



СОДЕРЖАНИЕ

СТАТЬИ

Стр.

Н. Н. Романовский: Мерзлотные структуры облекания 233

Х. Марущак: Перигляциальные покровные образования на территории
Шеских Холмов 245

МАТЕРИАЛЫ ПО ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ

М. Брошо: О расширении понятия термина «перигляциальный» 255

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

А. Филиток: Мерзлотные клинья в Подзамче 259

Е. А. ФитцПатрик: Заметки о микрорельефе в Западном Шпицбергене 263

Б. Галицки: О различном генезисе структурных деформаций отложений
в гидропластической среде 269

Дж. Н. Дженнингс: О необыкновенных каменных многоугольниках
в Французских Альпах 271

К. Клячинска: Двуделимые Бугонарвские ленточные илы 275

В. Ляковска: Ископаемые полигональные структуры на валунной глинне 277

М. Просова, Ю. Секры: Перигляциальный микрорельеф в субнивальной
зоне Казбека 281

В. Рачковски: Лёсс в окрестностях Хэнрикова в Нижней Силезии... 285

РЕЦЕНЗИИ 113

БИБЛИОГРАФИЯ 205

МЕРЗЛОТНЫЕ СТРУКТУРЫ ОБЛЕКАНИЯ

Новый вид псевдоморфоз по повторно-жильным льдам в четвертичных отложениях

Содержание

На острове Б. Ляховском и в северной части Яно-Индибирской низменности автором был описан новый вид псевдоморфоз по повторно-жильным льдам — мерзлотные структуры облекания. При образовании этого вида псевдоморфоз в результате вытаивания жильных льдов в малольдистых отложениях образуется полигональная сеть канавообразных углублений. Последняя заполняется в пойменных или сходных с ними условиях слоистыми осадками. Мерзлотные структуры облекания образуются обычно при наличии многолетнемерзлых горных пород.

При изучении четвертичных отложений большое значение имеет установление следов мерзлотных физико-геологических явлений, которые имели место в процессе накопления, диагенеза и криогенеза отложений. Зная закономерности распространения и развития тех или иных мерзлотных физико-геологических явлений в настоящее время, мы можем по их реликтам восстанавливать географические условия прошлого.

Для целей палеогеографии целесообразно все мерзлотные физико-геологические явления разделить на 2 группы. В первую группу следует относить явления, которые имеют место только в области многолетнемерзлых горных пород и несомненно указывают на наличие последних в период их образования. К числу их относятся пятна-медальоны, повторно-жильные льды, их реликты и др. Во вторую группу входят те мерзотно-физико-геологические явления, для которых существование многолетнемерзлых толщ не является обязательным, хотя они, как правило, указывают на суровые климатические условия. Это явления солифлюкции, пучения, процессы морозного трещино-образования и т.д.

В настоящей работе мы остановимся только на одном мерзлотном физико-геологическом явлении, а именно на образовании реликтов повторно-жильных льдов. Подробно будет рассмотрен преимущественно один вид реликтов, так называемые *мерзлотные структуры облекания*, до настоящего времени никем не описанный и не изученный. Для понимания значения реликтов ледяных жил очень коротко рассмотрим значение самих повторно-жильных льдов для четвертичной геологии и палеогеографии.

В настоящее время повторно-жильные льды принято подразделять на эпигенетические и сингенетические. Правда, такое подразделение бывает в достаточной мере условным, т.к. не всегда удаётся установить генетическую принадлежность ледяных жил. Наличие захороненных эпигенетических жил указывает, что с момента их образования до настоящего времени породы, вмещающие и перекрывающие их, находились в мерзлотном состоянии. Вмещающие породы в период своего накопления могут быть тальными и промерзать только позже. Сингенетические повторно-жильные льды несомненно указывают, что одновременно с их обра-

зованием накапливались и промерзали вмещающие их породы. Многолетнемерзлые отложения имели суровый температурный режим. Большинство исследователей (Шумский, Швецов, Достовалов 1955) в настоящее время считают, что повторножильные льды могут образоваться при уровне среднегодовых температур на глубине годовых нулевых амплитуд в $3-3,5^{\circ}$. Льды, встречающиеся южнее изотермы (на водораздельных пространствах), равной 3° , являются реликтами более холодных эпох.

Реликты или, как их обычно называют, псевдоморфозы (метаморфозы) по ледяным жилам, во-первых, свидетельствуют о былом существовании повторножильных льдов и, следовательно, о наличии в прошлом того комплекса условий, который необходим для образования последних.

Во-вторых, они указывают на изменения теплообмена на поверхности, которые привели к термокасту и уничтожению жильных льдов. Наличие псевдоморфоз вне области многолетнемерзлых пород говорит о динамике их южной границы.

Таким образом значение реликтов ледяных жил для палеогеографии и четвертичной геологии несомненно велико.

Коротко остановимся на состоянии вопроса о псевдоморфозах по повторножильным льдам.

До настоящего времени был известен только один вид реликтов ледяных жил — грунтовые жилы. В СССР А. И. Москвитин (1940), в Германии Галльвиц (1949) и Зоргель (1942) в разное время указывали, что грунтовые жилы всегда и несомненно являются метаморфозами по ледяным жилам. Однако, в последние годы работами Н. С. Даниловой (1956) было доказано, что грунтовые жилы в большинстве случаев являются образованиями самостоятельными и не связаны с замещением ледяной жилы минеральной породой. Грунтовые жилы могут образовываться вне области многолетней мерзлоты. Так, проф. А. В. Паталеев (1955) описывает образование грунтовых жил в Хабаровском крае на сезонно-мерзлом субстрате. Морфология жил, описанных А. И. Москвитиным, Галльвицем и Зоргелем, даёт основание Н. С. Даниловой утверждать, что эти авторы имели дело не с метаморфозами по льду, а с самостоятельными образованиями. А. И. Попов (1957) установил, что в целом ряде случаев имеет место двухъярусное строение грунтовых жил — „земляных клиньев”. Такое строение, по его мнению, свидетельствует о том, что нижняя часть жилы формировалась в многолетнемерзлых породах, а верхняя находилась в сезонно-оттаивающем слое. А. И. Москвитин, Галльвиц и Зоргель в своих работах не приводили доказательств тому, что описанные ими грунтовые жилы являются метаморфозами ледяных, считая, что их внешнее сходство безусловно свидетельствует об этом. В работах Н. С. Даниловой (1956) и А. И. Попова (1957) приводятся бесспорные доказательства, что грунтовые жилы или, как их обычно называют, „земляные клинья”, являются самостоятельными образованиями, не связанными с замещением ледяных жил минеральной породой.

Из сказанного следует, что до настоящего времени псевдоморфозы по ледяным жилам достоверно неизвестны. Поэтому найти их и исследовать представляется делом весьма важным.

Мерзлотные структуры облекания — новый вид псевдоморфоз по повторно-жильным льдам

Впервые во время работ на острове Б. Ляховском в 1956 г. и позже, в 1957 г., в северной части Яно-Индибирской приморской низменности нами было отмечено

в обрывах берега моря на контакте 2-х толщ отложений канавообразные углубления, отстоящие друг от друга на равные расстояния. Нижняя, вмещающая толща, в которой находились эти углубления, представлена серыми, однородными алевритами с волнистой неясной слоистостью, лагунного генезиса. Верхняя перекрывающая толща генетически представляла собой аллювиальные отложения фации низкой поймы. Это желтовато- и коричневатые-серые слоистые алевриты с волноприбойными знаками и многочисленными прослоями аллохтонного торфа. В этой толще имеется большое количество пресноводной фауны, представленной различными видами *Pisidium*, *Sphaerium* и *Valxata*. Слои этих отложений правильно облекают поверхность нижележащей толщи серых алевритов, усложненную сетью „канав”. В „канавках” образуются небольшие структуры облекания (фот. 1), названные нами мерзлотными, поскольку их возникновение связано с рядом мерзлотных физико-геологических явлений и образуются они только в области многолетнемерзлых горных пород, что будет доказано ниже.

Всего нами было выделено 4 горизонта мерзлотных структур облекания. Один из них занимает огромные площади на острове Б. Ляховском и севере Яно-Инди-гирской низменности. Три других имеют локальное распространение.

Мерзлотные структуры облекания во всех горизонтах имеют одни и те же основные решающие особенности во всех четырех горизонтах. Встречающиеся различия носят второстепенный характер, однако анализ их в каждом конкретном случае чрезвычайно важен и может много дать для восстановления геологических и мерзлотных условий прошлого.

Для выяснения генезиса мерзлотных структур облекания и других видов псевдоморфоз, для установления географических условий их образования необходимо рассмотреть следующие вопросы:

1. в результате каких процессов возникают канавообразные углубления, в которых были обнаружены мерзлотные структуры облекания. Каковы условия, необходимые для их образования;
2. как изменяется форма канавообразных углублений после их возникновения;
3. как и в каких условиях происходит заполнение осадками полигональной решетки канавообразных углублений;
4. в результате каких процессов может происходить изменение формы мерзлотных структур облекания.

Происхождение канавообразных углублений

Условия, необходимые для их образования

Нашими исследованиями было установлено, что канавообразные углубления расположены в виде полигональной сети. Первоначально это было выяснено в вертикальных обрывах обнажений путём наблюдения азимутов осей мерзлотных структур облекания. Но в 1957 году по исследованиям Оягосского яра на глинистом пляже под обрывами морского берега удалось наблюдать горизонтальный срез системы мерзлотных структур облекания на контакте лагунных и пойменных отложений. На этом участке структуры облекания уходят под уровень моря своей нижней частью, а верхняя их часть срезана абразией (фот. 2). На илистом пляже чётко видна сеть полигонов, созданная выступающими мерзлотными структурами облекания (фот. 3). Отложения, образующие структуры облекания, несколько хуже

размываются, чем вмещающая их толща, в силу наличия в них значительного количества прослоев аллохтонного торфа.

Расположение канав в виде полигонов даёт основание утверждать, что они образовались при вытаивании повторно-жильных льдов.

Прямым доказательством образования канав за счёт вытаивания жил льда являются также:

1. Плойчатое смятие слоев вмещающих пород на контакте с некоторыми мерзлотными структурами облекания (фот. 4), которое могло возникнуть только на контактах с ледяной жилой. Последнее отмечено, когда вмещающие породы имели четкую слоистость. Следует иметь в виду, что облекающая слоистость отложений всегда указывает на то, что породы откладывались на поверхность с уже сформировавшимся рельефом.

2. Наличие линз автохтонного торфа между структурами облекания, как на контакте с выполняющими породами, так и на некоторой глубине от крыши вмещающего слоя. Линзы торфа были отмечены во вмещающих отложениях почти всех описанных нами горизонтов мерзлотных структур облекания. В ряде случаев отмечалось до трёх горизонтов линз торфа, разделенных слоями алевроитов. В первом случае, когда линза торфа лежит на контакте с выполняющими структуру отложениями, её периферийная часть несколько опущена вниз по сравнению с центральной. Форма линзы торфа обусловлена вторичными процессами термокарста. Во втором — линзы торфа, как правило, имеют форму, несколько вогнутую в центре с слабо приподнятыми краями. Форма линзы с момента её образования не изменялась. Такая форма вообще очень характерна для торфяников, накапливающихся внутри полигонов, образованных повторно-жильными льдами.

3. Фациальный анализ отложений говорит за то, что полигональная сеть канавообразных углублений приурочена именно к тем отложениям, в которых возможно образование повторно-жильных льдов, и отсутствует там, где возможность образования последних исключается. Вмещающими породами для мерзлотных структур облекания и других видов псевдоморфоз, т. е. породами, содержащими прежде ледяные жилы, в генетическом отношении являются:

а) озерные отложения, в верхней части содержащие часто линзы автохтонного торфа; в настоящее время повторно-жильные льды в озерных отложениях, вышедших на поверхность и промерзших, распространены довольно широко на территории Приморской низменности и Новосибирских островах; встречены они в этом генетическом типе отложений и в ископаемом состоянии;

б) лагунные отложения (фация континентальной отмели) повторно-жильные льды в отложениях, сходных с указанными, имеют чрезвычайно широкое распространение на полуострове Лопатка, Меркушиной Стрелке и тд.

Таким образом совершенно очевидно, что полигональная сеть канавообразных углублений образовалась в результате вытаивания решетки повторно-жильных льдов. Современных форм, к сожалению, описано не было.

Одним из основных условий образования морозобойных трещин и, следовательно, возникновения жильных льдов является монолитность трескающегося массива осадочных пород, т. е. достаточная сцементированность его льдом. В силу этого в породах, разбитых трещинами усыхания, как например в отложениях низкой поймы, повторно-жильные льды отсутствуют. Не встречены в них и мерзлотные структуры облекания.

С другой стороны, одним из основных условий образования канавообразных углублений при вытаивании ледяных жил является степень ледонасыщенности

(влажности, вмещающих пород. Канава может образоваться только в том случае, если влажность оттаивающей породы, которая вмещает жилы льда, меньше влажности верхнего предела пластичности (по Аттербергу). При соблюдении этого условия стенки канавы при оттаивании достаточно устойчивы. Полевые и лабораторные наблюдения показали, что вмещающие породы имеют влажность, как правило, значительно ниже влажности верхнего предела пластичности, тем не менее в мерзлом состоянии они монолитны.

Весьма благоприятным условием для образования „канав” является также наличие торфяников в полигонально-жилых образованиях. При вытаивании жилых льдов в торфяниках мы и сейчас повсеместно наблюдаем образование полигональной сети канав с крутыми стенками.

Изменение формы канавообразных углублений

Следующий весьма важным вопросом является вопрос об изменении формы канавообразного углубления, возникшего при вытаивании ледяной жилы. В идеальном случае мы должны иметь канаву, в точности соответствующую форме последней. Однако, такие случаи встречаются очень редко. Изменение формы канавы идёт, как в процессе вытаивания жилы, так и после того, как термокарстовый процесс окончен. Стенки канав размываются; оползает сильно переувлажненный поверхностный слой грунта. Перемытая и оползшая порода откладывается на две канавы. В результате канава становится более широкой и менее глубокой. Между откладывающимися позже породами с облекающей слоистостью и ненарушенными породами подстилающей (вмещающей) толщи образуется линза переотложенной породы. Такая линза образуется не всегда. В ряде случаев, когда вмещающей породой является торф, алевроит с прослоями торфа или сильно заторфованный алевроит, она отсутствует. Прослой торфа размываются очень слабо и предохраняют от размыва и оползания минеральные грунты. В чисто минеральных породах отсутствие перемыва и описанной линзы отмечается значительно реже. При отсутствии размыва канавообразное углубление имеет довольно правильную клиновидную форму, по-видимому, соответствующую форме вытаявшей ледяной жилы. Основная часть контактной зоны остаётся ненарушенной.

Очень часто линза переотложенной породы меняется, но никак не отделяется от ненарушенной породы в силу того, что последняя имеет неясную слоистость и отличается большой однородностью, как например, отложения лагунных фаций. Однако, ряд признаков указывает, что вытаявший клин был глубже отмечаемой в настоящее время канавы, выполненной осадками. Основным из них является тот факт, что слабо вогнутые линзы автохтонного торфа лежат в разрезе ниже мерзлотной структуры облекания. А под ней всегда имеется разрыв между двумя соседними линзами. В других случаях линза нарушенной породы выделяется абсолютно четко. Породы, слагающие линзу, имеют чаще всего:

1. неясную, подтенную слоистость;
2. отличаются по цвету, который обычно является более тёмным, чем у ненарушенной породы, главным образом, за счёт обогащения торфянистым веществом. Часто в линзе видны куски торфа, раковины пресноводных моллюсков и т. п.;
3. весьма часто линза переотложенной породы разбита системой ледяных шпильков; в большинстве случаев они тонкие, едва заметные невооруженным глазом. Породы при оттаивании имеют плитчатую или оскольчатую отдельность.

Таким образом, на форму канавообразных углублений огромное влияние оказывает литология пород. Прекрасной иллюстрацией этого служит снимок (фот. 6), где две соседние структуры обложения имеют различную форму. Одна целиком расположена в минеральных грунтах, другая — в отложениях, перекрытых торфом. Первая имеет вид широкой канавы с слабо вогнутым дном, вторая — узкая, почти правильной клиновидной формы.

Кроме литологии вмещающих отложений существенное влияние на форму „канавы” оказывает её скорость вытаявания ледяного льда и время существования образовавшейся канавы (с момента окончания термокарстового процесса до начала заполнения „канавы” осадками). При настоящем состоянии вопроса раздельно анализировать влияние этих двух факторов на форму канавообразного углубления мы не можем. Поэтому, говоря о времени существования „канавы”, мы включаем сюда скорость термокарстового процесса и его форму. Совершенно очевидно, что, чем меньше время существования канавообразного углубления (при прочих равных условиях), тем ближе его форма будет к форме вытаявшего ледяного тела (жилы).

Мерзлотные структуры обложения, обнаруженные в толще лагунных отложений, почти все имеют форму, весьма близкую к клиновидной. На основании анализа геологических условий образования этих отложений также весьма трудно допустить длительный перерыв в их накоплении. Напротив, мерзлотные структуры обложения на контакте лагунных отложений и отложений низкой поймы, имеющие чрезвычайно широкое распространение в рассматриваемом районе, в своём громадном большинстве обладают совершенно иной формой. Как правило, ширина в верхней части весьма значительна (до 3—5 метров), стенки крутые, дно слабо-вогнутое. Ниже структуры имеется довольно толстая линза перетолженной породы. Анализ спорово-пыльцевых спектров, карпологический анализ и др. показывают, что между накоплением нижней и верхней толщ отложений существовал значительный по времени перерыв.

