняется, то коэффициент "n" подвергается большим колебаниям по месяцам.

Таблица 2

Отношение суммарной солнечной радиации (Q) на южном и северном склонах к суммарной радиации на вершине при безоблачном небе. 1967 год.

	Южный Вершина			Северный Вершина		
	УП	УВ	ИХ	УП	УВ	ИХ
Утро	0,57	0,61	-	0,98	0,95	-
День	1,08	1,13	1,35	0,67	0,60	0,47
Вечер	1,51	1,49	-	0,75	0,73	-
n x)	1,06	1,17		0,82	0,71	

(по расчетам ГГО)

x) Отношение средних суточных сумм прямой радиации на северном и южном склонах к суммам на горизонтальной поверхности.

Утром и вечером коэффициент вычислялся при одной и той же высоте солнца (30°), поэтому он достаточно стабилен. Зная величину коэффициента "n" за отдельные месяцы имеется возможность рассчитать характеристики солнечной радиации (суточных сумм прямой радиации, суммы прямой радиации за период с температурой воздуха выше 10°) в различных

условиях холмистого рельефа. Для данного расчета необходимо только произвести наблюдения на опорной точке - вершине холма. Пользуясь крупномасштабными картами рельефа можно решить вопрос о территориальном распределении почвенных характеристик (Микроклимат СССР, 1969). Для характеристики особенностей солнечной радиации в данном районе в роли опорной точки, имеющей длинный ряд наблюдений, можно использовать наблюдения Рижской гидрометеорологической обсерватории, которая находится на одинаковой широте с Вейвой и на расстоянии всего 120 км к западу от нее.

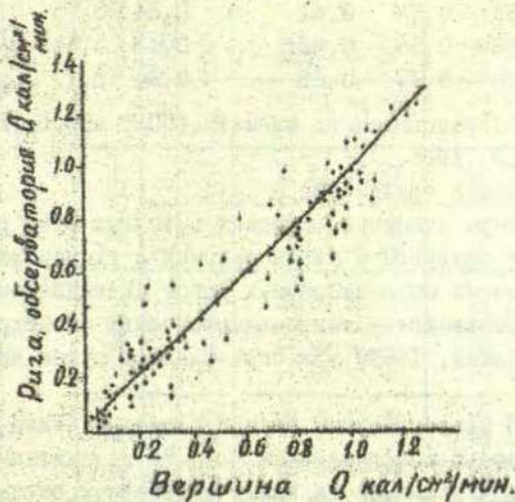


Рис.2. Связь суммарной солнечной радиации между Рижской обсерваторией и опорной точкой на вершине холма за июль, август 1966 г.

На рис.2 сопоставлена суммарная солнечная радиация между обсерваторией и опорной точкой на вершине холма за июль-август 1966 г., когда наблюдения в обоих сравниваемых пунктах производились синхронно. При построении графика

учтены погодные условия в обоих пунктах наблюдений: случаи с различными погодными условиями при построении графика не использованы. Кривая связи показывает, что различия очень невелики (см. табл.3).

Таблица 3

Средняя многолетняя интенсивность суммарной солнечной радиации (кал/см²/мин)

Время	Рига, обсерватория ^{х)}			Вершина ^{хх)}		
	УI	УII	УIII	УI	УII	УIII
6 ³⁰	0,34	0,29	0,18	0,34	0,29	0,17
9 ³⁰	0,78	0,70	0,54	0,78	0,71	0,54
12 ³⁰	0,83	0,74	0,61	0,84	0,75	0,61
15 ³⁰	0,58	0,54	0,43	0,58	0,54	0,43
18 ³⁰	0,20	0,17	0,08	0,20	0,17	0,08

х) Данные из "Справочника по климату СССР" вып.5, Гидрометеоиздат, Л., 1966.

хх) Данные сняты с кривой рис.2

Коэффициенты отношения средних суточных сумм радиации ("и") на северном и южном склонах к суммам на ровном месте взяты или из опубликованных работ (Методические указания по производству микроклиматических обследований в период изысканий, 1969) или определялись путем интерполяции.

Используя дневные суммы прямой радиации (Рига, обсерватория) с помощью коэффициентов "и" подсчитаны месячные суммы прямой радиации на южных и северных склонах с разной крутизной и также суммы прямой радиации за период с температурой воздуха выше 10° (см. табл.4). По данным ближайшей метеорологической станции Гурели период с температурой воздуха выше 10° для данной территории продолжается от 12 мая по 17 сентября. Наибольшие различия в притоке прямой солнечной радиации наблюдаются в осенние месяцы. В сентябре крутые северные склоны получают только 50% прямой радиации горизонтальной поверхности, а крутые южные склоны 137%.

Таблица 4

Средние месячные и за период с температурой воздуха выше 10° суммы прямой солнечной радиации в различных условиях холмистого рельефа (ккал /см², расчетные данные по методике ГГО)

	Май		Июнь		Июль		Август		Сентябрь		за период с температурой воздуха выше 10°	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Горизонтальные поверхности	7,4	100	8,1	100	7,4	100	5,2	100	3,5	100	27,0	100
Северные склоны												
крутизна (в град.)												
5	7,0	96	7,9	98	7,1	96	4,8	92	3,1	89	25,8	95
10	6,6	91	7,4	93	6,6	90	4,5	87	2,6	74	24,1	89
15	6,2	88	7,1	90	6,4	87	4,1	79	2,2	63	22,6	84
20	5,8	84	6,7	89	6,1	82	3,6	69	1,7	50	20,9	77
Южные склоны												
крутизна (в град.)												
5	7,6	102	8,2	101	7,6	103	5,4	104	3,8	109	28,0	104
10	7,7	104	8,1	101	7,6	103	5,7	110	4,1	117	28,3	105
15	8,0	106	8,2	101	7,7	104	5,9	113	4,4	125	29,1	108
20	8,1	107	8,3	102	7,8	105	6,0	115	4,8	137	29,5	110

Примечание: в графах - 1 - в ккал /см²,
2 - в процентах

Таблица 5

Температура почвы на глубине 10 см при определенной суммарной солнечной радиации в ясную погоду (1967 г.)

	Интенсивность суммарной солнечной радиации в кал/см ² /мин							
	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2
В истинный полдень								
<u>Температура почвы</u>								
Вершина	-	-	22,0	23,5	25,0	26,5	28,0	30,0
Впадина	-	-	-	16,5	18,0	19,5	20,0	21,0
Южный склон	-	-	-	-	20,0	22,0	23,5	25,0
Вечером при высоте солнца 30°								
Вершина	25,0	27,0	29,0	-	-	-	-	-
Впадина	20,0	21,5	22,5	-	-	-	-	-
Южный склон	-	-	28,0	30,0	-	-	-	-

Различия в суммах прямой радиации между крутыми ($> 20^\circ$) северными и южными склонами составляют 77%. Под влиянием экспозиции и крутизны склона сумма прямой солнечной радиации за период с температурой воздуха выше 10° меняется от 20,9 до 29,5 ккал/см², что соответствует суммам прямой радиации на горизонтальную плоскость для Петрозаводска и Минска.

Особенности механического состава, продуктивной влаги и притока солнечной радиации создают пеструю картину термических условий почвы. Данные, полученные в результате сопоставления температуры почвы на глубине 10 см с суммарной солнечной радиацией в ясную погоду в истинный полдень и при высоте солнца 30° вечером, представлены в табл. 5. Надо отметить, что в утренние часы связь между температурой почвы и солнечной радиацией не проявляется; что, очевидно, связано с особенностями ночных погодных условий, влиянием ночного выхолаживания, наличием или отсутствием росы. Днем при суммарной радиации 0,9-1,2 кал/см² мин наиболее теплой ($25-30^\circ$) является супесчаная почва на вершине, более прохладна - тяжелая супесчаная почва на юго-юго-западном склоне ($20-25^\circ$) и наиболее холодная - песчаная почва во впадине с большой влажностью ($18-21^\circ$). Накопленное за день тепло сказывается на температуре почвы вечером. Супесчаная почва на вершине при суммарной солнечной радиации 0,7 кал/см²/мин имеет температуру на глубине 10 см 29° , более тяжелая супесчаная почва на юго-юго-западном склоне - 28° , а песчаная, наиболее влажная почва во впадине - $22,5^\circ$.

Приведенные данные говорят о том, что в условиях холмистого ландшафта влияние особенностей притока солнечной радиации на термические условия почвы сглаживаются главным образом влажностью и механическим составом почвы, что тесно связано с элементами рельефа. В отрицательных элементах рельефа располагаются наиболее холодные почвы, а на вершинах и в верхних частях склонов - наиболее теплые почвы.

Литература

- Аверкиев М.С. Вспомогательные графики и таблицы для расчета инсоляции различных ориентированных поверхностей Тр. Моск. гидрометеорол. ин-та, вып. I, 1939.
- Голубова Г.А. О радиационном балансе пологих склонов за вегетационный период. Труды Главной геофизич. обсерватории, вып. 190, Л., 1966.
- Голубова Г.А. Количественные характеристики радиационного режима. Гл. I в кн. Микроклимат СССР. Гидрометиздат, Л., 1967.
- Гордов А.Н. Расчет прямой солнечной радиации на различные ориентированные наклонные поверхности для широты 42° . Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков СССР, вып. II, изд. Центр. управл. единой гидрометслужб. Л., 1938.
- Захарова А.Ф. Радиационный режим северных и южных склонов различной крутизны на различных широтах. Уч. зап. Ленинградск. гос. университета № 269, сер. геогр., вып. 13, Климатология, М., 1959.
- Методические указания по производству микроклиматических обследований в период изысканий. Гидрометиздат, Л., 1969.
- Справочник по климату СССР, вып. 5, Солнечная радиация, радиационный баланс и солнечное сияние. Гидрометеоздат, Л., 1966.

