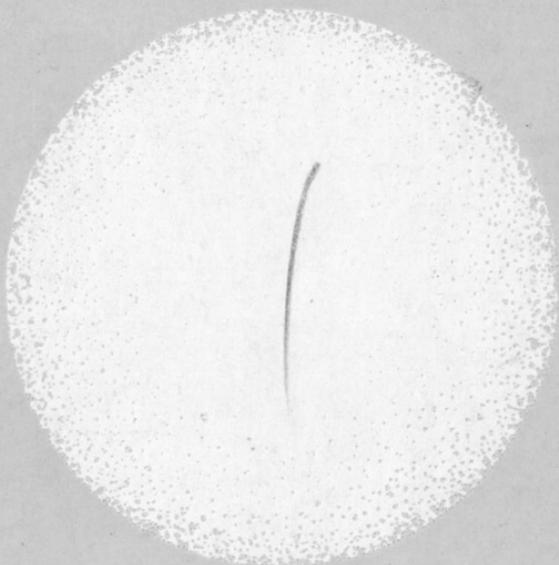


А. В. ПАВЛОВ, Б. А. ОЛОВИН



**ИСКУССТВЕННОЕ
ОТТАИВАНИЕ
МЕРЗЛЫХ ПОРОД
ТЕПЛОМ
СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ
ПРИ
РАЗРАБОТКЕ РОССЫПЕЙ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ

А. В. ПАВЛОВ, Б. А. ОЛОВИН

ИСКУССТВЕННОЕ ОТТАИВАНИЕ
МЕРЗЛЫХ ПОРОД
ТЕПЛОМ
СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ
ПРИ РАЗРАБОТКЕ РОССЫШЕЙ

Ответственный редактор
член-корр. АН СССР *П. И. Мельников*

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗЕМПЛЯР

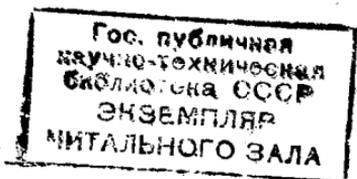


ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск, 1974

В работе дан анализ современного состояния теории и производственного опыта искусственно-оттаивания мерзлых пород и защиты талых пород от промерзания.

Основное содержание представляют результаты режимных экспериментальных исследований способов управления промерзанием-протаиванием пород на двух опорных пунктах — в Центральной и Северной Якутии. Детально освещена методика наблюдений за процессами промерзания-протаивания. Рассмотрен годовой ход теплообмена пород с атмосферой на участках с различной подстилающей поверхностью. Изложены результаты изысканий по повышению эффективности методов искусственного оттаивания сильнольдистых россыпей в районе Кулара. Оценена возможность применения растворов солей для искусственного оттаивания и предохранения пород от промерзания. Разработаны новые методики прогноза глубины протаивания пород в естественных условиях, под пленочными покровами и при послойной разработке.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся изучением теплообмена пород с атмосферой и разработкой способов управления их промерзанием-протаиванием, — мерзлотоведов, горняков, строителей.



ВВЕДЕНИЕ

Россыпные месторождения Советского Союза являются основным источником многих ценных полезных ископаемых. Это в первую очередь золото, алмазы, платина, касситерит.

В СССР добыча золота производится почти полностью в области распространения многолетнемерзлых пород. Наиболее благоприятны в этом отношении россыпные месторождения, широко распространенные в Магаданской, Читинской и Амурской областях, Якутской АССР и Хабаровском крае. Россыпи сложены галечными, гравелистыми и супесчаными породами, часто сцементированными льдом, встречаются валуны, прослойки мерзлых суглинков и глин. Мощность толщи рыхлых отложений, включая непродуктивные мелкодисперсные породы и продуктивные крупнодисперсные, изменяется на разрабатываемых месторождениях от 5 до 50 м. Из всех видов россыпной добычи полезных ископаемых добыча золота характеризуется переработкой огромных объемов горной массы.

Искусственное оттаивание — один из важнейших этапов технологического цикла при разработке россыпных месторождений полезных ископаемых, расположенных в области распространения многолетнемерзлых пород. Мерзлые породы высокопрочны и почти не поддаются разработке землеройным оборудованием. Кроме того, применяемые в настоящее время способы извлечения полезных ископаемых из россыпей достаточно эффективны лишь при обогащении талых пород. В СССР ежегодно способом послыйного оттаивания разрабатывают около 120—130 млн. м³ мерзлых пород и способом оттаивания на заданную глубину для работы драг — 10—13 млн. м³.

Подземные золотоносные пески, складываемые в зимний период в виде отвалов, необходимо также оттаивать перед промывкой. Искусственное оттаивание пород проводится, кроме того, на алмазных и оловоносных (касситеритовых) россыпях и находит применение в строительстве.

Весьма важно предохранить породы от промерзания, чтобы уже ранней весной промывочные приборы и драги смогли работать с высокой производительностью.

Вопрос о необходимости тепловой мелиорации мерзлых горных пород при добыче россыпного золота в области вечной мерзлоты еще в 1918 г. впервые поставил П. И. Колосков, отметив необходимость изучения теплообмена пород с атмосферой. В начале 30-х годов были высказаны мнения о путях направленного изменения теплового режима пород на россыпных месторождениях (Колосков, 1930, 1932; Хитарян, 1930). Однако долгое время исследования развивались сравнительно медленно, так как перерабатывались в основном лишь участки с очень высоким содержанием металла. В послевоенные годы горная промышленность Севера и Северо-Востока располагала высокопроизводительными механизмами, способными вести добычу и экономично перерабатывать породы со сравнительно низким содержанием золота. Встал вопрос о широком исследовании эффективности отдельных методов тепловой и водно-тепловой мелиорации. К этому времени уже были получены некоторые результаты по тепловому балансу пород в области вечной мерзлоты и намечены пути его искусственного преобразования (Федоров, 1935; Александров, Куртнер, 1937; Бялыницкая, 1949; Бакакин, 1955; и др.).

На основе частичного обобщения богатейшего опыта, накопленного в горнодобывающей промышленности Северо-Востока, Алдана и других золотоносных районов, во ВНИИ-1 (г. Магадан) разработаны временные указания по применению послонного оттаивания, гидрооттаивания на всю глубину россыпи (дождевально-инфильтрационный, дренажно-фильтрационный и фильтрационно-игловой способы), тепловой мелиорации; даны рекомендации по применению парооттайки, электропрогрева, синтетических пленок, защите пород от промерзания (затопление на зиму, пенопластовые и ледовоздушные покрытия).

Вследствие высокой энергоемкости оттаивания мерзлых пород, разбросанности приисков на огромной слабо освоенной территории для искусственного оттаивания мерзлых пород в основном используют естественные источники тепла — солнечную энергию, тепло водоемов и нагретый атмосферный воздух.

В практике разработки мерзлых россыпей широкое применение нашел радиационный способ оттаивания, который позволяет проводить работы одновременно на больших площадях с минимальными затратами труда и средств. За последние годы выявлены значительные резервы в повышении эффективности этого способа путем проведения мероприятий по повышению аккумуляции солнечного тепла при оттаивании пород и предотвращению теплопотерь. Рациональное использование этих

резервов дает возможность снизить себестоимость работ по искусственному оттаиванию и осваивать большое количество россыпных месторождений с невысоким содержанием металла (разработка которых ранее считалась нерентабельной), перерабатывать все большие объемы пород для непрерывного увеличения добычи золота и других полезных ископаемых.

Оценка эффективности радиационного способа оттаивания и его совершенствование могут быть осуществлены в результате комплексных теплобалансовых и геокриологических исследований. Для проведения этих исследований в окрестностях г. Якутска Институтом мерзлотоведения СО АН СССР был оборудован теплобалансовый стационар, где с 1970 г. проводятся режимные наблюдения за кругооборотом тепла и влаги в породах на площадках с естественным и искусственным покровом. Работы на теплобалансовом стационаре организованы с таким расчетом, чтобы результаты их можно было использовать не только в горнотехнической практике, но и при решении задач в других отраслях народного хозяйства — строительстве и сельском хозяйстве. Более целенаправленные исследования по изучению интенсивности методов искусственного оттаивания пород проводились институтом в течение нескольких лет в Северной Якутии (прииск Кулар).

В процессе наблюдений в районах с различными гидроклиматическими и мерзлотно-геологическими условиями была усовершенствована методика и аппаратура для изучения теплообмена в промерзающих-протанвающих породах. В предлагаемой монографии рассматриваются основные результаты экспериментальных работ, выполненных в Северной и Центральной Якутии по изучению методов искусственного оттаивания горных пород.

Главы написаны: I (раздел 2), II, IV (раздел 1, 2) — А. В. Павловым; I (раздел 1), III, IV (раздел 3, 4) — Б. А. Оловинным. V — Л. В. Чистотинным и Л. Г. Роговской. Введение, заключение и раздел 3 главы I написаны А. В. Павловым и Б. А. Оловинным совместно.

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ МЕТОДОВ ОТТАИВАНИЯ И ЗАЩИТЫ ОТ ПРОМЕРЗАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

1. Влияние климатических и мерзлотно-геологических условий на технологию разработки россыпных месторождений

Районы россыпной золотодобычи характеризуются суровыми климатическими условиями. Положительная средняя годовая температура воздуха наблюдается только в районе производственной деятельности комбината «Уралзолото» в Свердловской области. В остальных районах температура изменяется от $-1,4^{\circ}$ в южной части Красноярского края до $-15,2^{\circ}$ в Северной Якутии (табл. 1).

В большинстве районов климат резко континентальный. Сумма отрицательных температур в 2,5—7 раз превышает сумму положительных температур. Средняя месячная температура января на приисках Северной Якутии достигает минус $45-47^{\circ}$. Годовое количество осадков сравнительно невелико: от 200 до 500 мм/год. В результате усиленной циклонической деятельности в летний период выпадает до 70% осадков. Высота снежного покрова на многих приисках изменяется от 70 до 150 см (табл. 2), в районе Забайкалья снижается до 10—25 см.

Глубина сезонного промерзания пород значительна не только в северных, но и в южных районах (1,5—3,0 м). В условиях Северной Якутии она достигает 3—5 м. Глубокое промерзание пород на месторождениях Читинской и Амурской областей (2,5—4,0 м) обусловлено малой высотой снежного покрова. В малоснежные зимы во всех районах золотодобычи наблюдаются аномально большие глубины промерзания.

Глубина сезонного протаивания россыпей изменяется в широких пределах: от 3—4 м в крупносkeletalных (южные районы) до 0,2—0,5 м в тонкодисперсных илистых и глинистых породах с моховым покровом (северные районы). Такой глубины часто бывает недостаточно для разовой отработки россыпей драгами. При ведении горноподготовительных работ, предшествующих добыче, нарушается поверхностный покров в пределах промышленного контура, а следовательно, увеличивается глубина сезонного протаивания и промерзания.

Почти все россыпные месторождения расположены в области распространения многолетнемерзлых пород. Более чем на половине дражных полигонов и практически полностью на полигонах, разрабатываемых бульдозерным способом, многолетнемерзлые породы составляют значительную часть балансовых запасов горной массы.

На всех крупных россыпных месторождениях удельный вес мерзлых пород в балансовых запасах горной массы практически не зависит от широты местности (табл. 3). Например, месторождения рек Ныгри, Хомолхо, Вача («Лензолото») находятся на расстоянии одно от другого в несколько десятков километров, объемы же мерзлых пород на месторождениях изменяются от 17 до 100%. Значительное количество талых пород встречается на некоторых месторождениях Центральной и Северной Якутии, где многолетнемерзлые породы развиты практически повсеместно.

Таким образом, рассмотрев общие геолого-географические факторы, нет возможности объяснить, в мерзлом или талом состоянии находятся породы на россыпных месторождениях. Формирование мерзлых пород на тех или иных участках рос-

Таблица 1

Средняя месячная и средняя годовая температура воздуха, °С

Комбинат	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	За год
«Янзолото»	-39,6	-38,7	-29,5	-18,2	-4,0	9,6	12,1	8,4	-0,3	-14,8	-29,5	-28,1	-15,2
«Индигозолото»	-47,1	-39,9	-27,3	-12,3	1,6	11,4	14,9	11,5	2,8	-14,6	-35,2	-44,8	-14,8
«Джугджурзолото»	-44,9	-39,2	-26,9	-12,0	4,5	10,4	14,6	11,6	3,7	-12,4	-31,6	-41,9	-13,9
«Алдазолото»	-27,9	-24,0	-16,1	-6,0	3,3	13,0	16,8	13,2	5,4	-6,1	-19,8	-26,3	6,2
«Забайкалзолото»	-26,6	-23,8	-17,7	-7,3	1,6	9,4	12,8	9,8	3,4	-7,0	-18,4	-25,5	-7,4
«Лензолото»	-27,0	-24,0	-16,0	-7,0	2,5	12,0	16,0	12,0	5,0	-6,0	-17,6	-26,0	-6,4
«Амурзолото» (прииск Соловьевский)	-26,3	-22,8	-12,8	0,4	8,8	16,3	20,4	17,0	10,0	0,0	-13,2	-23,9	-2,2
Прииск «Дамбуки»	-31,4	-24,8	-16,0	-2,7	6,7	13,6	17,6	15,2	8,8	-3,5	-18,3	-28,7	-5,3
«Красноярскзолото»	-21,9	-19,1	-12,5	-1,0	3,2	12,0	16,2	12,8	5,8	-4,1	-15,7	-24,2	-4,0
«Уралзолото»	-15,6	-13,6	-7,4	2,1	9,9	15,2	17,3	14,8	9,0	1,2	-7,0	-13,6	1,0
«Запсибзолото»	-18,2	-15,7	-10,5	-1,4	5,9	14,0	16,6	13,6	6,9	-1,5	-10,6	-16,4	-1,4

Высота снежного покрова, см

Комбинат	Сен-тябрь	Ок-тябрь	Но-ябрь	Де-кабрь	Ян-варь	Фев-раль	Март	Апрель	Май
«Индибирзолото» . . .	—	23	52	68	73	84	93	92	39
«Янзолото»	—	18	36	44	53	60	65	57	27
«Джугджурзолото»	—	26	51	65	73	73	86	80	17
«Алданзолото» . . .	8	29	46	58	78	108	117	117	48
«Забайкалзолото» . .	—	—	6	9	16	23	17	—	—
«Лензолото»	—	4	10	44	65	76	70	5	—
«Амурзолото»	—	—	6	6	10	13	8	4	—
«Красноярскзолото»	—	5	33	68	95	113	115	62	—
«Уралзолото»	—	5	38	77	123	143	149	45	—
«Запсибзолото» . . .	—	3	33	77	113	134	136	37	—

Таблица 3

Объем мерзлых пород на некоторых россыпных месторождениях

Комбинат	Месторождение по рекам	Мерзлая порода, %
«Янзолото»	Все	100
«Индибирзолото»	Большой Тарын	50
«Джугджурзолото»	Аллах-Юнь	48
	Бам	53
«Алданзолото»	Кл. Беска	90
	Селигдар	65—70
	Якобит	50
«Лензолото»	Орто Сала	47
	Бодайбо	9—10
	Накатами	9—10
	Хомолхо	35
	Вача	83
	Кадали-Макит	100
	Кл. Сухой Лог	100
	Балаганах	60
«Забайкалзолото»	Жуя	60
	Бульбухта	53—60
	Итака	60
	Унда	48
	Средняя Борзя	20—30
«Амурзолото»	Дарасун	25—30
	Ключи	26
	Руч. Маловский	100
	Большая Эльга	60—70
	Селемджа	1
	Каркуран	35
	Джалинда	75
	Уркан	15—70
	Большой Джелтулак	95
	Кл. Ясный	55
Ульдечит	10—20	

сыпи существенно зависит и от ряда локальных факторов, в первую очередь от поверхностных условий (мощности мохоторфяного покрова, положения участка в рельефе), физических свойств пород (участки с хорошо фильтрующимися крупнодисперсными породами нередко являются таликами), гидрогеологических условий (водные источники оказывают значительное тепляющее воздействие).

Горные работы, проводимые на месторождениях, способствуют пространственному перераспределению участков с многолетнемерзлыми породами. Повсеместно отмечаются случаи образования устойчивых мерзлых пород под отвалами промытых пород и деградации их в пониженных участках. Содержание ледяных включений в породах может изменяться в широких пределах — от 10—12 до 70% по объему. Распространение многолетнемерзлых пород на россыпных месторождениях, как правило приуроченных к бортам долин, чаще всего бывает островным. Большое влияние на технологию горных работ может оказывать наличие в рыхлых отложениях россыпи различных криогенных образований, особенно полигонально-жильных льдов, оттаивание которых сопровождается осадкой поверхности вокруг грунтовых ядер (байджерахи). Разработка их сопряжена со значительными трудностями. С особенностями криогенного строения пород связано развитие в процессе оттаивания провальных образований (термокарст) и интенсивного оползания пород со склонов (солифлюкция). Нарушение естественных условий разгрузки солифлюкционных потоков и процессе разработки пород, залегающих у подошвы склона, в удаление растительно-мохового покрова, сопровождающееся увеличением скорости и глубины сезонного протаивания, приводит иногда к нежелательным результатам. Так, в 1966 г. маркшейдерская служба прииска Кулар учла 120 тыс. м³ дополнительной переработки пород, сползших со склонов в пределы промышленного контура.