Таким образом форма канавообразного углубления или, что то же, форма мерзлотной структуры обложения может в той или иной степени свидетельствовать о длительности существования „канавы”. При этом необходимо учитывать весь комплект фактов, проливающих свет на этот вопрос. В противном случае можно допустить весьма грубые ошибки.

В период существования канавообразных углублений в „открытом” виде, очевидно, происходили и другие процессы, кроме тех, что влияли на изменение их первоначальной формы. Так, в одном из обнажений мы наблюдаем мерзлотную структуру обложения, от которой вниз отходила неглубокая (1,4—1,5 м) трещина, шириной в 5—10 см, заполненная торфом. По-видимому, возникновение её связано с процессом морозобойного трещинообразования.

Характер и условия заполнения полигональной решетки канавообразных углублений осадками и их промерзание

Третьим кардинальным вопросом является вопрос о характере заполнения полигональной решетки канавообразных углублений, в большей или меньшей степени преобразованных процессами денудации и аккумуляции.

Наиболее широко распространённым характером заполнения является запол-

нение осадками с облегающей слоистостью. Породы, выполняющие мерзлотные структуры облекания, представлены алевритами, в большей или меньшей степени обогащенными торфянистым веществом. Как правило, они содержат то или иное количество прослоев аллохтонного торфа. В ядрах структур облекания мы часто наблюдаем скопление крупных веток и обломков стволов со следами их переноса.

Скорость и режим заполнения канавообразных углублений в различных возрастных горизонтах на разных участках одной и той же поверхности, повидимому, была различной. В одних случаях канавообразное углубление глубиной 2—3 м оказывается целиком заполненным, когда на ровных участках между канавами отложилось всего 50—80 см осадков. В других оно остается выраженным в рельефе (и в разрезе) при мощности осадков, накопившихся на плоской поверхности, в 2—3 метра. О режиме осадконакопления можно судить по соотношению мощностей отдельных слоев в центре структуры облекания и на участках между „канавами”. Основываясь на общих соображениях (мощность откладывающегося слоя осадка прямо пропорциональна высоте водного столба над ним, из которого идет седиментация), следует предположить, что, чем ближе их отношение к единице (при одинаковой глубине „канав”), тем глубоководнее был бассейн, в котором происходило осаждение. Поскольку мы имеем дело с аллювиальными отложениями пойменных фации, то мы можем в какой-то мере судить о высотах паводков. В нижней части отложений низкой поймы, выполняющих канавообразные углубления в лагунных отложениях, почти везде мощность отдельных слоев на участках между „канавами” изменяется по разрезу незначительно. В этом случае мы можем быть уверены, что изменение мощности слоев в структурах облекания по разрезу не связано с изменением гидрологического режима пойменной поверхности во времени. В мерзлотных структурах облекания нижние слои, образовавшиеся, когда канавообразные углубления имели максимальные глубины, отличаются большей мощностью, чем слои, которые откладывались, когда „канавы” были в значительной степени заполнены.

Изменяется также соотношение мощностей внутри отдельных слоев в „канаве” и на плоском участке между „канавами”. Достигая максимума в нижних слоях, оно по мере заполнения „канавы” стремится к единице. В рассматриваемом случае, когда глубины канав в 2—3 метра очень сильно влияют на разницу в мощности слоя, откладывающегося на различных элементах пойменного микрорельефа, мы можем утверждать, что высоты паводков не были значительными.

Однако необходимо учитывать, что при образовании некоторых мерзлотных структур облекания могло происходить сползание осадков, откладывавшихся на крутых стенках „канав”.

С уверенностью можно говорить, что скорость движения полых вод, как правило, была невелика. Об этом говорит характер волноприбойных знаков. Очень часто они имеют симметричную форму. Полностью отсутствует эрозия в центре структур облекания, что говорит о незначительных скоростях спада воды. Весьма вероятно, что значительная часть воды из „канав” удалась испарением. В целом ряде мерзлотных структур облекания этого горизонта характер слоистости меняется в сторону появления косой слоистости, близкой по облику к диагональной. Это доказывает, что над канавообразными углублениями характер движения полых вод изменялся. Движение становилось неравномерным, образовывались завихрения и т. д.

Падение слоев в структурах облекания на стенках „канав” достигает 70—80°. Тем не менее, только в редких случаях мы видим следы пластических деформаций

этих слоев, хотя таковые имеются. В ряде случаев на крутых стенках слои имеют или крайне незначительную мощность (1—2 мм) или наблюдается разрыв слоя (см. фот. 1). В этом случае в породе нет прослоев аллохтонного торфа. Напротив, когда образующие структуру отложения представляют собой переслаивание алевроитов с торфом, даже на очень крутых стенках нет разрыва слоев. Влияние торфа на повышение устойчивости слоев, залегающих на крутопадающих поверхностях, по-видимому, через уменьшение пластичности отложений совершенно очевидно. Породы, образующие мерзлотные структуры облекания, имеют незначительную льдистость. Лёд распределён, главным образом, в виде льда-цемента. Реже встречаются тонкие, до 1 мм, линзочки сегрегационного льда, ориентированные по плоскости напластования. Суммарная влажность отложений 20—30%. Обычно она возрастает в местах скопления торфа. Почти повсеместно отложения низкой поймы, выполняющие канавообразные углубления в лагунных отложениях, разбиты системой трещин, ориентированных нормально или почти нормально к направлению напластования. Глубина их порядка 20—30 см. По ним наблюдаются смещения пород — микросбросы. Амплитуда последних 1—5 см. Эти смещения захватывают и вмещающую толщу пород. Прослои, перекрывающие пачку смещенных слоев породы, не нарушены. Это доказывает, что появление трещин и микросмещения происходило в период накопления отложений. Смещения наблюдаются преимущественно в структурах, а трещины повсеместно. Трещины своим образованием обязаны, безусловно, процессам усыхания, а смещения возникали, очевидно, в процессе промерзания сезонно-оттаивавшего слоя.

Кроме заполнения канавообразных углублений, породами с облегающей слоистостью, образующих мерзлотные структуры облекания, нами были встречены, правда, в очень небольшом числе, псевдоморфозы по вытаявшим ледяным жилам, где имело место заполнение канавообразных углублений неслоистыми осадками (фот. 5). Они встречены на контакте лагунных и озерных отложений. Канавы имели форму почти правильного клина длиной порядка 2-х метров и шириной в средней части около 0,75 м.

На контакте вмещающих и выполняющих псевдоморфозу отложений наблюдалась зона шириной порядка 5 см коричневатого-серого алевроита с неясной подтечной слоистостью и прослой гипнового торфа (мощностью около 3—5 см) автохтонного, коричневого цвета, слабо разложившегося. Он выстилал один борт, дно и нижнюю часть другого борта канавообразного углубления. Породы в обнажении были на значительную глубину (более 1 м) тальми, так что их криогенную текстуру наблюдать не удалось.

Рассмотрение криогенных текстур отложений, содержащих мерзлотные структуры облекания и другие виды псевдоморфоз, даёт нам очень надежный критерий для установления времени и характера промерзания пород. Причём сами криогенные текстуры очень часто не дают однозначного ответа на эти вопросы. Но в сочетании с мерзлотными структурами облекания решение вопроса о характере промерзания отложений становится совершенно определённым.

В случае, когда вмещающие отложения и породы, образующие мерзлотную структуру облекания, „разбиты” единой системой ледяных шпиров, безразлично „секущих” контакты, с уверенностью можно говорить, что эти отложения промерзали эпигенетически, после образования псевдоморфоз. В том случае, когда криогенная текстура вмещающих и образующих мерзлотную структуру облекания отложений различна, вероятнее всего, что имело место сингенетическое промерзание отложений, выполняющих канавообразные углубления, а вмещающие отло-

жения находились в многолетнемерзлом состоянии. Если криогенная текстура указанных отложений монолитная, то в рассматриваемом нами районе также весьма вероятно что образующие структуры облекания отложения промерзали сингенетически. Это в частности подтверждается тем фактом, что на юго-западном берегу мыса Святой Нос ниже лагунных отложений обнаружены захороненные повторно-жилые льды, соответствующие нижнему горизонту мерзлотных структур облекания. На поверхности же лагунных отложений имеется полигональная решетка канав, выполненная слоистыми алевритами с прослоями торфа, представляющими собой отложения низкой поймы. Совершенно очевидно, что с момента своего образования лагунные отложения не оттаивали и, следовательно, перекрывающие их отложения также промерзали сингенетически.

Изменение формы некоторых мерзлотных структур облекания

В целом ряде обнажений мы наблюдали мерзлотные структуры облекания, которые имеют неправильную форму. Нижняя часть структуры облекания отогнута в сторону, и слои породы, создающие её, в нижней части образуют лежащую складку (фиг. 1). Возникновение мерзлотных структур облекания такого вида можно объяснить только тем, что форма структур облекания обычного вида была изменена горизонтальными пликативными дислокациями после накопления осадков, выполняющих канавообразные углубления. Такого рода дислокации могли возникнуть только в результате неравномерного смещения верхних слоев породы вмещающей толщи. Последнее представляло собой незначительное, по видимому, очень медленное, смещение пород слоя сезонного оттаивания по слабо наклонной ($1-2^\circ$) поверхности. На самой вмещающей породе (её слоистости, распределении включений и т. д.) эти незначительные подвижки (0,5—2 м) никак не отражаются и не были бы зафиксированы, если бы в этом слое не имелось инородных тел — мерзлотных структур облекания. Они отмечаются только в результате изменения формы последних.

Изменение характера слоистости в деформированных мерзлотных структурах облекания свидетельствует о том, что в ряде случаев такие подвижки происходили в процессе заполнения канавообразного углубления. В этом случае нижние слои образуют лежащую складку, верхние — синклинальную складку обычного вида с довольно пологим падением крыльев (фиг. 1 а). В тех случаях, когда была деформирована уже сформировавшаяся структура облекания, все слои в структуре несут следы пloyчатых дислокаций. И если верхние слои не образуют лежащей складки, то падение слоев на крыльях, обращенных в сторону движения, более крутое, чем падение слоев на противоположной стороне (фиг. 1 б).

Процесс образования мерзлотных структур облекания и некоторых других видов псевдоморфоз

Процесс образования мерзлотных структур облекания и других видов псевдоморфоз по повторно-жилым льдам мы представляем себе следующим образом:

Вытаивание возникшей в тот или иной период полигональной решетки повтор-

но-жилых льдов в исследованном районе происходило в результате изменения глубин сезонного протаявания, а не в результате оттаивания многолетней мерзлоты. Весь комплекс данных, которым мы располагаем, свидетельствует, что в период образования всех известных горизонтов мерзлотных структур облекания на территории севера Приморской низменности и острове Б. Ляховском существовали суровые климатические условия, не допускавшие отсутствия многолетнемерзлых толщ на участках, не залитых водой. В районе мыса Святой Нос нами были встречены захороненные повторно-жилые льды, соответствующие нижнему (а их всего 4) горизонту мерзлотных структур облекания.

В одних случаях изменение глубины сезонного промерзания связано с общеклиматическими изменениями поверхностных условий, главным образом, условий увлажнения.

Возникавшая полигональная сеть канавообразных углублений могла существовать и существовала, очевидно, различное время. Об этом говорит анализ спор и пыльцы, растительных макроостатков из вмещающих и выполняющих отложений. В одних случаях он неизменён (при локальном распространении мерзлотных структур облекания), в других — нами фиксируются существенные изменения физико-географических условий, как например, на контакте лагунных отложений и отложений фации низкой поймы. Необходимо подчеркнуть, что если мы встречаем мерзлотные структуры облекания или псевдоморфозы, выполненные неслоистым осадком, то при образовании этих типов реликтов жил всегда имелся перерыв между процессом вытаивания ледяной жилы и накоплением выполняющих „канавы” отложений. Чем длительнее он был, тем большему изменению подверглась первоначальная форма канавообразных углублений. Клиновидная форма структур, особенно в минеральных, незаторфованных отложениях, безусловно говорит о краткости перерыва.

Процессы накопления отложений на поверхности, расчлененной полигональной сетью канав, в случае образования мерзлотных структур облекания происходил в большинстве случаев при наличии многолетнемерзлых пород. На это в частности указывает факт нахождения жилых льдов ниже горизонта отложений низкой поймы, образующего мерзлотные структуры облекания. Выше указывалось, что слои породы на крыльях структур имеют углы падения до $70-80^\circ$. Первоначально мы полагали, что осадки, откладывавшиеся на таких крутых стенках канав, должны были примерзать к ним, чтобы не сползти вниз (Романовский 1958). Однако такое объяснение не является достаточно удовлетворительным. Поэтому в настоящее время можно предположить этому факту иное объяснение.

Сезонные слои, откладывавшиеся на круто падающих стенках канав, имели незначительную мощность (до 1—2 мм). Стенки канав не являлись ровной поверхностью, т. к. они были покрыты прошлогодними трещинами усыхания, причём отдельные пачки слоев в процессе сезонного промерзания испытывали микросмещения. Кроме того, шероховатость, неровность поверхности увеличивалась за счет включений растительных остатков. Поэтому тонкий слой переувлажнённого осадка не оползал, а удерживался на стенке. Оползание осадков начиналось только в тех случаях, если мощность сезонных слоев превышала некоторую критическую величину. Но в условиях обширных пойм, где твёрдый сток рек распределялся на огромные площади, мощные сезонные слои откладывались редко, поэтому мы редко видим следы пластических деформаций слоев в мерзлотных структурах облекания. После спада полых вод породы на оголившейся поверхности подсыхали. Об этом свидетельствует масса трещин усыхания в отложениях,

представленных пойменными фациями. Наличие трещин усыхания препятствовало морозному трещинообразованию и развитию жильных льдов. Относительно сухие отложения, выполняющие структуры, хорошо сохранились на крутых стенках канавообразных углублений.

Псевдоморфозы, выполненные неслоистыми осадками, образовывались под водоёмами (озерами, лагунами), где многолетнемерзлые породы, по всей видимости, залегали на значительной глубине. Осадки до момента осушения водоёма были тальными. За эпигенетическое промерзание этих отложений говорит тот факт, что тонкие прослои льда, ориентированные горизонтально, в ряде случаев безразлично секут, как вмещающие, так и образующие псевдоморфозы отложения. При образовании целого ряда мерзлотных структур облекания также имело место эпигенетическое промерзание осадков. В процессе и после образования некоторых мерзлотных структур облекания их форма или форма канавообразных углублений, не успевших целиком заполниться осадками, изменилась в связи с очень медленным и крайне незначительным движением (течением) пород слоя сезонного оттаивания. В результате возникали деформированные мерзлотные структуры облекания.

Выводы

Из вышесказанного вытекают следующие выводы:

1. Мерзлотные структуры облекания и псевдоморфозы, выполненные неслоистыми или горизонтально-слоистыми отложениями, указывают:

а) на существование в прошлом полигональной решетки повторно-жильных льдов (повидимому, в большинстве случаев эпигенетических). Последние, в свою очередь, являются безусловным доказательством наличия многолетнемерзлых пород с довольно суровым температурным режимом (ниже -3°C);

б) на существование процесса термокарста, который привёл к уничтожению повторно-жильных льдов. Термокарст в исследуемом районе повсеместно был вызван изменением глубин сезонного протаивания в связи с изменением теплообмена на поверхности. Последнее в одних случаях было вызвано общеклиматическими изменениями, в других — локальными изменениями поверхностных условий;

в) на перерыв в осадконакоплении между отложениями, вмещающими и образующими псевдоморфозы;

г) на перерыв, существовавший между вытаиванием решётки повторно-жильных льдов и образованием полигональной сети канавообразных углублений и отложением осадков, образующих в „канавках” мерзлотные структуры облекания и псевдоморфозы, выполненные неслоистыми породами;

д) мерзлотные структуры облекания чаще всего образовывались в пойменных условиях на многолетнемерзлом субстрате; породы, выполнявшие канавообразные углубления, промерзали сингенетически; псевдоморфозы, выполненные неслоистыми или горизонтально-слоистыми осадками, а также некоторые мерзлотные структуры облекания, образовались под водоёмами, где многолетнемерзлые породы залегали на значительной глубине; промерзли они эпигенетически после осушения водоёма.

2. Широкое площадное распространение какого-либо горизонта мерзлотных структур облекания указывает на общеклиматические изменения, которые привели к вытаиванию повторно-жильных льдов. В этом случае мерзлотные структуры облекания всегда имеют стратиграфическое значение. Мерзлотные струк-

туры облекания, развитые локально, указывают на наличие в прошлом многолетнемерзлых горных пород с суровым температурным режимом. Поэтому вне области многолетнемерзлых горных пород или в талых горизонтах в пределах этой области они также имеют стратиграфическое значение.

3. Мерзлотные структуры облекания имеют широкое развитие (в ископаемом состоянии) на севере Яно-Индибирской приморской низменности и острове Б. Ляховском. Их распространение не ограничивается указанным районом. Они встречаются в Западной Сибири. Поэтому исследование их имеет не только региональное значение, но и общее значение для четвертичной геологии и мерзловедений.

Литература, стр. 17.