Р.А.Ава

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ТЕРРИТОРИИ
СТАЦИОНАРА "ВЕЯВА"

Территория стационара "Веява" имеет все особенности характерные для холмистых районов республики. Один из холмов стационара и прилегающая к нему с СВ впадина на площади 10 га по сетке 10 x 10 м были детально исследованы путем зондировки на глубину до 1 метра.

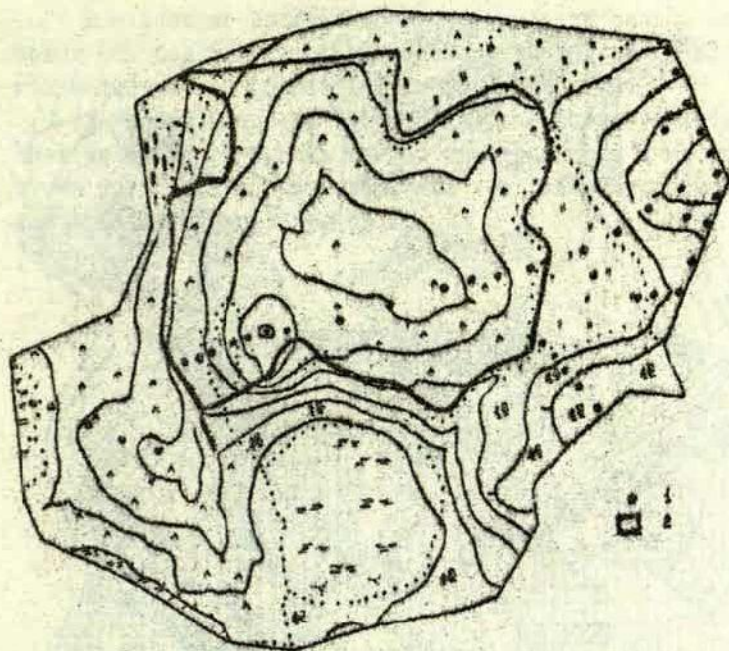


Рис.1. Территория исследования

- 1 - пункты глубоких почвенных разрезов
- 2 - участок детальной зондировки почвы,

Исследованный холм имеет две вершины, понижение между которыми продолжается по южному склону холма. Кроме того, плоские вогнутости поверхности имеются на восточном и более резкое - на северном склонах. Углы наклона склонов холма колеблются от 2° до 23° , но господствуют - от 5 до 10° . Наиболее круты ($> 25^{\circ}$) склоны малой вершины. В процессе исследования определялись: активная кислотность (рН/КС1), мощность гумусоаккумулятивного горизонта (A_1), литологический состав, наличие свободных карбонатов и вид почвы. Эти данные отражены на картах, где показан литологический состав пахотного слоя и почвы на глубине 70 см (рис.2), мощность гумусоаккумулятивного горизонта (рис.3)

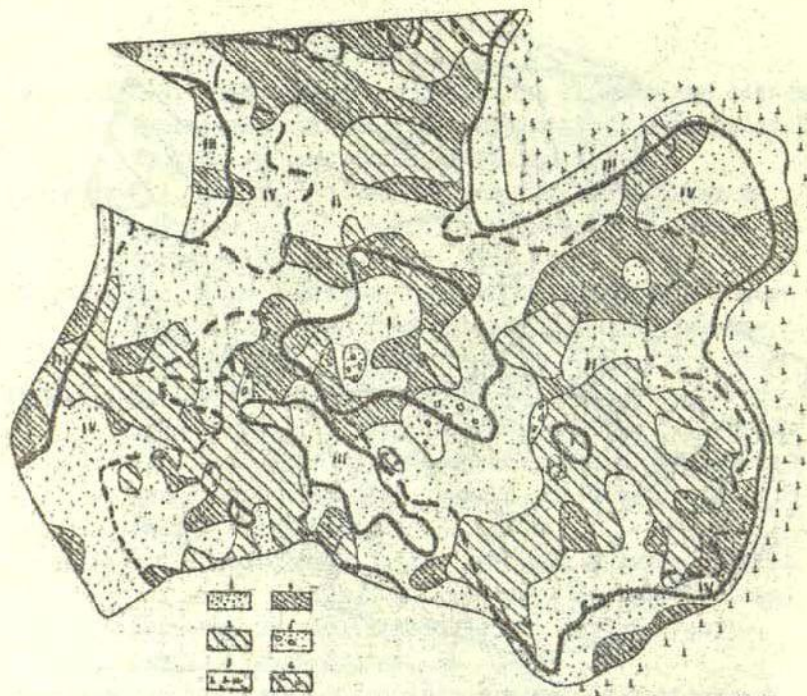


Рис.2. Литологический состав пахотного слоя и почвы на глубине 70 см. I - связанный песок, 2-валунная супесь и суглинок, 3-торф, 4-связанный песок, подстилаемый валунистой супесью и суглинком, 5-связанный песок, подстилаемый гравием, 6-валунная супесь и суглинок, подстилаемые гравием.

и виды почв (рис.4).

Анализ литологического состава обследованного холма (рис.2) показывает, что песчаные отложения подстилаются валунными суглинками и супесями, которые обнажаются на вершинах и крутых склонах, а также на выровненных участках склонов, имеющих в прошлом сложный микрорельеф.

В настоящее время микрорельеф склонов сильно преобразован как под влиянием плоскостного смыва, так и длительной механической обработкой почвы.

Изучение мощности гумусоаккумулятивного горизонта дает возможность судить как об интенсивности в настоящее время протекающих процессов, так и о ранее существовавшем микрорельефе на склоне холма.

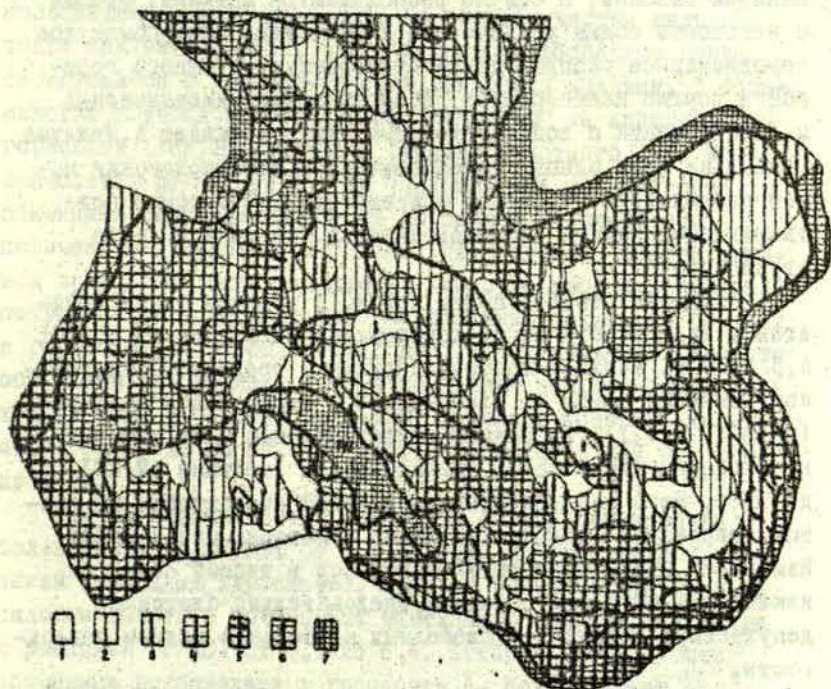


Рис. 3 Мощность гумусоаккумулятивного горизонта
1 < 15 см, 2 - 16-20 см, 3 - 21-25 см,
4 - 25-30 см, 5 - 31-50 см, 6 - 51-80 см,
7 > 80 см.

На склонах, нередко даже крутых, местами констатировано

наличие мощного (51-80 см) гумусоаккумулятивного горизонта, свидетельствующего о заполнении отрицательных неровностей микрорельефа наносами с вышележащих и выпуклых участков. Последние интенсивно денудированы, в результате чего мощность гумусоаккумулятивного горизонта здесь менее 15 см и слагаются они валунными суглинками. Наконец, в восточной части холма у подножья склона развит уступ напахивания, высота которого местами превышает 2 метра. Поэтому мощности гумусоаккумулятивного горизонта не меняются закономерно по падению склонов, а обычно располагаются пятнами, правда с некоторым общим увеличением к подножью. Вышеупомянутое неравномерное распределение гумусоаккумулятивного горизонта хорошо иллюстрирует несоответствие динамических местоположений с топологическими. Как указывает А.Меллума (1968), на фоне одного топологического местоположения может наблюдаться несколько динамических. Это также подтверждается нашими исследованиями почвенного покрова стационара.

Активная реакция почвы (pH/KCl) в общем также меняется в зависимости от местоположения на склоне от pH/KCl 4,5 до 7,5. Вершины холмов, верхние и средние части склонов занимают почвы со слабокислой и нейтральной реакциями ($pH/KCl > 6,1$), на нижних частях склонов и на уступах напахивания кислотность увеличивается (местами pH/KCl до 5,0). Но в распределении почвенной кислотности на данной территории наблюдается также некоторая мозаичность. Изменение этих показателей находится в тесной связи с изменением крутизны склона и, следовательно, благодаря денудации, с появлением свободных карбонатов вблизи поверхности.