Применяемое в настоящее время землеройное оборудование не приспособлено к разработке мерзлых пород без предварительного их оттаивания. Таким оборудованием технически возможно разрабатывать слой промерзших пород, залегающих на талом основании, следующей мощности (м):

Рыхлители типа Д-515А	0,15
Корчеватели-сборатели Д-210В	до 0,4
Экскаваторы с емкостью ковша 0,5—1 м ³	0,15÷0,25
То же, 3—4 м ³	0,5÷0,6
Бульдозеры на базе трактора ДЭТ-250	0,6÷0,7
Рыхлители на базе трактора мощностью 320 л. с. (из зарубежной практики)	до 1,5

Производительность драг при разработке мерзлых пород снижается по сравнению с разработкой талых пород с 1500—2500 до 50—300 м³/смену. Поэтому переработка даже небольших

Продолжительность сезона горных работ, сутки

Комбинат	Период продолжительных температур воздуха	Способ разработки			
		бульдозерный	многолитражными драгами	малолитражными драгами	гидравлический
«Индигрзолото» . . .	95—100	126	151	—	—
«Янзолото»	113	110	—	—	—
«Джугджурзолото» . . .	133	122	175	151	—
«Алданзолото»	147	153—160	219	137—162	—
«Лензолото»	144—150	160—170	200—210	—	150
«Забайкалзолото»	138—162	160—170	223	—	—
«Амурзолото»	153—206	163—190	207	100	144—155

объемов мерзлых пород сильно сказывается на технико-экономических показателях работы горных предприятий. Например, в 1966 г. драги «Алданзолото» переработали 296,5 тыс. м³ мерзлых пород, что эквивалентно простоям 1—2 драг в течение всего сезона. Производительность двух драг, разрабатывающих россыпи на рр. Жуя и Баллаганах, в 1960—1964 гг. из-за переработки значительных объемов мерзлых пород была в 2 раза ниже проектной.

Разработка мерзлых пород приводит к быстрому износу землеройного оборудования, увеличению простоев из-за ремонта и аварий, большим эксплуатационным и технологическим потерям полезного ископаемого. Согласно исследованиям, выполненным в научно-исследовательском институте «Иргиредмет», потери полезного ископаемого на драгах в некоторых случаях достигают 25—30% от первоначальных запасов и до 50% от извлеченных. Основной причиной потерь является наличие мерзлых пород на месторождениях и некачественное их оттаивание.

Таблица 5

Технико-экономические показатели разработки россыпей

Комбинат	Способ разработки					
	дражный		гидравлический		бульдозерный	
	годовая производительность, тыс. м ³	себестоимость, руб/м ³	годовая производительность, тыс. м ³	себестоимость, руб/м ³	годовая производительность, тыс. м ³	себестоимость, руб/м ³
«Индигрзолото» . . .	510	2,35	—	—	43,8	1,07
«Янзолото»	—	—	—	—	39,0	0,73
«Джугджурзолото» . . .	430	1,51	—	—	64,4	0,35
«Алданзолото»	1040	0,78	—	—	58,9	0,36
«Лензолото»	890	1,08	120	3,662	47	0,367
«Забайкалзолото»	680	0,49	—	—	51,7	0,196
«Амурзолото»	910	0,81	223	1,07	60,6	0,22

Продолжительность сезона разработки зависит от климатических условий и вида применяемого при добыче оборудования (табл. 4). Наибольшее влияние эти условия оказывают на продолжительность гидравлической разработки, приблизительно равной периоду положительных температур воздуха. Продолжительность сезона бульдозерных работ обычно на 10—20, а дражных на 50—60 суток больше.

Анализ производственных показателей горнодобывающих предприятий свидетельствует о существенном влиянии климатических и мерзлотно-геологических условий на себестоимость разработки пород и производительность землеройного оборудования (табл. 5).

2. Теплофизические основы искусственного оттаивания и защиты от промерзания горных пород

Теплофизические процессы в промерзающих и протаивающих породах. Теплопередача в горной породе, как и в других дисперсных телах, и теплообмен на ее границах с другими телами осуществляются тремя различными процессами: молекулярной теплопроводностью (кондукцией), излучением и массообменом.

Кондуктивный поток тепла q выражается законом Фурье:

$$q = -\lambda_{\text{ист}} \frac{\partial t}{\partial x}, \quad (\text{I.1})$$

где $\lambda_{\text{ист}}$ — коэффициент теплопроводности (истинный); $\frac{\partial t}{\partial x}$ — градиент температуры.

Доля тепла, переносимого в горных породах внутрипоровыми конвекцией и излучением, ничтожна по сравнению с переносом тепла кондукцией (Чудновский, 1954). Поэтому в теплофизических расчетах вместо истинного коэффициента теплопроводности $\lambda_{\text{ист}}$ вводят эффективный коэффициент теплопроводности $\lambda_{\text{п}}$, в скрытом виде учитывающий не только передачу тепла кондукцией между частицами, но и всеми видами теплообмена внутри пор:

$$\lambda_{\text{п}} = \lambda_{\text{ист}} + \lambda_{\text{кв}} + \lambda_{\text{изл}},$$

где $\lambda_{\text{кв}}$ и $\lambda_{\text{изл}}$ — увеличение истинного коэффициента теплопроводности под влиянием конвекции и излучения внутри пор.

Коэффициент теплопроводности $\lambda_{\text{п}}$ определяется теплопроводностью и объемным соотношением входящих в состав породы компонентов (органо-минеральный скелет, вода, лед и воздух), а также структурой и текстурой породы.

Представляя породу как двух-, трех- или четырехкомпонентную систему, можно теоретически получить формулы для рас-

чета коэффициента ее теплопроводности (Богомолов, 1941; Оделевский, 1951; Иванов, 1962). Они позволяют объяснить зависимость коэффициента теплопроводности от определяющих компонентов. Однако эту зависимость теоретические формулы учитывают лишь схематично, и поэтому в инженерной практике для установления расчетных величин коэффициентов теплопроводности $\lambda_{\text{т}}$ не применяются.

Для определения $\lambda_{\text{т}}$ получено много эмпирических формул (например, Kersten, 1949), при обосновании которых возникла необходимость подразделить породы по их состоянию (мерзлые и талые) и степени дисперсности (мелкодисперсные — глины, супеси, суглинки и крупнодисперсные — пески). Опыты показали, что коэффициент теплопроводности целесообразно определять по объемному весу скелета и влажности пород.

Коэффициент теплопроводности промерзающей мелкодисперсной породы в отличие от талой или полностью промерзшей зависит от температуры. Это объясняется тем, что в промерзающей породе непрерывно изменяется соотношение между содержанием льда и незамерзшей воды (Федосов, 1942; Цытович, 1945; Нерсесова, 1950), коэффициенты теплопроводности которых неодинаковы. Зависимости для расчета коэффициента теплопроводности промерзающей породы $\lambda(t)$ приводятся в работах Г. А. Мартынова (1959) и Н. С. Иванова (1966, 1970):

$$\lambda(t) = \lambda_{\text{м}} + (\lambda_{\text{т}} - \lambda_{\text{м}}) \frac{w_{\text{н}}}{w} = \lambda_{\text{т}} + (\lambda_{\text{м}} - \lambda_{\text{т}}) \left(1 - \frac{w_{\text{н}}}{w}\right), \quad (I.2)$$

где $\lambda_{\text{м}}$ и $\lambda_{\text{т}}$ — коэффициенты соответственно полностью промерзшей и талой породы; w и $w_{\text{н}}$ — общее влагосодержание и содержание незамерзшей воды в % к сухому весу.

Теплоаккумуляция в породе определяется ее теплоемкостью. Удельную теплоемкость талой породы $c_{\text{т}}$ вычисляют из удельной теплоемкости минерального скелета $c_{\text{мин}}$ и содержания воды

$$c_{\text{т}} = c_{\text{мин}} + c_{\text{в}} w, \quad (I.3)$$

где $c_{\text{в}}$ — удельная теплоемкость воды.

Удельная теплоемкость мерзлой породы $C_{\text{м}}$ меньше талой примерно на 10—15% и определяется следующей зависимостью:

$$c_{\text{м}} = c_{\text{м}}(t) = (c_{\text{мин}} + c_{\text{л}} w) + (c_{\text{в}} - c_{\text{л}}) w_{\text{н}}(t), \quad (I.4)$$

где $c_{\text{л}}$ — удельная теплоемкость льда.

Выражение (I.4) показывает, что в отличие от $c_{\text{т}}$ величина $C_{\text{м}}$ зависит от температуры, однако эта зависимость отчетливо проявляется только при отрицательных температурах, близких к 0°C .

В теплофизических расчетах часто вводят эффективную теплоемкость промерзающей породы $c_{\text{эф}}$, учитывая этим самым

большие тепловыделения кристаллизующейся влаги. Величина $c_{эф}$ в области значительных фазовых переходов может превышать c_T на 1—2 порядка. Способы расчета $c_{эф}$ излагаются в работах А. Г. Колесникова и Г. А. Мартынова (1953), В. С. Лукьянова и М. Д. Головки (1957), Н. С. Иванова и Р. И. Гаврильева (1965).

При математическом описании закономерностей распространения тепла в промерзающих и протаивающих породах чаще всего исходят из теории кондуктивной теплопроводности, основное дифференциальное уравнение которой было получено еще в XIX в. Фурье:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t}{\partial x^2}, \quad (1.5)$$

где $a = \frac{\lambda}{c\gamma}$ — коэффициент температуропроводности породы.

Это уравнение применимо и к талым, и к полностью промерзшим породам, а для диапазона отрицательных температур, в котором наблюдаются фазовые переходы воды, имеет вид

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a_{эф}(t) \frac{\partial^2 t}{\partial x^2}, \quad (1.6)$$

где $a_{эф}$ — эффективный коэффициент температуропроводности.

К настоящему времени получен большой фактический материал о тепловых характеристиках песчаных, супесчаных, суглинистых и глинистых пород. Составленные по экспериментальным данным номограммы и таблицы позволяют оперативно использовать необходимые для тепловых расчетов значения коэффициентов теплопроводности и теплоемкости пород (Франчук, 1941; Kersten, 1949; Лайхтман, 1961; Ушкалов, 1962; Иванов и Гаврильев, 1965; СНИП II-Б6-66, 1967). Тепловые свойства крупнодисперсных пород, слагающих продуктивный пласт россыпей, гравия, щебня, галечника, песчано-гравийных и гравийно-галечных смесей, пока изучены слабо. Работы В. Н. Тайбашева (1965, 1966), в которых приводятся экспериментальные данные о коэффициенте теплопроводности мерзлых галечников, являются чуть ли не единственными в этом направлении. Тепловые характеристики илистых и торфяных пород освещены в работах В. Н. Тайбашева (1966), Р. И. Гаврильева и С. В. Елисеева (1970), Л. Г. Роман, (1970).

Экспериментальные определения эффективных характеристик пород ($c_{эф}$ и $a_{эф}$) проводились в основном Д. И. Федоровичем (1965) и Р. И. Гаврильевым (1970а,б). Эти авторы получили зависимость $a_{эф}$ и $C_{эф}$ от температуры для некоторых разновидностей пород. Однако до сих пор не найдено практических путей использования в инженерных расчетах эффективных характеристик.

Перенос тепла в горных породах может осуществляться не только путем молекулярной теплопроводности, но и путем межпоровых процессов переноса массы — миграцией воды, конвекцией воздуха и воды.

Конвекция воздуха может быть интенсивной в трещиноватых скальных, а иногда в неводонасыщенных породах и может оказывать значительное влияние на процессы теплообмена. Например, в районе пос. Чульман ЯАССР глубина сезонного протаивания трещиноватых пород, в которых летом происходит интенсивный воздухообмен, достигает 7 м, тогда как в четвертичных мелкодисперсных отложениях она не превышает 3,5—4,0 м.

Влияние диффузии водяного пара на тепловые процессы в породах значительно только тогда, когда она сопровождается испарением и конденсацией. Без них роль переноса тепла паром в природных условиях (при температуре ниже 50°) невелика (Чудновский, 1955). Процессы конденсации и испарения наиболее интенсивно протекают лишь в самом поверхностном слое, что позволяет учитывать их только при формулировке верхнего граничного условия, но не в дифференциальном уравнении распространения тепла.

В промерзающих и протаивающих мелкодисперсных породах преобладающий вид массообмена — миграция воды. Однако на ее долю приходится не более 10—15% от всего теплопотока. Поэтому при решении горнотехнических задач миграцию обычно не учитывают и при описании процессов распространения тепла пользуются уравнением (1.5).

Конвекция воды заметнее всего протекает в водонасыщенных крупнодисперсных и крупнообломочных породах. Она может быть вынужденной (фильтрация и инфильтрация) и свободной, обусловленной изменением плотности воды от температуры (термоградиентная конвекция), состава и концентрации солей. Вынужденная конвекция воды образуется при инфильтрации паводковых вод и летних дождей, при движении грунтовой воды; свободная конвекция возникает чаще всего в протаивающем слое между изотермами +4 и 0°. На возможность существенной роли конвекции во внутреннем теплообмене водонасыщенного песка впервые обратили внимание М. Э. Аэров и Н. Н. Умник (1951). Позднее было получено несколько расчетных формул для определения свободной конвекции в протаивающем слое (Гольдтман, 1958; Порхаев, Саркисян, 1960; Ухова, 1964; Фельдман, 1972). Эти формулы (хотя и дают разноречивые расчетные данные) показывают, что если коэффициент фильтрации аллювиальных пород в талом состоянии превышает 50—60 см/сутки, то свободная конвекция может иногда увеличивать теплообмен в протаивающем слое в несколько раз. Экспериментальное определение свободной конвекции подтвердило ее заметную роль в теплообмене

водонасыщенной протаивающей породы (Гольдтман, 1958; Теплофизика промерзающих и протаивающих грунтов, 1964).

На основании проведенных опытов и аналитических расчетов можно считать, что свободная конвекция протекает тем интенсивнее, чем грубее скелет породы (т. е. выше ее проницаемость) и чем больше температурный градиент. Другие факторы — внешнее давление, толщина зоны между изотермами $+4$ и 0° — меньше влияют на интенсивность свободной конвекции.

Вынужденная конвекция может возникать не только в промерзающих-протаивающих породах, но и в мерзлых. Она оказывает существенное влияние на теплообмен и сама, в свою очередь, зависит от условий теплообмена.

Опыты, проведенные вначале преимущественно для целей агрофизики (Шалабанов, 1903; Степанов, 1953; Комаров, 1957), а впоследствии и горного дела (Гольдтман, 1958), показали, что инфильтрация воды в мерзлых породах возможна только в том случае, если поры не полностью заполнены льдом. Когда объем свободных пор очень мал, первоначальное пропитывание мерзлой крупнодисперсной породы может привести к полному исчезновению водопроницаемости, так как вновь образовавшийся лед заполнит все поровое пространство. Протаивание таких мерзлых пород путем только инфильтрации становится невозможным.

Если первичное пропитывание не приводит к исчезновению водопроницаемости, то в мерзлой породе устанавливается фильтрационный поток, вызывающий полное таяние льда; коэффициент фильтрации пород сразу же после оттаивания становится в несколько раз больше, чем талых пород после консолидации (Хрусталеv, 1961).

При конвекции воды в немерзлой породе происходит теплообмен между скелетом и водой, интенсивность которого определяется из зависимости

$$q = \alpha_v (t_{\text{п}} - t_{\text{в}}), \quad (1.7)$$

где α_v — объемный коэффициент теплоотдачи, $t_{\text{п}}$ и $t_{\text{в}}$ — температура воды и скелета породы.

Теория теплообмена при движении жидкостей в пористых средах, когда значения $t_{\text{п}}$ и $t_{\text{в}}$ неодинаковы, практически не разрабатывалась. Этот вопрос освещен только в нескольких журнальных статьях, охватывающих частные случаи теплообмена (Гвоздков, 1958; Караваев, Майков, 1956). Поэтому при изучении закономерностей вынужденной конвекции воды в талой породе пользуются упрощенной схемой, основанной на том, что при ламинарной фильтрации воды на расстоянии, во много раз превышающем размеры частичек породы, разница в значе-

ниях $t_{\text{п}}$ и $t_{\text{в}}$ становится пренебрежимо малой. Тогда поток тепла в направлении движения воды x выразится уравнением Кирхгофа, в котором влияние ламинарной фильтрации на теплообмен учитывается дополнительным по сравнению (I.5) с членом:

$$q_x = -\lambda_{\text{п}} \frac{\partial t}{\partial x} + c_{\text{в}} \gamma_{\text{в}} t u_x, \quad (\text{I.8})$$

где u_x — скорость движения воды.

В дифференциальном уравнении теплопроводности влияние ламинарной фильтрации на теплообмен выражается также дополнительным слагаемым к уравнению Фурье, аналогичным тепловому источнику в толще породы

$$c_{\text{п}} \gamma_{\text{п}} \frac{\partial t}{\partial \tau} = \nabla (\lambda_{\text{п}} \nabla t) - c_{\text{в}} \gamma_{\text{в}} \nabla (\vec{t} u), \quad (\text{I.9})$$

где ∇ — оператор Гамильтона.

Это уравнение можно преобразовать к следующему виду:

$$c_{\text{п}} \gamma_{\text{п}} \frac{\partial t}{\partial \tau} = \nabla \left[\left(\lambda_{\text{п}} - c_{\text{в}} \gamma_{\text{в}} \vec{u} \frac{t}{\nabla t} \right) \nabla t \right]. \quad (\text{I.10})$$

Таким образом, уравнение Фурье — Кирхгофа можно преобразовать в уравнение Фурье с эффективным коэффициентом теплопроводности

$$\lambda_{\text{эф}} = \lambda_{\text{п}} - c_{\text{в}} \gamma_{\text{в}} \vec{u} \frac{t}{\nabla t}, \quad (\text{I.11})$$

который зависит от температуры пород и градиента температуры, а также от скорости конвекции воды. В крупнодисперсных породах скорость конвекции значительна, поэтому влияние конвекции на скорость протавивания намного больше, чем в мелкодисперсных породах.

Скорость фильтрации \vec{u} зависит от теплового поля, поэтому при строгом математическом описании распространения тепла в дисперсной среде уравнение (I.9) необходимо дополнить уравнением неразрывности

$$\text{div} \vec{u} = 0 \quad (\text{I.12})$$

и уравнением движения

$$m \left[\frac{\partial \vec{u}}{\partial \tau} + (\vec{u} \nabla) \vec{u} \right] = m \vec{g} - \frac{\Delta p}{\gamma_{\text{в}}} + B \nu \nabla^2 \vec{u}, \quad (\text{I.13})$$

где m — пористость породы; p — давление; B — коэффициент, зависящий от геометрических характеристик; ν — коэффициент кинематической вязкости.

емной теплоемкостью C , расходом тепла на протаивание q_w . Первые два коэффициента зависят главным образом от состояния породы (мерзлая или талая), а также от ее плотности и влажности (Чудновский, 1954; Kersten, 1949; Иванов, 1962; и др.). Расход тепла на протаивание определяется льдистостью породы.