Список иллюстраций

Рисунки	Стр.
1. Дислоцированные мерзлотные структуры облекания	14
а. Мерзлотная структура облекания, дислоцированная после своего образования; б. мерзлотная структура облекания дислоцированная в период своего образования. Пунктирная линия отделяет нижние дислоцированные и верхние нормально залегающие слои	

Фотографии

1. Канавообразные углубления, выполненные мерзлотными структурами облекания
2. Мерзлотная структура облекания, уходящая под уровень моря. Верхняя часть её „срезана” абразией
3. Полигоны на морском илистом пляже, образованные мерзлотными структурами облекания, верхняя часть которых абрадирована
4. Смятие слоев вмещающих отложений на контакте с мерзлотной структурой облекания
5. Псевдоморфоза, выполненная неслоистым алевроитом. Для масштаба ледоруб (80 см)
6. Два горизонта мерзлотных структур облекания в одном обнажении. Канавообразное углубление в верхнем горизонте, находящееся в торфянике (тёмная порода), имеет более крутые стенки, чем „канавы” в незаторфованном алевроите

Хенрик Маруцак

Люблин

ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ПОКРОВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ШЕСКИХ ХОЛМОВ

Следы перигляциальной среды в зоне деятельности приморской стадии последнего оледенения

Содержание

На территории Шеских Холмов мы обнаружили выветренные покровы на флювиогляциальных отложениях приморской стадии последнего оледенения. Морфология и физические свойства этих покровов указывают на то, что они образовались в условиях пятнистой тундры, характерной для более мягкого вида субарктического климата. К покровным образованиям частично можно отнести „покрывающие илы. (Дектон), известные по немецким исследованиям. Иногда они выражены тонкими прослойками до 1 м, неслоистыми и постепенно переходящими в валунную глину. Эти факторы противоречат гипотезе о их озерном происхождении. Автор считает, что эти тонкие илестые покровы образовались в мерзлотных условиях в результате концентрации коллоидов глинистого грунта при поверхностной зоне. Кроме автохтонных покровов в нижней части склонов холмов мы обнаружили аллохтонные моренные покровы. Эти были римически слоистые илестые образования. Их наличие говорит о денудационном преобразовании склонов в перигляциальных условиях конечной фазы последнего оледенения. Автохтонные покровы образовались в том же периоде.

Введение

В последнее время появилось довольно много трудов по вопросам морфологической эволюции гляциальных и флювиогляциальных аккумулятивных форм последнего оледенения.

Польская литература прежде всего обращает внимание на преобразования, происшедшие в послеледниковом периоде в результате вытаивания глыб мёртвого льда. В этом отношении особенно интересными являются труды В. Околовича (1947, 1956), Р. Галона (1953) и Т. Бартковского (1953). Такого рода преобразования приобретают особое значение ввиду своих размеров и последовательности, а также потому, что они были тесно связаны с непосредственным наличием реликтов мёртвого льда. Меньше интересовались преобразованиями, возникшими в результате действия процессов, вызванных изменением климата, в особенности, перигляциального, после отступления ледников. Поэтому ещё в 1953 г. Р. Галон подчёркивал, что „до настоящего времени на территории Балтийского оледенения не обнаружил следов деятельности перигляциальных процессов” (1953 с, стр. 112). Поводом к такому заключению послужила работа Я. Новака под заглавием: „Эволюция низменного ледникового ландшафта” (1952). В этой работе был высказан документально необоснованный взгляд, что свежие формы ледни-

ковой аккумуляции... „прошли фазу перигляциального разрушения и находятся в периоде межледникового разрушения (в постгляциале)”. Впервые соответствующие доказательства мы находим лишь в первом обоснованном научном синтезе всех перигляциальных исследований в Польше, представленном Я. Дыликом в 1956 году. Здесь территория самых молодых у нас ледниковых образований времени приморской стадии была выделена в „зону ледникового рельефа со следами перигляциальных преобразований” (стр. 220). Картографическая инвентаризация, сделанная Я. Дыликом, показывает нам, что упомянутая зона действительно располагает довольно незначительным количеством следов перигляциальной среды (1956 карта в конце текста). В подобном положении находится также Германия, о чём свидетельствует научная работа Г. Лембке (1954). При существующем состоянии исследований даже ничтожные доказательства происходивших перемен в перигляциальных условиях могут быть предметом известного интереса. Это уполномочивает автора опубликовать результаты своих фрагментарных наблюдений в восточной части Мазурских Озёр (Шеских Холмов). Публикация имеет характер заметки, регистрирующей известные явления без сопоставления с результатами исследований соседних территорий (Пежхалко 1956).

В сентябре 1956 г. я имел возможность произвести свои наблюдения на территории Шеских Холмов, благодаря любезности проф. М. Стшемского и сотрудников Института Земледелия, Удобрений и Почвоведения в Пулавах. В 1955 и 1956 г. во время фотосъёмок почвы они обнаружили наличие илистых грунтов на плоских вершинах моренных холмов. На этот факт проф. Стшемски обратил внимание в 1955 г. на съезде Польского Общества Почвоведения. Настоящий труд между прочим частично по-новому объясняет, генезис этих илов.

Следы перигляциальной среды

Шеские Холмы, расположенные между Олецком и Голдапом, находятся в моренной зоне приморской стадии последнего оледенения (Кондратский, 1952, стр. 531—533). Несмотря на то, что в начале этого столетия геологические фотоснимки в масштабе 1 : 25000 были произведены немцами на значительной части этой территории, геологическо-морфологический вопрос остается до сих пор плохо освещенным. Краткий обзор произведенных исследований представляет нам работа И. Кондратского (1952). Более новых исследований нет.

Наиболее характерные следы перигляциальных преобразований в отложениях приморской стадии, я наблюдал на довольно ровных поверхностях флювиогляциальных „холмов” (озы). В этом отношении типичным примером может служить большое обнажение в карьере при железнодорожной станции Стожнэ в 9 км на северо-запад от Олецка; высота около 200 метров н. у. м.

Профиль этого обнажения следующий:

- a) 0 — 0,2—0,3 м гумусный пылюсто-песчаный горизонт; переход постепенный;
- b) 0,3 — 0,5—1,7 м пылюсто-песчаное образование с разбросанной мелкой галькой среднего размера; серовато-жёлтое, слабо сцементированное; мощность этого горизонта очень изменчива в связи с волнистым характером залегания границы; горизонт внедряется воронкообразными формами в слой „d”;
- c) 0,5—1,7 — 0,7—2,0 м — пылюсто-песчаное образование с большой примесью гравия, коричневатого-ржавого, более сцементированное, чем слой „b”; Формирует оно чёткую ленточную полосу мощностью около 0,2 м, подчёркивающую

воронкообразные формы материала надлежащего горизонта; границы полос расплывчатые;

- d) 0,7—2,0 — са 10,0 м — пески с гравием и валунами, отчётливо слоистые; напластования сложены крупными сериями, мощностью от нескольких дециметров до нескольких метров с преобладанием песчаного или песчано-галечно-валунного материала; в верхних партиях преобладают грубозернистые серии; структура слоев верхней части не имеет деформаций на линии стыка с воронкообразными формами надлежащих прослоек; в некоторых местах даже можно заметить, как слои гравия частично проходят через материал уровня „с”.

На горизонтальной поверхности, срезающей образования „b” и „с” на глубине 0,5—0,6 м, выделяются нерегулярные гнезда слабо сцементированного материала уровня „b”, окаймленные более сцементированным материалом горизонта „с”.

Профиль кровельной части обнажения указывает нам на то, что оно сформировалось под действием почвообразовательных процессов. На основании этого следует считать, что слой „b” является элювиальным подзолистым горизонтом, а „с” — иллювиальным. Характер образования этих горизонтов говорит нам о том, что их нельзя связывать с современными климатическими условиями.

По всему видно, что дробление материковых пород, появление воронкообразных форм и значительное нагромождение соединений железа (горизонт „b”) в водопроницаемых образованиях наступило только в условиях многолетней мерзлоты. Под действием интенсивного морозного выветривания в деятельном слое наступило значительное увеличение пылевой фракции. Материал горизонта „b” по своему генезису и физическим свойствам соответствует инволюционным (карманным) пыстым образованиям, с территории центральной Польши, которые Я. Дылик исследовал в 1952 г. Соединения железа горизонта „b” отлагались над кровлей мерзлоты, водоупорного песчано-гравийного горизонта (Сулов 1954, стр. 172). Непостоянный характер структуры поверхности постоянно замерзшего слоя — появление воронкообразных форм — связан был по всей вероятности с их неравномерным летним оттаиванием. Почвообразовательные процессы, действующие в настоящее время в условиях умеренного климата, более значительно могли преобразовать лишь верхнюю часть этого выветренного перигляциального горизонта.

Для установления генетической связи слоев „b” и „с” с почвообразовательными процессами необходимо произвести дальнейшие исследования. Подзолистые почвы появляются довольно редко в районе современных европейских тундр и развиты лишь в южной подзоне. (Григорьев 1956, Иванова 1956, Крейда 1958). А. Григорьев выделяет эту переходную зону Субарктики и называет её прибореальной. При благоприятных литологично-морфологических условиях — на „легких”, грубозернистых образованиях и в местах хорошей водопроницаемости — могут образоваться даже сильно подзолистые почвы (стр. 61—62). Кроме того вышеупомянутый автор и Н. Крейда ещё указывают на то, что эти почвы являются реликтами климатического оптимума голоцена — (Григорьев 1956, стр. 62; Крейда 1958, стр. 67).

Согласно взгляду А. Григорьева, характерной формацией прибореальной переходной зоны субарктического района является т. н. пятнистая тундра (стр. 49—51). Особенную черту этой тундры составляют пятна, лишенные растительности, диаметром от 1 до 2, а иногда от 3 до 4 метров (Эдельштейн 1947, стр. 172).

По мнению некоторых авторов, эти пятна характеризуются очень большой устойчивостью (Григорьев 1956, стр. 50—51).

Под быстро и глубоко отмерзающими пятнами образуются углубления (воронки — Тыртиков 1956 г.). Следует подчеркнуть, что процессы, действующие в деятельном слое пятнистой тундры, не образуют структурных почв (Григорьев 1956, стр. 50). Следует поэтому предполагать, что горизонты „b” и „c” в рассматриваемом обнажении по своему строению сходны с пятнистой тундрой.

Принимая во внимание все эти факты, мы можем с уверенностью сказать, что исследуемые нами образования на территории Шеских Холмов могли образоваться в тундровой или лесотундровой среде. Субарктический климат был в это время относительно мягким, а летнее оттаивание песчано-щебневых образований по всей вероятности достигало 2,0 до 2,5 м. Довольно сильно развитая морозная дезинтеграция в деятельном слое говорит нам о том, что эти условия господствовали в течение долгого периода времени. Эти выводы вполне соответствуют существовавшим взглядам по вопросу климатических условий в северной Польше в конечной фазе последнего оледенения, после отступления ледников с границы померанской стадии. Этот период (Alleröd и ранний триас) продолжался по В. Шафферу (1952) около 6.600 лет; на территории „Посеже” существовала тундра и довольно коротко во время оптимума — лесотундра.

Следовательно описываемое пылевато-песчаное образование можно причислить к перигляциальным покровам элювиального типа, образовавшимся из автохтонного материала. По своим свойствам и возрасту оно соответствует т. н. „надлежащему лёссу”, отмечённому В. Пожарским на южных склонах холмов в среднем течении Вислы. Этот лёсс выражен в форме тонких пылевато-песчаных покровов, которые по мнению автора являются продуктом золотой аккумуляции периода раннего триаса. Основываясь на данных, полученных при изучении некоторых обнажений, мы с уверенностью можем сказать, что на территории Люблинской Возвышенности находятся также образования, которые по своему структурно-текстурному и стратиграфическому строению соответствуют надлежащему лёссу, а по своему генезису — скорее рассматриваемому здесь покрову. Подзолистая тундровая почва на территории Шеских Холмов так по своему возрасту, как и генезису, соответствует подзолистым налессовым почвам, развитым на вершинах Люблинской Возвышенности в Allröd'e (Марущак 1956, стр. 238).

С рассматриваемыми здесь перигляциальными покровными образованиями иногда связывают проблему известных в этой местности покровных образований совершенно иного типа. Немецкие геологи выделили на территории Мазурских Озёр т. н. „покровные илы” (дектон), на валунной глине интерпретируя их скорее, как озерные образования. Так их интерпретировал ещё Ентш в 1904 г., который доказал, что образования этого типа достигают 1 до 2 метров мощности и иногда фациально переходят в пески. В 1913 г. Е. Харборт высказал взгляд, „покровные илы” отлагались в образовавшихся после вытаявшего льда углублениях. Похожий взгляд высказал Е. Краус, который интерпретировал наличие илов на возвышенностях, достигающих на территории Шеских Холмов до 285 м. н. у. м., деятельностью четвертичных тектонических процессов. Против обобщения этой проблемы и распространённого приурочивания „покровных илов” к озёрным отложениям высказался в 1925 г. Ц. Гагель и в 1930 г. Б. Кэрнке. Гагель считает, что илы, находящиеся в окрестностях Пилкалов, являются субгляциальным отложением.

Этот краткий обзор говорит нам о том, что покровными илами были названы образования различного генетического происхождения. Именно такие илы находятся на территории Шеских Холмов. Здесь мы встречаем типичные илы мощностью 2—3 метра, залегающие на валунной глине в разной морфологической ситуации. В соседстве залегают более интересные илестые отложения, с другими литологическими признаками. Сотрудники Института Земледелия, Удобрений и Почвоведения в Пулавах во время картирования грунтов в 1955 г. обнаружили наличие тонких илестых покровов, мощностью от 1 до 1,5 м, залегающих на высоко расположенных (преимущественно 240—260 м н. у. м.) плоских или слегка волнистых, довольно обширных моренных повехрностях. Немецкие геологи знали об этих образованиях, но по всей вероятности не обратили внимания на их литологические особенности, а прежде всего на факт их постепенного перехода в валунную глину.

Разрез одного из этих обнажений в Гузовой Горе, недалеко выхода из Тисового Яра, — топографические координаты 6003,5 и 4588,5, высота н. у. м. около 235 м — следующий:

Обнажение (шурф глубиной до 1,3 м и бурение 1,3—2,0 м):

- a) 0—0,20 м гумусовый горизонт пылевато-илестый, сероватый, в нижней части слабо подзолистый;
- b) 0,20—0,40 м — иллювиальный горизонт, илестый, слегка бурого цвета; переход постепенный;
- c) 0,40—0,65 м пылевато-илестое образование, оливково-коричневатое с полосами и серыми затеками (следы оглеения); на глубине 0,58 м реагирует на HCl; переход постепенный;
- d) 0,65—1,10 м образование, похожее на „с“, неслоированное с постепенно возрастающей к низу примесью песчаной фракции; переход постепенный;
- e) 1,10—2,00 м валунная глина, оливково-бурая с гравием до 2—3 сантим. в поперечнике; сильно реагирует на HCL (хлороводород).

Для иллюстрации свойств описываемого ила приводим результаты гранулометрического и химического анализа образцов, взятых из рассматриваемого обнажения и из местности Гостирады, между деревнями Гузы и Шарейки (табл.)¹. Следует подчеркнуть, что образцы для анализа почвы были взяты без щебня с глубины ниже 1 метра. Результаты анализа ясно показывают подчеркнутый уже нами постепенный переход илов в валунную глину.

Описанное нами илестое образование не имеет слоистости. Принимая во внимание его незначительную мощность и поверхностное залегание, мы можем предположить, что оно является вторичной породой, развитие которой обусловлено деятельностью почвообразовательных процессов. Однако в обнажениях с илами из замкнутых бассейнов мы обнаружили на глубине ряда 0,5—1 м от поверхности наличие отчётливых прослоек. Если хаотическая текстура илов не является первичной формой, то по всей вероятности её появление не было обусловлено действием лишь почвообразовательных процессов. Недостаточное количество исследований в обнажениях делает решение этого вопроса невозможным. Особенно интересным было бы проследить возможные изменения свойств илов в го-

¹) Анализ был произведён М. Котером в лаборатории ИЗУП в Пулавах для дипломной работы из области физической географии (1958). Анализ зернистости мы произвели „проточным“ методом (т. н. пулавским), а содержание CaCO_3 определили прибором Шайблера.

ризонтальном направлении. Может быть тогда оказалось, что они являются одной из фациальных форм илов из замкнутых бассейнов.

Таблица I

Гранулярный состав и содержимость CaCO_3 в иле, залегающем на валунной глин

Мест- ность	Глубина залегания образца в сант.	Гранулярный состав в %, диаметр зёрен в мм							Содержи- мость CaCO_3 в %
		боль- ше 1,0	1,0— 0,5	0,5— 0,25	0,25— 0,10	0,10— 0,05	0,05— 0,02	мень- ше 0,02	
Гузо- вая Гора	5— 10	—	0,3	0,8	3,2	4,4	10,5	80,8	—
	20— 30	—	—	0,1	0,7	4,0	8,1	87,1	—
	40— 50	—	—	0,1	0,8	2,5	5,7	90,9	0,05
	70— 80	—	0,3	1,0	5,7	5,1	7,8	80,1	9,37
	120—130	1,3	2,2	5,8	19,4	9,8	10,5	52,3	11,88
Гости- рады	10— 18	—	—	—	0,8	4,1	12,2	82,9	—
	25— 40	—	—	—	0,6	4,0	9,6	85,8	—
	70— 80	—	—	0,6	5,0	11,2	15,6	67,6	8,75
	110—120	0,2	0,6	3,4	16,2	12,6	14,5	52,7	9,24
	200—220	1,2	4,0	10,0	29,0	11,8	10,0	35,2	13,29

Наши сведения о рассматриваемой форме покровных илов приводят к следующей генетической интерпретации:

1° илы являются водным отложением, потерявшим слонстость в результате действия сингенетических и эпигенетических процессов во время аккумуляции;

2° илы являются продуктом преобразовательных процессов кровельной части валунной глины.