На территории всего стационара, кроме вышеупомянутой зондировки по сетке, по профильным линиям во всех характерных местоположениях рельефа были сделаны глубокие почвенные разрезы (до 2,5 м, см. рис. I); была подробно изучена морфология почвы и сделаны химические анализы. Все это позволило выявить общие закономерности распределения

почвенных видов на территории стационара и их агрохимические овойства. Все необлесенные вершины холмов заняты дерново-карбонатными почвами, где свободные карбонаты констатированы до поверхности и пахотный слой формируется на материнской породе (гор. С) или на илльвиальном горизонте (В), мощность которого иногда только несколько превышает глубину пахотного слоя. Активная реакция в пахотном слое рН/КСІ от 6,6 до 7,3, CaCO_3 от 0,3% до 12,1%, а в подпахотном слое иногда достигает 25%. Количество гумуса колеблется от 0,2% до 1,95%. По верхним частям склонов, также как на вершинах, части дерново-карбонатные почвы, чередующиеся с дерново-слабоподзолистыми почвами. В большинстве случаев пахотный слой образован на илльвиальном горизонте (гор.В). Активная реакция пахотного слоя здесь колеблется рН/КСІ от 5,7 до 7,3; степень насыщенности обменными основаниями от 87% до полной насыщенности; количество гумуса - от 1,1% до 1,9%. К средним частям склонов приурочены преимущественно дерново-слабоподзолистые почвы, но местами и дерново-карбонатные. Активная реакция в горизонте A_1 рН/КСІ от 5,2 до 7,3; степень насыщенности обменными основаниями от 85% до полной насыщенности. Пахотный слой образован на гор.В, мощность которого колеблется от 10 до 40 см, количество перегноя в нем от 0,8% до 2,2%.

Почвы нижних частей склонов и террас напахивания более кислые с рН/КСІ от 4,9 до 5,9, но местами под влиянием свободных карбонатов, которые перемещаются вниз по склонам вместе с почвенными частицами, наблюдаются почвы с реакцией рН/КСІ от 6,3 до 6,4. Степень насыщенности обменными основаниями в горизонте A_1 более низкая (от 49% до 79%). Свободные карбонаты или отсутствуют или констатированы на глубине 150-250 см. Мощный, часто оглеенный илльвиальный горизонт (В) здесь лежит под наносами на глубине от 77 до 172 см. Количество гумуса у подножья склонов по сравнению с верхними частями склона особенно отличается и составляет от 1,0 до 2,6%.

Во впадинах расположены низинно-болотные почвы со слабо кислой реакцией pH/KCl от 5,8 до 6,2.

Сравнивая данные, полученные методом профилей, с данными по территории эталона (см.рис.4) видно, что основные закономерности в распределении почв в обоих случаях аналогичны.

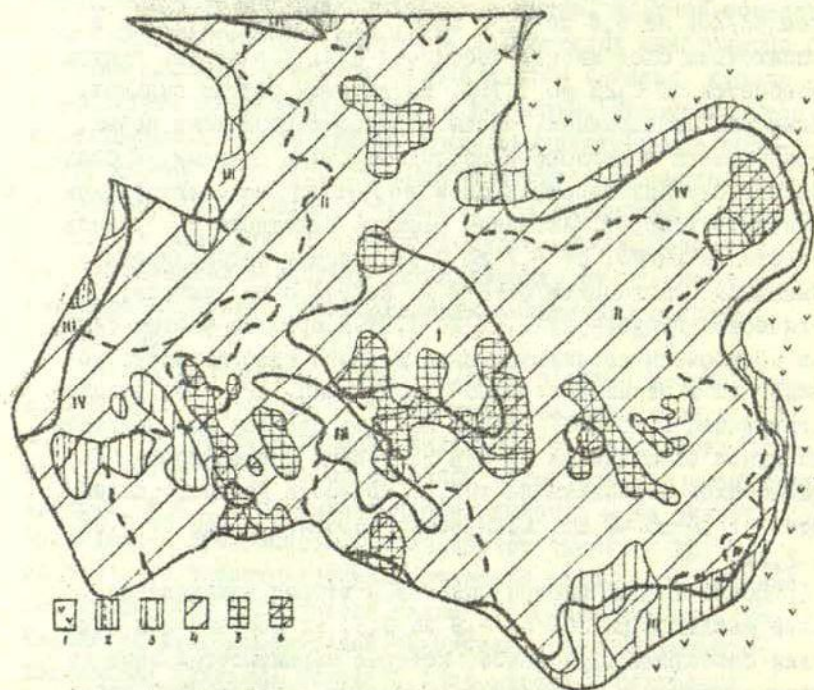


Рис.4. Почвенные виды.

I - болотная-низинная почва, 2 - дерново-сильноподзолистая почва, 3 - дерново-среднеподзолистая почва, 4 - дерново-слабоподзолистая почва, 5 - дерново-карбонатная выщелоченная почва, 6 - дерново-карбонатная тиличная почва.

I - Элювиальные вершинные местоположения ($Эл_3^B$), ($Эл_3^{СК}$),
 II - Элювиальные склоновые местоположения - $Эл_3^B$, ($Эл_3^{СК}$),
 III - Делювиальные местоположения (Дел)
 IV - Элювиально-делювиальные местоположения (Эл-Дел).

На территории эталона доминируют дерново-слабоподзолистые почвы (79,5%), в различной степени денудированные. Дерново-карбонатные почвы (11,6%) и типичные дерново-карбонатные почвы (5,9%) приурочены главным образом к вершинам и верхним частям склонов. Сравнительно мало развиты дерново-среднеподзолистые (8,6%) и весьма немного дерново-сильноподзолистые (0,23%) почвы, которые расположены на нижних частях склонов и на террасах напахивания.

Почвы исследованной территории характеризуются малым количеством подвижного фосфора (от 0 до 10 мг на 100 г почвы). В распределении последнего наблюдается определенная закономерность - уменьшение количества фосфора по склону вниз и самое ничтожное содержание его у подножья склонов (от 0 до 3 мг на 100 г почвы).

Количество подвижного калия колеблется от 0 до 12,0 мг на 100 г почвы и по местоположениям оно также уменьшается по склону вниз.

Анализ почвенного покрова холма, заросшего ельником-кисличником, высота древесного яруса (A_1) которого до 25-30 метров, показал, что лес является антропогенным и занимает старые пахотные земли, о чем свидетельствует наличие старого пахотного слоя и террасы напахивания у подножья склона. Сейчас уже заметна дифференциация пахотного слоя под влиянием хвойной растительности. Если на вершине холма установлены только признаки вторичного оподзоливания, то на террасе напахивания в верхней части бывшего пахотного слоя уже выделяются:

вторичный подзолистый горизонт (A_2'') 0 - 5 см,

переходный горизонт (A_1A_2'') 5 - 10 см,

гумусоаккумулятивный горизонт (A_1) с признаками вторичного вымывания 10 - 40 см. Эти почвы по сравнению с почвами сельскохозяйственных угодий более кислые

(рН/КСI от 5,1 в гор. A_1 на вершине холма до рН/КСI = 4,4 на террасе напахивания), так же степень насыщенности обменными основаниями низкая и в верхних горизонтах колеблется от 42% на вершине до 28% у подножья склона.

Заключение

Детальная почвенная съемка стационара дает не только конкретные данные о почвенном покрове исследованной территории, но и позволяет судить о всей сложности почвенного покрова в холмистых местностях, где в пределах небольшого участка склона или вершины наблюдаются большие различия как по мощности гумусоаккумулятивного горизонта, так и по другим свойствам почвы.

Сопоставление данных, полученных детальной зондировкой почвы по сетке, с данными, полученными при изучении почв по профильным линиям, пересекающим холмы и впадины во всех характерных местоположениях, показало, что метод с профилями дает такие же результаты, как и эталонный метод с сеткой.

Литература

- Крауклио А.А. О классификации географических комплексов Латвийской ССР. Сборн. раб. аспирантов географ. фак. Латв. гос. ун-та, вып. I, Рига, 1963.
- Меллума А.Х. Некоторые замечания об изучении денудации почв в Латвийской ССР. В сб. Очерки по физической географии. Латв. гос. ун-т им. П. Стучки. Сборник научных трудов аспирантов, VI. Географические науки, Изд. "Зинатне" Рига, 1966.
- Рамак К.Г. Классификация географических комплексов Латвийской ССР и возможности применения ее принципов при геоботаническом картировании. В сб. Принципы и методы геоботанического картографирования. Изд. АН СССР, М.-Л., 1962.
- Рамак К.Г., Ава Р. О некоторых закономерностях размещения почвенного покрова в условиях холмистого рельефа. В сб. Доклады к VIII международному конгрессу почвоведов, Латв. с/х академия, Всесоюзное общество почвоведов, Елгава, 1964.

А.Я.Калнинь

ОСОБЕННОСТИ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОЧВЫ В УСЛОВИЯХ ХОЛМИСТОГО РЕЛЬЕФА

Изучение особенностей природных ресурсов и дифференцированный подход в использовании сельскохозяйственных угодий - это неотложная задача при решении вопроса интенсификации сельского хозяйства, особенно в холмистой части Латвийской ССР.

Климатические показатели; длительность безморозного периода, даты наступления первых и последних заморозков, количество притока солнечной радиации, количество и особенности годового распределения осадков, режим влажности и температуры почвы являются важными элементами, определяющими особенности природных ресурсов в целом.

Цель данной статьи - проанализировать влияние физико-географических условий на термический режим почвы в условиях холмистого ландшафта. В работе использованы данные метеорологической станции Гурели, которая находится в 7 км от стационара, и экспедиционные наблюдения 1963-1967 г.г., которые были организованы под общим руководством проф.Н.С.Темниковой.

В ландшафте данной территории доминируют средневысотные холмы с относительной высотой 10-20 м и переувлажненные межхолмные впадины различные по размерам и конфигурации.

В таблице I даны условия наблюдений над температурой почвы по годам. Подробная характеристика условий основных микропунктов дана в таблице I предыдущей нашей статьи настоящего сборника, а дополнительных микропунктов - в таблице 2. Надо отметить, что начиная с 1964 г. все основные микропункты наблюдений были огорожены. Размеры их площадок на вершине достигают 10х10 м, во впадинах и на склонах - 6х6 м. В 1966 году на огражденных площадках были посеяны многолетние кормовые травы. Микроклиматические наблюдения в дождливую погоду не производились.