Теплофизические характеристики породы можно изменить путем регулирования влажности (осушение, увлажнение), снижения испарения и плотности (укатывание, рыхление).

Рыхление пород на большую глубину сопряжено со значительными техническими трудностями и экономическими затратами. При разработке некоторых россыпей применялось рыхление поверхностного талого слоя (Основы геокриологии, ч. II, 1959), однако теплофизическая эффективность такого метода мало исследована. По данным П. Ф. Стафеева (1966), рыхление пород с влажностью 15—20%, осуществляемое на глубину 70—80 см на Ундинском прииске с 1962 г., увеличивает пористость на 20—25%. Это эквивалентно снижению коэффициента теплопроводности на 25—35%.

Для учета влияния поверхностного слоя на тепловой режим пород существуют различные методы, в которых:

1) поверхностный слой заменяется некоторым эквивалентным слоем с теми же теплофизическими свойствами, что и порода (Гутман, 1952);

2) решается уравнение теплопроводности для двухслойной среды (поверхностный слой — подстилающая порода) при постоянных (Гутман, Дороганевская, 1956; Дюбук, Монин, 1950; Лапко, 1957; и др.) или переменных (Чудновский, 1970; Нерпин и Чудновский; 1967) тепловых характеристиках.

Однако эти методы не могут дать хороших результатов для оценки разрыхленного слоя, так как в нем тепловые процессы зависят в значительной мере от воздухо- и водообмена. Разуплотнение пород затрудняет сезонное промерзание оттаявшего ранее слоя. По данным П. Ф. Стафеева (1966), глубина промерзания пород, залегающих под разрыхленным слоем, может быть вдвое меньше, чем на соседних участках без этого слоя. Однако если учесть, что и сам разрыхленный слой также промерзает, то снижение глубины промерзания составляет всего 5—75 см. В летний сезон при разуплотнении поверхностного слоя увеличивается поглощение лучистой энергии и уменьшается расход тепла на испарение. Однако при этом снижается коэффициент теплопроводности, и в целом разрыхленный слой не способствует заметной интенсификации протаивания. Изменить интенсивность теплообмена в породах естественного залегания можно практически единственным способом, регулируя их влажность.

Осушение пород путем открытого дренирования применяется при вскрышных работах на сильнольдистых мелкодисперс-

ных покровных отложениях, превращающихся при оттаивании в текучую массу. Дренажное уменьшает влажность талых мелкодисперсных пород до наименьшей (полевой) влагоемкости. При этом резко снижаются затраты тепла на испарение и повышается температура поверхности.

Осушение приводит к возрастанию теплового потока в породу и глубины ее протаивания уже в первый летний сезон. В последующие же сезоны протаивание последовательно увеличивается, так как верхние слои промерзают малоувлажненными и оттаивают быстрее.

Испарение поровой влаги приводит к уменьшению протаивания пород, так как ухудшается их теплопроводность и значительная доля поступившего тепла расходуется на фазовые превращения воды в пар. Снижения испарения можно достигнуть, укладывая на поверхности теплопрозрачные пленки или увлажняя поверхностный слой гидрофобными веществами, которые ухудшают смачивание частиц и препятствуют подтягиванию влаги к поверхности. При этом изменяются условия внешнего теплообмена (поглощение лучистой энергии, испарение, конвективный теплообмен).

Увлажнение протаивающего слоя крупнодисперсных пород сопровождается появлением нового механизма теплопередачи — свободной конвекции. Если предотвратить испарение с поверхности, то путем увлажнения можно увеличить интенсивность протаивания мерзлых крупнодисперсных отложений. Однако такие теплофизические возможности пока не изучены.

Следовательно, пределы управления внутренними процессами теплообмена для интенсификации протаивания пород на россыпных месторождениях крайне ограничены и теоретически мало исследованы. Наилучших результатов можно достигнуть, применяя поверхностный дренаж, теплопоглощающие пленки и мульчирование. Однако увеличение протаивания обуславливается в большей мере изменением не внутренних условий теплообмена, а внешних (возрастание поглощения лучистой энергии, сокращение затрат тепла на конвективный теплообмен и испарение).

Тепло- и влагообмен пород с атмосферой, пределы и возможности их регулирования. Солнечная радиация — основной источник энергии, определяющий тепловой режим приземного слоя атмосферы и горных пород в слое годовых теплооборотов в естественных природных условиях.

Как показывают материалы актинометрических наблюдений (Барашкова и др., 1961), в пределах Якутии и Магаданской области приток тепла за летний сезон (май — сентябрь) составляет 55—75 ккал/см². Этой энергии достаточно для протаивания мерзлых пород при их льдистости 20% на глубину 23—32 м, при 30% на глубину 15—21 м и 50% на глубину 9—13 м. Таким образом, в районах даже с самыми суровыми климати-

ческими условиями притока лучистой энергии вполне достаточно для глубокого протаивания россыпей. Однако надо учесть, что значительная доля энергии расходуется на отражение и излучение. Результирующая лучистого теплообмена у деятельной поверхности, называемая в гидрометеорологии радиационным балансом, определяется зависимостью

$$R = (Q_{\text{п}} + Q_{\text{р}})(1 - A) - I_{\text{эф}}, \quad (\text{I.15})$$

где $Q_{\text{п}}$ и $Q_{\text{р}}$ — прямая и рассеянная солнечная радиация; A — альbedo поверхности; $I_{\text{эф}}$ — эффективное излучение.

Радиационный баланс поверхности в естественных условиях Якутии и Магаданской области составляет за летний сезон 10—30 ккал/см²·год. Этого тепла достаточно для оттаивания пород при льдистости 20% 4—12 м, 30% 3—8 м и 50% 2—5 м. Однако в природных условиях глубина протаивания в несколько раз меньше, поскольку лучистая энергия расходуется в основном на турбулентный теплообмен P и испарение v ; тепловой поток в грунт $B_{\text{п}}$ не превышает 20—25% радиационного баланса и 12—15% суммарной радиации. Уравнение баланса энергии на деятельной поверхности, называемое чаще всего уравнением теплового баланса, может быть выражено в виде

$$R = P + v + B_{\text{п}} + B_{\text{т}}, \quad (\text{I.16})$$

где P — турбулентный теплообмен; v — затраты тепла на испарение; $B_{\text{п}}$ — теплообмен в породе; $B_{\text{т}}$ — затраты тепла на таяние снега или льда.

Обширные комплексные исследования, проводимые в течение последних полутора-двух десятилетий учреждениями Гидрометеослужбы, позволили выявить региональные закономерности и годовой ход радиационного баланса луговой растительности на территории СССР. В районах с многолетнемерзлыми породами радиационный баланс, как и суммарная радиация, примерно соответствует центральным районам европейской территории СССР в равных широтах (Будыко, 1956; Барашкова и др., 1961).

К сожалению, другие составляющие теплового баланса изучены менее детально. Так, в «Атласе теплового баланса» (1963) отсутствуют изолинии теплового потока в породы.

Остановимся на количественном отношении годовых величин составляющих теплового баланса по материалам тщательных наблюдений в Загорске (табл. 6). В таблице приняты следующие обозначения: $Q_{\text{с}}$ — суммарная радиация ($Q_{\text{с}} = Q_{\text{п}} + Q_{\text{р}}$); S — отраженная радиация ($S = A Q_{\text{с}}$); $I_{\text{эф}}$ — эффективное излучение.

Естественная площадка (луг) расходует за год примерно равное количество энергии на отражение (32%), эффективное

Таблица 6

Сумма составляющих теплового баланса суглинистых пород в районе Загорска (1957—1959 гг.), ккал/см²

излучение (30%) и испарение (30%). Потери тепла на турбулентный теплообмен в несколько раз меньше (5%). Основная расходная составляющая за летний сезон — затраты тепла на испарение (38% от суммарной радиации). Тепловой поток в породе немногим больше 2% суммарной радиации.

При удалении растительного и снежного покрова (оголенная площадка) затраты тепла на испарение несколько сокращаются, но при наступлении неустойчивого теплового равновесия турбулентный теплообмен увеличивается на 30—35%. Тепловой поток в породе возрастает примерно в 2 раза.

Радиационный баланс водоема за летний сезон на 32% больше, чем луга, и равен почти 70% суммарной радиации. Однако 2/3 его расходуются на испарение воды. Величина $P + B$ для водоема составляет за летний сезон около 15 ккал/см², тогда как для луга — 9 ккал/см², из которых только 1,2 ккал/см² тратится на нагрев породы. Поскольку турбулентный теплообмен над водоемом ослаблен по сравнению с лугом, на нагрев воды тепла расходуется больше, чем на нагрев породы.

Теплобалансовые исследования в области распространения многолетнемерзлых пород охватывали большей частью только летний период. Получение таких данных было вызвано потребностями горного дела, строительства, сельского хозяйства. В. П. Бакакин, И. Т. Рейнюк, В. Т. Балобаев, А. И. Мамаев изучили закономерности формирования составляющих теплового баланса вскрываемых и разрабатываемых пород на россыпных месторождениях полезных ископаемых. В работах М. К. Гав-

Составляющие баланса	Период			Отношение составляющих суммарной радиации за летний сезон, %
	сезонного промерзания	оттаивания и нагревания	годовой	

Все площадки

Q_c	16,46	63,69	80,15	100
-------	-------	-------	-------	-----

Площадка естественная

S	10,98	14,50	25,48	22,8
$I_{эф}$	7,06	16,05	23,11	25,2
R	-1,37	32,94	31,57	51,7
P	-1,59	6,41	4,82	10,1
LE	1,28	24,95	26,23	39,2
$B_{п}$	-1,06	1,27	0,21	—
$B_{т}$	2,62	—	2,62	—

Площадка оголенная

S	6,72	12,62	19,34	22
$I_{эф}$	11,47	15,29	26,76	26
R	4,92	29,74	34,66	52
P	0,29	9,26	9,55	16
LE	5,70	17,90	23,60	31
$B_{п}$	-1,07	2,58	1,51	4,5

Площадка на водоеме

S	10,66	3,87	14,53	7
$I_{эф}$	10,15	13,41	23,56	23
R	2,30	40,37	42,67	70
LE	—	25,36	—	44

риловой исследован тепловой баланс многих видов естественной поверхности в Якутии за летний сезон. А. В. Павловым проведены наблюдения за составляющими теплового баланса пород при некоторых видах инженерной мелиорации поверхности в Воркуте.

Эти работы в сочетании с исследованиями Гидрометеослужбы позволяют оценить возможности управления процессами тепло- и влагообмена пород с атмосферой.

Поскольку управлять поступлением солнечной энергии в достаточных для практики масштабах человек пока еще не в состоянии, результирующая лучистого теплообмена R может быть повышена только при увеличении альбеда поверхности A или понижении ее эффективного излучения $I_{эф}$.

Эффективное излучение зависит главным образом от температуры и влажности воздуха, температуры поверхности породы, а также облачности. Между эффективным излучением и отмеченными факторами М. Е. Берлянд нашел определенную зависимость:

$$I_{эф} = \delta \sigma T_{вз}^4 (0,39 - 0,058 \sqrt{e}) (1 - Cn^2) + 4\delta \sigma T_{вз}^3 (T_{п} - T_{вз}), \quad (I.17)$$

где δ — степень черноты излучающей поверхности; σ — постоянная Стефана—Больцмана ($4,9 \cdot 10^{-8}$ ккал/м² · ч · град⁴); e — абсолютная влажность, мм; n — облачность; C — эмпирический коэффициент; $T_{п}$ и $T_{вз}$ — абсолютные температуры поверхности и воздуха.

Эта формула показывает, что эффективное излучение можно уменьшить, повысив влажность воздуха путем введения в атмосферу поглотителей длинноволновой радиации — дыма, тумана. Такие приемы, широко используемые для защиты сельскохозяйственных растений от заморозков, не нашли применения в горном деле. Лучшим, практически единственным средством, эффективно уменьшающим длинноволновое излучение, являются теплопоглощающие пленки (Федоров, 1935).

Альbedo поверхности в естественных условиях может изменяться в широких пределах—от 5—6 (глубокий водоем) до 80—85% (свежевыпавший снег). Оно зависит от влажности и плотности поверхностного слоя породы, вида, высоты и сомкнутости растительного покрова, высоты солнца, облачности и других факторов. Обычно при тепловых расчетах принимают средние суточные значения альбеда. Данные о таких величинах альбеда различных поверхностных покровов в области распространения многолетнемерзлых пород приводятся в работах В. П. Бакакина (1955), Е. П. Барашковой и др. (1961), А. В. Павлова (1965), М. К. Гавриловой (1961, 1969). При расчетах тепло-

вого взаимодействия пород с атмосферой при различных видах поверхности можно принимать следующие величины альbedo

Вид поверхности	Альbedo, %
Снежный покров	
зимой	60—80
весной	40—50
Оголенный грунт забеленный из- вестью	30—50
Песок речной	29
Галечник светло-желтый	21
Сухое кочкарниковое болото	22
Луговой	
весной	12
осенью	19
летом	21
Кустарник березы и ольхи	16
Моховой покров в лесу	14
Оголенный грунт талый	15—25
Обнаженная супесь	
светлая	14
гумусированная	11
мерзлая	18—20
талая	12—16
Галечник подчерненный	10
Неглубокий водоем	
дно светлое	12—14
дно темное	9
Глубокий водоем	5—6

При расчистке снежного покрова весной альbedo понижается с 40—60 до 20—25%, а радиационный баланс увеличивается почти вдвое. При затоплении полигона на летний сезон неглубоким слоем воды альbedo понижается с 18—20 до 9—12%, что повышает радиационный баланс примерно на 15%. При других видах тепловой мелиорации — обнажение пород от мохо-торфяного покрова, зачернение поверхности (при использовании дегтя, угольного порошка и др.) — радиационный баланс также увеличивается, но не более чем на 10—15%.

Таким образом, путем искусственного изменения поверхностного покрова можно изменить радиационный баланс поверхности весной на 150—200, а летом всего на 20—25%. Максимальное поглощение солнечной энергии в весенне-летний сезон можно обеспечить расчисткой снежного покрова и затоплением полигонов. Поглощение лучей происходит особенно интенсивно при зачернении поверхности полигона перед затоплением несмываемым красителем, но этот метод, получивший название солнечных тепловых ванн и рекомендованный В. П. Бакакиным для разового оттаивания мелкодисперсных покровных отложений, в производственных условиях пока не испытывался.

Уравнение (1.16) показывает, что повысить тепловой поток в горные породы можно не только путем увеличения результирующей лучистого притока тепла, но и сокращением расходных со-

ставляющих теплового баланса — турбулентного теплообмена, затрат тепла на испарение и таяние снежного покрова.

Температура и влажность воздуха на уровне деятельной поверхности и в атмосфере обычно не равны, поэтому в приземном слое возникают процессы вертикального турбулентного тепло- и влагообмена. При математическом описании этих процессов пользуются тремя схемами, предполагающими известными следующие элементы температуры и влажности в приземном слое:

а) вертикальные градиенты (Будыко, 1956; Лайхтман, 1961);

б) вертикальные микронеоднородности (Монин и Обухов, 1954);

в) вертикальные и горизонтальные микронеоднородности (Константинов, 1960).

Наиболее употребительна первая схема, в которой при расчете турбулентного теплообмена P и испарения E к приземному слою применяют уравнение молекулярной диффузии Фика:

$$P = -\rho c_p K \frac{\partial t}{\partial z}, \quad (I.18)$$

$$E = -\rho K \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (I.19)$$

где ρ — плотность воздуха; c_p — удельная теплоемкость воздуха; K — коэффициент турбулентного обмена; $\frac{\partial t}{\partial z}$ и $\frac{\partial q}{\partial z}$ — вертикальные градиенты температуры и удельной влажности в приземном слое.

После интегрирования уравнений (I.18) и (I.19) получим:

$$P = \rho c_p D (t_{\Pi} - t_{вз}); \quad (I.20)$$

$$E = \rho D (q_{\Pi} - q_{вз}), \quad (I.21)$$

где $D = \frac{1}{\int_0^z \frac{dz}{K}}$ — коэффициент внешней диффузии; t_{Π} и q_{Π} —

температура и удельная влажность воздуха на уровне z_0 (z_0 — параметр шероховатости, равный высоте, на которой скорость ветра обращается в нуль); t и q — температура и удельная влажность воздуха на уровне z .

Полученные выражения аналогичны широко используемым в теории теплообмена формулам:

$$P = \alpha_T (t_{\Pi} - t_{вз}); \quad (I.22)$$

$$LE = \alpha_M (q_{\Pi} - q_{вз}), \quad (I.23)$$

где α_T и α_M — коэффициенты конвективной теплоотдачи и массоотдачи $\left(\alpha_M = \frac{\alpha_T}{c_p} \right)$.

Формулы (I.22) и (I.23) представляют собой аналогию формул (I.18) и (I.19), однако они удобнее для расчетов, так как K существенно изменяется с высотой, а α_T и α_M от высоты практически не зависят.

Коэффициент конвективной теплоотдачи зависит от скорости ветра, физических характеристик воздуха и пород, а также от гидродинамической шероховатости, формы и размеров данной поверхности и поверхности окружающих участков (Михеев, 1956; Кудрявцев и др., 1961). Он увеличивается с возрастанием скорости ветра по линейному (Будыко, 1956; Мониин и Обухов, 1954; Константинов, 1960) или степенному (Мачинский, 1949; Павлов, 1965) закону и с возрастанием шероховатости и перепада температур в приземном слое.

Поскольку снижать температуру поверхности при горно-технической мелиорации нецелесообразно, единственно возможные пути управления турбулентным теплообменом заключаются в уменьшении шероховатости поверхности или скорости ветра. Однако известные из литературы методы, при которых возможно снижение величины P (устройство ветрозащитных щитов и пр.), малоэффективны. Как показывают данные табл. 6, при удалении травяного покрова турбулентный теплообмен возрастает примерно на 30%. Несмотря на это, тепловой поток в породу возрастает, так как затраты тепла на испарение снижаются значительно, чем увеличивается турбулентный теплообмен.