Первая предпосылка может быть принята при условии, что кратковременная водная аккумуляция происходила вместе с процессами, сглаживающими границу между отложением и донной поверхностью седиментационного бассейна.

Мы можем прийти к заключению, что илы были отложены режимом вод, периодически появляющихся на поверхности слабо ещё консолидированной моренной глины. Это могло произойти, напр., в углублениях активного льда или между глыбами мёртвого льда. В периоды выхода отложений на поверхность (безводный период) морозные процессы вызывали взаимное перемещение свежих отложений и глины. В данном случае илистый покров вместе с кровельной частью валунной глины представлял бы типичное абляционно-моренное отложение. После вытаяния льда наступила инверсия рельефа и илы вышли на поверхность. Подтверждением этой концепции отчасти могут быть исследования К. Маркова (1935) в Памире.

В защиту второй концепции, на первый взгляд менее правдоподобной, чем первая, прежде всего говорит типичный постепенный переход илов в моренную глину. Эта особенность характеризует взаимоотношения материнской породы и продуктов выветривания. Так рассуждая, мы однако в самом начале уже встречаем осложнения принципиального характера. Сильное дробление валунной глины до состояния илистой фракции могло произойти, пожалуй, только при особен-

но интенсивной форме механического (морозного) и химического выветривания. По общепринятому взгляду деятельность морозной дезинтеграции кончается фракцией 0,005 мм (Дылик 1955; Говорухин 1955).

Ввиду того, что примененный М. Котерой проточный метод не допускает выделения зёрен до 0,005 мм в поперечнике (табл. I), мы должны были произвести анализ зернистости илов ареометрическим методом (табл. II)². Анализ показал, что илы на Гузовой Горе содержат 57—75% илистой фракции ниже 0,006 мм. Содержится также большое количество коллоидального ила (ниже 0,002 мм). До глубины 0,8 м эта фракция встречается в количестве по крайней мере вдвое больше, чем в валунной глине. Если по этому принять, что рассматриваемые осадки образовались из валунной глины, следовало бы выяснить процессы, обогатившие его коллоидальными частицами.

В современной тундровой зоне Евразии известны почвы, в которых происходит концентрация коллоидов. Этот процесс кратко характеризовал А. Григорьев (1956) в своём синтетическом исследовании географических зон Субарктики. По его мнению, этот процесс мог развиваться только в почвах, содержащих большое количество илстых частиц. При таком условии деятельный слой, высыхающий летом и в начале зимы перед морозами, пропитывается водой, транспортирующей к поверхности коллоидальные частицы. Ясно, что такие процессы могут развиваться только в климатических условиях переходной зоны Субарктики, главным образом на территории пятнистой тундры. В пределах голых пятен они достигают такой интенсивности, что даже вызывают появление тонкой илистой корочки (Григорьев 1956, стр. 50; Иванова 1956, стр. 77; Крейда 1958, стр. 66). По мнению К. Лукашева (1938), увеличение илистой фракции в мерзлотных областях Азии зависело от географических условий и характера процессов выветривания. Он доказал, что в процентном отношении фракция меньше 0,005 мм количественно возрастает по направлению с севера на юг одновременно с увеличением увлажненности и средней годовой температуры, от 8—13% в нижнем течении Енисея до 35—40% в бассейне Амура (стр. 94). К сожалению, мы не имеем подробного описания почв и их отношения к вечно-мерзлому основанию. Такие данные дали бы нам возможность точно проверить предлагаемую концепцию, сопоставляя её с профилями илстых покровов Шеских Холмов.

Таблица II

Гранулярный состав ила, залегающего на валунной глине в Гузовой Горе

Глубина залегания образца в сант.	Гранулярный состав в %; диаметр зёрен в мм					
	1,0— 0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,02	0,02— 0,006	0,006 0,002	меньше 0,002
5— 10	12	5	7	19	20	37
20— 30	8	3	6	14	20	49
40— 50	7	3	3	12	19	56
70— 80	10	5	5	15	22	43
120—130	30	9	7	14	14	26

²) Анализ произвела м-р Ожеховска методом Кассаграндо-Прушинского в Отделе Почвоведения Высшей Школы Земледелия в Люблине.

Размещение рассматриваемых образований делает возможным принять другую интерпретацию. Коллеги почвоведы из Пулав не обнаружили их на более крутых склонах (при таком положении эффекты процесса пропитывания коллоидами были нарушены солифлюкцией). Они отмечаются, пожалуй, только на довольно ровных поверхностях. На „островных” холмах, круто возносящихся над этими поверхностями — илов нет (Гесс фон Вихдорф 1910, стр. 19). Конечно, такая аргументация не является убедительной, так как приведенные особенности расположения могли появиться в результате действия вторичных, напр. денудационных процессов.

Не располагая полным фактическим материалам, мы можем одинаково считать обе интерпретации гипотетическими. Первая интерпретация поддерживает старую, правда, в некоторых случаях оспариваемую, но признанную концепцию (Гагель 1925; Кернке 1930). Другая, новая интерпретация, по своим выводам вполне совпадает с результатами аналитических исследований пылевых образований, развившихся на флювиогляциальном материале. Согласно этой интерпретации, ил является одной из форм перигляциальных покровных образований. По всему видно, что вторая интерпретация заслуживает внимания.

Геоморфологическое значение перигляциальной среды в конечной фазе плейстоцена

После отступления ледника с линии приморских морен и исчезновения активных ледниковых покровов, на территории Шеских Холмов в течение нескольких тысяч лет (Allerød *sensu lato* и ранний триас) господствовала перигляциальная среда.

Без сомнения, характерной особенностью этого периода были не только образования элювиального типа (выветриванные покровы). Относительная влажность климата того времени, пожалуй, обусловила также развитие денудационных процессов (Дылик 1956; Околович 1956 а, б; Шаффер 1952). Частичным подтверждением для этой дедукционной предпосылки может служить анализ профиля в шурфе, вырытом в нижней части (покатостью до 3°) склона Гузовой Горы (пункт расположен на расстоянии 150 м на юг и 17 м ниже обнажения II):

Обнажение III (шурф до 1,4 м и глубина и бурение 1,4—2,7 м):

- а) 0—0,20 м пыристо-глинистое гумусное образование; нижняя граница слабо отчётливая (серый);
- б) 0,20—0,45 м пыристо-глинистое образование буровато-серого цвета; пятнистое;
- в) 0,45—0,55 м гумусный горизонт, глинистый, тёмно-серый с буроватыми пятнами; переход постепенный; на линии контакта горизонтов „с” и „d” заметна подзолистость;
- г) 0,55—1,15 м глинистое и песчано-глинистое образование оливково-буроватого цвета; некоторые пятна серые (следы оглессения), слабо оконтурованные прослойки мощностью до 2—3 см, характеризуются резкой переменной зернистости от песков до глин; прослойки не выделяются окраской, потому очень тяжело проследить их залегание на сильно увлажнённой стене шурфа;
- е) 1,15—1,22 м образование по своей зернистости схоже с „d” с отчётливыми, почти вертикально, но спокойно, залегающими тонкими слоями сероватого цвета. Глыбы* этого горизонта легко раскалываются

вдоль пластов; на поверхностях расщепления отмечается тонкая прослойка обугленной органической субстанции (мощность нескольких десятых миллиметра);

- f) 1,22—2,70 м песчано-глинистое образование по характеру строения похожее на „d”; на дне бурильных отверстий видна примесь щебня и щебня кристаллических горных пород (дальнейшему бурению мешала вода).

Для полноты исследований, описываемого обнажения мы рассмотрели поперечный профиль склона Гузовой Горы вдоль линии контакта II и III обнажения (фиг. 2); на этой линии мы вырыли три добавочных шурфа.

В рассматриваемом профиле горизонт „a” и „b” без сомнения являются продуктом голоценовой (современной) денудации грунтов. Сильное развитие этого процесса на данной территории вызвало необходимость применения противодействующих средств (Стшески 1957). Слой „c” составляет гумусный горизонт *in situ*, погребенный почвенными делювиальными процессами. Об этом свидетельствует лёгкая подзолистость на границе этого и следующего слоя. Ниже залегает слоированное образование изменённое почвенными процессами и оглеением. Деятельность этих почвенных процессов следует приурочить к голоценовому периоду.

Поэтому можно согласиться с тем, что это образование, появилось на рубеже плейстоцена и голоцена. Слоистость с остатками обугленной органической субстанции, образующими тонкий покров, наводит нас на мысль, что это образование аккумуляровалось в условиях довольно сурового климата. Об этом свидетельствуют слабое разложение частей растительных остатков. Пески и глины горизонтов „d”, „e” и „f” по характеру их слоирования мы можем сравнить с известными в окрестностях Лодзи и Люблинской Возвышенности „ритмически слоированными стокowymi отложениями”, появившимися в конце последнего оледенения при интенсивной деятельности поверхностных вод (Дылик 1955, 1956). При таком взгляде они составляют одну из форм перигляциальных покровных образований делювиального или скорее солифлюкционно-делювиального типа, образовавшихся из аллохтонного материала. По своему генезису, эта форма резко отличается от образований, рассмотренных в предыдущей главе.

Доказательством денудационного преобразования аккумулярованных поверхностей могут служить также результаты исследований в эксплуатируемых обнажениях кирпично завода в северной части местности Ковале Олецке, в 16 км на северо-запад от Олецка. Анализ этих обнажений показал, что поверхность довольно большого склона покатостью в несколько градусов срезывает отчётливо слоированные илы из замкнутых бассейнов, лежащие на валунной глине. По своим размерам этот срез настолько значительный, что трудно предположить, чтобы он мог образоваться в голоцене.

Заключение

На территории Шеских Холмов мы обнаружили покровные образования, создавшиеся в перигляциальных условиях. Эти образования развились на отложениях приморской стадии Балтийского оледенения, потому по возрасту их можно отнести к конечной фазе этого оледенения, т. е. к Alleröd *seuso lato* и к раннему дриасу.

Эти перигляциальные покровы выражены двумя генетическими типами, а именно: покровами элювиальными (автохтонными) и солифлюкционно-делювиальными (аллохтонными).

Анализ материала элювиальных покровов показал, что их развитие было обусловлено режимом, господствовавшим в пятнистой тундре, так характерной для южных областей переходной зоны субарктики. Материал делювиальных покровов, обнаруженный в условиях, не позволяющих на точный анализ, свидетельствует, что они образовались при участии поверхностных вод.

Наличие делювиальных покровных образований говорит о деятельности в перигляциальном периоде денудационных процессов, преобразовавших в известной степени аккумулятивные формы гляциального и флювиогляциального рельефа.

Литература, стр. 31.

Список иллюстраций

Рисунки	Стр.
1. Верхняя часть обнажения у железнодорожной станции Стожнэ Объяснение в тексте (Обнажение I)	21
2. Профиль склона Гузовой Горы вдоль линии, соединяющей обнажения II и III	29
1. гумусный делювий; 2. песчано-глинистые склоновые отложения; 3. покровный ил; 4. валунная глина	

Перевод М. Олехновича

О РАСШИРЕНИИ ПОНЯТИЯ ТЕРМИНА «ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЙ»

Содержание

Автор советует подвергнуть пересмотру понятие термина — *перигляциальный*.

На современных больших по площади перигляциальных областях очень редко развиваются перигляциальные явления, вызванные колебаниями температуры около 0° С. Однако на многих разных территориях, расположенных за пределами вышеупомянутых зон развиваются типические перигляциальные процессы.

Большинство авторов при решении перигляциальных проблем (явления, процессы, территория) придерживается этимологической дефиниции слова *перигляциальный*. Это определение включает в себе морфологические процессы или явления, происходящие на определённом расстоянии от современных ледниковых районов или в зонах, которые были покрыты ледниками в периоде четвертичных оледенений.

Рассматривая глубже эту проблему, мы можем легко обнаружить, что на огромных пространствах современных перигляциальных зон редко совершаются процессы непосредственно зависящие от градиента замерзания и разморозания. Одновременно известна нам деятельность типичных перигляциальных процессов на многих территориях, расположенных вне перигляциальных зон, понимаемых в этимологическом значении.

Примером для первой группы областей может служить канадский щит, который составляет одну из наиболее обширных перигляциальных зон на земле. Действительно, современные перигляциальные явления на юг от лесной границы практически не существуют, хотя основное условие частых колебаний температуры между замерзанием и разморозанием здесь всецело выполнено. Отсутствие перигляциальных процессов объясняется наличием густого лесного покрова и донной морены довольно большой мощности. Как лесной покров, так и моренная серия парализируют всякую морфологическую деятельность до деятельности текучих вод включительно. Кроме нескольких малозначительных явлений, таких, как образование ледяных стебельков на пляжах озёр и рек, здесь не может быть речи о массовом появлении солифлюкции и более значительных процессов морозного выветривания. С другой стороны граниты и гнейсы являются здесь более устойчивыми на действие мороза. Это касается также Аппалахов, которые благодаря растительному плащу и покрову донной морены находятся в аналогичных условиях с канадским щитом. Большую часть Швеции и Финляндии следует также отнести к этой зоне, где, несмотря на её географическое положение, не обнаруживается чётких следов перигляциальных явлений. Кроме того, наиболее характерным примером, свидетельствующим о почти полном отсутствии перигляциальных

* Centre de Géographie Appliquée, Université de Strasbourg.

процессов в краевой зоне ледниковых районов является Антарктида¹, о чём говорит ряд исследований. Причиной этого являются постоянные температуры ниже точки замерзания.

Пример Антарктиды указывает на то, что продолжительные и очень интенсивные морозы практически не имеют никакого морфологического значения. По всему видно, что напряжение перигляциальных процессов и явлений обусловлено частыми колебаниями температуры около 0° С.

Примеры обратного явления, т. е. деятельности перигляциальных процессов вне классических перигляциальных зон, распространены в большом количестве в различных районах земного шара. Эти районы, хотя и расположены вне больших классических перигляциальных зон, характеризуются так же, как и они температурными колебаниями около 0°, иногда довольно частыми, и поэтому бывают областями ярко выраженных перигляциальных явлений.

Следует припомнить, что бразильские массивы Серра до Мантиквейра и Серра до Мар, возносящиеся выше 2000 метров, являются зоной часто повторяемых циклов режеляции. Массив *Aguilhas Negras* имеет этих циклов до 60 в течение года. На острове Реньон (Réunion) Марк Бойе наблюдал температуры ниже 0° на самых высоких хребтах. Всем известно, что в пустыне Сахаре температурные колебания около 0° появляются довольно часто и что непосредственным результатом их действия бывает растрескивание скал.

К этим примерам можно добавить все области с умеренным и тропическим климатом, не покрытые лесом, которые обнаруживают в течение года по крайней мере 10 температурных колебаний около 0°.

Таким образом к перигляциальным областям мы можем отнести многие территории, в числе которых находятся районы пустынь, как Сахара с массивами Тибести и Агаггара, Калагари и Гоби, дальше почти все высоколежащие партии Андов от Мексики до мыса Горн и несколько высоких хребтов тропической зоны Лаоса и Аннакама, Бразилии, на Зондских островах, Абиссинии, гор Камеуна, Пикодетейде на Канарских Островах и вершины Гималаев.

В связи с тропическими пустынями возникает вопрос, возможно ли отнести к группе перигляциальных процессов растрескивание скал, вызванное очень большими дневными градиентами температуры, опадающей ниже 0° без участия, в этом процессе воды, превращающейся в лёд. Так как главным фактором этих процессов являются температурные колебания около 0°, поэтому все вызванные ими морфологические эффекты следует признать перигляциальными, даже без содействия замерзающей воды.

Отсюда вытекает необходимость расширения значения понятия *перигляциальный*, выхода за рамки его современного узко этимологического понимания. При интерпретации этого термина *sensu lato* необходимо считаться с действительными фактами и распространённостью этих явлений на земле, особенно же в тропических зонах. Поэтому прежде всего следует точно установить основные критерии, определяющие понятие перигляциальных явлений.

Основным критерием будет наличие температурных колебаний около 0° С. Ясно, что чем чаще повторяются эти колебания, тем интенсивнее будут процессы, с которыми они связаны. Усиление или ослабление деятельности перигляциальных процессов зависит от трёх условий:

¹ Однако статья К. К. Маркова (Зональность перигляциальных явлений на Антарктиде, *Перигляциальный Бюллетень* № 8—1960 г.) говорит о наличии перигляциальных явлений именно в краевой зоне Антарктиды (Прим. Редакции).

1. Влажность во всех видах: влажность воздуха, атмосферические осадки, наличие и глубина грунтовых вод. Чем разнообразнее формы влажности и чем выше её коэффициент, тем более оживлённой будет деятельность перигляциальных процессов.