Таблица I

Условия наблюдений над температурой почвы по годам

Время наблюдений Год, месяц	Сроки	Условия рельефа	Характер подстиلاющей поверхности	Вид термометров	Глубина измерения (см)	Примечание
1963 июнь, июль, август	8.15, 14.15, 20.15	Вершина, впадина, склоны — южный и северный	Травостой	Термометры	10 20	
1964 май, июнь, июль; август, сентябрь	—	—	Черный пар, травостой (параллельные наблюдения)	Термоэлектрический термометр АМ-2М	5 10 20 40 80	В мае и сентябре наблюдения эпизодические: 80-см глубина отсутствует во впадине из-за высокого уровня грунтовых вод
1965 июнь, июль, август	—	—	—	—	5 10 20 40	
1966 июнь, июль, август	9, 15, 21	—	Многолетние кормовые травы (первый год)	—	5 10 20 40	
1967 июнь, июль, август	—	—	Многолетние кормовые травы (второй год)	—	5 10 20 40	
1967 август	—	Вершина, впадина — влажная и дренированная, склоны разной экспозиции	Луговое растение, кормовые травы, сахарная свекла	Термометры	10 20	Наблюдения велись в течение двух недель (см. табл. 5)

Таблица 2

Характеристика дополнительных микропунктов
(I-15 августа 1967 г.)

№ № микро- пунк- тов	Условия рельефа		Характер почвы		Характер растительности		Примечания
	тип место- положения	крутизна склона в°	Тип	механиче- ский со- став (0- 30 см)	господству- ющая расти- тельность	средняя высота в см	
1	Впадина, влажная	-	торф		мокрица, кле- вер, пырей ползучий	2	
2	Впадина, дрениро- ванная	-	торф		баланда, клевер	38	Растения растут в бороздах
3	Склон, юго- восточный	10	песок		рель, кле- вер, злаки	12	
4	Вершина	-	песок, ка- менистая, ниже 15 см гравий		мох, земля- ника, кле- вер	26	
5	Склон севе- ро-северо- западный	16	песок		сахарная свекла	36	Растения растут в бороздах
6	Впадина, дренирован- ная	-	торф		пырей полу- зучий, клевер	19	
7	Склон, юго- вост.	-	песок		люцерна	60	
8	Вершина	-	песок		люцерна	75	Очень густая растительность

Средняя декадная температура почвы вычислена только в случаях, когда наблюдения в декаду имелись не менее чем по 6 дням. Для вычисления средней дневной температуры, использованы только дни со всеми срочными наблюдениями.

Согласно исследованиям Е.П.Архиповой (1958, 1960), А.М. Шульгина (1967), С.А.Сапожниковой (1950), И.А.Гольцберг (1962), Е.Н.Романовой (1966) и др. главными факторами, влияющими на летний термический режим почвы, являются такие показатели климата, как приток солнечной радиации и количество осадков, а также физико-географические условия — как форма рельефа, экспозиция и крутизна склонов, вид почвы, ее механический состав и влажность и особенности растительного покрова. Особо важным фактором роста и развития растений является температура почвы в определенном диапазоне, при которой идет их развитие (Г.В.Руднев, 1964). Об особенностях притока солнечной радиации см. нашу статью в настоящем сборнике.

На термический режим почвы сильно влияет ее влажность. В начале вегетационного периода на условия увлажнения почвы существенно влияет режим таяния снежного покрова. Сход снега и оттаивание почвы связано с экспозицией склона, что обуславливает неодинаковые возможности поглощения почвой талых вод. Южные склоны могут использовать 30-60%, а северные — 70-100% талых вод (С.И.Тайчинов, М.М.Файзулин, 1958). Перераспределение осадков, особенно в теплый период года, является важной причиной неравномерного увлажнения почвы в пересеченных условиях рельефа. Так в условиях холмистого рельефа в Латвийской ССР на наветренных склонах количество выпавших осадков увеличивается на 15-20% по сравнению с открытой местностью (Н.С. Темникова, 1965).

В свою очередь выпавшие осадки, интенсивность которых больше интенсивности впитывания воды в почву, в пересеченной местности перераспределяется по элементам рельефа. Количество этой воды зависит от интенсивности дождя, типа почвы, влажности почвы и крутизны склона (Е.Н.Рома-

нова, 1966).

На картосхеме (рис.1) дано распределение элементов рельефа на территории стационара (54 га), где видно, что 22% (или 12 га) от общей площади занимают впадины различной формы и величины, которые в большинстве случаев являются переувлажненными, как за счет высокого стояния грунтовых вод, так и из-за перераспределения выпавших осадков.

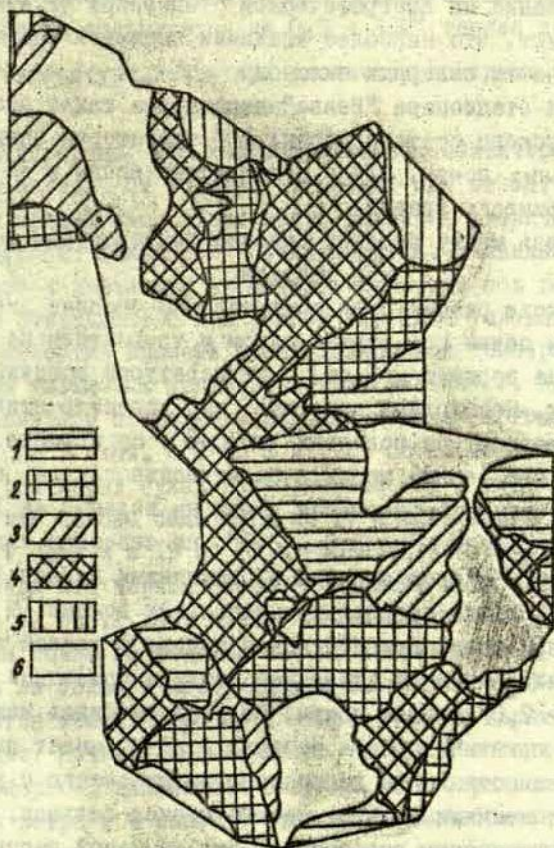


Рис.1. Схема распределения элементов рельефа.
Склоны: 1 - северный, 2 - южный, 3 - восточный, 4 - западный, 5 - вершина, 6 - впадина.

70% (или 38 га) занимают склоны различной экспозиции и крутизны, где западные склоны занимают 27% (или 15 га), южные - 19% (или 10 га), северные - 17% (или 8 га) и восточные - 8% (или 5 га); вершины занимают 7% (или 4 га) всей площади.

В пересеченной местности влажность почвы в различных местоположениях часто изменяется больше, чем при переходе из одной климатической зоны в другую (Е.Н. Романова, 1967). Исследования на географическом стационаре (Р.А. Ава, 1966) показывают, что наиболее влажными являются впадины и нижние части северных склонов.

Для стационара "Вейва" характерна также пестрота механического состава почвы; 70% территории занимает супесчаные почвы, 27% - суглинистые почвы и 3% супесчаные с примесью гравия.

Связь между средней дневной температурой почвы и воздуха

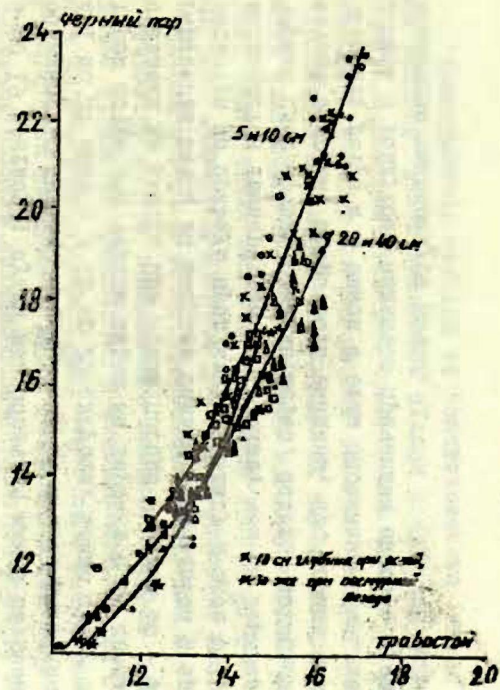
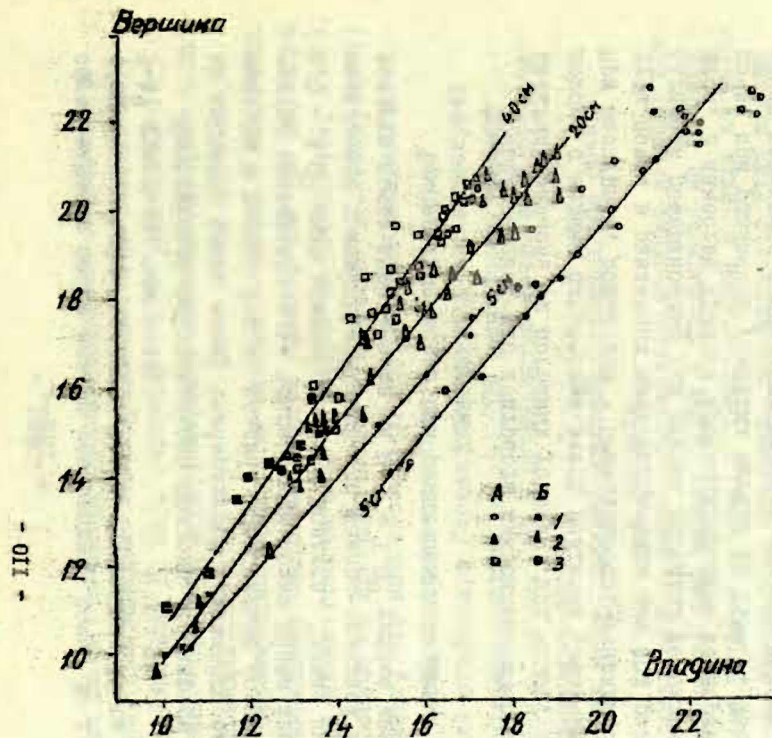
В ходе работы были сопоставлены средние дневные температуры почвы под черным паром и травостоем на глубине 10 см (на вершине - 5 см) с температурой воздуха на высоте 10 см. Необходимо отметить, что характер этих связей сильно зависит от погодных условий. На вершине и на склонах под черным паром в большинстве случаев почва теплее воздуха; супесчаная почва на вершине на 1,5 - 2,0°, на южном склоне - на 2,0 - 2,5°, на северном склоне - на 1,5 - 2,0°. В свою очередь в дождливый период (I декада августа), после отдельных интенсивных дождей (III декада июля) и при ясной или полужасной погоде с теплой юго-западной или западной адвекцией воздуха приземный слой его на 1,5 - 2,0° теплее почвы. Во впадине связь между температурой приземного слоя воздуха и почвы имеет иной характер. Влажность почвы во впадине по сравнению с другими местоположениями за весь летний период большая. Особенно большая влажность сохраняется под обильной растительностью, где затруднен прямой доступ солнечных лучей. Высокая влажность почвы, следовательно, ее большая теплоемкость,

обуславливает более низкую температуру почвы по сравнению с приземным слоем воздуха. Почва на глубине 10 см на 3-4⁰ холоднее, чем воздух.