Затраты тепла на испарение — наиболее энергоемкая составляющая теплового баланса, но которую можно регулировать в широких пределах сравнительно несложными приемами тепловой мелиорации. В частности, в Якутии затраты тепла на испарение в естественных условиях (луг) составляют летом 30—40% от радиационного баланса (15—25% от суммарной радиации). Испарение с поверхности непродуктивных вскрываемых «торфов» нередко даже превосходит испарение с луга. По данным В. П. Бакакина (1955), величина LE в естественных условиях невоскрытого дражного полигона р. Нижний Куранах (Южная Якутия) изменялась летом от 70 до 75% от R , а осенью снижалась до 53% от R .

Наиболее целесообразными приемами управления испарением в летний сезон и, следовательно, влажностью пород при разработке россыпных месторождений можно считать следующие:

- 1) удаление древесной и кустарниковой растительности, мохо-торфяного покрова и слоя торфов;
- 2) удаление снежного покрова весной;
- 3) применение пленочных покрытий;
- 4) изменение структуры поверхностного слоя;
- 5) устройство открытого дренажа для перехвата поверхностного стока.

Первый метод практически всегда применяется при разработке россыпей драгами, но не для снижения испарения, а для обогащения перерабатываемой горной массы.

Расчистка или сгон снежного покрова позволяет не только уменьшить затраты тепла на испарение весной и летом, но и полнее использовать солнечную энергию на протаивание пород. Весной (апрель — май) солнечная радиация лишь на 10—15% меньше максимальной, однако тепло практически не поступает в породу из-за высокой отражательной способности и плохой теплопроводности снежного покрова.

Укладка на поверхности полигонов синтетических пленок позволяет снизить затраты тепла на испарение в пределах $1/2$ — $2/3$. Добиться значительного снижения испарения можно также нанесением на поверхность пород тонкой эмульсии из теплопрозрачных полимеров, битума, дегтя, газогенераторной смолы, отходов нефтепродуктов (Бакакин, 1955; Балобаев, 1964). При этом происходит оструктурирование пленки спирта и повышение гидрофобности поверхностного слоя пород, вследствие чего подъем почвенной влаги к испаряющей поверхности затрудняется.

Затраты тепла на испарение с поверхности водоемов еще значительнее, чем с поверхности горных пород. Поэтому несмотря на затопление полигонов на лето небольшим слоем воды («тепловые ванны») теплопоглощение солнечной радиации увеличивается, а глубина протаивания не только не возрастает, но может и уменьшиться. Для снижения затрат тепла на испарение с поверхности водоемов применяли нефтепродукты, а также жировые пленки. Так, в опытах В. Т. Балобаева использование нефтепродуктов привело к следующему снижению испарения: при толщине пленки 0,034 мм на 41%, 0,24 мм — 63%. Вся работа осложнялась тем, что пленки сдувались ветром.

Исследования, проводимые за рубежом с 1925 г., показали, что для защиты от испарения наиболее пригоден гексадеканол, образующий на поверхности мономолекулярный слой. В СССР работы по защите водоемов от испарения начались в 1959 г. Наиболее эффективными оказались пленки спирта из кашалотового жира (30—32%) и гексадеканол в гранулах — цетатный спирт (24%) (Макарова, Кузнецов, 1961). Пленки достаточно устойчивы при скорости ветра до 4 м/с.

Регулирование составляющими теплового баланса в летний сезон с целью интенсификации сезонного протаивания — лишь одна часть проблемы искусственного регулирования теплового режима пород. Другая часть этой сложной проблемы — предохранение оттаявшего слоя от последующего промерзания.

В зимний сезон все составляющие теплового и радиационного баланса горных пород, за исключением эффективного излучения, малы. Снижения эффективного излучения можно

практически добиться единственным способом, укладывая осенью, до выпадения снега, на поверхности пород пленки, хорошо поглощающие длинноволновую радиацию. В некоторых опытах пленка, разостланная по поверхности талой породы, предохраняла ее от промерзания в течение 2—3 недель.

Так как возможности управления эффективным излучением весьма ограничены, зимняя мелиорация по предохранению таликов основывается преимущественно не на регулировании составляющими теплового баланса, а на создании на поверхности породы термоизоляции, типичными видами которой являются снег, промерзающий слой воды, ледовоздушное покрытие, щиты из пенопласта, пенолед и др.

Пути интенсификации протаивания и защиты от промерзания пород в результате управления процессами теплообмена с атмосферой. В предыдущем разделе перечислены приемы тепловой мелиорации, применимые к управлению тепловым режимом пород и их промерзанием-протаиванием. Эти приемы основываются на регулировании составляющих теплового баланса на поверхности — лучистого теплообмена, конвективного тепло- и массообмена, затрат тепла на таяние снежного покрова, а также на искусственном преобразовании самого поверхностного слоя. Воздействие на одну из составляющих теплового баланса нарушает установившееся в природе устойчивое тепловое равновесие и вызывает изменение других составляющих в противоположном направлении. Так, при повышении радиационного баланса или при защите пород от испарения увеличивается турбулентный теплообмен. Поэтому искусственное изменение любой из составляющих теплового баланса в очень широких пределах приводит к не столь уж значительному изменению теплового потока в породу.

Значительный резерв в интенсификации сезонного протаивания пород заключается также в увеличении продолжительности протаивания. Этого можно достигнуть, если ранней весной (конец марта — начало апреля) на участке удалить снег и уложить на поверхность мерзлого грунта теплопрозрачную пленку. В этом случае глубина протаивания увеличивается дополнительно на 15—25%.

Применение светопрозрачных пленок — один из самых эффективных приемов тепловой мелиорации по интенсификации искусственного оттаивания. Для улучшения эксплуатационных свойств пленки подвергают искусственному старению свето- и термостабилизаторами. Опытные работы с пленками, проводившиеся в Магаданской области, Якутии, Восточной Сибири для оттаивания многолетнемерзлых и сезонномерзлых пород, показали, что начинать оттаивание пород можно на 2—3 недели раньше. К началу естественного оттаивания глубина протаивания под пленкой составляет уже 30—60% от конечной глубины (Временная инструкция..., 1966).

А. И. Мамаев и В. М. Ушаков (1966), применив полиамидную пленку для оттаивания супесчаных многолетнемерзлых пород с льдистостью 5—10% на прииске им. Гастелло (Магаданская область), получили следующие глубины протаивания грунтов: контроль — 1,1 м; под пленкой на валиках — 1,19; под пленкой на дуговых опорах высотой 0,2 м — 1,3; 0,3 — 1,38; 0,5 — 1,51 м.

Опыты Б. А. Оловина, проведенные в 1966 г. на полигоне Дарасун (Забайкалье), показали, что при застилке ранней весной поверхности породы полкэтиленовой пленкой глубина сезонного протаивания превышала 3 м, тогда как в естественных условиях она составляла 2,2 м.

Многочисленные наблюдения за тепловым балансом и протаиванием мерзлых пород под пленками выполнены сотрудниками «Иргиредмета» Н. Г. Шуваловым и А. В. Рашкиным в 1965—1966 гг. на полигоне р. Ваца. В 1965 г. глубина сезонного протаивания в естественных условиях здесь составляла менее 1 м. На одном из участков полигона в июне удалили торфяной слой мощностью около 1 м, и глубина сезонного протаивания возросла на 1,5 м. Застилка обнаженного полигона пленкой непосредственно по поверхности и на высоте 0,4 м от нее (установочные каркасы изготавливались из жердей) увеличила глубину сезонного протаивания еще примерно на 1 м. В этих опытах не было выявлено преимущество установки пленки на некоторой высоте, как это вытекает из работ ВНИИ-1. В 1965 г. сезонное протаивание на участке, обнаженном от растительного слоя, возросло под пленкой на 0,6 м, а на участках, обнаженных от растительности и торфа, — больше чем на 2 м.

Некоторые авторы сообщают об успешном применении пленочных покрытий для оттаивания сезонномерзлого слоя (Чичерин, 1966; Новоселецкий, 1966). К началу работы драг порода под пленкой протаивает на 1,0—1,5 м; иногда оттаивает весь сезонномерзлый слой.

Таким образом, при оптимальном сочетании приемов тепловой мелиорации удастся добиться повышения глубины сезонного протаивания до 40—50% и более. В частности, в Якутии можно искусственно оттаять грунт на глубину 4,0—4,5 м за один летний сезон.

Для пуска в эксплуатацию драг в ранневесенний период необходимо обеспечить их тальми породами. Хорошим теплоизолятором является естественный снежный покров. Однако в районах с суровым климатом он не в состоянии предотвратить глубокое промерзание пород, так как выпадает гораздо позже установления отрицательных температур воздуха и обнаженная порода за это время уже может промерзнуть на 1 м и более. В отдельные годы в Южной Якутии и Восточной Сибири снежный покров устанавливается в начале октября,

тогда промерзание за всю зиму превышает 1—1,5 м. Если же снег выпадает на месяц позже, промерзание пород может превышать 3 м.

Одним из хорошо известных приемов защиты пород от промерзания является снегозадержание. В работе В. Г. Лешкова (1965) сообщается, что в районе Алдана увеличение высоты снежного покрова на 30—40 см путем снегозадержания снижает глубину промерзания на 0,5—0,6 м. В. Т. Балобаев же считает, что при этом существенно повышается плотность и теплопроводность снежного покрова, поэтому такой способ на тепломелиорируемых участках нецелесообразен. Для защиты пород от промерзания можно применять искусственный снег. Теоретически его можно получить даже при положительной температуре воздуха, если воду сжать перед распылением. Вследствие адиабатического расширения воздушно-водная среда сильно охлаждается, капли воды замерзают, и образуется снег. К сожалению, искусственное снегование находится в стадии проведения единичных опытов (Кузнецов, 1955). Попытка применить обычные дождевальные машины для получения искусственного снега не привела к успеху, так как снег получается плотным ($\rho_c = 0,30—0,40 \text{ г/см}^3$) и достаточно теплопроводным.

Из литературы известно, что в Японии, Австрии, Финляндии и других странах есть установки, с помощью которых можно получать рыхлый снег для создания лыжных трасс. Изучение зарубежного опыта и проведение экспериментальных исследований в нашей стране позволят сконструировать высокопроизводительные установки для получения снега с невысокой плотностью ($\rho_c = 0,10—0,15 \text{ г/см}^3$).

При разработке некоторых россыпных месторождений Магаданской и Читинской областей, а также Якутской АССР для предохранения пород от промерзания испытывались ледовоздушные покрытия (Нурок, 1948; Умнов, 1956; Основы геокриологии, ч. II, 1959; Лешков, 1965). Теорию расчета промерзания пород под ледовоздушным покрытием разрабатывали Ф. Э. Арэ (1965), Ф. Э. Арэ, В. Т. Балобаев (1965). Согласно этим исследованиям, ледовоздушное покрытие с размерами прослоек воздуха и льда по 0,1 м недостаточно предохраняет породу от промерзания. Для повышения теплозащитной роли покрытия необходимо уменьшить толщину воздушных прослоек в 2—3 раза. С уменьшением толщины прослоек льда эффективность ледовоздушных покрытий также повышается, однако при этом возникают трудности в обеспечении необходимой прочности покрытия.

Более эффективным средством защиты пород от промерзания может стать пористый лед, эффективный коэффициент теплопроводности которого в несколько раз меньше, чем эквивалентный коэффициент теплопроводности ледовоздушного покрытия.

Идея получения пористого льда путем нагнетания в замерзшую воду сжатого воздуха предложена М. М. Крыловым. К сожалению, технические возможности осуществления такого приема в широких масштабах до сих пор не нашли экспериментального подтверждения.

Кроме снега и льда из термопокрытий минерального происхождения в практике строительства применялись также шлаковата, стекловолокно и другие материалы, которые еще не испытывались для защиты полигонов от промерзания. В горно-технической литературе (Харченко, 1957; Лешков, 1965) часто описываются результаты применения дешевых термопокрытий органического происхождения (древесные опилки, хвоя, мох, опавшие листья, ветви кустарника). Практика показала, что в большинстве своем они не предохраняют породу от глубокого промерзания, а в некоторых случаях даже дают отрицательный результат.

В последнее время по инициативе ВНИИ-1 проводятся опытные работы по защите полигонов от промерзания высокопористыми синтетическими материалами, теплопроводность которых лишь ненамного выше теплопроводности воздуха: полистироловый пенопласт, мипора (мочевинно-формальдегидный пенопласт) и др.

Основной недостаток мипоры, затрудняющий ее внедрение, — низкая механическая прочность, высокое влагопоглощение. Полистироловый пенопласт лишен этих недостатков. Он имеет замкнутые поры, достаточно прочен и долговечен. Опыты показали существенное уменьшение толщины льда под пенопластовыми щитами (Приймак, 1966). Скорость промерзания водонасыщенных пород под пенопластовыми щитами становится меньше скорости понижения уровня грунтовых вод, поэтому пески и галечники успевают просохнуть и промерзают в обезвоженном состоянии. Это приводит к некоторому повышению интенсивности промерзания, но все равно под пенопластом оно заметно меньше, чем без него.

Применение пенопласта будет более эффективным, если его поверхность дополнительно покрывать синтетическими пленками, задерживающими длинноволновое излучение. Для снижения до минимума передачи тепла путем свободной конвекции весьма перспективными для защиты от промерзания пород могут быть также многослойные пленочные покрытия, в которых толщина зазора между пленками не превышает нескольких миллиметров.

Большую пористость и меньшую теплопроводность, чем пленочные покрытия, имеет пенолед, с помощью которого горный инженер К. В. Беломестнов в 1960 г. провел первые успешные опыты по защите полигонов от промерзания. Для получения пенольда в водный поток через брандспойт вводят пенообразующий состав. При низких температурах воздуха такой

состав замерзает, образуя ячеистую ледяную массу. Стойкость пены повышают стабилизирующими добавками, увеличивающими ее вязкость и дающими возможность получить слой необходимой толщины (казеиновый клей, смола и др.). Способы получения пенольда описаны в литературе (Лед и снег, 1966).

Способы искусственного оттаивания мерзлых горных пород и их теплофизическая эффективность. Искусственное оттаивание мерзлых пород на россыпных месторождениях проводят методами тепловой и водно-тепловой мелиорации. При тепловой мелиорации преследуют цель — увеличить кондуктивный тепловой поток в породу летом и уменьшить потери тепла зимой путем искусственного воздействия на составляющие теплового баланса и на процессы кондуктивного теплообмена в поверхностном слое. При водно-тепловой мелиорации для интенсивного оттаивания мерзлых крупнодисперсных отложений в качестве теплоносителя применяют воду.

На основе обобщения богатейшего опыта отечественной горнодобывающей промышленности Восточной Сибири, Северо-Востока, Забайкалья, Амурской области, а также промышленности США (Аляска) и Канады и их теоретических исследований было разработано несколько способов искусственного оттаивания горных пород при разработке россыпных месторождений, из которых сейчас наиболее широко применяют радиационный способ, гидрооттайка, паропрогрев.

Способ оттаивания	Источник тепла
Радиационный	
естественное оттаивание с затоплением полигона на зиму	Лучистая энергия солнца
то же, без затопления	То же
послойное оттаивание	Лучистая энергия солнца + нагретый воздух + тепло конденсации
Оттаивание водой (гидрооттайка)	
дождевально-инфильтрационный («дождевание»)	Речная или озерная вода
шлюзовой	То же
дренажно-фильтрационный	Речная или озерная вода + лучистая энергия солнца
тепловые ванны (затопление)	Лучистая энергия солнца
Паропрогрев	
Электрооттайка *	Горячий пар Электрическая энергия

*Находится в стадии разработки.

Способ естественного оттаивания основан на том, что летом производят вскрышу до продуктивных отложений и тем самым усиливают аккумуляцию солнечного тепла. В некоторых южных районах криолитозоны, где мощный снежный покров препятствует глубокому промерзанию пород, удаление только влаго-

емкого мохо-торфяного слоя приводит к тому, что глубина протаивания становится больше глубины промерзания. За несколько лет россыпь полностью оттаивает. Например, в Бодайбинском районе (Иркутская область) вскрытые крупнодисперсные отложения мощностью 3—3,5 м оттаивают за 3—4 года, (Гарагуля, Чернядьев, 1966), а мощностью 10 м—за 16 лет (Крашин, 1966). Летнее дренирование талого слоя сокращает сроки протаивания на 20—25%. В более северных районах промерзание пород предотвращают путем затопления их на зиму. Глубина затопления должна превышать глубину промерзания в данных природных условиях. Температура воды осенью перед затоплением выше 0°. Поэтому россыпь под водой дополнительно оттаивает на некоторую глубину и составляет, по данным комбината «Алданзолото», от нескольких до десятков сантиметров. Таким способом в Алданском районе оттаивают россыпи мощностью 6—7 м за 3—4 года.

При послыйном снятии оттаявшего слоя пород бульдозерами, скреперами или другими механизмами мерзлые породы периодически обнажают, после чего они непосредственно взаимодействуют с атмосферой и подвергаются облучению солнечной радиацией. Самый верхний слой мерзлых пород быстро оттаивает и в дальнейшем служит как бы теплоизолятором, затрудняющим поступление тепла из атмосферы.

В момент обнажения температура пород близка к 0° или даже ниже, тогда как в естественных условиях она обычно выше температуры воздуха. Поэтому характер теплообмена и вытекающие из него закономерности протаивания периодически обнажаемых пород совершенно не соответствуют естественным условиям. Чем глубже оттаивает порода после обнажения, тем больше характер теплообмена приближается к естественным условиям.

Изучение теплообмена на поверхности пород при периодическом обнажении начал И. Т. Рейнюк (1958) в Магаданской области и продолжил В. Т. Балобаев (1963) в Якутии.

При обнажении мерзлой породы прежде всего изменяется альbedo поверхности. Так как отражательная способность кристаллов льда, содержащегося в породах, выше, чем воды, то и альbedo сугесей в мерзлом состоянии составляло 18—20%, а после их оттаивания—12—16%, в среднем оно возрастало после обнажения на 3%, что соответствовало уменьшению радиационного баланса на 2—3%. Однако ухудшение поглощательной способности поверхности с избытком компенсировалось резким снижением эффективного излучения. В первый день после обнажения оно даже было отрицательным, на второй — составляло всего 2—3% от поглощенной коротковолновой радиации, а на шестой-седьмой—12—20%. В целом радиационный баланс значительно повысился (Балобаев, 1963). Если период между очередными обнажениями не превышает трех-четырех суток,

то радиационный баланс на обнаженных полигонах можно принимать равным (с точностью до 5—7%) поглощенной радиации.