2. Растительный покров, как уже доказано, имеет основное значение в развитии перигляциальных явлений. Чем он сплошнее, тем слабее выражается интенсивность перигляциальных факторов. Густой растительный покров может почти совершенно парализовать их деятельность. Это выясняет нам, почему высокогорные зоны со скудной растительностью являются территориями, характеризующимися наибольшим разнообразием перигляциальных явлений, конечно, при условии достаточного количества температурных колебаний около 0° С.

3. Почвенные покровы, особенно крупнозернистые и водопроницаемые, составляют условие для интенсивного развития перигляциальных явлений.

Коэффициент интенсивности этих явлений может быть выражен следующей формулой:

$$\mathcal{P} = \frac{F + H}{V + S},$$

где $\mathcal{P}$ обозначает коэффициент перигляциальности, F — частоту колебаний около 0° С, H — коэффициент влажности (относится к осадкам во время действия цикла режеляции), V — значение растительного покрова, S — мощность почвы или рыхлых отложений.

Кончая свои рассуждения, я питаю надежду, что предложенные мной исследования, подтверждающие правильность моих взглядов, приведут к расширению понятия термина *перигляциальный*, который заключал бы в себе, как характер перигляциальных процессов и их типичный рельеф, так и размещение их на поверхности земли. Новая дефиниция должна точнее сформулировать актуальную концепцию, черезчур сильно связанную с этимологией. Поэтому будет вполне правильным признать её неполной, недостаточной и очень ограниченной. Эта дефиниция, как упоминалось, черезчур сильно связана с географическими зонами в ущерб развивающимся явлениям.

В связи с этим я предлагаю выделить:

1. Зоны с температурой колебаний около 0° С, характеризующиеся вероятным появлением деятельных перигляциальных процессов, и назвать их зонами возможных перигляциальных явлений;

2. Зоны, в которых перигляциальные процессы действительно бывают интенсивными и отчётливо отмечаются; их можно определить, как зоны с комплексом активных перигляциальных процессов.

Так понимаемая и учитывающая все упомянутые аспекты дефиниция даст возможность расширить кругозор исследований, направляя их на более полный и синтетический обхват перигляциальных проблем в масштабе всего земного шара.

Перевод М. Олехновича

Алиция Филитюк

Лодзь

МЕРЗЛОТНЫЕ КЛИНЬЯ В ПОДЗАМЧЕ

Резюме

Содержание

В окрестностях Кэмпна обнаружено в валунной глине мерзлотные клинья. Клинья были исследованы в вертикальной и горизонтальной проекции. Произведён был анализ материала, заполняющего трещины в сопоставлении с покровным материалом, а также описано заполнение трещин.

Описание Местонахождения

Сотрудники Географического Института Лодзинского Университета произвели исследования перигляциальных структур в окрестностях Кэмпна.

Обнажение расположено на довольно плоской поверхности, сложенной главным образом валунной глиной, прикрытой бесструктурными песками. Эти пески мелкозернистые, хорошо сортированные со следами золотой обработки. Они хорошо окатаны (84%) и имеют матовый оттенок (81%). В подошве находится слой гальки от 5 до 10 сант. в поперечнике. Некоторые гальки носят следы деятельности ветра. Под песками залегает коричневая глина с гальками различной фракции. Глину пересекают мерзлотные клинья, заполненные неслоистыми песками.

Описание клиньев

Клинья не отличаются между собой ни формой, ни размерами. Преобладают формы, широкие сверху, остросуживающиеся книзу (фиг. 1, 2). Длина клиньев равняется от 1,0 м до 1,5 м, ширина от 10 сант. до 50 сант. В горизонтальной проекции клинья образуют полигональную решётку нерегулярной формы, имеющую в поперечнике от 0,5 м до 3 м.

Содержимым клиньев является жёлтый бесструктурный песок с вертикально-ориентированными светло-серыми полосами. Этот песок образует оболочку клина (фот. 2). Анализ материала обнаружил преобладание мелкой и хорошо сортированной фракции.

Генезис клиньев

Надо предполагать, что клинья образовались, как контракционные трещины, а не в результате высыхания грунта. Глубина трещин высыхания не превышает 20—30 сант. (Попов 1957), клинья же в Подзамче достигают глубины 1,5 м. Тре-

щины высыхания образуют мелкие полигоны в диаметре от 2 до 30 сант. в противоположность клиньям, где в среднем диаметр полигонов равняется 15 метрам (Леффингвель 1915). Также разнятся они по своей форме и углам. В мерзлотных трещинах встречаются чаще всего шестигранные формы и углы около 120° , а в трещинах высыхания прямоугольники и углы около 90° . (Кайле, Тейлор 1954; Леффингвель 1915; Ружицки 1957).

Относительно вопроса таяния льда в трещинах и их заполнения существует много гипотез. Чехословацкие учёные считают, что материал, заполняющий клинья, является золотого происхождения. Такого же взгляда придерживаются Бастэн и Кайле (1941).

Анализ покровного и донного материала, заполняющего клинья, показал их генетическое сходство. Указывают на это гранулометрические кривые и прилагаемая таблица.

Каменные мостовые в описываемых обнажениях по всей вероятности образовались, главным образом, в результате вытаивания камней из глины. Известную роль сыграла также дефляция. В местах нахождения клиньев наблюдаются разрывы в простирании слоя каменной мостовой.

Секюра¹ приурочивает время заполнения клиньев к холодному и сухому периоду, во время которого был нанесён материал, заполнивший клинья. Романовский² считает, что между периодом таяния льда и заполнением трещин существовал временный перерыв. Заполнение трещин в Подзамче могло произойти во время смягчения климата. Отмерзание ледяного клина начиналось при стенках, где лёд соприкасался с более теплоёмким материалом. В образовавшиеся щели попадал материал с поверхности, задерживаясь на дне и на неровностях стен трещин (Патерсон 1940). Результатом этого процесса является оболочка из более светлого песка.

На основании собранного материала мы можем сделать некоторые общие заключения:

1. Образование контракционных трещин и ледяных клиньев в холодное и сухое время;
2. Нагромождение камней на поверхности в результате действия процессов вымерзания и частично дефляции.
3. Захоронение мостовой покровными золотыми образованиями.
4. Вытаивание ледяных клиньев и заполнение трещин покровным материалом.
5. Компакция материала заполняющего клинья и деформация каменных мостовых.

В. Ляковска³ исследовала схожие структуры в глинистых отложениях и предложила назвать их „глинистыми полигонами“. Кажется, что такое название не будет целесообразным, так как литература знает факты нахождения клиньев в очень разнообразном материале. Скорее следовало бы их назвать „клиновыми или щелевыми полигонами“, как предлагает Ружицки (1957). Название такое указывало бы на их генезис, а не на материал, в котором они обнаружены.

¹ Устная информация.

² Н. Н. Романовский — Мерзлотные структуры облекания. В этом же номере Бюллетеня стр. 233.

³ В. Ляковска — Ископаемые полигональные структуры на валунных глинах. В этом же номере Бюллетеня, стр. 277.

Таблица I

Зёрка песка	Песок с оболочки %	Песок, заполняю- щий клинья %	Покровный песок %	Дюнный песок %
блестящий	26	16	19	14
матовый	74	84	81	86
острогранный	7	4	4	2
окатанный	85	83	84	86
округлый	8	13	12	18

Список иллюстраций

Рисунки

	стр.
1. Восточная стенка обнажения с клиньями	41
1. Бесструктурный светложёлтый песок; 2. каменная мостовая; 3. валунная глина.	
2. Клинья в вертикальной (А) и горизонтальной (В) проекции. Южная стенка.....	42
1. неслоированный жёлтый песок; 2. Валунная глина	
3. Клинь в вертикальной и горизонтальной проекции. Восточная стенка.....	43
1. Бесструктурный светложёлтый песок;	
1 а. каменная мостовая; 2. неслоированный жёлтый песок; 3. Валунная глина	
4. Гранулометрические кривые	45
а. Покровный песок; б. Песок внутри клина; в. Дюнный песок	

Фотографии

1. Фрагмент южной стенки с клиньями
2. Клинь с отчётливо выраженной оболочкой
3. Фрагмент полигональной решётки
4. Фрагмент трещины в горизонтальной проекции

Перевод М. Олехновича

Е. А. ФитцПатрик *

Абэрдэн

ЗАМЕТКИ О МИКРОРЕЛЬЕФЕ В ЗАПАДНОМ ШПИЦБЕРГЕНЕ

Содержание

Настоящий труд рассматривает исследования на Шпицбергене. Автор утверждает, что дифференциальность кровли мерзлоты зависит от микрорельефа и растительного покрова. Он обращает также внимание на мало известные грязевые потоки и на размещение растительного покрова.

Во время исследования почвы на Шпицбергене летом 1954 г. мы констатировали большое количество морфологических фактов, до настоящего времени не наблюдаемых на данной территории.

Местность, в которой были произведены исследования, расположена между Адвентфиордом и Сассенфиордом, а с южной и восточной стороны граничит с Адвентдален, Эскердален и Сассендален. В пределах этой географической единицы находятся одновременно с горами и возвышенностями, также обширные плоские и слегка наклонные поверхности. Приблизительно третья часть этой территории покрыта действующими вулканами. Самые большие поверхности, не покрытые льдом, находятся в Адвентдален, здесь мы произвел истребляющую часть своих исследований.

Рассматриваемая территория построена преимущественно из меловых, почти горизонтально напластованных и поддающихся выветриванию, песчаников, суглингов и илистых сланцев с незначительными угловыми включениями. Некоторые вершины были покрыты сходным по характеру нижнетретичным материалом (Орвин 1940).

Кровлевая поверхность вечной мерзлоты

По мнению многих исследователей тундры кровля вечной мерзлоты находится на различной глубине и иногда бывает неровной. Несмотря на произведенные многочисленные измерения, нет точных данных, определяющих нерегулярность этих форм.

При исследовании почвы оказалось, что кровля вечной мерзлоты является дифференциальной и зависит от общего рельефа поверхности. Для более точного определения этой зависимости мы сделали много больших углублений в наиболее характерных местах (фот. 1), а именно: на склонах осыпей, на поверхностях, покрытых сплошной растительностью, среди каменных полос, на полигональных грунтах ¹ и в грязевых кратерах ².

* Department of Soil Science, The University of Aberdeen.

¹ *Mud polygons* (Elton 1927).

² *Mud boils* (Müller 1947).

Однообразные поверхности

Плоскую и выравненную кровлю вечной мерзлоты мы обнаружили, как на поверхностях совершенно лишенных растительности, т. е. на склонах осыпей, так и на территории с сплошным растительным покровом. В первом случае глубина кровли мерзлоты составляет 90—105 см, в другом же лишь 45—60 см.

Дифференциальные поверхности

1. На территории каменных полос, расположенных на склонах, кровлевый слой вечной мерзлоты залегает на глубине от 90 до 105 сант. Кровлевая поверхность мерзлоты здесь бывает ровной и плоской.

2. В пределах грязевых потоков³ (фот. 2) на слегка покатых склонах кровля мерзлоты имела круглые углубления и ровчики. Под растительным покровом мерзлота появлялась на глубине 52 сант., вместо того в местах обнаженных и илистых опускалась до 72 сант.

3. Наиболее характерные формы кровлевой поверхности мерзлоты встречаются на территории полигональных почв и грязевых кратеров. Обе формы микро рельефа находятся на плоских поверхностях и слегка покатых склонах различных высот, достигающих даже до 400 м. Фотография 3 иллюстрирует небольшую площадь с такими кратерами.

Доказано, что под растительным покровом протаивание было более слабым и во многих местах мерзлота находилась тут же при поверхности. Довольно часто местами настилающий слой был замерзшим. Вместо того на обнаженных болотных поверхностях земля протаивала до значительной глубины. Обнажение на территории полигональных почв (фот. 4) и схематический разрез (фиг. 1) иллюстрирует нам отношение кровли мерзлоты к поверхностным формам.

Температура почвы

В некоторых обнажениях мы произвели серийные измерения температуры почвы. Мы убедились, что кривая, определяющая степень термичности, является одинаковой, как для профилей, находящихся под обнаженной поверхностью полигональных почв и грязевых кратеров, так и под сплошным растительным покровом. (Фиг. 2). Причиной такого необыкновенного соотношения кривых по всей вероятности является залегание мерзлоты близкоповерхности, вызывающее резкое падение температуры в почве, непосредственно на ней лежащей.

Грязевые потоки

Полигональные почвы и грязевые кратеры являются очень распространенными микроформами рельефа арктических областей, в то время, как грязевые потоки до настоящего времени ещё не были исследованы.

Грязевые потоки представляют собой вытянутые полосы грязи шириной от 10 до 130 сант., разделенные параллельными к ним поясами растительного покрова

³ *Mud stripes.*

(фот. 2). Они возникают на слегка покатых склонах и простираются по направлению уклона. Посредине растительного пояса обыкновенно проходит трещина глубиной около 15 сант. По всей вероятности эти трещины появляются в результате напряжений, описанных на Аляске Табером (1943).

Пинго

Самой красивой формой из встречаемых в данной местности является пинго в Эскердалене (фот. 5).

Обломочные ступени

На многих слегка покатых склонах между подножием гор и речными долинами или морским берегом находятся глубоко врезуемые борозды. Обыкновенно эти формы являются продолжением существующих на горных склонах нарезей, но только более чётко о контуры в поперечном разрезе. Они обладают известным сходством с формами, описанными в 1954 г. Динелеем. Разница состоит только в том, что рассматриваемые борозды вырыты в рыхлых отложениях, в то время, как борозды в Даудансейре выжлоблены в горных монолитах. Обыкновенно в этих углублениях течёт небольшой ручей, берущий своё начало на горных склонах. В данном случае по всему видно, что эти борозды образовались под действием стремительного протока весенних вод и не являются нивационными формами, свойственными для территорий горных монолитов. Правда, в некоторых углублениях находился снег, но мы не думаем, чтобы это был снег прошлогодний.

Следующим доказательством участия весенних вод в образовании этих форм является наличие одного, двух или нескольких обломочных ступеней, простирающихся параллельно к выёмам, входящих даже на горные склоны (фот. 6). Вернее всего эти ступени образовались в результате протока весенних вод первоначально по снегу, который затем заполнил зимой выёмку. Это вызвало появление разлившихся по поверхности ручьев и обломочных ступеней. С наступлением лета после таяния снега ручей возвращался в своё русло, которое, как и прежде подвергалось эрозии, оставляя то здесь, то там немного пластов снега.

Многоугольники

Одновременно с упомянутыми полигональными почвами (Эльтон 1927) и грязевыми кратерами (Смис 1956) мы обратили внимание также на тундровые многоугольники и небольшие каменные кольца. Первые из этих форм распространены на ровных и плоских поверхностях, вместо того тундровые многоугольники и каменные кольца встречаются только спорадически на более высоких территориях.

Небольшие углубления

На многих крутых склонах мы видим небольшие поверхности, покрытые мокрой грязевой массой, оползавшей малыми участками. Это происходило вследствие насыщения всей деятельной зоны водой и крутизны склона, которая способствовала оползанию грязевой массы. Это видно в верхнем углу фотогр. 1.

Каменные полосы

На горных склонах на восток от Дрэнбреен мы видели несколько очень больших каменных полос. Они были построены из камней малой и средней величины. Эти полосы начинались на каменистой территории и входили на поверхность покрытую растительностью (фот. 7). По всему видно, что эти полосы образовались в результате эродирования поверхности, так как под камнями происходили быстрый проток воды, хотя её не было видно на поверхности.

Отсутствие моренных форм

Доказано, что вся поверхность Шпицбергена почти до современного времени была покрыта ледниками. Поэтому следовало бы ожидать повсеместного наличия моренных форм, которых, однако, мы нигде не встретили. Единственными последниковыми формами являются две продолговатые возвышенности, которые считают озами; одна из них находится в Эскердален, другая в Дегердален.

Мы также произвели исследования на большом леднике Дрэнбреен, непосредственно расположенном на юговосток от рассматриваемой территории. Оказалось, что несмотря на значительный размер этого ледника в его краевой части было нагромождено довольно мало моренного материала. С другой стороны на юг от Лонгербена мы обнаружили большую боковую морену. Также многочисленные мелкие ледники частично или совсем были покрыты абляционными моренами.

Размещение растительности

На плоских или слегка наклонных поверхностях появляется густой растительный покров. Густота растительности уменьшается в зависимости от покатости склона и совершенно исчезает при крутизне превышающей 20° .

В начале казалось, что высота является одним из основных условий размещения растительности. Однако дальнейшие исследования показали, что даже на высоте 400 м на плоскостях растительность была хорошо развитой и что решающим фактором является увлажненность грунта. Средние годовые осадки в Лонгербене разнятся только 20 сант., так что климат здесь является почти пустынным. Поэтому только на плоскостях на водонепроницаемой мерзлоте может накапливаться достаточное количество влаги, способствующей росту растительности.

Постоянный транспорт материала вниз по склонам задерживает развитие растительности, однако здесь также решающим фактором является количество влаги.

Литература, стр. 54.

Список иллюстраций

Стр.