Особенности растительного покрова отражаются также на характере связи между температурой приземного слоя воздуха и почвы. Так во впадине, под сильно развитой, густой растительностью температура почвы почти всегда на 2,0 - 3,0⁰ ниже приземного слоя воздуха. Только при четко выраженной холодной северной или северо-западной адвекции воздуха почва оказывается на 0,5 - 1,0⁰ теплее воздуха.

Температура почвы при различных погодных условиях

Общезвестно, что контрасты микроклиматических различий зависят от погодных условий: при ясной, сухой погоде с малыми скоростями ветра различия увеличиваются, при пасмурной, дождливой - сглаживаются. Очевидно, температуры почвы в различных местоположениях или под различной активной поверхностью при равных погодных условиях меняются. В качестве примера проанализирована температура почвы при различных условиях погоды за 1964 г. Преимущественно пасмурная с продолжительными дождями погода наблюдалась с 1 по 9 июня, с 2 по 9 и с 21 по 25 августа и с 5 по 19 сентября; сухая малооблачная или с переменной облачностью погода была с 11 по 17 и с 23 по 31 июня, с 1 по 24 июля и с 15 по 20 августа. Связь между температурой почвы под черным паром на вершине и во впадине представлена на рис.2. При ясной погоде верхние 10 - 5 см горизонты почвы во впадине сильно согреваются и здесь, несмотря на большую продуктивную влагу в слое 0-20 см, наблюдается температура на 1⁰ выше, чем на вершине. Черный цвет почвы, следовательно, большое поглощение солнечной энергии, закрытость впадины, что определяет малые скорости ветра и в связи с этим пассивный обмен тепла между почвой и воздухом - являются причинами способствующими повышению температуры почвы.



Связь между средней дневной температурой почвы на вершине и во впадине (рис.2) и во впадине под черным паром и травостоем (рис.3) при различных погодных условиях А - сухая солнечная, Б - дождливая, пасмурная; глубины (см) 1-5; 2 - 20; 3 - 40.

При пасмурной или дождливой погоде, когда отсутствует прямая солнечная радиация, на температуру почвы во впадине главным образом влияет большая влажность почвы. В этих погодных условиях температура почвы во впадине на глубине 5 см в среднем на 1° ниже, чем на вершине. На глубине 20 см температура почвы во впадине при любых погодных условиях ниже, чем на вершине. Это объясняется тем, что действие фактора, определяющего повышение температуры почвы в верхних горизонтах, — прямой солнечной радиации — ослаблено, а действие влажности почвы, фактора, способствующего понижению температуры почвы, усилено. При ясной, сухой погоде температура почвы на глубине 20 см во впадине на 2° ниже, чем на вершине, а при пасмурной погоде — только на $0,5-0,8^{\circ}$.

Для выяснения влияния растительного покрова на температуру почвы в различных погодных условиях сопоставлена температура почвы во впадине под черным паром и травостоем (рис. 3). Растительный покров при ясной погоде снижает температуру почвы в слое от 5 до 10 см на $4-5^{\circ}$, в слое от 10 до 20 см на $1,5-2,0^{\circ}$; при пасмурной погоде различия колеблются от $0,5$ до $0,8^{\circ}$ только в слое от 5 до 10 см, глубже влияние растительного покрова отсутствует.

Изменчивость условий погоды по месяцам за период с 1963 по 1967 г.г. обуславливает различные соотношения между температурой почвы, в различных физико-географических условиях (см. таблицу 3).

Из таблицы видно, что наибольшие разности между температурой почвы на глубине 20 см на вершине и во впадине, на южном и северном склонах прослеживаются при следующих погодных условиях: сухо, тепло — $2,0-2,5^{\circ}$, сухо, холодно — $1,0-3,8^{\circ}$.

Таблица 3

Характер погоды	Вершина-впадина Δ		Южный склон-северный склон Δ	
	под чер- ным паром	под тра- востоем	под чер- ным паром	под тра- востоем
Сухо, тепло	2,0	-	-	2,5
Сухо, температура воздуха в пределах нормы	1,6	2,0	-	2,0
Сухо, холодно	1,0	-	3,8	2,2
Температура воздуха и количество осадков в пределах нормы	1,0	-	2,8	1,5

Влияние растительного покрова на температуру почвы

На тепловой режим почвы растительный покров оказывает большое влияние. Почва, лишенная растений, прогревается значительно сильнее, чем под травостоем. Особенно ярко это выражено в ясную погоду. Роль растительности наиболее резко выражена во впадине и на северном склоне, где травостой обычно лучше развит. Травостой затрудняет сильное согревание верхних слоев почвы, сглаживая различия по вертикали. Во впадине и на склонах под травостоем на глубине 5-10 см в среднем за сутки температура почвы на 1° ниже, чем под оголенной почвой. Максимальные различия между температурой оголенной почвы и под травостоем достигают во время дневного максимума температуры почвы, т.е. около 14-17 часов. На глубине 5 см разность может достигать от 4° до 10°, в зависимости от характера травостоя. В среднем за день во впадине оголенная почва теплее почвы под травостоем на глубине 5 см на 2,5°, а на глубине 10 см на 2°, на северном склоне соответственно на 2° и 1,3°, на южном склоне - на 0,8° и 0,6°.

Ночью, при излучении тепла с поверхности почвы, оголенная почва охлаждается быстрее, тогда как травостой задерживает излучение. В результате медленного нагрева днем и медленного охлаждения ночью, дневные амплитуды температуры почвы под травостоем сильно уменьшаются. В ясную погоду дневная амплитуда температуры почвы на глубине 5-10 см под травостоем снижается на $4,0^{\circ}$ - $6,0^{\circ}$ - во впадине, на $3,0^{\circ}$ - $4,0^{\circ}$ - на северном склоне, и на $1,0^{\circ}$ - $2,0^{\circ}$ - на южном склоне.

Таблица

Средняя температура почвы при ясной погоде под оголенной почвой и травостоем. Венва, 1964 г.

Глубина см	Впадина			Южный склон			Северный склон		
	1 ^X	2 ^X	3 ^X	1	2	3	1	2	3
5	22,6	16,4	6,2	26,3	24,8	1,5	23,8	20,1	3,7
10	21,5	15,9	5,6	24,0	22,9	1,1	21,8	19,1	2,7
20	19,2	15,3	3,9	-	-	-	19,7	18,6	1,1
40	16,8	14,4	2,4	20,7	20,1	0,6	-	-	-
80	-	-	-	-	-	-	15,7	15,6	0,1

x температура: 1 - под оголенной почвой, 2 - под травостоем, 3 - разность.

Анализ температуры почвы за отдельные годы

Летние месяцы в 1963 году были теплые (особенно июль и август) и аномально сухие (июнь, июль) (см. табл. 5). Август отличался теплой и дождливой погодой. Наблюдения над температурой почвы велись под естественным травостоем. На вершине и южном склоне травостой имел только 40-50% покрытия, а на северном склоне и особенно во впадине был густой, хорошо развитый. На рис. 4 отражен дневной ход средней месячной температуры почвы за июль-август. Наивысший уровень температуры почвы был в июле-августе, когда температура на вершине на глубине 10 см достигла $23-25^{\circ}$, на южном склоне $23-24^{\circ}$, на северном склоне - 23° и во впадине - $20-19^{\circ}$,

Таблица 5

Средняя месячная температура воздуха, количество осадков (мм) и их отклонения от средних многолетних данных за отдельные годы. Гурели

Метеорологический элемент	М е с я ц ы					
	У	УІ	УІІ	УІІІ	ІХ	
Средняя многолетняя температура воздуха	10,4	14,0	16,3	14,8	10,3	
Среднее многолетнее количество осадков	62	77	106	92	79	
Средняя температура воздуха	Годы					
	1963	15,0	13,6	17,8	16,9	12,5
	1964	10,7	16,8	16,8	13,8	10,3
	1965	7,6	14,2	13,7	13,6	-
	1966	12,2	16,5	16,8	14,1	-
1967	12,5	13,9	16,5	15,3	-	
Отклонения от средней многолетней температуры	1963	4,6	-0,4	1,5	2,1	2,2
	1964	0,3	2,8	0,5	-1,0	0,0
	1965	-2,8	0,2	-2,6	-1,2	-
	1966	1,8	2,5	0,5	-0,7	-
	1967	2,1	-0,1	0,2	0,5	-
Количество осадков	1963	26	24	38	116	70
	1964	33	34	7	79	65
	1965	32	74	102	26	-
	1966	96	73	113	96	-
	1967	111	80	38	60	-
Отклонения количества осадков от средней многолетней (в %)	1963	42	31	36	127	90
	1964	53	44	7	86	82
	1965	52	96	96	29	-
	1966	155	95	107	104	-
	1967	180	104	36	65	-