Закономерности формирования остальных составляющих теплового баланса при обнажении мерзлых пород (P , LE , B) изучены, к сожалению, менее детально. Это объясняется тем, что методика их измерений и расчетов несовершенна и при исследовании составляющих теплового баланса в естественных условиях малоприменима для полигонов с послойной разработкой пород.

Если после обнажения вода дренируется, то наблюдается большая конденсация водяных паров на поверхности мерзлой породы. Процесс конденсации сопровождается значительными тепловыделениями. На тех участках, где влагу не дренируют, вследствие переувлажнения оттаивающего слоя на поверхности образуются скопления воды, и тогда испарение преобладает над конденсацией. В опытах В. Т. Балобаева в среднем за первые сутки LE примерно равнялось 30%, а на седьмые — 80—90% от R . Таким образом, с увеличением периодичности обнажения потери тепла на испарение резко возрастают.

Турбулентный теплообмен направлен из атмосферы к поверхности (рис. 1). Он, как и затраты тепла на испарение, существенно зависит от времени после обнажения. Если в первые сутки после обнажения величина P может достигать радиационного баланса R , то на шестые-седьмые составляет всего 3—6% от R .

В соответствии с направлением и величинами R , P и LE происходит формирование теплового потока в породе и ее протаивание. В первые сутки после обнажения аккумуляция тепла очень велика и может превосходить, по данным В. Т. Балобаева, величину радиационного баланса, а на шестые-седьмые сутки величина B становится сопоставимой с таковой в естественных условиях.

Таким образом, при послойной разработке пород источником тепла может быть не только сол-

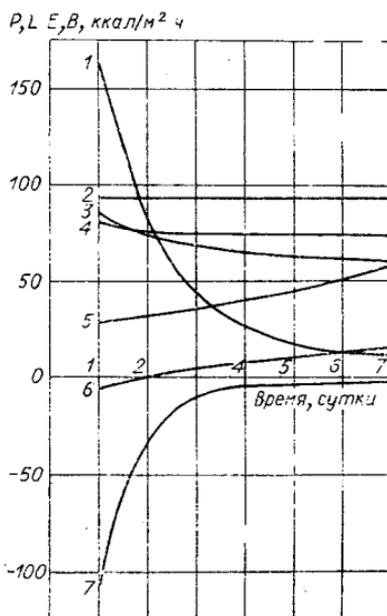


Рис. 1. Схематическое изменение компонентов теплового и радиационного баланса в зависимости от времени после обнажения мерзлых пород (по Балобаеву, 1965).

1 — тепловой поток на нагревание и протаивание пород; 2 — суммарная радиация; 3 — радиационный баланс; 4 — поглощенная коротковолновая радиация; 5 — поток тепла, поглощаемый при испарении; 6 — эффективное излучение; 7 — турбулентный теплообмен.

нечная радиация, но и воздух более нагретой атмосферы, а в некоторых условиях даже излучение и конденсация водяных паров из атмосферы. В отличие от других методов тепловой мелиорации, периодическое обнажение пород дает возможность изменить не только величину, но и направление составляющих лучистого и конвективного теплообмена. Поэтому при послойной разработке удается за один сезон оттаять россыпь мощностью до 10—15 м, а при тепловой мелиорации потребовалось бы несколько сезонов. Следовательно, глубина искусственного оттаивания увеличивается в 5—10 раз и более по сравнению с толщей сезоннопротаивающего слоя в естественных условиях. Особенно эффективно послойное оттаивание при разработке высокольдистых мелкодисперсных пород, которые превращаются в текучую массу при оттаивании.

Скорость оттаивания при послойной разработке пород изучалась Л. Н. Морозовым и Н. К. Клюкиным (1942), К. В. Кошляковым (1958) и многими другими исследователями. На основании производственного опыта принято, что в условиях Магаданской области скорость послойного протаивания составляет в среднем за теплый сезон:

Считка	Скорость протаивания, см/сутки
ежедневная	10
1 раз в трое суток	6
1 раз в пять суток	5

Скорость послойного протаивания мелкодисперсных пород при неизменных климатических условиях зависит главным образом от литологического состава и влажности.

Методику прогнозирования протаивания при послойной разработке впервые предложил И. Т. Рейнюк (1958), который рекомендовал следующую формулу, отличающуюся от формулы Стефана коэффициентом n

$$\xi = \sqrt{\frac{n\lambda_{\Gamma} t_{\text{вз}} \tau}{q_w}}, \quad (1.24)$$

где n — коэффициент, близкий к единице и равный отношению температуры поверхности к температуре воздуха.

Считая, что в момент обнажения температура поверхности $t_{\text{п}}$ равна 0° , а перед очередным обнажением близка к температуре воздуха $t_{\text{вз}}$, И. Т. Рейнюк принимает в среднем $t_{\text{п}} = 0,5 t_{\text{вз}}$. Поэтому в уточненной формуле Стефана вместо двух появляется коэффициент $n = 1$.

В реальных природных условиях ход температуры поверхности в период между обнажениями имеет более сложный вид. Так, измерения В. Т. Балобаева в районе г. Мирного дали следующие результаты (табл. 7).

Нетрудно подсчитать, что формула Рейнюка при послойном снятии талого слоя породы через 1 день дает погрешность минус 39%, а через 3 дня — плюс 21%. Коэффициент n является сложной функцией тепло- и влагообмена на поверхности, литологического состава и влажности пород, времени с момента обнажения. Только при таком истолковании формула (1.24) дает правильные результаты.

В. Т. Балобаев (1963) впервые учел в расчетах послойного оттаивания приток солнечной радиации. Однако и предложенная им методика не учитывает совокупности всех условий тепло- и влагообмена, определяющих послойное протаивание.

Как было показано ранее, при конвекции воды в крупнодисперсных протаивающих и мерзлых породах происходит дополнительный по сравнению с кондуктивным перенос тепла.

Еще в XIX в. было подмечено, что глубина сезонного протаивания зависит от количества летних осадков (Гейдройд, 1897). В дождливые годы протаивание больше, чем в сухие. Поскольку фильтрационные свойства пород улучшаются с увеличением содержания крупных частиц, то глубже всего протаивают галечники, затем пески и супеси, меньше — суглинки и глины.

В различных способах гидрооттайки россыпных месторождений применяют только вынужденную конвекцию воды — фильтрацию и инфильтрацию.

Интенсивность протаивания мерзлых пород, в которых искусственно создают фильтрационный поток, резко возрастает.

Галечные отвалы разработки прошлых лет, а также пески, извлекаемые из шахт и складываемые на поверхности в мерзлом состоянии, имеют хорошие фильтрационные свойства. Для их оттаивания применяется дождевание, которое вызывает инфильтрацию воды по порам и быстрое таяние льда.

Протаивание пород с порами, полностью насыщенными льдом, обусловлено теплообменом фильтрационного потока, установившегося в талой зоне, с мерзлой породой. Передача тепла конвекцией от фильтрационного потока к протаивающей породе называется поперечной теплопроводностью. Природа поперечной теплопроводности объясняется тем, что струйки жидкости хаотически обтекают зерна породы и отклоняются от основного направления фильтрации. Это приводит при наличии градиента температуры на границах потока к передаче тепла в направлении, перпендикулярном скорости фильтрации. Таким образом, в протаивающем слое температурный градиент

Таблица 7
Зависимость коэффициента n_B (1.24) от времени

Колич. дней после обнажения	$t_{вз}$	$t_{п}$	n
1	11,9	3,1	0,26
2	10,8	5,5	0,51
3	9,0	7,1	0,79
4	8,6	6,1	0,71
5	8,2	7,2	0,88
6	9,1	6,9	0,76
7	11,7	9,5	0,86

обуславливает передачу тепла в поперечном направлении путем кондукции и вынужденной конвекции (фильтрации). Значительную роль вынужденной конвекции в передаче тепла в направлении, ортогональном скорости конвекции, отмечалась в работах по искусственному замораживанию грунтов (Шадрин, 1954; Хакимов, 1957; и др.). Опыт гидротехнического строительства на мерзлых породах искусственного протаивания россыпных месторождений убедительно показал, что при расчетах теплообмена в пористых средах, в которых теплоносителем служит вода, нельзя пренебрегать поперечным конвективным переносом тепла.

В горнотехнической практике расчеты поперечной теплопроводности основываются на решении, полученном В. Г. Бахуровым и Г. К. Боресковым (1947) для установившегося режима течения газа в неограниченной зернистой среде. Согласно их исследованиям, конвективная составляющая поперечной теплопроводности $\lambda_{кв}$ зависит от скорости течения v_{ϕ} , диаметра зерен d , объемной теплоемкости газа $c_{п}\gamma_{п}$:

$$\lambda_{кв} = Dv_{\phi}, \quad (I.25)$$

где D — коэффициент теплового рассеяния потока газа,

$$D = 0,18 c_{п}\gamma_{п} d. \quad (I.26)$$

Полный коэффициент поперечной теплопроводности λ_{\perp} равен сумме кондуктивной ($\lambda_{кд}$) и конвективной составляющих:

$$\lambda_{\perp} = \lambda_{кд} + Dv_{\phi}. \quad (I.27)$$

В. Г. Гольдман (1958), выполнив большое количество опытов, впервые исследовал величину D при фильтрации воды в водонасыщенных галечно-гравелистых породах с коэффициентом фильтрации 14,5 м/ч и установил, что ее значение изменяется от 6,73 до 7,35 ккал/м²·град (в среднем 7 ккал/м²·град).

С. Д. Чистопольский и Г. Л. Беркутова (1965) из опытов на цилиндрической модели получили другие значения коэффициента теплового рассеяния:

при $K_{\phi} = 1,3 - 1,6$ м/ч и $\lambda_{т} = 1,07$ ккал/м·ч·град

$$D = 2,41 \text{ ккал/м}^2 \cdot \text{град};$$

при $K_{\phi} = 71,2$ м/ч и $\lambda_{т} = 1,35$ ккал/м·ч·град

$$D = 1,08 \text{ ккал/м}^2 \cdot \text{град}.$$

С. Д. Чистопольский и Г. Л. Беркутова, как и В. Г. Гольдман, при интерпретации опытных данных для математического

описания распространения тепла в модели воспользовались законом Фурье. В этом случае эффективный коэффициент поперечной теплопроводности должен зависеть также от градиента температуры, что авторами не учитывалось. Несоввершенство расчетной схемы и методики проведения опытов вызвало большой разброс экспериментальных точек.

Строго говоря, схема Бахурова и Борескова применима для определения коэффициента конвективной теплопроводности только в удаленных от границы протаивания слоях, где максимально возможны поперечные к направлению потока перемещения струек фильтрующейся воды. Поперечная теплопроводность фильтрующейся жидкости вблизи границы протаивания меньше, чем в удаленных от нее слоях, так как по мере приближения к границе возможность хаотических поперечных движений частиц воды уменьшается, а следовательно, уменьшается и коэффициент поперечной теплопроводности. Таким образом, величина D является функцией координаты. Применение схемы Бахурова и Борескова ведет к завышению расчетных глубин искусственного протаивания.

Несмотря на то, что попытки опытного определения конвективной теплопроводности пока не привели к успешным результатам, вода широко используется в практике искусственного оттаивания мерзлых пород и выполняет роль емкого теплоносителя. Оттаивание водой основано на том, что при ее фильтрации в слое, граничащем с мерзлой породой, происходит протаивание породы в направлении, поперечном направлению фильтрации. Возможность применения гидрооттайки в первую очередь зависит от величины коэффициента фильтрации пород после оттаивания и содержания льда в породе в состоянии их естественного сложения. Оттаивание с помощью фильтрующейся воды наиболее целесообразно применять для слабльдистых галечных, гравелистых и песчаных аллювиальных пород, хорошо проницаемых в талом состоянии. Скорость протаивания аллювиальных пород снижается с уменьшением их водопроницаемости, зависящей от содержания мелкопесчаных и пылеватых частиц, и особенно с возрастанием их льдонасыщенности. Льдистые торфяные и торфяно-илистые отложения пойменной фации аллювия, в которых содержание льда может превышать 500 кг/м^3 , практически не поддаются гидрооттайке, так как водопроницаемость их в талом состоянии ничтожна (Гольдтман, 1960). Медленно оттаивают и делювиальные отложения (щебенистые породы с супесью, суглинки).

Речная вода, используемая для оттаивания, имеет низкую температуру. Поэтому ее предварительно подают в пруды-отстойники, где ее температура повышается на $2-5^\circ$ и к тому же осаждаются илистые примеси. Сочетая различные приемы по усилению аккумуляции солнечной энергии, температуру воды в прудах-отстойниках можно повысить до 40° (Чистопольский,

1965). С повышением температуры воды возрастает не только скорость оттаивания, но и коэффициент использования тепла фильтрационного потока (отношение температуры воды в дренажной канаве к температуре воды в оросителе).

Теория расчета искусственного протаивания пород с применением фильтрующейся воды мало разработана. Этот вопрос подробно обсуждается лишь в немногочисленных изданиях (Гольдтман, 1958; Чистопольский, 1955; Гольдтман, Знаменский, Чистопольский, 1970). Поэтому эффективность и возможности различных вариантов способа оцениваются в настоящее время преимущественно опытным путем.

Дождевально-инфильтрационное оттаивание мерзлых горных пород основано на том, что с помощью дождевальной установки в талом слое создают безнапорный фильтрационный поток воды, стекающий по поверхности мерзлых пород в дренажную канаву или дренирующие колодцы. Инфильтрационная вода переносит содержащееся в ней тепло, а также тепло, аккумулированное поверхностным слоем вследствие притока радиации, в глубже лежащие слои и к границе протаивания.

Испытания этого метода впервые проводились на Аляске (Journal construction methods, 1948). В Советском Союзе он был впервые применен в 1955 г. на прииске им. Гастелло (Магаданская область), где дождевание оборотной водой привело к протаиванию горных пород за три летних месяца на глубину 3,2 м, в то время как на контрольном участке без дождевания — на 1,8 м. Особенно успешные результаты по искусственному протаиванию с помощью дождевания были получены на прииске «40 лет Октября», где за восемь дней талая толща увеличилась с 0,35 до 3,5 м, а за 26 дней песчано-галечные породы протаяли на глубину 8 м. Хорошие результаты получены также на прииске им. Тимошенко, где весовая льдистость пород равнялась 19%, а их коэффициент фильтрации после оттаивания составил примерно 200 м/сутки. Но некоторые опыты по экспериментальному опробованию этого способа, например в Восточном Забайкалье сотрудниками «Нигризолото», не дали положительных результатов.

Таким образом, дождевально-инфильтрационный способ в разнообразных условиях может приводить к различным результатам. Практика показала, что наиболее выгодно применять этот способ для оттаивания россыпей, сложенных крупнодисперсными породами.

При дождевании россыпей существенно изменяются условия тепло- и влагообмена пород с атмосферой и ускоряется теплообмен в протаивающем слое.

Дождевание всегда сопровождается повышением влажности воздуха, а также уменьшением разности температур воздуха и поверхности породы. Это приводит к понижению эффективного излучения $I_{\text{эф}}$ (I.17). В связи с тем, что уменьшается и

альbedo поверхности, радиационный баланс при дождевании повышается. В дневные часы, когда наблюдается интенсивный приток солнечной радиации, температура поверхности при дождевании становится часто ниже температуры воздуха. Поэтому турбулентный теплообмен направлен к поверхности и обуславливает дополнительный приток тепла. Несмотря на увеличение радиационного баланса, повышение влажности воздуха обуславливает сокращение затрат тепла на испарение, а при определенных условиях испарение может даже смениться конденсацией.

Дождевание в теплофизическом отношении можно рассматривать как появление новых источников или стоков тепла:

$$I = c_{в} \gamma_{в} i (t_{в} - t_{п}), \quad (I.28)$$

где i — интенсивность дождевания.

Температура воды $t_{в}$, падающей на поверхность породы, не равна температуре воды в оросительном канале. Распыление способствует понижению температуры воды, поэтому мелкое распыление капель нецелесообразно. При полете капель в воздухе в дневные часы происходит нагревание воды. Экспериментальные исследования, выполненные Л. М. Демидюк (1961), позволили оценить повышение температуры капель Δt при различной интенсивности дождевания:

$i, \text{ м}^3/\text{м}^2 \cdot \text{ч}$	$\Delta t, ^\circ\text{C}$
0,18	1,0—1,5
0,04	1,4—2,4

При инфильтрации воды в верхней части талого слоя происходит ее нагрев, превышающий на глубине 20 см в 2—2,5 раза нагрев в воздухе (Демидюк, 1961). Таким образом, в самом верхнем слое пород происходят процессы теплообмена между водой и скелетом. Закономерности переноса тепла при таких процессах мало изучены.

При дождевании пород в талом слое формируются две зоны: зоны инфильтрации и безнапорной фильтрации. Теоретическое рассмотрение протаивания пород путем дождевания сильно осложняется тем, что процесс кондуктивного теплообмена в талом слое усиливается вследствие фильтрации и инфильтрации воды. Приблизительно считают, что в обеих зонах закономерности тепла приближенно описываются дифференциальным уравнением Фурье — Кирхгофа. Разница заключается в том, что в зоне инфильтрации перенос тепла в направлении границы протаивания определяется выражением (I.8)

$$q = -\lambda \frac{\partial t}{\partial x} + c_{в} \gamma_{в} t u_{ф}.$$

где λ — коэффициент теплопроводности водонасыщенной породы, а в зоне фильтрации — выражением (I.1)

$$q = -\lambda_{\pi} \frac{\partial t}{\partial x},$$

где λ_{π} — коэффициент поперечной теплопроводности породы, учитывающий перенос тепла как кондукцией, так и конвекцией.

Коэффициент поперечной теплопроводности равен на границе протаивания коэффициенту молекулярной теплопроводности талой породы и близок к величине $\lambda_{\text{эф}}$, определяемой выражением (I.11), на границе зон инфильтрации и безнапорной фильтрации. Уменьшение λ_{π} с приближением к границе протаивания объясняется тем, что по мере приближения к ней возможность вертикальных перемещений влаги, обусловленных вынужденной конвекцией, сокращается.