Рисунки

1. Схематический разрез полигональных почв, представляющий зависимое положение кровли вечной мерзлоты от микрорельефа 50
2. Кривые, определяющие степень термичности в почвенном профиле под поверхностью, покрытой растительностью (кривая А) и под обнаженной поверхностью полигонального грунта (кривая Б) 51

Фотографии

1. Вид Москусхамна, расположенного на север от Адвентфиорда, обозначены некоторые места углублений: x_1 — обломочный склон; x_2 — каменные полосы; x_3 — территория, покрытая растительностью; x_4 — полигональные почвы
2. Грязевые потоки
шкала 15 сант. длины
3. Грязевые кратеры
шкала 15 сант. длины
4. Обнажённая кровля вечной мерзлоты на территории полигональных почв
видно углубление, наполненное водой тут же под обнажённой поверхностью
5. Пинго в Эскердалене
6. Обломочные ступени в Ганаскодалене
7. Каменные полосы в Адвентдалене

Перевод М. Олехновича

Бронислав Галицки

Варшава

О РАЗЛИЧНОМ ГЕНЕЗИСЕ СТРУКТУРНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ОТЛОЖЕНИЙ В ГИДРОПЛАСТИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

Очень большой интерес, проявляемый в последнем десятилетии к перигляциальным явлениям дал в результате много описаний структурных деформаций четвертичных отложений в различных районах Польши. Эти деформации, как правило, объяснялись деятельностью морозных процессов, частично современных, преимущественно же плейстоценовых, связанных с климатом перигляциальной зоны.

Одновременно на территории Карпатских гор геологи произвели ряд наблюдений над некоторыми седиментологическими явлениями, которые выражались в форме пластических сплошных и разрывных деформаций отложений, как мелких, так и более крупного масштаба (Напр. М. Ксёнкевич 1949; Ст. Джулыньски и А. Радомски 1955; К. Гжибек и Б. Галицки 1958 — и др.). Они являются результатом гравитационного оползания в разных стадиях диагенезиса, а также увлажнения отложений и их малой связностью в условиях ускоренной седиментации.

Если оказалось возможным образование структурных деформаций в отложениях морских бассейнов карпатского флиша, теоретически нет основания отрицать возможности оползания и деформирования отложений в континентальных пресноводных бассейнах четвертичного периода. Что такая возможность является реальной, свидетельствуют первые исследования К. Клячинской, частично произведённые совместно со мной в 1959 году. Также в настоящее время такие процессы происходят в субаквальных условиях, наблюдаемых мной в верхних частях Рожновского озера выше деревни Тэнгобоже.

У устья реки Дунайца в Рожновском водохранилище во время половодья дно его заполнял слой глинистого ила. Вода была прозрачна на расстоянии 1—2 метров от берега, на глубине 30—40 сант. Можно было наблюдать передвижение отложений по дну и образование мелких складчатых морщин (фот. 1). Вполне возможно, что этот процесс не был только процессом гравитационным и что содействовало ему течение Дунайца, хотя и слабое при впадении в бассейн, но всё же заметное. Нет надобности говорить, что этот процесс обладал всеми признаками субаэральной конгelifлюкции на поверхности илов или суглинков.

С другой стороны конгelifлюкционные процессы не всегда ведут к образованию складок и структурных деформаций отложений. На Шпицбергене я наблюдал передвижение суглинистого пльвуна, в котором после высыхания не обнаружилось никаких структурных деформаций (фот. 2).

Наряду с явлением оплывания отмечаются в субаквальных слоистых отложениях процессы, ведущие к образованию инволюционных форм, ярко напоминающих нам эффекты некоторых перигляциальных явлений. Такие структуры известны в седиментологической литературе под названием *flow casts* и *load casts*. Они хорошо знакомы мне в подкарпатском флише.

Также Клячинска описывает их в четвертичных отложениях. Они образуются под нагрузкой гидропластических илов или глин, залегающих над более крупным материалом, напр. песка. Их определяют термином „нагрузочных” форм. Особенно часто эти структуры находятся в отложениях замкнутых бассейнов, где на них не обращали внимания или иногда ошибочно определяли, как горизонты перигляциальных деформаций (Клячинска 1959).

Из приведенных примеров следует, что надо быть очень осторожным при интерпретации некоторых ископаемых межгоризонтовых деформаций в плейстоценовых отложениях. Это касается прежде всего отложений в замкнутых бассейнах и т. п. тонкодисперсных ленточных серий. (Р. Р. Шрок 1948). Во всех таких сериях, обладающих признаками непрерывной седиментации в водоёмах, скорее следует ожидать „нагрузочных” или синдепозиционных деформаций, чем перигляциальных, которые ни в каком случае не могут образоваться на дне водоёма под поверхностью воды. Внешнее сходство этих форм при их совершенно различном генезисе возникает потому, что гидропластическая субаквальная среда действует на донные осадки так же, как гидропластическая субаэральная среда в процессах режеляции перигляциальной зоны. Это обстоятельство необходимо всегда серьёзно учитывать при исследовании деформаций отложений.

Литература, стр. 56.

Список иллюстраций

Фотографии

1. Подводные оползни в рожновском бассейне
2. Редкий конгelifлюкционный покров на предпольи ледника Ирены (восточный Шпицберген)

Перевод М. Олеховича.

Дж. Н. Дженингс*

Канбера

О НЕОБЫКНОВЕННЫХ КАМЕННЫХ МНОГОУГОЛЬНИКАХ В ФРАНЦУЗСКИХ АЛЬПАХ

Содержание

В Французских Альпах на дне периодически высыхаемого озера находятся каменные многоугольники. Эти многоугольники отличаются своей необыкновенной формой параллельных полос, что автор интерпретирует деятельностью волн, сортирующих материал на мелком озерном дне.

На это необыкновенное расположение каменных многоугольников в Французских Альпах указал ещё Гинью (1931) и позже Шардонэ (1947—48, т. 2, стр. 194), который о данной территории писал, что „настоящие *sols réticulés* встречаются очень редко”. Это придаёт особенное значение каменным многоугольникам, исследуемым мною в августе 1958 г. в Высоких Альпах в округе Кейра. Исследования на данной территории были произведены под наблюдением проф. Трикара во время полевых геоморфологических работ сотрудников Физико-Географической Лаборатории Страсбургского Университета.

Многоугольники находятся на дне небольшого периодически высыхаемого озера Лёзон на высоте 2294 м у источника ручья Комб Бон около Арвье в Ба Кейра. Озеро расположено в северной части хорошо выраженного ледникового¹ цирка Валльон дю Лёзон с северо-южной ориентировкой и находящегося на линии простиранья сланцев и кварцитовая брекчия. Долина расположена между двумя хребтами, сложенными преимущественно известняками и доломитами (фиг. 1). Острый, но довольно низкий куэстовый хребет (*hogback*), который замыкает цирк с востока, рассечен выплывающим из озера периодическим ручьём.

Большая часть цирка загружена молодыми моренами по всей вероятности позднеледникового происхождения (поздний вюрм). В районе морен находится совершенно замкнутое углубление, значительно больше, чем долина озера Лёзон, но лишённое воды. Это углубление имеет 600 м длины и 100—200 м ширины, довольно мелкое, так как самое глубокое место находится только на 10 м ниже самого большого понижения в моренном хребте. Оно представляет один из наиболее ярких примеров бессточных котловин, в которых отсутствие озер обусловлено водоёмкостью известнякового и доломитового щебня ледникового происхождения и материнских горных пород.

Углубление на поверхности морены соответствует вогнутой форме, выработанной ледниковой эрозией в материнской породе. Морены простираются вдоль

* Reader in Geomorphology, Australian National University, Canberra.

¹ И. Шардонэ (1947—48, т. 2, стр. 204) относит Валльон дю Лёзон к полям. Как карта 1 : 20000, так и название ясно не говорит, касается ли это всего цирка или замкнутого междуморенного углубления. Во всяком случае, по моему мнению, термин поля нельзя применить к Валльон.

южного берега озера Лёзон, частично расположенного на водоупорной кварцитово-брекчий, выходящей на поверхность на западной стороне озера в виде баранных лбов.

В северной части находится закрепленный растительным покровом конус, выноса сложенный преимущественно водоупорной брекчий и сланцами, выходящими на поверхность в Коль де ля Русс. Этот конус замыкает современные озёра, имеющие водосток с восточной стороны между ним и острым известняковым хребтом (фот. 1). Известняки находятся также в самом озере, в его восточной части, где вода протекает в нескольких местах по имеющимся здесь трещинам, совсем осушая озеро в наиболее сухие периоды, когда почти нет притока воды, или он бывает очень незначительным. Вода протекает также по коротким и продолговатым углублениям в выветренных породах на дне озера.

В начале августа 1958 г. озеро осталось почти совсем без воды, кроме небольшой лужи около 15 м в поперечнике и глубиной в несколько сантиметров в его юго-западной части (фиг. 2). Во время половодья максимальная глубина озера слегка превышала 1 метр. Осушенное дно при берегах было уложено острогранными известняками и доломитами, а плоскую середину покрывал желтокоричневый ил, преимущественно высохший, с решёткой полигональных трещин от 10 до 20 см. в поперечнике.

Мощность илов была небольшой, а в южной части дна, где находятся каменные многоугольники (сортированные по Washburny 1946), даже совсем незначительной. В общем полигоны имеют от 60 до 100 см. в поперечнике и по своей форме являются гексагональными (фот. 2). Бордюр состоит из угловатых известняковых и доломитовых пластинок от 5 до 20 см. длиной. Иногда бордюры немного возвышаются над плоской серединой, сложенной жёлто-коричневым илом с вкрапленными скальными осколками. Поля многоугольников часто бывают пересечены трещинами усыхания, в которых перпендикулярно торчат мелкие куски и скальные осколки. Мощность илов здесь доходит до нескольких сантиметров.

Почти на всей исследуемой поверхности, за исключением западной части, многоугольники расположены необыкновенно характерными полосами северо-южной ориентировки. Продолговатые гряды, разделяющие полосы многоугольников были сложены крупнозернистыми обломками горных пород. Эта структура нуждается ещё в более тщательном исследовании.

Плоское ровное дно в озере создаёт благоприятные условия для развития многоугольников. Плоских поверхностей на данной территории и на подобных высотах есть немного и они почти всегда покрыты растительностью. Периодические озерные воды препятствуют здесь появлению дернистого покрова, который задержал бы развитие каменных многоугольников. Кроме того образование сортированных многоугольников было обусловлено наличием на дне озера материала, различных фракций (Трикар 1950, стр. 151). Этим материалом являются:

1. скальные осколки и плитки, созданные, по всей вероятности, процессами дезинтеграции, так как материал ледниковой эрозии, который залегает в южной стороне озера, по своей фракции и форме является более дифференцированным;
2. ил, являющийся, по всей вероятности, резидиом растворившихся известняков и доломитов и, возможно, частично моренной муки ледникового происхождения.

Действие волн чётко отделило крупный материал от мелкозернистого. Вымытый из береговых склонов мелкий материал осаждался в более низких партиях. Крупный обломочный материал оставался в прибрежной зоне. Только в одной

стороне озера, где донные илистые напластования были более тонкими, мы обнаружили одновременно обе упомянутые фракции. Так создались благоприятные условия для деятельности перигляциальных процессов, сортирующих материал и образующих многоугольные формы.

Условия, способствующие развитию сортированных каменных полигонов, являются настолько характерными, что мы легко можем определить факторы, вызвавшие появление этого особого, но полосчатого, размещения многоугольников.

Своей северо-южной ориентировкой эти полосы параллельны к почти прямой моугольному восточному берегу озера. Таково расположение пологих малых хребтов в прибрежной зоне дна определенно обусловлено деятельностью волн. Эту интерпретацию подтверждает форма озера и направление ветров. Озеро имеет продолговатую форму, а сильные ветры чаще всего дуют с запада, что зависит от местных ветров и топографических условий (долинные ветры). Поэтому крупные волны могли доходить вдоль всего озера до его восточного берега, где создавали хорошо выраженные пляжевые формы.

Расположение многоугольников в виде полос, параллельное к прибрежным формам, наводит нас на мысль, что их появление было вызвано общими литоральными факторами.

На мелком дне волны создают мелкие складки. Таким путём появлялись полосы крупнообломочного материала, не подверженного сортировке, и зоны, в которых мелкозернистый материал, прикрытый тонким илистым слоем, способствовал образованию многоугольников.

Во время наполнения озера водой волны своей деятельностью разрушали полигональную сортировку, образовавшуюся в сухие периоды.

Упомянутые многоугольники являются единственным примером для этого рода форм, из числа обнаруженных мной в Кейра во время моих месячных работ на данной территории, хотя другие перигляциальные структуры, как напр. щебневые лбы (Washburn 1956), земляные холмики, каменные мостовые и конгelifлюкционные языки (Трикар 1950) я встречал повсеместно. Появление этих многоугольников на дне озера Лёзон скорее не было исключением, но результатом действия особенных условий, которые их создали. Не противоречит этому их отсутствие в других местах на данной территории, что обусловлено спецификой перигляциального режима, господствовавшего в горах на средней географической широте.

Факт нахождения описываемых многоугольников на высоте 2294 метра н. у. м., т. е. на самой низкой поверхности, встречаемой в этой части Альп, также интерпретируется особенными условиями, вызвавшими их развитие. Несмотря на особенность этой формы, всё-таки её следует признать нормальной полигональной структурой. Развитие многоугольников при малом количестве мелкозернистого материала может быть достаточным доказательством несостоятельности гипотезы о конвекционном генезисе этих структур.

Литература, стр. 64.

Список иллюстраций

Стр.

Рисунки

1. Некоторые формы из Валльон дю Лёзон (по французской карте 1 : 20000) 60
 1. периодический ручей; 2. хребты и острые горные кузсты (*hogback*);
 3. бараны лбы, поверхности ледниковой шифовки; 4. молодые море-

- ны; 5. горизонталь 2300 м определяет междуморенное углубление; 6. закрепленный конус выноса
2. Чертёж дна озера Лёзон, 12. 8. 1958 г.
1. крупные горные обломки; 2. светложёлтый ил; 3. каменные многоугольники; 4. многоугольники, расположенные полосами
- Стр.
61

Фотографии

1. Ландшафт части озера Лёзон
2. Каменные многоугольники на высохшем дне в юговосточной части озера Лёзон

Перевод М. Олехновича

Крыстьяна Клячинска

Варшава

ДВУДЕЛИМЫЕ БУГОНАРВСКИЕ ЛЕНТОЧНЫЕ ИЛЫ

Резюме

Содержание

Настоящий обзор представляет нам два профиля при Буго-Нарве с ленточными илами, залегающими в двух сериях. В Вежбице около Сероцка две серии ленточных илов разделены конгelifлюкционным материалом и ископаемой почвой, а в высоком берегу Буго-Нарвы около оси Ожехово нижняя серия ленточных илов отделена от верхней песками. Перерыв в седиментации ледниково-озерных илов связывается с периодом отплевания. Двуделимость ленточных илов подтверждают также исследования, произведённые геохронологическим методом De Geer'a, нижние илы, относятся к стадии варты среднепольского оледенения, а верхние к стадии отступления, более древней, чем млавская.

На правом склоне долины, входящей в Буг—Нарву около деревни Вежбицы, залегают две серии ленточных илов, разделённых конгelifлюкционными отложениями и ископаемой почвой, с прерванным горизонтом камней в кровле. В конгelifлюкционной серии находятся неструктурные коричневато-ржавые илы с лобами светложёлтого, мелкозернистого песка. Ископаемая почва несогласно покрывает конгelifлюкционные отложения; это несогласие — климатическое.

Исследования ископаемой почвы не обнаружили содержания пыльцы. Упомянутое образование — песчано-пылистое светло-коричневого цвета. Незначительный процент илистой фракции в почве (8%) свидетельствует о слабой деятельности биохимических процессов. В почве мы обнаружили небольшое количество растительных остатков. По своему характеру она относится к тундровому типу почв.

Выше ископаемой почвы залегает верхняя серия ленточных илов, а на ней — современный гумус. Ленточные илы характеризуются сильной деформацией типа перигляциальных сложных инволюций. В кровле ленточный характер илов исчезает, так как здесь уже сказывается деятельности современных почвообразовательных процессов.

На высоком берегу Буго—Нарвы, недалеко деревни Ожехово, также находятся два горизонта ленточных илов. Их разделяет 0,5 м слой песка, в котором мы обнаружили хорошо окатанные кварцевые матовые зерна. В обеих сериях ленточных илов находятся перигляциальные структуры.

Характер образований, разделяющих два уровня ленточных илов указывает на то, что во время перерыва между двумя чередующимися приледниковыми озерами господствовали субэаральные условия.

Двуделимость ленточных илов при Буго—Нарве подтверждают также исследования лент геохронологическим методом De Geer'a. Геохронологические диа-

граммы (фиг. 3) обнаруживают аритмию кривых нижней серии лент по отношению к верхней серии.

Возраст нижней серии ленточных илов соответствует стадии варты, а верхние ленточные илы мы можем отнести к стадии отступления средне-польского оледенения. Ископаемая почва в профиле Вежбицы, а также пески, делющие илы в Ожехове, являются отложениями межледникового периода.

Литература, стр. 71.