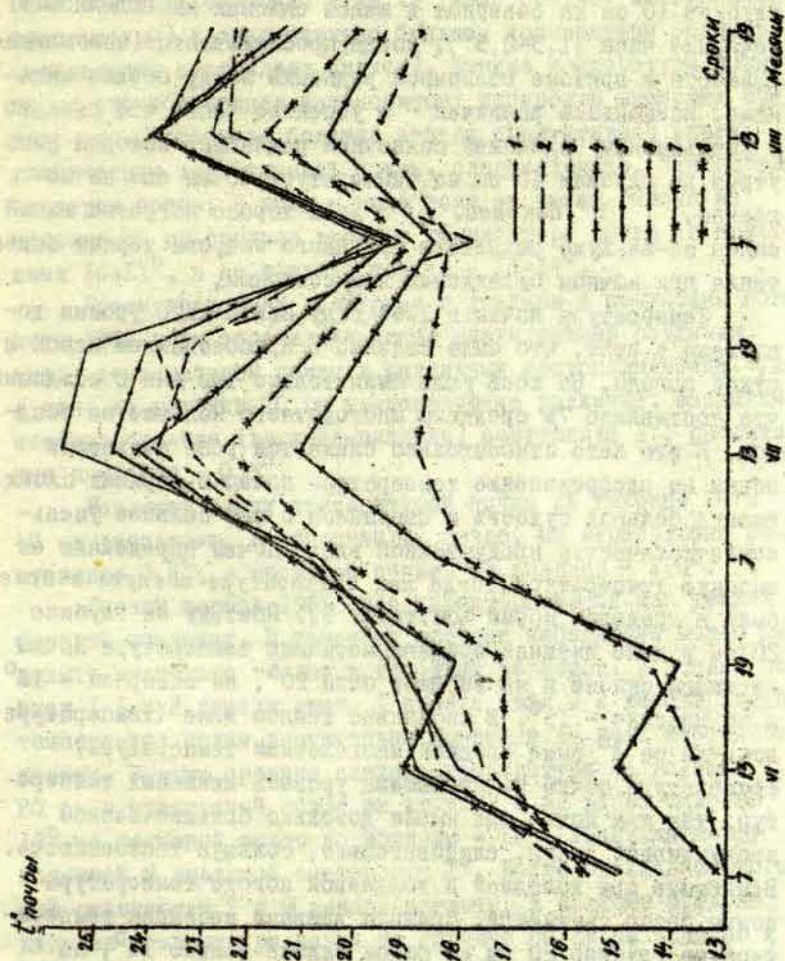


Рис.4. Ход температуры почвы в различных физико-географических условиях. (1963 г.).
 Глубины (см): А - 10, Б - 20; 1 - вершина, 2 - впадина,
 3 - южный склон, 4 - северный склон.

Наибольшие различия между температурой почвы на глубине 10 см на северном и южном склонах наблюдались в вечерние часы (1,5-2,5°), когда прослеживаются наибольшие разности в притоке солнечной радиации между обеими склонами. Наименьшие различия - в утренние часы, что связано с уменьшенным влиянием солнечной радиации, которая рано утром до глубины 10 см на температуру почвы еще не повлияла. Наконец, днем хорошо погретый южный склон из-за хуже развитого травяного покрова теряет больше тепла при ночном охлаждении, чем северный.

Температура почвы в 1964 году наивысшего уровня достигала в июле, что было связано с преобладанием ясной и сухой погоды. За весь июль были только три дня с осадками, что составляло 7% среднего многолетнего количества осадков. В это лето относительно снижается роль влажности почвы на распределение температуры почвы в верхних слоях. Именно большая сухость и связанное с ней сильное уменьшение количества продуктивной влаги почвы определяли ее высокую температуру, тогда как температура воздуха в июле была в пределах нормы (см. табл. 5). Поэтому на глубине 20 см в июле дневная средняя месячная температура почвы на южном склоне и на вершине была 20°, на северном - 18° и во впадине - 15°. В аномально теплом июне (температура воздуха на 3° выше средней многолетней температуры) температура почвы не превышала уровень июльских температур, так как почва еще имела довольно большие запасы продуктивной влаги, следовательно, большую теплоемкость. В августе при холодной и дождливой погоде температура почвы резко снижается. Средняя дневная месячная температура на глубине 20 см на южном склоне только 16°, на вершине - 15°, на северном склоне - 14° и во впадине - 13°.

Растительность снижает температуру почвы (на глубине 20 см) во впадине в аномально сухом июле на 2,5°, в дождливом августе на 0,7°, на северном склоне соответственно - 1,0° и 0°.

Летние месяцы 1965 г. отличаются низкими температурами воздуха, особенно июль (3° ниже средней многолетней температуры) и сравнительно большим количеством осадков (исключение составляет август). Низкие температуры воздуха не способствовали интенсивному испарению выпавших осадков: это обеспечило большие запасы продуктивной влаги, увеличенную теплоемкость почвы, следовательно, низкие температуры почвы. В июне - июле даже на южном склоне на глубине 20 см средняя дневная температура почвы не превышает $16-17^{\circ}$, а во впадине только - $13-14^{\circ}$.

Преимущественно пасмурная с дождями и полужасная погода лета 1965 года определяли менее значительные различия между температурой почвы в различных местоположениях. Так, в июне на глубине 20 см температурные различия, вызванные местоположением (вершина-впадина) составляют 1° , растительным покровом - $0,5^{\circ}$.

Различия между температурой почвы на глубине 20 и 40 см уменьшены: в супесчаной почве, на вершине она составляет $0,4^{\circ}$, в песчаной почве, во впадине - $1,0^{\circ}$.

Летний период 1966 года характеризуется как теплый и богатый осадками. В пределах времени наблюдений можно выделить несколько теплых и холодных периодов. В теплых периодах (I и 2 декада июня, I декада июля и 2 декада августа) температура почвы значительно повышена во всех местоположениях. В июне средняя дневная температура на глубине 20 см в супесчаной почве на вершине и на южном склоне 18° , в песчаной почве во впадине - 16° . Различия между вершиной и впадиной составляют 2° . Более прохладной погодой отличаются I и III декады августа. В августе средняя дневная температура почвы на глубине 20 см на вершине и на южном склоне достигла только 16° , во впадине - $15,5^{\circ}$. Различия между вершиной и впадиной составляли лишь $0,5^{\circ}$. Интересно отметить, что 20° термозоплета в июле достигает глубины 25 см - на вершине, 10 см - во впадине, 40 см - на южном и 15 см - на северном склонах. На южном склоне почва согревается до 20° на глубину в четыре раза

большую, чем во впадине.

В летние месяцы 1967 г. температура воздуха наблюдалась в пределах средних многолетних величин, количество осадков в июне и в августе составляло только соответственно 36 и 65% от средней многолетней величины. В июне разница между температурой почвы на вершине (супесчаная почва) и во впадине (песчаная почва) на глубине 20 см составляла $3,3^{\circ}$, а разница между температурой южного и северного склонов (супесчаная почва) - $1,9^{\circ}$. В конце лета (август) эти различия соответственно составляли $1,8^{\circ}$ и $2,2^{\circ}$. Разности между температурами отдельных слоев почвы (на глубине 20 и 40 см) в течение лета весьма изменчивы. В июне, когда выпало сравнительно много осадков, на вершине в супесчаной почве эти разности составляли $2,5^{\circ}$, а во впадине, в песчаной почве - $3,0^{\circ}$. В июле при малом количестве осадков (36% от нормы) разности соответственно менялись на $1,7$ и $3,5^{\circ}$.

Средняя многолетняя температура почвы

На термический режим почвы для какого-то отдельного периода, отдельных месяцев или отдельных сезонов свое влияние оказывает также погодные условия. Летом 1964 г. при большой повторяемости солнечной сухой погоды более резко были выражены температурные различия, обусловленные особенностями характера рельефа, растительности и литологии. Последующее лето - 1965 г. - дождливое и пасмурное - нивелирует различия в температурах почвы. Поэтому для получения средней многолетней температуры почвы была сопоставлена средняя дневная температура почвы под черным паром на глубине 20 см на вершине с соответствующей температурой на станции Гурели (рис. 5). Если средняя многолетняя температура почвы на вершине была получена путем приведения к данным метеорологической станции Гурели, то для впадины, южного и северного склонов она была получена путем приведения к данным для вершины. Чтобы выявить влияние растительного покрова на температуру почвы в многолетнем

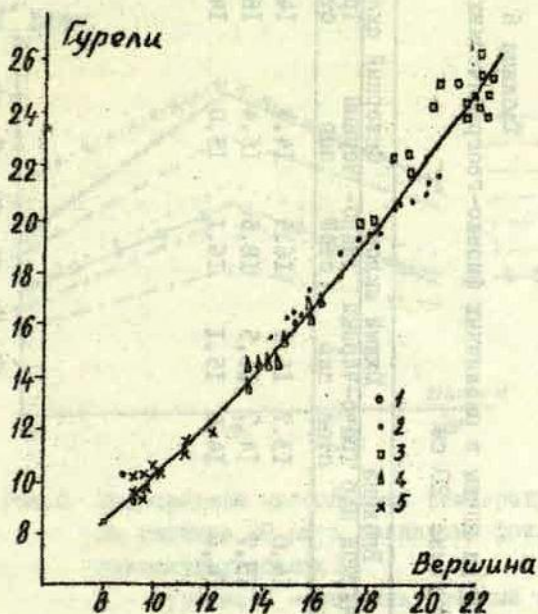


Рис.5. Связь между средней дневной температурой почвы в Гурели и на вершине на глубине 20 см. 1 - май, 2 - июнь, 3 - июль, 4 - август, 5 - сентябрь.

аспекте, была графически сопоставлена температура почвы во впадине и на северном склоне под черным паром с температурой почвы под травяным покровом полученная таким путем средняя многолетняя температура почвы обобщена в таблице 6. Ход средней многолетней температуры почвы на глубине 20 см под черным паром и травостоем для различных местоположений стражен на рис.6.