До сих пор среди практиков распространено мнение: чем больше интенсивность дождевания, тем значительнее скорость протаивания. Теоретическое исследование в этом плане впервые проводилось В. Т. Балобаевым, причем изменение коэффициента поперечной теплопроводности в зоне безнапорной фильтрации задавалось линейным. Наблюдение показало, что можно подобрать такой режим инфильтрации, при котором скорость протаивания мерзлых пород будет оптимальной. Этот режим зависит главным образом от водопроницаемости пород в талом состоянии, льдонасыщенности мерзлой породы и условий дренирования. При оптимальном режиме инфильтрации в слое протаивания формируется такой грунтовый поток, который определяет наибольший тепловой поток на оттаивание мерзлой породы. При большей интенсивности дождевания весь талый слой заполнится малоподвижной водой, слой инфильтрации вырождается, и протаивание пород будет обусловлено только молекулярной теплопроводностью водонасыщенного слоя. Этим Балобаев объясняет неудачу применения дождевания в Восточном Забайкалье.

Наилучшие условия дренирования фильтрационного потока получаются в том случае, если имеется совершенный дренаж и участок с достаточным естественным уклоном. Практика показала, что дренажные колодцы менее целесообразны при искусственном протаивании пород.

Глубина искусственного протаивания при дождевалльно-инфильтрационном способе зависит, по расчетам Балобаева, от температуры воздуха; при повышении $t_{\text{вз}}$ с 8 до 20° она возрастает на 30—40%.

Важный показатель дождевалльно-инфильтрационного способа оттаивания — коэффициент полезного использования тепла фильтрационного потока, не превышающий 0,3—0,4.

При подготовке полигонов к дождевально-инфильтрационному оттаиванию необходимо удалить растительно-моховой покров и слой влагоемких пород (торфяники, илы, суглинки и глины), ниже которых залегает основная толща галечно-гравелистых отложений. Песчаные или супесчаные отложения, прикрывающие продуктивный пласт, удалять не следует, так как они имеют меньший коэффициент фильтрации, способствуют более равномерному просачиванию воды при периодической работе дождевальной машины и тем самым облегчают создание режима протаивания галечно-гравелистых отложений.

Дренажно-фильтрационное оттаивание горных пород отличается от дождевально-инфильтрационного только условиями питания фильтрационного потока. Безнапорный фильтрационный поток питают в течение всего сезона из водоподających колодцев, дрен или скважин. На зимний период верхнюю часть талого грунта осушают, чтобы льдонасыщенный слой не восстанавливался.

При дренажно-фильтрационном способе оттаивания в талом слое формируются: верхняя зона с кондуктивным и нижняя — с конвективно-кондуктивным переносом тепла. Закономерности распространения тепла приближенно описываются в верхней зоне уравнением Фурье, а в нижней — уравнением Фурье — Кирхгофа (включающее коэффициент поперечной теплопроводности).

Впервые дренажно-фильтрационное оттаивание было применено сотрудниками «Нигризолото» на предприятиях Дальстроя в 1950—1951 гг. в долине р. Янкан (Восточное Забайкалье). Этим способом за один сезон можно оттаять слой крупнодисперсных пород мощностью 4—6 м, а за два — 5—8 м. По сравнению с другими методами гидрооттайки он наиболее экономичный, так как не требует большого количества оборудования, электроэнергии и дает возможность оттаивать россыпи с включениями валунов, затрудняющими погружение игл.

Основной недостаток его заключается в затруднениях по устройству самотечного питания и особенно по глубокому дренированию фильтрационного потока. Из всех дренирующих устройств наиболее эффективны дренажные каналы, особенно если они пройдены до плотика россыпи. Обычно считают, что глубина каналов должна составлять не менее $\frac{2}{3}$ намечаемой глубины оттаивания. Однако пройти их на такую глубину часто не удается, так как из-за недостаточного дренирования скорость протаивания с глубиной резко убывает. Дренажные колодцы обязательно проходят до плотика россыпи.

Дренажно-фильтрационный способ применяют для оттаивания россыпей, в основании которых у плотика залегает слой водонепроницаемых пород. Однако время оттаивания этого слоя, обусловленное только молекулярной теплопроводностью, значительно больше, чем время оттаивания фильтрующихся

пород, и составляет, по данным ВНИИ-1: при мощности водонепроницаемого слоя до 2 м один летний сезон, при мощности 3,0—3,5 м — два. Практика показала, что для оттаивания россыпей, в литологическом составе которых хорошо фильтрующиеся породы расчленяются водонепроницаемыми слоями, этот метод использовать нельзя.

Основные параметры дренажно-фильтрационного способа оттаивания — удельный расход воды на фильтрацию, условия дренажа, коэффициент использования тепла фильтрационного потока.

Удельный расход воды на фильтрацию в первые дни оттаивания принимают равным 0,3—0,4 м³/ч·м; по мере увеличения талого слоя его увеличивают до 5 м³/ч·м. В. Т. Балобаев показал, что существует оптимальный расход воды, при котором скорость протаивания максимальная. Таким образом, удельный расход воды на фильтрацию должен назначаться в зависимости от условий сложения и залегания россыпи, а также конструкции дренажных устройств.

При дренажно-фильтрационном способе оттаивания 1 м³ грунта расходуется от 8 до 13 м³ воды при температуре около 7°. При повышении температуры расход ее уменьшается. Коэффициент полезного использования тепла фильтрационного потока составляет, как и при дождевально-инфильтрационном способе, примерно 0,3—0,4. Например, на прииске им. Гастелло средняя температура подаваемой на участок воды равнялась 10,6, а в дренажном канале — 7,6°. Коэффициент полезного использования тепла фильтрационного потока составил ≈0,3. Породы протаяли за лето до глубины 5,5 м при глубине дренажных канав 2,0—2,7 м. Удельный расход воды на 1 м³ породы 5,9 м³. Расстояние между водоподающей и дренажной канавами равнялось 70 м при естественном уклоне поверхности участка 0,012.

Фильтрационно-игловое оттаивание основано на том, что с помощью устанавливаемых в мерзлой породе пустотелых игл создают восходящий напорный фильтрационный поток, в результате чего происходит протаивание породы вокруг иглы в радиальном направлении.

Этот способ был впервые применен в СССР в 1937 г. на дражных полигонах Джалиндо-Урканского приискового управления «Верхнеамурзолото». С 1940 г. фильтрационно-игловое оттаивание стало применяться на дражных полигонах Дальстроя (Клюкин, 1955; Гольдтман, 1961).

Теоретическое исследование фильтрационно-иглового оттаивания сотрудниками ВНИИ-1 (Гольдтман, 1958; Чистопольский, 1965; Чистопольский, Знаменский, 1965) позволило выявить основные параметры этого способа — расход игл, шаг между иглами, глубину погружения, коэффициент использования тепла фильтрационного потока.

По данным практики, расход воды на 1 иглу равен около 5 м³/ч. При таком расходе суточная производительность иглы составляет 7—10, иногда 10—15 м³ оттаявшего грунта. Шаг между иглами принимают равным 4—7 м.

Коэффициент полезного использования тепла фильтрационного потока в первые годы опробования метода, когда использовалась сравнительно холодная вода (5—6°), не превышал 0,25—0,34. При температуре 8° он составлял уже около 0,4 (Гольдтман, Приймак, 1963) и в дальнейшем возрастал при искусственном подогреве воды. Например, уже в первых опытах с подогревом оборотной воды, проведенных сотрудниками ВНИИ-1 в 1962 г. на прииске Экспериментальный в долине р. Берелех, его удалось повысить до 0,85.

Фильтрационно-игловой метод может в дальнейшем совершенствоваться путем использования воды, подогреваемой до 50—60° и выше. Некоторые авторы рекомендуют подмешивать в воду в начальный период эксплуатации игл коагулирующие вещества, способствующие удлинению фильтрационных путей и позволяющие уменьшить шаг игл.

3. Производственный опыт управления оттаиванием и промерзанием пород на россыпных месторождениях

Богатейшие россыпные месторождения золота в Северной Америке (Аляска, Канада) были расположены почти исключительно в районах с многолетнемерзлыми породами. До первой мировой войны россыпи в бассейнах Эльдорадо, Клондайк и других рек разрабатывались открытым способом с применением для оттаивания преимущественно пожогов и подземным способом с оттаиванием паром. Эти два малоэффективных и трудоемких способа были рентабельными только при разработке старателями участков россыпи с самым высоким содержанием металла.

После первой мировой войны, когда горная промышленность уже располагала механизированным оборудованием, стали испытывать и внедрять новые способы искусственного оттаивания мерзлых пород. Оттаивание пожогом и паром уже не обеспечивало бесперебойной работы драг, а также высокопроизводительных механизмов (бульдозеры, скреперы и пр.), осуществляющих добычу и промывку пород. Паровая оттайка сохранилась лишь для оттаивания сезонномерзлого слоя в период пуска драг из расчета 9—10 тыс. м² площади на одну драгу. Кроме того, оттаивание паром некоторое время применялось на полигонах с мощностью галечников 10 м и более (Фербенкс, Вудшопер Крик и др.), где значительные расходы на оттаивание окупались низкой стоимостью драгирования.

В 1918 г. Д. Майлс впервые предложил оттаивание напорной водой, забираемой из естественных водоемов и подаваемой в грунт с помощью металлических игл. Этот способ, получивший в нашей стране название игловой гидрооттайки (или фильтрационно-игловой), прошел первые промышленные испытания на Аляске в 1920—1921 гг. и за несколько лет вытеснил применяемые ранее малопроизводительные и дорогие способы оттаивания. Питание игл осуществляют водой из водоемов с естественной температурой, достигающей в июле — августе 10—14°. Для водоснабжения поинтов строят капитальные сооружения с мощными насосными станциями, трубопроводами и устройствами для очистки воды от механических примесей. В СССР очистные сооружения обычно не делают. В американской практике иглы до недавнего времени погружали вручную по мере оттаивания пород до плотика (Макфарленд, 1964).

В 1938 г. американская компания «Аллювиал Голд ИНК» провела на Аляске первые промышленные испытания радиационного способа оттаивания на дражных полигонах. В весенне-летний сезон был удален непродуктивный илисто-торфяной слой. К осени вся толща продуктивных галечников протаяла полностью. Зимнее промерзание галечников не превышало 2,4 м, поэтому нижняя часть россыпи осталась талой. После этого началось оттаивание многолетнемерзлой породы до плотика россыпи. Пэтти (Patty, 1951) отмечает, что для радиационного оттаивания россыпи на глубину 3,0—3,5 м необходимо проводить удаление торфов с опережением на один год, а на глубину 7,0—7,5 м — не менее трех лет. Но эти рекомендации Пэтти считает слишком общими, так как глубина протаивания зависит от свойств пород и других изменяющихся факторов. Солнечное оттаивание намного дешевле способа Майлса и частично вытеснило его.

Для предотвращения зимнего промерзания на ряде полигонов использовалось затопление водой. Теплоизоляционные покрытия, видимо, не применялись для защиты полигонов на зиму от промерзания. Во всяком случае о них не упоминается в литературе.

Радиационное оттаивание и игловая гидрооттайка мерзлых пород в 40—50-е годы являлись основными способами на Аляске и севере Канады. Применялись и другие способы гидрооттайки, но не в горном деле, а в строительной практике. Так, инж. В. А. Кранер впервые предложил в 1947 г. дождевание оттаивающих грунтов с целью укладки их в тело плотины (Journal construction methods, 1948).

Опыт использования различных способов оттаивания мерзлых пород, применяемых в Северной Америке в 40—50-е годы, наиболее полно освещен в работах Пэтти (Patty, 1945), О. 'Нейли (O'Neill, 1954), Кроуфорда (Crawford, 1948) и других зарубежных авторов. Обзор работ по способам оттаивания в Север-

ной Америке за этот период дан в русской литературе В. П. Бакакиным (1948) и С. М. Фотиевым (1957).

Обнажение продуктивных отложений россыпи в Американской субарктике производили преимущественно послойным оттаиванием и удалением талого грунта средствами малой механизации (бульдозеры, скреперы и др.), т. е. так же, как и на Крайнем Севере и Северо-Востоке нашей страны. Однако в зарубежной практике в долинах рек с достаточным летним расходом воды послойное удаление мохо-торфяного слоя нередко заменяют гидросмывом.

К 50—60-м годам, а во многих бассейнах рек и значительно раньше основная часть неглубоко залегающих россыпей была отработана. В капиталистических странах почти вся добыча золота сейчас производится подземным способом; из россыпных месторождений добывается всего около 2%. На Аляске в районе Фербенкса (Повышение эффективности дражных работ, 1965) и Северной Канаде в бассейне р. Клондайк на территории Юкона (Макфарленд, 1964) до последнего времени глубокие россыпи обрабатывались драгами.

В районе Фербенкса верхний слой пустых пород мощностью до 30 м оттаивали холодной водой с применением игл. Разработку талого слоя вели гидромониторами при мощности забоя около 3 м, а следующий талый слой мощностью от 3 до 15 м удаляли шагающим драглайном. Продуктивный слой мерзлых песков мощностью 10—16 м оттаивали иглами и перерабатывали драгами.

В районе р. Клондайк 8 драг перерабатывали золотосодержащие пески, перекрытые пустыми породами мощностью от 3 до 20 м. Вначале групп оттаивали паровыми пойнтами, позднее — иглами с применением воды естественной температуры. Шаг между иглами был выбран равным 4,8 м, иногда увеличивали до 7,2 м. В литературе имеется сообщение, что эти драги было намечено остановить в 1966 г. (Mining Congress Journal, February, 1965).

Способ естественного оттаивания получил наибольшее распространение при подготовке полигонов, разрабатываемых дражным способом, в комбинатах «Забайкалзолото», «Амурзолото» и «Алданзолото». Основное достоинство его заключается в низкой себестоимости, поскольку вскрыша растительно-торфяного покрова улучшает условия работы оборудования и дает экономический эффект вследствие увеличения содержания полезного ископаемого в россыпи. Себестоимость оттаивания 1 м³ горной массы составляет 0,03—0,12 руб. в зависимости от мощности «торфов» и продуктивного пласта, схемы вскрышных работ и применяемого оборудования, затрат на предохранение пород от зимнего промерзания. Естественное оттаивание может быть применено как на крупно-, так и на мелкодисперсных породах, плохо водопроницаемых в талом состоянии. Тео-

ретически этот способ в сочетании с мероприятиями по защите пород от промерзания может быть использован для оттаивания россыпей любой мощности. Однако главный недостаток его заключается в том, что скорость оттаивания с глубиной резко замедляется. Естественное оттаивание начали применять на россыпях малой глубины (до 6—8 м), а в последние годы и на россыпях средней глубины (8—12 м).

Для ускорения таяния снег иногда зачерняют измельченным углем с добавлением темного песка, золой, шлаком, илом, темной пылевой породой. Зачернение позволяет сократить период таяния снега на 15—20 дней. Полигон ограждают нагорными канавами для предотвращения поступления вод поверхностного стока. Чтобы удалить талые и дождевые воды с самого полигона, выкапывают неглубокие канавы. Весной полигон расчищают от растительности, кустарника и мохового покрова и тем самым увеличивают скорость протаивания в 2,0—2,5 раза по сравнению с глубиной сезонного протаивания в естественных условиях. Осенью на расчищенных участках удаляют в один прием весь оттаявший слой породы. В начале лета следующего года проходят бульдозерами в несколько приемов поперек склона дренажные канавы (глубина 0,5—0,7 м, ширина 3 м) на расстоянии 30—60 м, последовательно углубляя их вплоть до песков, а также водоотводные канавы.

За два-три летних сезона таким путем можно оттаять даже в условиях Северной Якутии слой «торфов» мощностью 3—5 м, если в конце каждого теплого сезона снимать оттаявший слой. После удаления торфяного или торфяно-илистого слоя глубина протаивания грунта увеличивается в 2—3 раза. Так, по данным наблюдений В. П. Бакакина на одном из Куранахских приисков в Якутской АССР и К. В. Коплакова на прииске Комсомольском в Магаданской области, глубина протаивания породы в естественных условиях составляла всего 60—70 см. При снятии же растительного и мохо-торфяного покрова сезонное протаивание песчано-галечных отложений составляло: в первый год 1,35 м на первом прииске и 1,55 м на втором; во второй год — на обоих приисках 3,3—4,3 м. В районах с небольшой толщиной многолетнемерзлых пород (в несколько метров) иногда удается оттаять путем вскрыши торфов весь продуктивный пласт мощностью в 3—5 м за четыре-шесть лет (Гарагуля, Чернядьев, 1966), а пласт в 10 м — за 12—16 лет (Крашин, 1966), не прибегая к ежегодному удалению оттаявшего слоя осенью.

Обычно опережение горноподготовительных работ перед очистными при способе естественного оттаивания изменяется от одного года до четырех лет. Проведение горноподготовительных работ с опережением более трех лет затрудняется недостатком техники на приисках и ухудшением экономических показателей предприятий вследствие «замораживания» оборотных средств.

Способ естественного оттаивания дает наилучшие результаты, если полигон для предохранения от промерзания на зиму затопляют.

При затоплении строят серию дамб поперек долины. Размеры поперечного сечения плотин следующие: высота 3—5 м, ширина по верху 4—6 м, угол заложения сухого откоса 1 : 1, 1 : 1,5; 1 : 2, мокрого откоса 1 : 2,5; 1 : 3,5. Расстояние между дамбами выбирают в зависимости от продольного уклона долины в пределах 200—400 м. Для предотвращения утечки воды дамбы рекомендуются строить на участках полигона, сложенных слабофильтрующимися породами (супеси, суглинки) и не нарушенных горными работами. Отсыпку дамб делают послойно. При значительной водопроницаемости основания иногда применяется обратная перекачка фильтрующейся воды (комбинат «Забайкалзолото»). Для снижения фильтрации воды через основание плотины на ряде месторождений испытывались противофильтрационные экраны из слабофильтрующихся пород и синтетических пленок.