Список иллюстраций

	Стр.
Рисунки	
1. Топография окрестностей Вежбицы.....	66
2. Вежбица около Сероцка. Две серии ленточных илов	67
1. мелкозернистые пески с окаменелостями; 2. чередующиеся илы и пески;	
3. нижняя серия ленточных илов; 4. конгелифлюкционная зона: неструк-	
турный коричневато-ржавый ил и светложёлтый мелкозернистый песок;	
5. ископаемая почва с прерванным горизонтом камней, илесто-песчаное об-	
разование коричневато-жёлтого цвета с примесью растительных частиц;	
6. верхняя серия ленточных илов	
3. Сопоставление диаграмм илов	68
1. ил; 2. ил с примесью песка; ABC — ленточные илы нижней серии;	
ДЕФ — ленточные илы верхней серии	

Фотографии

1. Вежбица около Сероцка. Карманные очертания ископаемой почвы с прерванным горизонтом камней в кровле
2. Ожехово над Буго—Нарвой. Сложные инволюции в ленточных илах
3. Вежбица около Сероцка. Сложные инволюции в ленточных илах

Перевод М. Олехновича

Ванда Ляковска

Варшава

ИСКОПАЕМЫЕ ПОЛИГОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ НА ВАЛУННОЙ ГЛИНЕ

Резюме

Содержание

Мерзлотные трещины на юго-восток от Гомбина, развившиеся в валунной глине, образуют сетчатые пятигранные формы типа тундровых полигонов. Трещины, окаймляющие полигоны, в поперечном разрезе представляют три вида клинообразных форм. Возраст полигональных структур приурочен к одной из более ранних стадий Балтийского оледенения. Образование покровных песков, залегающих на валунной глине вместе с полигональными структурами, было обусловлено усилением континентальности климата и перемещением щебневой зоны на бывшую тундровую.

Область полигональных структур расположена на юго-востоке от Гомбина. Исследуемая территория с морфологической и геологической точки зрения является послеледниковой, совершенно плоской денудационной, вершинной возвышенностью, сложенной преимущественно валунной глиной. С севера эта вершина граничит с долиной реки Вислы (фиг. 1).

Полигональные структуры, обнаруженные нами на валунной глине в обнажениях недалеко деревень Бжезе и Каптуры (фиг. 2 и 5), характеризуются решётчатой трещиноватостью на валунной глине и обладают формой немного удлинённых пятигранников.

Длина продолговатой оси пятигранников колеблется от 2,5 до 4 метров, ширина трещин была разнообразной. Эти трещины были наполнены песком. Для того чтобы обнаружить решётчатую форму трещин, мы во многих местах, вырыли шурфы (фиг. 3, 4, 6, 7).

Материалы, полученные при исследовании профилей и картировании этой местности, дали нам возможность произвести классификацию трещиноватых форм.

Мы выделили три группы:

1. Узкие трещины, преимущественно остро кончающиеся с прямолинейными стенками. Их глубина колеблется от 1,3 до 1,8 метра. Эти трещины окаймляют полигон.

2. На перекрестке трещин отмечаются формы с тупым окончанием. Ширина их входа часто превышает 0,5 м. Стенки отличаются большой нерегулярностью. Наблюдения показали, что формы образовавшиеся в местах пересечения, как правило, всегда бывают длиннее трещин, окаймляющих полигоны.

3. Третьим видом форм являются трещины горизонтальной или близкой к ней ориентировки. Эти трещины, имеющие форму жил, соединяют некоторые серии вертикальных трещин в полигоне. Наличие горизонтальных жил скорее является спорадическим, и потому много полигонов таких соединений не имеет.

Приведенная классификация в первых двух случаях обоснована на поперечных разрезах контракционных трещин, имеющих более или менее клинообразную форму.

Мне кажется, что определение понятием клина форм, исследуемых в валунной глине, является неправильным, так как наблюдаемые здесь клины не характеризуют типичных для этого понятия единичных форм, а составляют решетчатую трещиноватость, с различными формами в поперечном разрезе.

Гранулометрический анализ песков, заполняющих полигональные трещины обнаружил большую разнородность материала в пределах смежных трещин.

Рядом с трещинами, заполненными относительно хорошо сортированным материалом, находятся трещины, заполненные песком с очень слабой селекцией (фиг. 9 и 10). Степень окатанности песка обнаружила сильное влияние перигляциальной среды, о чем свидетельствует коэффициент окатанности (фиг. 11) и морфология зёрен со следами морозной дезинтеграции.

Вопрос генезиса полигональных структур

Причиной возникновения полигональных структур на исследуемой территории являлись без сомнения контракционные трещины. На основании вертикальных разрезов трещин следует предположить, что процесс растрескивания был сложным и продолжительным. Здесь наряду с сезонной деятельностью замерзающей воды, наполняющей трещины, принимают также участие силы, вызванные пластичностью и боковым давлением разбухшего материала, в котором образовались эти трещины.

Действие упомянутых сил могло происходить во время размерзания воды и имело тенденцию к одностороннему или двустороннему сужению форм. Процесс заполнения трещин песчаным материалом также должен был быть продолжительным. Трещины, расширенные в зимнее время, весной наполнялись талой водой. Вода несла песчаный материал с размыва верхних серий деятельного слоя мерзлоты, расположенного по соседству.

Все полигональные структуры на исследуемой территории можно приурочить к генерации перигляциальных явлений одной из более ранних стадий Балтийского оледенения. Разрушение верхних серий валунной глины вместе с структурами — что здесь, без сомнения, произошло и о чём свидетельствуют покровные образования, залегающие на валунной глине — имеет характер морозного выветривания, связанного с обострением перигляциального климата и вызвавшего надвиг щебневой зоны на тундровую с полигональными формами.

Основываясь на классификации Уошборна, описываемые ископаемые формы мы можем определить как полигональные формы с мерзлотными клиньями, синонимами которых являются тундровые и таймырские полигоны.

Полигональные структуры в окрестностях Гомбина являются определённым своеобразным видом ископаемых структур, характерным для плоских возвышенных поверхностей, сложенных валунной глиной. Следует предполагать, что встречаемые в валунных глинах единичные клинообразные формы соединятся в систему решётчатых трещин, которую по их характеру и окружающей среды мы можем назвать „глинистыми полигонами”.

Список иллюстраций

Стр.

Рисунки

1. Размещение мерзлотных перигляциальных форм	74
1. обнажение полигонов; 2. полигоны, интерпретированные на основании существующих трещиноватых форм; 3. узкие трещины (клинообразные); 4. широкие трещины с развитыми стенками; 5. жильные формы; горизонталь каждые 10 м (прерываемые каждые 5 м)	
2. Горизонтальная проекция полигональной сети у деревни Бжезе.....	75
1. валунная глина; 2. светлые пески; 3. орштейновые пески; 4. линии поперечных разрезов трещин	
3. Бжезе. Поперечный разрез трещины с сильно развитыми стенками	76
4. Бжезе. Поперечный разрез трещины с фрагментом горизонтальной жилы, соединяющей две соседние трещины	76
5. Горизонтальная проекция полигональной решётки при деревне Каптуры	77
1. валунная глина; 2. светлые пески; 3. орштейновые пески; А—В линии поперечного разреза трещин; К—Л места старых шурфов	
6. Каптуры — Поперечный разрез форм, образовавшихся в местах пересечения трещин	78
7. Каптуры. Формы трещин, окаймляющих полигон в поперечном разрезе	78
8. Каптуры. Суживающаяся трещина	79
9. Гранулометрическая диаграмма песков, заполняющих трещин. Пески довольно хорошо сортированные	80
10. Гранулометрическая диаграмма песков, заполняющих трещины. Пески плохо сортированные.....	81
11. Степень окатанности: а. зёрна песка, заполняющего трещину; б. песчаной фракции в обвалочной глине, в которую вклиниваются трещины	81
12. Гранулометрическая диаграмма валунной глины: а. при деревне Каптуры; в. при деревне Бжезе	82
13. Жильные формы горизонтальной ориентировки	84
14. Профиль мерзлотной трещины, прикрытой пылевато-песчаным покровным образованием с гравием	86

Перевод М. Олехновича

Мария Просова, Юзеф Секира

Прага

ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЙ МИКРОРЕЛЬЕФ В СУБНИВАЛЬНОЙ ЗОНЕ КАЗБЕКА

Во время экскурсии по Кавказу в августе 1957 г. мы обнаружили между долиной реки Терек и Гергецким ледником на высоте между 1800 и 3600 м мелкие перигляциальные формы. В геологической литературе только в труде Тролля (1944) есть заметка о следах криопедологических процессов в центральном Кавказе в окрестностях Казбека. В своём труде Тролля рассматривает эти явления в мировом масштабе.

Тролля упоминает о субтропических высокогорных зонах западной Азии, Кавказа, Памира, Гималаев, Тибета и восточной Азии. Описывая криопедологические формы, существующие на упомянутых территориях, Тролля ссылается на слова Мейнардуса: „Meinardus beobachtete im Kaukasus schon in 2170 m Höhe an der grusinischen Heerstrasse westlich des Ortes Kazbek auf dem Berge Kasnot-Mta neben der Kirchenruine Zminda-Ssameba grosse, mit Gras bewachsene Polygone, wahrscheinlich mit Steinsortierung“.

Казбек и его окрестности являются типичной вулканической высокогорной местностью, преобразованной в плейстоцене ледниковой деятельностью. Вулканические горные породы заполняют древние долины и создают покровы на лейасовых сланцах и песчаниках (Renngarten 1932). Заполненные лавой долины были преобразованы в плейстоцене в трог. На склонах троговых, частично засыпанных долин можно заметить в вулканических образованиях включения речных отложений. Это свидетельствует о перерыве гляциальной седиментации, вызванной вулканической деятельностью. (Фот. 1).

Климат среднего Кавказа соединяет в себе черты одновременно сухого, субтропического климата Закавказья с типичными чертами высокогорной зоны умеренного климата. Весна здесь наступает неожиданно и бывает очень непродолжительной. Сравнительно сухое лето сопровождается периодическими сильными ливнями и очень большими суточными амплитудами (При длительных сухих периодах ночью часто бывают приморозки). Осень здесь продолжительная и тёплая, сухие ветры быстро высушивают почву. Во время зимы температура сильно понижается, хотя снега здесь выпадает довольно мало; часто бывают снежные метели. Крестовый Перевал (2381 м) согласно Борисову имеет в году 1487 мил. атмосферических осадков (Борисов 1948). Температура выше 10° удерживается лишь в течение 3 месяцев. Высоту 3200 м Дехы (Oestreich 1909) установил границей вечного снега для северных склонов Центрального Кавказа. Периоды интенсивной режеляции, так характерные для умеренной зоны горного климата, здесь делятся на несколько фаз с недостаточно выраженными режеляционными процессами; это бывают преимущественно короткие периоды, связанные с таянием снега. В летнее время наступает период менее интенсивной режеляции, когда после увлажнения почвы и ночных приморозков днём наступает сильное излучение,

Местность, в которой мы обнаружили перигляциальные формы, является плоскостью, покрытой до высоты 3400 м травянистой растительностью. Этот экстрагляциальный рельеф развился между водоотводной долиной Гергецкого ледника (фот. 2) и углублением, простирающимся по направлению простираения современного главного языка этого ледника. Смежная с ледником местность покрыта преимущественно выветренными песчано-глинистыми породами, а ниже — выветренными лейасовыми сланцами.

На данной территории мы обнаружили следы деятельности конгелифракции и ледяных стебельков, а также развитие различных мерзлотных форм в сортированном и несортированном материале, образовавшемся в результате совместной деятельности растительного покрова, корразии и экзарации.

Большая мощность глинистых выветренных пород даёт нам возможность судить об объёме конгелифракционных процессов, развитых на материнской породе вблизи ледника на высоте около 3200 м. В этой зоне наблюдаются также следы деятельности современной конгелифракции; их можно заметить на андезитовых каменных россыпях (андезит сероватобелый и красновато-коричневый), а также в местах выхода андезитов. Среди лейасовых горных пород прежде всего подвергаются конгелифракции илестые серовато-белые и чёрные сланцы, характеризующиеся плиточной отдельностью. О современной конгелифракции свидетельствуют острогранные осколки в растительном покрове, они иногда наступают на растительный покров, образуя на склоне каменные потоки. Современная конгелифракция обусловлена коротким, но очень интенсивным по своей деятельности весенним периодом. Большинство каменных россыпей (фот. 3) и громадных осыпей относится преимущественно к концу плейстоцена, по всей вероятности к гляциалу.

На высоте 3200 м каменные россыпи в некоторых местах приобретают форму вала пассивной морены, сложенной с блоков в поперечнике больше 1 метра. Углубления за валами в настоящее время заполнены более мелким глинистым материалом, выполаскиваемым из каменистых андезитовых делювиальных отложений.

На дефляционных поверхностях, покрытых растительностью, мы обнаружили следы разрушительной деятельности ветров и ледяных стебельков. Результатом деятельности этих процессов являются овальные, полосатые и другие формы, имеющие форму грибов (фот. 4). Обнажённые красновато-коричневого цвета песчано-глинистые продукты выветривания, преимущественно без горных осколков, были сильно разрыхлены деятельностью ледяных стебельков. Процессы эоловой эрозии являются характерными для тропических и субтропических зон высокогорных территорий.

Наиболее замечательным видом перигляциального микрорельефа на смежных с ледником территориях с мощным выветренным покровом и растительным плащом являются различные формы бугров, образовавшиеся, как на горизонтальных, так и наклонных поверхностях. Типичный микрорельеф этого типа мы нашли, так же, как и Мейнардус (Troll 1944) над аулом Гергет на высоте почти 2150 м, недалеко развалин монастыря Зминда Самеба. Резко оформленные, покрытые растительностью бугры, находятся в западной части этой местности (фот. 5). Округлые, а иногда удлинённые полигональные формы здесь совсем задернованы. Ширина бугров колеблется от 0,7 до 1,4 метра, высота — около 0,50 м. Из травы торчат одиночные горные осколки.

Мы не нашли каменистого сортированного материала, о котором вспоминает Мейнардус. Хотя под дерном преобладает песчано-глинистый грунт, не исключена возможность залегания некоторых видов ископаемых полигональных почв,

в настоящее время преобразованных выветриванием и процессами морозной сегрегации. Экспозиция местности на восток, незначительный уклон и мощный слой песчано-глинистых продуктов выветривания соответственно увлажнённых — создают благоприятные условия, как для развития форм путём сортировки материала, так и для образования при содействии мороза почвенных форм на поверхностях, покрытых растительностью. Эти формы припоминают различные туфуры. Похожие, но не настолько хорошо выраженные бугроватые формы, появляются здесь довольно часто и входят даже на склоны выше Гергецкого ледника. Растительный мир на территории, покрытой буграми, состоит из следующих видов: *Poa sp.*, *Antenaria dioica*, *Alchemilla sp.*, *Potentilla sp.*, *Minuartia sp.*, *Rhododendron sp.*

На плоской поверхности на правом склоне долины мы обнаружили поросшие растительностью полигональные почвы, генезис которых связан с морозной сортировкой (фот. 6). В настоящее время по этой долине протекает ледниковый ручей, который вблизи аула Казбек с левой стороны впадает в Терек. В вюрмский период по этой долине ещё опускался ледник. Во время отступления Гергецкого ледника эта местность стала его предполем. Находящиеся здесь полигональные почвы заросли сплошным растительным покровом; середина полигонов более глинистая и выпуклой формы, высота их не превышает 20 сант.; поперечник внутренней части полигонов колеблется от 1 до 1,7 м. В углублениях между отдельными полигональными формами находится много острогранных осколков андезита (до 25 сант. в поперечнике).

На склонах, спускающихся по направлению к плоской поверхности, расположенной выше аула Гергети, мы обнаружили формы, более или менее похожие на полигональные почвы и туфуры (фот. 7 и 8). Слегка выпуклые бугорки находились, как в выветренных андезитовых породах, так и в переслоенных песчаником сланцах. Эти формы имеют от 20 до 40 сант. высоты, а ширина их равняется почти 1 метру. Наиболее характерным является факт, что эти формы находятся на склонах покатостью в 35°. Они часто появляются в местах, не имеющих увлажнённости, необходимой для развития типичных режелационных форм. Интересным является то, что на более покатых склонах (больше 20°) они не деформируются вследствие воздействия гравитации (включая солифлюкцию). Следует предполагать, что образование этих интересных форм обусловлено наличием трещин высыхания, причём не исключена возможность подготовительной роли деятельности мерзлотных и режелационных процессов.

Марков (1934) в своём труде о структурных почвах Памира указывает на подобные условия образования этих форм.

На восточном склоне Казбека мы не обнаружили описанных Коноваловым (1935) структурных почв типичных для северо-восточного склона Эльбруса.

Сопоставляя произведенные вступительные исследования криопедологических форм на восточном склоне Казбека, мы можем сделать следующие выводы:

1. В горных породах (андезит, дацит, базальт, лейасовые сланцы, песчаники) на высоте 3200 метров современная конгелифракция происходит в каменных россыпях и каменистых осыпях у выходов скал.

2. Типичные формы для сухих горных территорий тропической и субтропической зоны образуются на дефляционных плоских поверхностях преимущественно на их границах, покрытых растительностью, вследствие совместной деятельности эрозии, ветра и ледяных стебельков.

3. Среди поросших бугров, расположенных недалеко задернованных поли-

гональных грунтов (с нетипичной сортировкой сильно выветренного неоднородного материала) и туфуров следует выделить бугровые формы, образовавшиеся в связи с изменением объема. Это изменение скорее было связано с большими температурными амплитудами, чем с развитием криопедологических процессов. Главным фактором обусловившим такие изменения является наличие коллоидального материала, преимущественно гумуса и илестых частиц. Следует согласиться с тем, что появление бугров было вызвано процессами высыхания. Эта гипотеза подтверждается также климатическими условиями: короткий период режеляции весной и в начале лета не благоприятствовал развитию криопедологических явлений, наоборот же — сухой климат и большое излучение способствовали образованию трещин высыхания этих так характерных почвенных форм в пустынных и степных областях. Вполне возможно также, что упомянутые формы появились в районе Казбека в связи с деятельностью морозных процессов.