Таблица 6

Средняя многолетняя температура почвы в различных физико-географических условиях на глубине 20 см

Месяц	Метеостанция Гурели	Вершина		Впадина		Южный склон		Северный склон	
		черный пар	черный пар	Траво-черный стой пар	Черный пар	Траво- стой	Черный пар	Траво- стой	
У1	15,4	15,1	14,0	13,7	16,5	16,5	14,4	14,5	
УП	18,0	17,2	15,7	14,7	16,5	18,3	16,4	16,0	
УВ	16,	15,8	14,6	14,0	15,1	16,1	15,0	14,9	

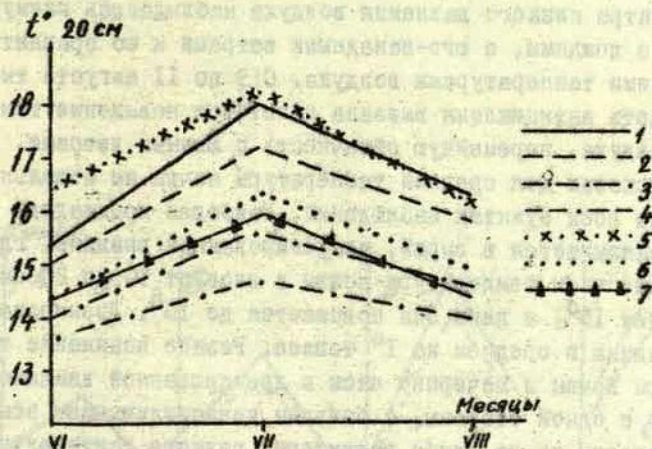


Рис. 6. Ход средней многолетней температуры почвы на глубине 20 см в различных физико-географических условиях.

1 - Гурели, 2 - вершина, черный пар, 3 - впадина, черный пар, 4 - впадина, травостой, 5 - южный склон, травостой, 6 - северный склон, черный пар, 7 - северный склон, травостой.

Различия между температурой почвы на вершине в Вейве и Гурели объясняются только различием механического состава, так как местоположение на рельефе одинаковое. На вершине более легкая песчаная почва (Гурели) теплее супесчаной почвы (Вейва) в среднем на $0,5^{\circ}$.

В целях изучения изменчивости температуры почвы по территории в 1967 г. были выбраны дополнительные маршруты с 8 точками наблюдений (см. табл. 3). Наблюдения велись с I по 15 августа. Погодные условия за это время были довольно непостоянны. В начале периода под влиянием гребня

высокого давления (I-4) преобладала малооблачная погода, с высокими температурами воздуха, с преобладанием южных и юго-восточных ветров. В середине периода (5-8) под влиянием центра низкого давления воздуха наблюдалась пасмурная погода с дождями, с юго-западными ветрами и со сравнительно низкими температурами воздуха. С 9 по II августа тыловая часть антициклона вызвала некоторое повышение температуры воздуха, переменную облачность с южными ветрами. На рис. 7 показан ход средней температуры почвы на отдельные сроки на всех пунктах наблюдений. Наиболее прохладная почва оказывается в сырой, недренированной впадине, где в утренние часы температура почвы в слое от 10 до 20 см достигает 15° , а днем она повышается до 16° . Дренированная впадина в среднем на 1° теплее. Резкое понижение температуры почвы в вечерние часы в дренированной впадине связано, с одной стороны, с большим теплоизлучением земной поверхности, из-за слабо развитого, редкого растительного покрова, и с другой - тем, что впадина с западной стороны защищена от прямой солнечной радиации холмом. На юго-восточном склоне и на вершине, где почва имеет легкий механический состав (песок, гравий) и довольно редкий сухой растительный покров, температура почв достигает высокого уровня. Интересно сопоставить температуру почвы на южном и северном склонах при одинаковом механическом составе почвы. Северный, более крутой, с меньшей густотой растительности (поле свеклы) утром и днем прохладнее на $1,5^{\circ}$, чем пологий, покрытый густым растительным покровом, южный склон. В вечерние часы различия между обоими склонами снижаются до $0,5^{\circ}$.

Ход средней дневной температуры почвы отражен на рис. 8, где хорошо выражается влияние как густого растительного покрова, так и местоположения. Уменьшенный приток солнечной радиации на вершине и густо развитая, до 80 см высокая люцерна, снижает температуру почвы по сравнению с юго-западным склоном на $1,0 - 1,5^{\circ}$.

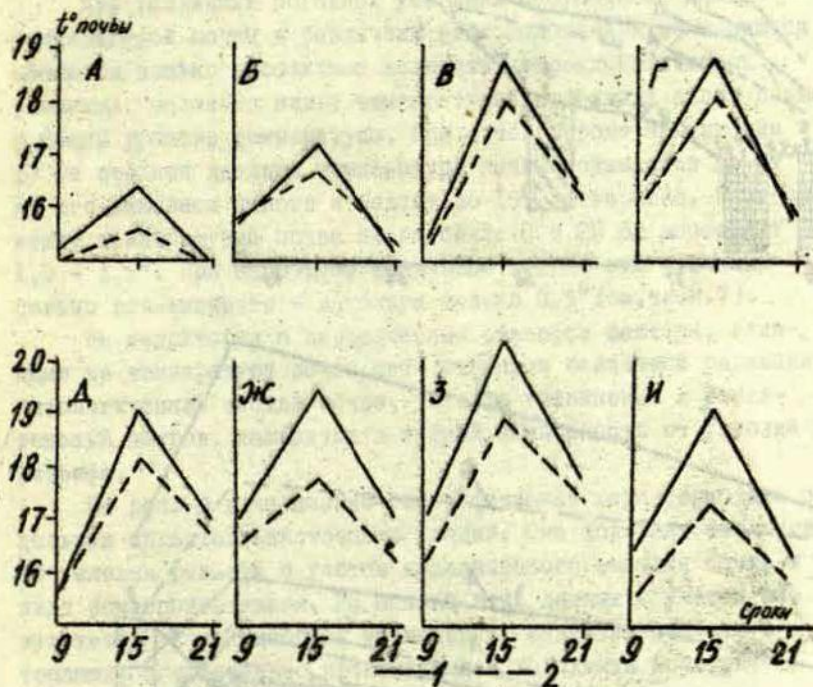


Рис.7 Дневной ход средней температуры почвы.
 А - впадина, недренированная, Б - впадина, дрениро-
 ванная, В - склон, юго-восточный, Г - вершина,
 Д - склон, северный, Ж - впадина, дренированная,
 З - склон, южный, И - вершина; глубины (см) 1 - 10,
 2 - 20.

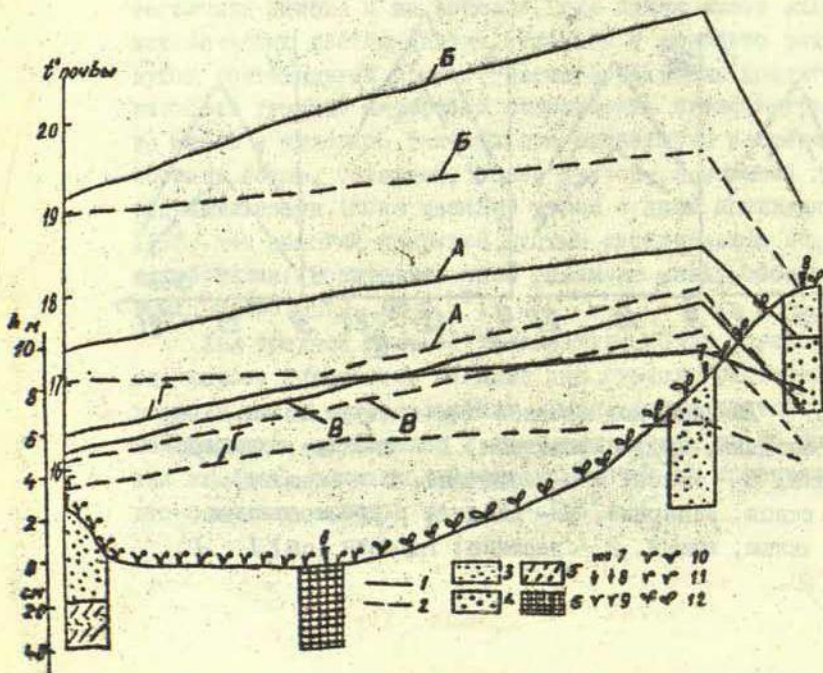
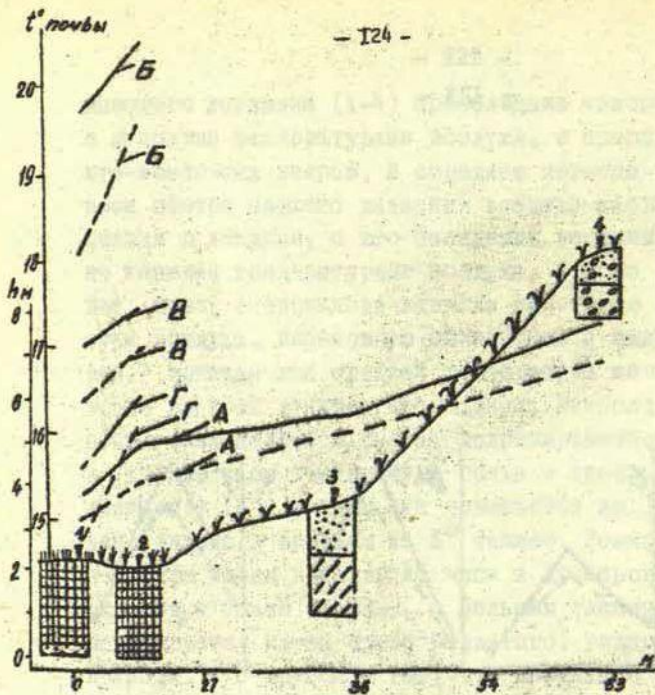


Рис. 8. Средняя дневная температура почвы

- А - средняя за весь период (I-15 август),
Б - при ясной погоде, В - при пасмурной погоде,
Г - при переменной облачности; глубины (см):
I - 10, 2 - 20; механический состав: 3 - песок,
4 - крупный песок, 5 - супесь, 6 - торф;
растения: 7 - мокрица, 8 - лебеда, 9 - злаки,
10 - сахарная свекла, 11 - клевер, 12 - люцерна.