Естественное оттаивание с затоплением полигона на зиму водой позволяет в условиях Алданского района Якутии подготовить к отработке драгами продуктивный пласт россыпи мощностью в 5—8 м за два-три года.

Объем льда на полигоне можно уменьшить в 2,0—2,5 раза, используя для защиты от промерзания вместо затопления ледовоздушные покрытия. Технология применения их такова. Осенью на участке устанавливают кольца или треноги (на расстоянии 1—4 м) из круглого леса диаметром 5—15 см и во избежание всплывания их забивают на 10—20 см. Перед началом заморозков полигон затопляют на глубину 1,0—1,5 м. После того, как образовался лед необходимой толщины (0,2—0,5 м), уровень воды понижают на 0,1—0,3 м и затем уже намораживают последующие слои льда толщиной 0,08—0,15 м. В результате последовательного повторения сброса и удержания воды получают несколько ледяных слоев, удерживающихся на кольях и разделенных воздушными прослойками. Образующиеся во льду вследствие термических и механических деформаций трещины заполняют сеном со снегом. Для уменьшения расхода древесины в комбинате «Алданзолото» в качестве опор устраивали земляные насыпи высотой до 1 м.

Получение многослойных ледовоздушных покрытий, которые обеспечивали бы наилучшую тепловую защиту, связано с техническими трудностями. Поэтому такие покрытия, требующие значительных затрат ручного труда, используются эпизодически. Обычно применяемые двухслойные покрытия (лед — воздух) не могут предохранить породы от зимнего охлаждения и глубокого промерзания. Однако технико-экономические показатели способа предохранения пород от промерзания с помощью ледовоздушных покрытий удовлетворительны (табл. 8),

Таблица 8

Технико-экономические показатели предохранения пород от промерзания с помощью воздушно-ледяных покрытий

Комбинат	Площадь, тыс. м ²	Себестоимость, коп м ³
«Амурзолото» (по 6 дражным полигонам)	282,4	5,9
«Лензолото»	27,0	5,2
«Алданзолото»	1,7	4,3

что позволяет надеяться на более широкое их использование.

На месторождении р. Унда (комбинат «Забайкалзолото») естественное оттаивание сочетают с предохранением пород от промерзания при помощи осушения и рыхления поверхностного слоя. Применение этого способа вызвано тем, что вследствие значительной водопроницаемости пород оказалось невозможным в зимний период поддерживать уровень воды на заданной отметке. Рыхление производят на глубину 0,7 м в конце сезона. Оно оказывается наиболее эффективным, если уровень грунтовых вод находится ниже подошвы разрыхленного слоя (табл. 9).

Таблица 9

Глубина сезонного промерзания при рыхлении поверхностного слоя на 0,70—0,75 м (по П. Ф. Стафееву)

Показатель	1962 г.	1963 г.	1964 г.
Глубина промерзания на участках, м			
без разрыхления	2,6	2,7	2,4
с разрыхлением	1,7	1,2	1,6
Уровень грунтовых вод в период рыхления, м	0,52	0,74	0,95

Разработка пород, промерзших за зимний период, не представляет значительной трудности. В частности, производительность драг по сравнению со среднегодовой снижается лишь на 10%.

Применение светопрозрачных пленок позволяет существенно ускорить процесс естественного оттаивания. Этот способ прошел успешные производственные испытания на месторождениях р. Дарасун и кл. Маловского комбината «Забайкалзолото» и р. Ваца комбината «Лензолото». Глубина сезонного протаивания пород под пленками на вскрытых от растительности участках увеличивалась на 20% в условиях «Забайкалзолото» (Оловин и др., 1970) и на 50% в условиях «Лензолото» (Ведяев и др., 1967). В процессе эксплуатации пленки происходит ее

загрязнение и разрушение под действием атмосферных факторов, а также старение полимера, что снижает эффективность. Так, например, на месторождении р. Дарасун разность между температурой поверхности породы под стабилизированной полиэтиленовой пленкой и температурой воздуха составляла 6—7° в начале и 2,2° в конце сезона.

Способ послонной разработки мерзлых пород по мере их оттаивания применяется на всех горнодобывающих предприятиях Сибири и Дальнего Востока. Этим способом выполняют весь комплекс горных работ на предприятиях, ведущих открытую разработку россыпных месторождений бульдозерно-скреперным способом, и значительный объем земляных работ при дражном и гидравлическом способах разработки. Вскрыша мерзлых пород на дражных полигонах осуществляется, как правило, лишь в первой половине летнего сезона, во второй — горные работы ведутся на тех участках полигона, где глубина протаивания превышает мощность разрабатываемого слоя.

Послойная разработка осуществляется бульдозерами или скреперами слоями толщиной 20—40 см. При меньшей толщине слоев (и одновременном увеличении частоты срезки) производительность землеройных машин резко снижается, вследствие чего увеличиваются затраты на оттаивание.

Имеется опыт послонной разработки мерзлых пород гидравлическим способом. На месторождении р. Кадали-Макит (комбинат «Лензолото») применялась система разработки попутно-боковыми забоями с расположением забойных мониторов на верхней бровке уступа. Ширина полигона на один забой 40—60 м. Поочередно в стадии оттаивания и разработки находилось три-семь забоев, число рабочих забоев изменялось от одного до трех.

На ряде месторождений комбината «Алданзолото» испытывался послонный способ оттаивания мерзлых песков с двойной перевалкой («сухая оттайка»). Технология его следующая: после вскрыши непродуктивной части россыпи разрабатываются пески со складированием их в пределах промышленного контура в отвалы, при отработке драгой этих участков производится планировка отвалов при помощи бульдозеров. В связи с большим объемом земляных работ, вызванных двух- или трехкратной переработкой пород и, следовательно, значительными затратами на подготовку полигона и отработку, этот способ оттаивания применяется довольно редко.

**ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ТЕПЛО-И ВЛАГООБМЕНА
В СЕЗОННОПРОТАИВАЮЩЕМ СЛОЕ ГОРНЫХ ПОРОД
НА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ПЛОЩАДКАХ
ТЕПЛОБАЛАНСОВОГО СТАЦИОНАРА
В ОКРЕСТНОСТЯХ Г. ЯКУТСКА**

**1. Задачи исследований, состав наблюдений
и оборудование теплобалансового стационара**

Способы искусственного оттаивания, основанные на повышении и аккумуляции солнечной энергии в верхнем слое горных пород, непрерывно совершенствуются. Совершенствование этих способов базируется на исследованиях процессов тепло- и влагообмена в самих промерзающих-протаивающих породах и на их контакте с атмосферой. В следующей главе будут рассмотрены результаты исследований, выполненных непосредственно на одном из участков горнодобывающих предприятий. Вместе с тем проведение опытов в производственных условиях неизбежно приводит к упрощению эксперимента, к недостаточно детальному изучению теплофизической сущности процессов искусственного оттаивания пород. Поэтому необходимы стационарные наблюдения кругооборота тепла и влаги при различных методах мелиорации территории. Подобные исследования являются весьма ценными не только для решения задач горного дела, но и для сельскохозяйственного производства и строительства.

Впервые стационарные комплексные исследования кругооборота тепла и влаги в верхнем слое горных пород на площадках с различными естественными покровами и искусственными покрытиями были начаты Институтом мерзлотоведения им. В. А. Обручева в 1956 г. в окрестностях Загорска с сезонно-промерзающими и Воркуты с многолетнемерзлыми породами (Павлов, 1965). Однако в этих местностях и районах россыпной добычи полезных ископаемых природные условия резко отличаются. Поэтому в 1968—1969 гг. Институт мерзлотоведения СО АН СССР организовал в окрестностях г. Якутска теплобалансовый стационар для проведения режимных исследований.

Природные условия в месте размещения стационара характеризуются следующими данными: средняя годовая температура воздуха $-10,2^{\circ}\text{C}$, норма осадков 194 мм, высота снежного покрова к концу зимы 30 см, температура пород на глубине нулевых годовых амплитуд $\approx -2,0^{\circ}$.

В теплобалансовом стационаре девять экспериментальных площадок, павильон для размещения регистрирующих приборов, аккумуляторная, павильон для хранения сезонного (предназначенного только для лета или зимы) оборудования (рис. 2).

Площадка естественная (1) размером $50 \times 50 \text{ м}^2$ располагается в средней части лесной поляны на участке с лугово-степной растительностью (рис. 3). Она является эталонной для всех других тепломелиоративных площадок и позволяет выявить изменение составляющих тепло- и влагообмена и гидротермического режима пород при направленном изменении поверхностного покрова, происходящем на других площадках.

На этой же поляне размещаются семь тепломелиоративных площадок: с деревянными отмостками (3), асфальтированная (4), с пленочными покрытиями (5, 6), оголенная (7), с теплоизоляционными покрытиями (8), с искусственным увлажнением (9). Сплошной дощатый настил на площадке 3 способствует дополнительному зимнему охлаждению пород, так как снежный покров в Якутии очень рыхлый и является хорошим теплоизолятором. Летом навес предохраняет землю от солнечной инсоляции. Продухи тем временем закрывают, чтобы снизить поступление теплого воздуха, который мог бы отеплить землю. Такие навесы, называемые отмостками, применяются для уменьшения глубины сезонного протаивания пород. На площадке 4 изучается тепловой режим пород под асфальтовым покрытием — основным дорожным покрытием в условиях Якутии.

Площадки 5 и 6 предназначены для наблюдения за протаиванием пород под светопрозрачными синтетическими пленками (полиэтиленовой, полиамидной и другими видами).

На оголенной площадке 7 летом периодически удаляют травяной, а зимой снежный покров. Таким способом имитируются поверхностные условия строительной площадки.

Площадка 8 служит для изучения теплозащитных свойств различных синтетических материалов — пенопластов, пенистых покровов. Она разделена на четыре равные площадки (см. рис. 2) и до осени 1971 г. использовалась для изучения влияния различных видов пленок на сезонное протаивание пород (рис. 4).

Площадка 9 ограждена по периметру бетонной стенкой на глубину 2 м, выступающей над поверхностью земли на 0,5 м. Водонепроницаемое ограждение позволяет создавать различный режим затопления.

Площадка с дощатым навесом (3), асфальтированная (4), с пленочными покрытиями (6), оголенная (7) имеют размеры $20 \times 20 \text{ м}^2$. Площадка (5) предназначена для исследования краевого эффекта при применении пленочных покрытий и размеры ее увеличены до $40 \times 40 \text{ м}^2$. Площадка с искусственным увлажнением (9) составляет $10 \times 10 \text{ м}^2$.

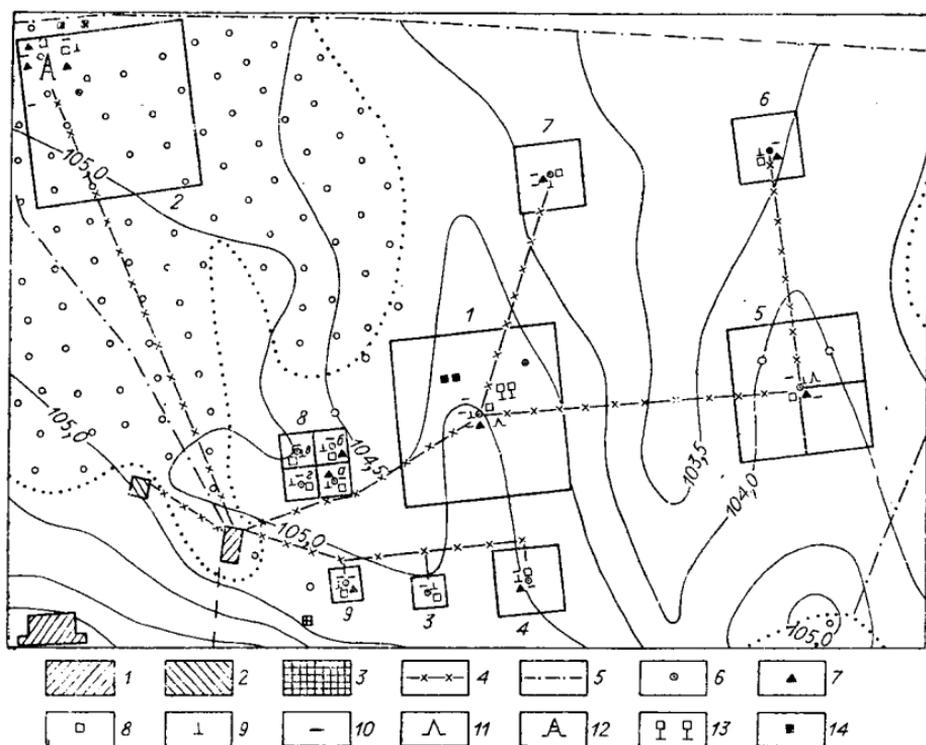


Рис. 2. Схема расположения экспериментальных площадок теплобалансового стационара.

1 — теплобалансовый павильон; 2 — аккумуляторная; 3 — водоналивной бак; 4 — линии связи и электроснабжения; 5 — ограда; 6 — термометрическая скважина; 7 — актинометрическая установка; 8 — термометрический комплект; 9 — мерзлотомер; 10 — тепломер; 11 — градиентная установка; 12 — вышка в лесу; 13 — психрометрическая будка; 14 — испарители и дождемеры.

Площадки: 1 — естественная, 2 — в лесу, 3 — с дощатыми отморстками, 4 — асфальтированная, 5, 6 — с пленочными покровами, 7 — оголенная, 8 — с теплоизоляционными покрытиями, 9 — с искусственным увлажнением.

В юго-западном направлении от поляны на расстоянии 100 м от опушки в сосновом лесу размещается площадка 2 (см. рис. 2) для изучения взаимодействия между лесом и мерзлыми породами, а также для выявления природных изменений водного и теплого режимов пород (сток, испарение, глубина протаивания и пр.) при уменьшении залесенности территории.

Геологический разрез на всех площадках однотипный: до 0,2—0,3 м — почвенно-дерновый горизонт; от 0,2—0,3 м до 0,6—0,8 м — легкий суглинок (или супесь), пронизанный корнями лугово-степной растительности; от 0,6—0,8 м до 1,6—1,8 м — супесь с прослойками песка или песок с прослойками супеси; далее до 20 м — песок мелко- и среднезернистый, с редкими прослойками и ледяными линзами льда мощностью до 5—10 мм, а до глубины 6—8 м еще и с прослойками растительного детрита. Объемный вес пород сезонного слоя составляет 1,1—1,3 г/см³ на глубинах до 0,5 м и 1,4—1,5 г/см³

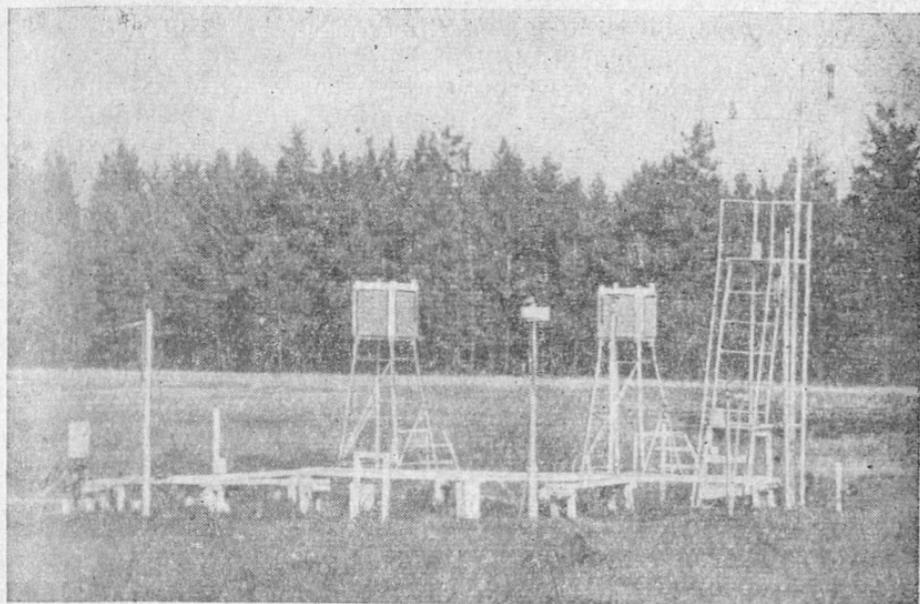


Рис. 3. Естественная площадка 1. Июль 1971 г.



Рис. 4. Площадка 8а (на переднем плане) с покровом из полихлорвиниловой пленки В-118 и 8б с покровом из полиэтиленовой пленки. Июль 1970 г.

в глубже лежащем слое. Влажность пород в естественных условиях не превышает 20—25% (по отношению к сухой навеске) для почвенно-дернового слоя; в остальной части сезонноталого слоя она составляет от 2—3 до 15—18%. В летний сезон в слое 0,3—1,7 м влажность часто не выходит за пределы 5—10%.

На всех площадках проводятся наблюдения за актинометрическими и метеорологическими характеристиками в приземном слое воздуха, тепло- и массообменом в естественных покровах и искусственных покрытиях, за гидротермическим режимом пород в слое сезонного протаивания и годовых теплооборотов (табл. 10).

Выбор размеров экспериментальных площадок проводился с таким расчетом, чтобы искажение их актинометрических характеристик (отраженная радиация, длинноволновое излучение) и температурного режима поверхностного слоя пород в центре площадки (где заложены термометрические датчики и мерзлотомеры), обусловленное влиянием окружающей территории, не превысило допустимых погрешностей.

В актинометрии относительная погрешность (Δ) измерения альбеда на площадках радиуса r , отличающихся видом деятельной поверхности от окружающей территории, определяется по формуле

$$\Delta = 100 \left(1 - \frac{A}{A_e} \right) \frac{h_y}{\sqrt{h_y^2 + r^2}}, \quad (\text{II.1})$$

где A и A_e — альбеда тепломелиоративной площадки и естественной поверхности; h_y — высота установки прибора ($h_y=1,5$ м).

В расчетах погрешности по формуле (II.1) примем следующие близкие к экстремальным значения альбеда площадки и окружающей территории: $A=0,10$; $A_e=0,25$. Условно будем считать, что площадки имеют форму круга, имеющего равную с ними площадь. Вычисления дали следующие значения погрешностей Δ :

Размер площадки, м ²	Δ , %
40×40	0,3
20×20	1,0
10×10	4,2

Полученные значения в определении альбеда для площадок 20×20 м² и ббльших размеров не выходят за пределы точности определения самих актинометрических характеристик. Данные измерений на площадках меньших размеров могут в небольшой степени зависеть от окружающего фона, если различие между A_e и A превышает 0,05.