Литература, стр. 93.

Список иллюстраций

Фотографии

1. Казбек (5043 м) с юго-восточной стороны; Прямо: северная стена троговой долины, выработанной в вулканических горных породах
2. Гергецкий ледник на юго-восточном склоне Казбека; с левой стороны большая боковая морена
3. Громадные андезитовые каменные россыпи около 1,5 км на СЕ от Гергецкого ледника; с левой стороны в облаках на левом берегу Терека — горный массив Кури (4090 м)
4. Растительный покров и выветренный материал на высоте около 2800 м, залегающий на границе дефляционной поверхности, разрушенной деятельностью ветра и ледяных стебельков
5. Плоская поверхность над аулом Казбек на высоте около 2150 м недалеко развалин монастыря Зминда-Самеба. На первом плане типичные мерзлотные формы, развившиеся на задернованном грунте
6. Полигональные почвы, поросшие растительностью и образовавшиеся в результате деятельности морозной сортировки на территории около 2 км на WNW от аула Гергети; вдали Казбек
7. Бугры на элювиальных лейасовых сланцах на высоте 2800 м
8. Бугры (плохо оформленные туфуры) в местности на восток от Гергецкого ледника

Перевод М. Олехновича

Витольд Рачковски

Вроцлав

ЛЁСС В ОКРЕСТНОСТЯХ ХЭНРИКОВА В НИЖНЕЙ СИЛЕЗИИ

Резюме

Содержание

Настоящая работа рассматривает проблему седиментации и генезиса лёсса в долине реки Олавы в Нижней Силезии. Олава является здесь чёткой границей залегания пылистых образований. Рассматриваемый лёсс является эоловым отложением. Направление ветров было определено по дифференциации зернистости лёсса в горизонтальном и вертикальном направлениях, а также по колебаниям мощности песчаных включений. Было обнаружено, что хорошо оформленный лёсс залегает в некотором отдалении от долины. Минералогический анализ подтвердил связь лёсса с более древним основанием, что указывает на его близкий транспорт. Исследовалось размещение пылистых покровных образований и рассматривался вопрос стратиграфии лёсса в сопоставлении с последним оледенением.

В Нижней Силезии лёсс был известен уже давно и об его генезисе было написано много трудов, которые к сожалению были преимущественно обоснованы на поверхностных исследованиях, не учитывающих структурных особенностей и минералогического состава этих образований.

Положительных результатов при исследовании лёсса в Германии и Чехословакии в последнее время достиг Шенхальс (1953, 1955), применивший оригинальный метод, основанный на подсчёте коэффициентов зернистости лёсса. Эти показатели получались путём деления сумм консективных весовых частей отдельных фракций на количество этих фракций. Настоящий труд является экспериментом в применении этого метода при исследовании лёсса в Силезии¹.

Для детальных исследований был выбран долинный лёссовый участок в окрестностях Хэнрикова, где лёсс был тесно связан с долиной Олавы и окрестными холмами. Русло реки Олавы является здесь отчётливой границей лёсса. На восток от этой реки лёсса нет, в то время, как на западном берегу Олавы он залегает на древних образованиях в форме почти сплошного покрова (фиг. 1). Мощность лёсса и содержимость карбоната кальция (CaCO_3) уменьшается по мере отдаления от долины реки в западном направлении. Отношение лёсса к субсеквентным долинам о направлении восток запад иллюстрирует приложенный профиль (фиг. 2).

Силезский лёсс принято считать преимущественно вюрмским образованием. Между прочим этот возраст установил для него Шварцбах (1942), одновременно обращая внимание на захороненность в нём остатков лесса стадии Варты.

На исследуемой территории топографически и стратиграфически он занимает самое высокое положение. Он залегает выше песков и гравия, в кровле которых

¹ Настоящая работа написана мной под наблюдением проф. д-ра Альфреда Яна, которому выражаю сердечную благодарность за помощь и ценные указания.

находятся остатки размытой морены; вышеупомянутые образования, подстилающие лёсс, принадлежат к последнему на этой территории среднепольскому оледенению. В обнажениях в Хэнрикове и Старом Хэнрикове было обнаружено наличие намывного лесса, относящегося, по всей вероятности, к стадии Варты.

Для вычисления коэффициентов зернистости методом Шенхальса (1955) были взяты образцы лёсса из всех профилей в 50 сант. промежутках.

Средним показателем для данного обнажения является число, полученное при делении суммы показателей отдельных горизонтов на их количество.

Дифференциацию зернистости лёсса в вертикальных профилях изображают диаграммы (фиг. 4).

Резкая дифференциация коэффициентов зернистости в вертикальном сечении указывает на переменчивость силы ветров, а также на известную ритмичность седиментологического режима.

Примером может служить обнажение в Вадаховицах (табл. I), в котором самые низкие величины коэффициентов соответствуют песчаным включениям. По мере отдаления от долины Олавы разницы между коэффициентами в вертикальных профилях чётко уменьшаются (фиг. 4). Это связано с постепенным ослаблением транспортной деятельности. На наиболее далёкие расстояния переносился только самый мелкий материал.

Таблица 1

Вадаховицы. Механический состав лёсса и песчаных включений

Глубина в метрах	Ф р а к ц и я								Показатели
	>1,0	1,0— —0,5	0,5— —0,1	0,1— —0,05	0,05— —0,02	0,02— —0,006	0,006— —0,002	<0,002	
1,0	—	—	8,3	10,1	54,3	12,2	8,1	7,0	62,2
1,5	—	—	7,7	11,3	56,3	12,4	6,2	6,1	53,9
2,0	—	0,1	8,9	9,1	43,4	26,3	8,1	4,1	53,2
2,5	—	0,2	9,0	23,1	45,3	9,2	9,2	4,0	57,5
3,0	—	—	8,9	20,2	41,4	13,1	9,1	7,3	49,1
3,5	—	0,6	3,1	19,2	60,9	6,9	6,1	3,2	56,9
4,0	0,3	1,1	18,3	10,2	52,2	10,3	3,5	4,1	50,3
4,5	—	—	5,2	9,0	66,3	9,2	5,1	5,2	64,1
5,0	—	0,8	14,0	10,9	34,5	22,3	9,3	8,2	55,2
5,5	—	0,1	14,4	15,5	21,6	35,6	4,1	8,3	54,5
6,0	—	0,5	9,4	13,5	32,2	21,9	11,4	4,1	50,8

Глубина в метрах	Ф р а к ц и я									Пока- затели
	2,0— —1,0	1,0— —0,75	0,75— —0,5	0,50— —0,25	0,25— —0,1	0,1— —0,09	0,09— —0,075	0,075— —0,06	< 0,06	
3,25	1,5	3,2	13,6	29,9	21,8	3,2	3,0	3,9	19,9	48,2
3,58	2,7	2,4	6,1	23,3	16,4	5,1	2,3	6,1	35,6	42,6
4,10	1,6	3,5	7,9	25,1	26,4	3,9	4,5	3,9	26,2	48,9

Суммарные кривые, вычерченные на основании ряда образцов показывают, что пылистые образования вблизи Хэнрикова представляют типичный лёсс.

Вычисление коэффициентов зернистости (фиг. 3) и размещение их на карте даёт нам ясную картину изменения гранулярного состава. Коэффициент увеличивается в зависимости от количества типичных лессовых фракций. Наиболее мелкозернистый материал залегает лишь на некотором расстоянии от долины Олавы.

Крупнозернистый лёсс находится в пределах долины, коэффициентные показатели бывают здесь очень малыми.

Интересной является зависимость между коэффициентами зернистости лёсса и логарифмом расстояния от территории дефляции (фиг. 7).

На логарифмической диаграмме были нанесены все вычисленные коэффициенты, принимая во внимание их расстояние от места дефляции.

Западной границей этой территории является русло реки Олавы. Здесь отмечается линейная зависимость.

В структурном оформлении лёсса наблюдается известного рода фациальная дифференциация. Степень появления этой дифференциации обусловлена положением по отношению к долине Олавы.

В краевой зоне можно обнаружить лёсс с песчаными включениями. Находятся они в известковом лёссе. Количество песчаных горизонтов и их мощность изменяется по мере отдаления от долины (фиг. 8). Прилагаемая диаграмма иллюстрирует зернистость этих фракций (фиг. 9).

Тяжёлые минералы, обнаруженные в лёссе (табл. II), могли образоваться в результате выветрения местных пород и пород, принесенных ледником. Присутствие тяжёлых минералов объясняется количеством и расстоянием транспорта, а также происхождением основного обломочного материала.

Таблица II

Список тяжёлых минералов

	Хэнриков (долина Олавы)	Тепловоды	Подлясье (долина Слёнки)
Циркон	17	22	26
Рутит	7	4	5
Магнетит	22	25	27
Ильменит	12	15	13
Гранат	10	14	14
Титанит	8	8	7
Турмалин	5	6	4
Авгит	3	2	1
Оливин	4	3	1
Роговая обманка	4	—	—
Анатит	5	1	1
Эпидот	3	—	1

Образцы для анализа были взяты с глубины 1,50 м. В каждом было исследовано 100 тяжёлых минералов.

Во многих обнажениях значительный процент составляют обломки местных горных пород, главным образом слюдистых сланцев. Сланцы дают большое количество пылистого и коллоидального материала (фиг. 10). Выветривание горных пород является процессом, способствующим образованию лессоподобных минералов.

В своём труде Ян (1950 г.) указывает на связь силезского лёсса с кристаллическими сланцами Предсудетя. Наличие апатита и эпидота говорит об участии плейстоценового материала.

Эти минералы наряду с хлоритом и цирконом преобладают среди тяжёлых минералов в лёссе Люблинской Возвышенности (Ян и Турнау-Моравска — 1952).

Генезис силезского лесса до настоящего времени учёные рассматривали преимущественно в аспекте классической золовой теории, считая его золовым отложением, нанесенным антициклонными ветрами, дующими с ледников.

Так объясняет происхождение лёсса большинство немецких исследователей (Шварцбах 1942; Бергер 1932; Майстер 1935); другие считают его по крайней мере отложением дальнего транспорта (Титце 1919). К классической золовой теории относит лесс Позер (1951) в своём труде, посвящённом северной границе лессовых отложений в Центральной Европе. Совершенно противоположный взгляд высказывает Рокицки (1950). Он относит к группе нижесилезских лессов только пылистые образования Тшебницких Холмов. Пылистые отложения, находящиеся на остальной территории Силезии, он считает лессоподобной глиной, и аккумулятивной ветром, водой и солифлюкционными процессами. Золовые же процессы по сравнению с другими агентами скорее сыграли здесь незначительную роль. Появление пылистых образований в долине Олавы Рокицкий объясняет только деятельностью намывных процессов, доказывая это наличием в этих образованиях коллоидального ила.

Все исследования и высказанные взгляды по вопросу происхождения силезского лёсса требуют пересмотра. Невозможно согласиться с тем, что намывные процессы являются единственным фактором, образующим пылистые отложения. Эти образования одинаково залегают на склонах у подножия гор и на вершинных поверхностях, где их мощность часто превышает 6 метров (Вадаховице). Также только деятельностью золовых процессов можно объяснить нахождение лёсса на запад от долины Олавы, хотя коренное основание по сторонам долины сложено таким же материалом.

Одновременно следует подчеркнуть, что лёсс, покрывающий склоны с различной геологической структурой, характеризуется схожим минералогическим составом. О деятельности золовых процессов на данной территории свидетельствует большое количество острогранников, находящихся в пределах всей долины. В образовании лёсса немалую роль без сомнения сыграли солифлюкционные процессы, однако деятельность их выражалась только перемещением вниз по склонам материала, принесенного ветром. Большой процент коллоидального материала в лёссе свидетельствует о происхождении этого лесса, главным образом, из выветренных сланцев. Наличие мощных в несколько метров пылистых слоев иногда на относительно плоских поверхностях можно выяснить исключительно золовой аккумуляцией. Перигляциальное выветривание доставляло материал для золовых процессов. С золовой седиментацией содействовали склоновые процессы, главным образом солифлюкция.

В верхних лёссовых уровнях не везде можно обнаружить следы солифлюк-

ции, перемещающей лёсс, так как не исключено, что последняя фаза аккумуляции лёсса происходила в более тёплых климатических условиях.

Большую роль в этих процессах сыграл материал смежных территорий. На это указывает минералогический состав, окатанность зёрен и показатели зернистости. Об этом свидетельствуют также находящиеся в лёссе песчаные включения. Источником лёссового материала, наравне с перигляциальными речными отложениями, были также выветренные горные породы с окрестных холмов. Это указывает на близкий транспорт лёсса ветрами, дующими впоперёк меридиональной долины Олавы.

В данном случае мы можем провести аналогию с Люблинской Возвышенностью (Ян 1956; Малицки 1949), где зависимость лёсса от меридионального положения долины таких рек, как Быстрица и Вепш, является совершенно аналогичной.

Восточные ветры образовали здесь продолговатые лёссовые слои параллельного протяжения.

Отмечается также сходство с лёссовыми долинами Лабы и Миссисипи (Шенгальс 1953, 1955; Лейгтон и Вилльман 1950), а также с лёссами Чехии и Моравии (Амброз 1947; Шенгальс 1955).

Сходство это проявляется тоже в расположении лёссовых слоев, которые начинаются на границе дна, а также в том, что мощность лёссового покрова последовательно уменьшается по мере отдаления от долины.

Подробные исследования лёсса в бассейне реки Олавы в Силезии, произведенные различными методами, показали, что залегающий здесь лёсс является эоловым образованием. Об этом свидетельствует:

1. Количественный рост коэффициентов зернистости с востока на запад, т. е. в том направлении материал становится всё мельче.

2. Постепенное уменьшение разниц между показателями зернистости отдельных уровней лёссового покрова по мере отдаления от долины. Амплитуды показателей зернистости в пределах обнажения, расположенного недалеко реки, являются большими, в обнажениях же, расположенных на расстоянии 6—8 км от долины, они почти совершенно исчезают. Это говорит об уменьшении влияния дефляционных территорий.

3. Постепенное исчезновение песчаных включений в лёссе по мере отдаления от русла реки. Наличие этих включений и их постепенное исчезание обнаружено почти на всей лёссовой территории.

Постепенная градация с востока на запад говорит об отложении лёсса восточными ветрами.

Восточные и содействующие с ними ветры являются решающим фактором в образовании лёссовых отложений во всей Польше (Ян 1956).

Лёсс образовался путём выветривания пылистого материала из речных, террасовых и солифлюкционных отложений сухими и холодными ветрами, поперечной к долине ориентировки.

Русло рек, как показывают многочисленные наблюдения на территориях, покрытых лёссом, часто является границей для дефляционных и аккумулятивных территорий (Амброз 1947; Ян 1956; Малицки 1949; Шенгальс 1953, 1955).

Аккумуляция лёсса в долине Олавы протекала, по всей вероятности, также, как при Лабе и Миссисипи, где границей образования лёссовых напластований было также долинное дно.

Транспорт материала происходил скорее на небольшом расстоянии, о чём свидетельствует наличие детрита местных горных пород, в особенности же кристаллических сланцев.

Не исключено, однако, наличие материала, принесенного из более отдалённых местностей, причём необходимо подчеркнуть, что этот материал мог попасть в эоловый покров косвенным путём, выдуванием из гляциальных отложений.

Литература, стр. 110.

Список иллюстраций

Рисунки	Стр.
1. Размещение лёсса в окрестностях Хэнрикова	98
1. голоцен; 2. лёсс; 3. гравий и плейстоценовые пески; 4. дочет- вертичные горные породы	
2. Положение лёсса по отношению к субсеквентным долинам	98
1. лёсс; 2. голоценовый аллювий; 3. плейстоценовые пески и гравий; 4. слоистые сланцы	
3. Размещение коэффициентов зернистости	101
4. Изменения коэффициента зернистости лёсса в вертикальных профилях	102
5. Диаграмма зернистости лёсса в обнажении в Вадаховицах	103
а. 1. декарбонатный лёсс с глубины 2 м; 2. Лёсс карбонатный с глу- бины 3 м; 3. Лёсс карбонатный с песчанистыми включениями с глу- бины 4 м	
б. 4. Лёсс карбонатный с песчанистыми включениями с глубины 5 м; 5. Лёсс карбонатный с глубины 6 м	
6. Диаграмма зернистости лёсса из Тешовиц (1), Старого Хэнрико- ва (2) и Тарговицы (3)	104
7. Зависимость между степенью зернистости и логарифмом расстояния	104
8. Песчаные включения	105
9. Диаграмма зернистости песчаных включений в обнажении в Вадахо- вицах	106
1. включение песка с глубины 3,20 м; 2. включение песка с глу- бины 3,75 м; 3. включение песка с глубины 4,28 м	
10. Диаграмма зернистости выветренного материала из слоистых слан- цев	107
1. выветренные слоистые сланцы — окрестности Чешовиц, глубина 30 см; 2. продукты выветривания прикрытые небольшой мо- щности слоем Лёсса с глубины 70 см (Стары Генрыкув); 3. выветренный материал, глубина 10—20 см, окрестности Тарго- вицы	

Перевод М. Олехновича