При различных погодных условиях соотношения между температурой почвы в различных местоположениях не меняются, меняются только абсолютные величины микроклиматических различий, различия между температурой отдельных слоев почвы и общий уровень температуры. При ясной погоде на глубине 10 см средняя дневная температура почвы поднимается до 21° на юго-западном склоне и падает до 19° на вершине. Разности между температурой почвы на глубине 10 и 20 см достигают $1,0 - 1,5^{\circ}$. При пасмурной дождливой погоде эти различия сильно сглаживаются - максимум только $0,5^{\circ}$ (см. табл. 7).

На территории с пересеченным рельефом факторы, влияющие на температуру почвы, как-то: приток солнечной радиации, литологический состав почвы, условия увлажнения и растительный покров, находятся в тесной зависимости от условий рельефа.

На рис. 9 дана физико-географическая характеристика отдельных сельскохозяйственных угодий. Она содержит сведения об условиях рельефа с учетом механического состава почвы и вида землепользования. На основе этих данных с учетом результатов экспедиционных наблюдений выделены участки с теплыми, сравнительно прохладными и холодными почвами.

Таблица 7

Температура почвы в различных физико-географических условиях при ясной и пасмурной погодах и различия между 10 и 20 см глубины.

Погодные условия	Склон, юго-западный			Склон, северный			Вершина			Вершина, влажная			Впадина, сухая		
	10	20		10	20	0,3	10	20	1,0	10	20	1,6	10	20	0,9
Ясная, сухая	21,2	19,5	1,7	19,3	19,0	0,3	19,0	18,0	1,0	19,8	18,2	1,6	20,8	19,9	0,9
Пасмурная, дождливая	17,8	17,5	0,3	16,2	16,1	0,1	16,6	16,0	0,6	17,0	16,3	0,7	17,5	17,0	0,5
Разность	3,4	2,0		3,1	2,9		2,4	2,0		2,8	1,9		3,3	2,9	

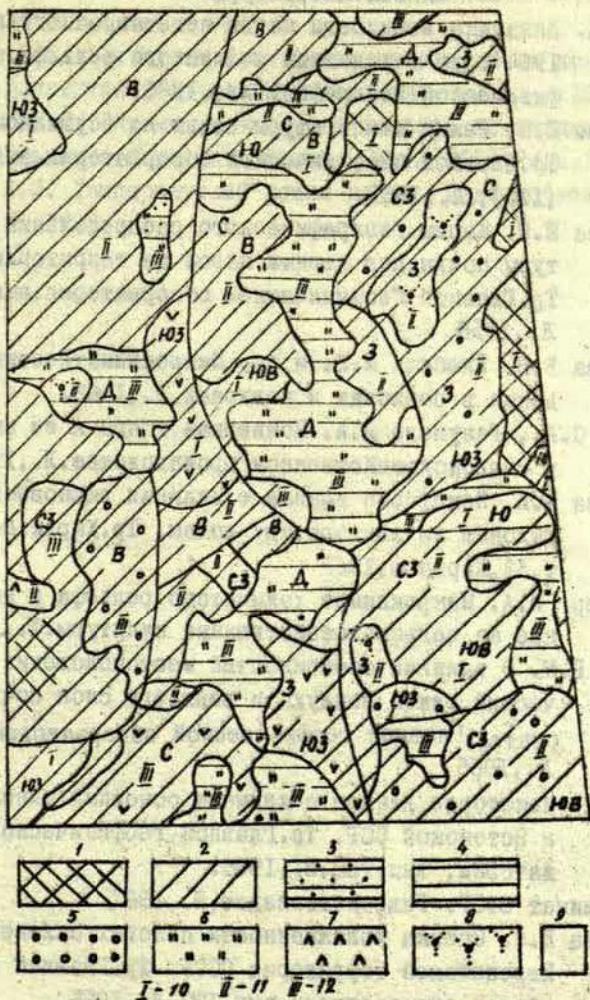


Рис.9. Физико-географическая характеристика сельскохозяйственных угодий. Условия рельефа: I-вершина, 2-склоны, 3-впадины верхнего уровня, 4-впадины нижнего уровня; вид землепользования: 5-леса, 6-луга, 7-залежи, 8-кустарники, 9-пашня; термические условия почв: I0-теплые, II-сравнительно прохладные, I2-холодные почвы; буквами отмечен господствующий склон, Д - дренированные впадины.

Список литературы

- Ава Р.А. Динамика влажности почвы вегетационного периода 1964 года в условиях холмистого рельефа. Очерки физической географии, Рига, 1966.
- Архипова Е.П. Режим температуры почвы на осушенном болоте. Тр. Главной геофизической обсерватории, вып. 49 (III), Л., 1955.
- Архипова Е.П. Карты географического распределения температуры почвы под черным паром на территории СССР. Тр. Главной геофизической обсерватории, вып. 85, Л., 1958.
- Архипова Е.П. Глебова М.А. и др. Микроклиматические наблюдения в совхозах и колхозах. Л., 1962.
- Вериго С.А., Разумова Л.А. Почвенная фауна и ее значение в сельскохозяйственном производстве. Л., 1963.
- Варягина Е.И. Некоторые данные о влиянии экспозиции склонов на температуру почвы. Тр. Харьк. с-х ин-та, т. 32, Харьков, 1962.
- Гольцберг М.А. Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. Л., 1962.
- Желтая Н.Н. О влиянии особенностей местоположения на термический режим воздуха и верхнего слоя почвы. Сборник статей Главной геофизической обсерватории, вып. 33, Л., 1965.
- Инт Л.Е. Некоторые данные о климате основных типов почв в Эстонской ССР. Тр. Главной геофизической обсерватории, вып. 180, Л., 1965.
- Микроклимат СССР. Гидрометеиздат, Л., 1967.
- Романова Е.Н. Оценка увлажненности пологих склонов на Европейской территории СССР. Тр. Главной геофизической обсерватории, вып. 190, Л., 1966.
- Романова Е.Н. Перераспределение влаги на пологих склонах и у их подножий в теплое время года. Тр. Главной геофизической обсерватории, вып. 190, Л., 1966.
- Руднев Г.В. Агроклиматология. Л., 1964.
- Сапожникова С.А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеиздат. Л., 1950.

Сильвестрова С.И. Рельеф и земледелие. Сельхозгиз, М., 1955.

Тайчинов С.И., Файзулин М.М. Динамика влажности почвы по элементам рельефа. Почвоведение № 10, 1958.

Темникова Н.С. Влияние холмистого рельефа на осадки. Изд. Академии наук Латвийской ССР, 2(211), Рига, 1965.

Шульгин А.М. Температурный режим почвы. Гидрометеозадат, Л., 1957.

Подписано в печать 1972 г.
Издательство «Сельхозгиз»
Москва

Печатное дело выполнено на УИИ им. В.И. Ленин в г. Ленинград
1972 г.

Подписано в печать 1972 г. № 10
1/2 10.10.72. Издательство «Сельхозгиз»
Москва

Всего тираж 1000 экз.
Ленинградский государственный университет им. В.И. Ленин

ОГЛАВЛЕНИЕ

<u>Э.Ф.Гринберго, А.Д.Гузлена.</u> К вопросу об абсолютном воз- расте литориновой трансгрессии в низовьях р.Венты...!	
<u>Г.Я.Эберхард.</u> Субгляциальные ложбины и особенности их размещения в пределах низменных районов Латвии..	15
<u>Г.Я.Эберхард.</u> Формирование голоценовых аллювиальных отложений средних и малых рек области последнего оледенения (на примере бассейна реки Даугавы).....	32
<u>А.П.Рудене.</u> Синоптико-климатологическая характеристика урагана 2 ноября 1969 г. и вероятность сильных ветров в Латвии	55
<u>В.Я.Клане.</u> Размещение болотных массивов по физико-гео- графическим районам Западной Латвии и некоторые связи их с окружающими ландшафтами.....	64
Работы по географическому стационару "Веява"	
<u>А.Я.Ванага.</u> Основные черты геоморфологического строения территории стационара "Веява"	72
<u>А.Я.Калнинь.</u> Особенности притока солнечной радиации и их связь с температурой почвы в условиях холмисто- го ландшафта	81
<u>Р.А.Ава.</u> Некоторые особенности почвенного покрова тер- ритории стационара "Веява"	94
<u>А.Я.Калнинь.</u> Особенности термического режима почвы в условиях холмистого рельефа	103

Ученые записки, том 162
ВОПРОСЫ ФИЗИЧЕСКОЙ ГЕОГРАФИИ
ЛАТВИЙСКОЙ ССР

Редактор А. Яунпутинь
Технический редактор А. Калнинь
Корректор Э. Силе

Редакционно-издательский отдел ЛГУ им. Петра Стучки
Рига 1972

Подписано к печати 7/VI 1972 ЯТ 15118 Зак. №428.
Ф/б 60x84/16. Писчая №1. Физ. п. л. 8,5. Уч.-и. л. 6,4
Тираж 450 экз. Цена 66 коп.

Отпечатано на ротационной машине, Рига-50, ул. Вейденбаума, 5
Латвийский государственный университет им. П. Стучки

32650

91

Цена 66 к.

44/5806

LATVIJAS UNIVERSITĀTES BIBLIOTĒKA



0509052730

Учен. зап. (ЛГУ им. П. Стучки), 1972, т. 162, 1 - 130