В результате натурных исследований и моделирования на гидронтеграторе было выяснено, что глубины промерзания-протаивания в центре тепломелиоративных площадок размерами 10×10 м² и больше практически не связаны с температурным режимом окружающей территории. Однако в более глубоких слоях температура пород на тепломелиоративных площадках даже крупных размеров (20×20 м²) может в значительной

Инструментальное оборудование площадок

Вид наблюдения	Площадка	Прибор
Актинометрия		
прямая радиация	1	Актинометр
суммарная ,,	1—3, 5, 7, 8	Пиранометры Янишевского и Козырева
отраженная ,,	1—9	То же
баланс коротковолновой радиации	1—9	Балансомер Янишевского
длинноволновое излучение	1—4, 9	Микробалансомер Козырева
Микрометеорология		
температура и влажность воздуха	1, 2	Метеобудка
жидкие и твердые осадки	1, 2	Осадкомер Третьякова
градиенты температуры и влажности в приземном слое	1, 2, 4, 5	Психрометр М-34 с дистанционным отсчетом
градиенты скорости ветра в приземном слое	1, 2, 4, 5, 7	Анемометр МС-13
испарение	1, 2, 7	Испаритель ГГИ-500—50
Тепло- и массообмен в поверхностном покрове		
высота, структура, стратиграфия и плотность снежного покрова	1, 2	Снегомерная рейка, лупа, плотномер
испарение со снега	1, 2	Испарители из оргстекла
диффузия водяного пара в снегу	1	Кюветы из оргстекла
проникновение радиации в снег	1	Пиранометры Козырева и с плоским входным окном из оргстекла
температура снежного покрова.	1, 2	Термокомплекты
температура поверхности снега	1, 2	Инфракрасный радиометр, термопара, спиртовые термометры
проникновение радиации в растительный покров	2	Пиранометры Янишевского и Козырева
проникновение радиации через светопрозрачные пленки	5, 8	Пиранометры Козырева и с плоским входным окном из оргстекла
градиенты температуры и влажности в лесном покрове	2	Психрометр М-34 с дистанционным отсчетом
градиенты скорости ветра в лесном покрове	2	Анемометр МС-13
Гидротермический режим пород		
температура пород до глубины 3 м	1—9	Термопаяк, инфракрасный радиометр
температура пород на глубинах 3—20 м	1—9	Термокомплект
промерзание-протаивание	1—9	Термисторная гирлянда
тепловые потоки	1—9	Мерзлотомер Данилина
теплофизические характеристики	1, 2	Тепломер
влажность пород	1—9	Шаровой зонд
		Отбор проб бурением

мере зависеть от температурного режима окружающей территории. Так, например, при расчистке снежного покрова на площадке $20 \times 20 \text{ м}^2$ в окрестностях г. Якутска средняя годовая температура пород t_0 на глубине 4—5 м устанавливается на $1,5—2,0^\circ$ выше температуры на подошве слоя сезонного протаивания. На площадках размерами $40 \times 40 \text{ м}^2$ и более температура пород до глубины 7—8 м практически не зависит от окружающего фона.

Большая часть наблюдений, проводимых на площадках (общая метеорология, актинометрия, градиентные наблюдения в приземном слое, плотность снежного покрова, глубина протаивания и промерзания, испарение с поверхности пород), осуществляется в основном с помощью стандартных приборов (Кедровливанский, Стернзат, 1953; Янишевский, 1957). Описание комплекса использования этих приборов применительно ко всем видам наблюдений и оценка их точности даны в работе А. В. Павлова (1965). Дополнительно в измерениях коротковолновой и длинноволновой радиации применяются пиранометры, микробалансометры и фитопиранометры конструкции Б. П. Козырева (1968а, б).

Для проведения теплофизических наблюдений сконструированы термопарные комплекты и термомеры. Термопарный комплект предназначен для измерения температуры приземного слоя воздуха, снежного покрова и пород до глубины 3 м. До 1970 г. термокомплекты изготавливались по схеме, приведенной на рис. 5. Медно-константановые спаи 1—13 служат для измерения температуры пород. Термоспаи 1'—8' предназначены для измерения температуры снежного покрова через каждые 5 см до высоты 40 см. Термоспаем 9' можно определить температуру приземного слоя воздуха на заданной высоте. Термоспаи 6 и 0 являются опорными; в месте их размещения определяется абсолютная температура пород с помощью термисторов. В результате двухгодичной эксплуатации термокомплектов было выявлено, что показания термопар искажаются вследствие возникновения паразитной э. д. с., причем погрешность измерений достигала $0,2—0,3^\circ$. Поэтому в 1970 г. измерительные термоспаи стали изготавливать не одиночными, а состоящими из двух последовательно соединенных термопар (рис. 6). Такие термокомплекты обладали большей стабильностью и точностью.

В термопарный комплект входит также термопаук, предназначенный для измерения температуры поверхности пород. Он состоит из пяти последовательно соединенных термопар, опорные спаи которых размещаются на глубине 3 м, а измерительные — на поверхности пород до окружности с диаметром $\approx 1 \text{ м}$.

В процессе эксплуатации термопарного комплекта может произойти изменение чувствительности термопар (или терми-

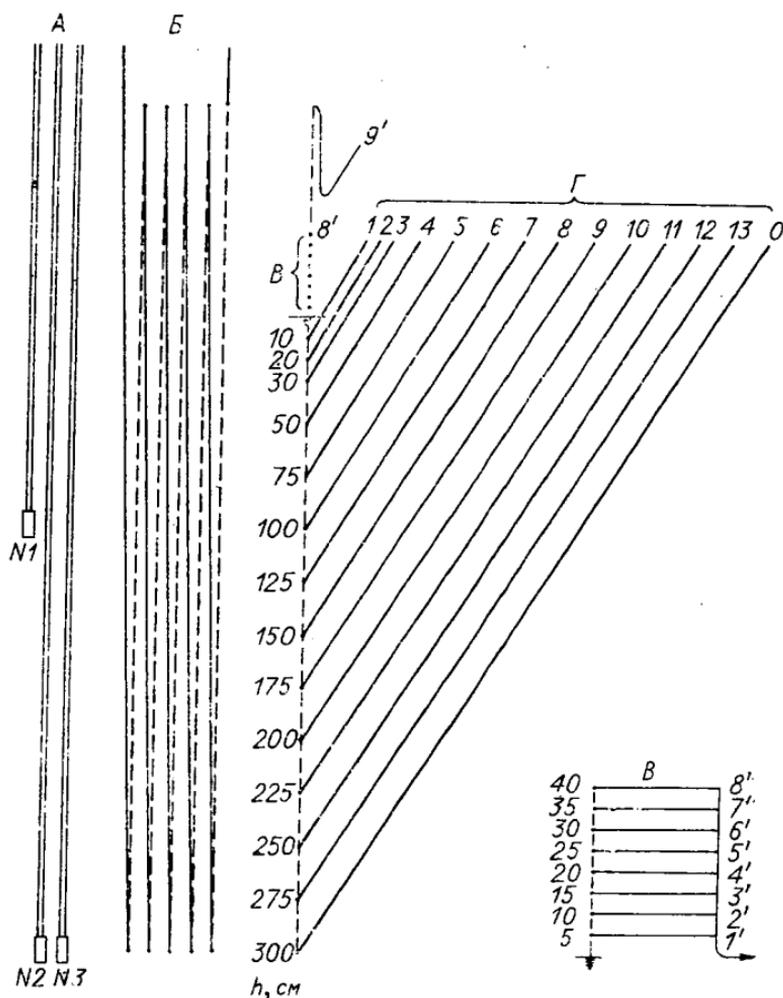


Рис. 5. Схема термодарного комплекта с одиночными термоспаями.

А — термисторы, Б — термопары (— медь, --- константан), В — измерительные спай снежных термопар (1'—8'), Г — термопары для измерения температуры пород (1—5, 7—13 — измерительные термоспай; 0, 6 — опорные термоспай; 9 — контрольный термоспай).

сторов). Показания термопар контролируются по методу А. В. Голубева (1964) термоспаем 9' (см. рис. 5).

Все термоспай и термисторы гидроизолированы путем нанесения покрытия из эпоксидной смолы. Спаи 0—13, термисторы и подходящие к ним провода компоновали в одну нить, которую помещали в текстолитовую или эбонитовую трубку диаметром 30 мм и заливали гидроизоляционной массой, состоящей из смеси парафина и канифоли в пропорции 1:1. Спаи 1, 2 и 3, предназначенные для измерения температуры на глубинах 10, 20 и 30 см, для предотвращения инерционности их показа-

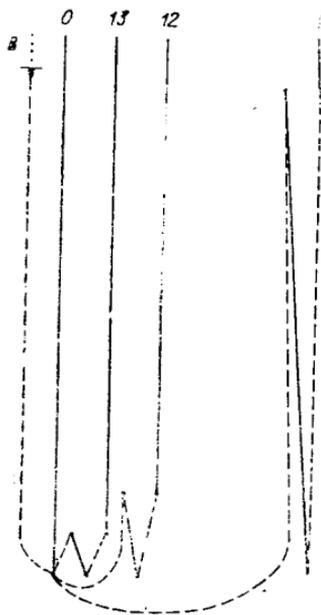


Рис. 6. Один из узлов схемы термопарного комплекта с двойными термоспаями (усл. обозн. см. на рис. 5).

с помощью приспособления в виде П-образной формы, изготовленного из деревянных брусков. Провода от всех измерительных спаев и термисторов были подведены к распределительному щитку, соединенному кабелем с павильоном.

Температуру пород на глубинах от 4 до 20 м измеряли термисторными гирляндами, установленными в буровых скважинах после обсадки их металлическими трубами диаметром 50 мм до устья забоя. Измеряемая в этих скважинах температура под влиянием конвекции воздуха и передачи тепла по трубам отличалась от температуры самих пород. Самые значительные отклонения отмечались на оголенной и асфальтированной площадках, на которых вследствие удаления снежного покрова в верхнем слое горных пород наблюдались наибольшие градиенты температуры. В частности, на оголенной площадке разность между средней месячной температурой в скважинах и температурой пород (последняя определялась по показаниям термокомплектов, в которых конвекция и передача тепла по трубам отсутствуют) достигала на глубинах: 1 м — 3—4°; 2 м — 2,7°; 3 м — 1,2° (рис. 7). Путем экстраполяции этих данных можно установить, что начиная с 3,5—4,0 м температура в скважинах достаточно точно характеризует температуру самих пород.

Определение тепловых потоков в сезонноталом слое горных пород проводилось тепломерами. Принцип действия тепломера

ний были выведены из трубки в латунные капсулы, прикрепленные к эбонитовой трубке на резьбе. Свободное пространство между стенкой капсулы и спаем заполняли металлическими опилками (для улучшения теплового контакта с породой) и заливали неразведенными цинковыми белилами. Спаи, предназначенные для работы на открытом воздухе, покрывали кроме эпоксидной смолы несколькими слоями нитробелил или цинковых белил для предотвращения их нагревания солнечной радиацией.

Термокомплект устанавливали в центре площадки в буровую скважину диаметром 50 мм и глубиной 3 м. Свободное пространство между трубкой и стенками скважины заполняли ранее извлеченной породой и трамбовали. Спаи, предназначенные для измерения температуры снежного покрова, подвешивали в воздухе

основан на измерении перепада температур термопарами в теплофизическом эталоне, помещаемом в исследуемую среду. Анализ работы тепломеров показал, что они применимы во всех мерзлых непучающих и талых неводонасыщенных породах (Павлов, 1965).

Для изготовления тепломеров нарезали из оргстекла толщиной 6 мм пластины размером $15 \times 15 \text{ см}^2$. На них в шахматном порядке высверливали от 154 до 420 отверстий, в которые вставляли последовательно чередующиеся отрезки медной и константовой проволоки диаметром 0,2 мм. Концы проволок скручивали и припаивали с таким расчетом, что на обеих сторонах пластины образовывалась цепь термоспаев. Далее к обеим сторонам пластины приклеивали на акриле охранные пластинки из оргстекла толщиной 1—2 мм. Схема тепломера с 77 термопарами показана на рис. 8.

Тарировка тепломеров производилась на установке, разработанной Г. В. Порхаевым (Теплофизика промерзающих и протаивающих грунтов, 1964). Тарировочные коэффициенты изменялись в значительных пределах — от 16,4 до 28,8 ккал/м²·ч·мВ при 77 термопарах (или 154 последовательно соединенных термоспаев) и от 6 до 19 ккал/м²·ч·мВ при 140 термопарах.

Все экспериментальные площадки соединены телефонным и электрическим кабелем с теплобалансовым павильоном, где размещены пульты управления и электронных записывающих приборов, фоторегистраторная, сушильные шкафы, рабочие столы. К павильону пристроена неотапливаемая веранда для исследований образцов снежного покрова (взвешивание испарителей и пр.).

Пульт управления предназначен для дистанционных измерений показаний установленных на площадках приборов в от-

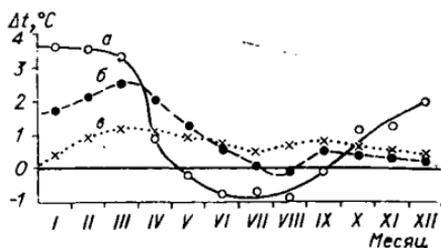


Рис. 7. Годичный ход разности Δt между температурой пород ($t_{\text{пост}}$) и температурой скважины ($t_{\text{скв}}$) на оголенной площадке.

Глубина (м): а — 1; б — 2; в — 3.

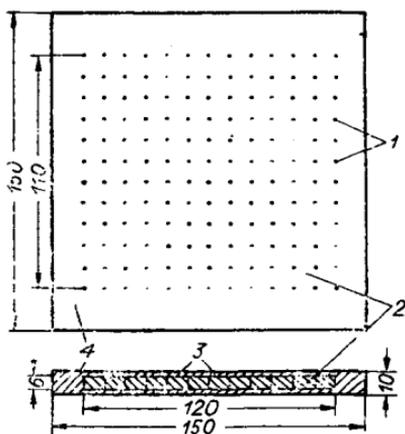


Рис. 8. Схема тепломера из оргстекла с 77 термоспаямп. 1 — отверстия для термопар; 2 — рабочая зона тепломера (оргстекло); 3 — медно-константовые термопары; 4 — охранный зона тепломера (оргстекло).

дельные сроки и контроля непрерывной фоторегистрации. Общий вид пульта представлен на рис. 9. На вертикальной панели смонтирована система переключателей и тумблеров, позволяющая включать в измерительные приборы датчики, установленные на площадках, — термокомплекты, актинометрические приборы, тепломеры, термисторы и др. Кроме того, на пульте размещены приборы контроля фотозаписи (миллиамперметры М-4200). На горизонтальной панели смонтированы измерительные приборы: низкоомный потенциометр постоянного тока Р-306, высокоомный потенциометр постоянного тока Р-307, мост сопротивления МО-62, гальванометры ГСА-1 и М-195. Пульт оснащен зеркальным гальванометром М-21/6.

Высокоомный потенциометр предназначен для измерения э. д. с. тепломеров и термопауков. С помощью низкоомного потенциометра измеряется э. д. с. термопар. Мост сопротивления служит для измерения температуры термисторами. Зеркальный гальванометр используется как нулевой прибор при потенциометрических измерениях. Стрелочные гальванометры служат для регистрации показаний актинометрических приборов — балансомеров, пиранометров и альбедометров в отдельные сроки. Вмонтированное в пульт релейное устройство позволяет автоматически включать актинометрические приборы в цепь гальванометра при срочных измерениях и в цепь самопишущих приборов — при непрерывной регистрации.

Пульт электронных записывающих приборов смонтирован из двух электронных потенциометров ЭПП-09 и двух усилите-

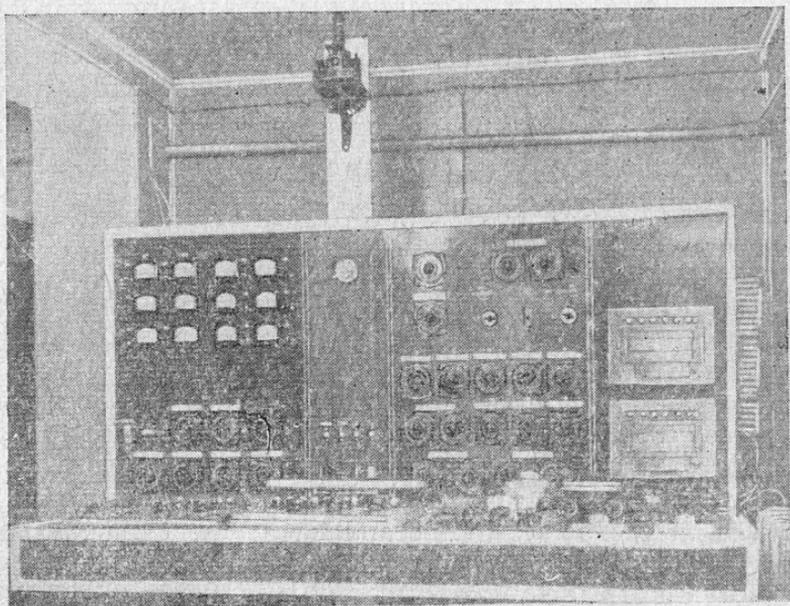


Рис. 9. Пульт управления для дистанционных измерений.

лей тока (микровольтамперметры Ф-116). Фоторегистраторная включает 6 регистраторов с оптической записью, каждый из которых с помощью программного переключателя может регистрировать показания 15 однотипных датчиков.

2. Годовой ход теплообмена сезоннопротивающих пород с атмосферой

Наблюдения за элементами кругооборота тепла и влаги в горных породах начались на теплобалансовом стационаре (см. рис. 2) в июне 1969 г. на естественной площадке (1) и площадке 8б, которая в этот и все последующие летние сезоны застилалась светопрозрачной пленкой. В марте 1970 г. были оборудованы площадки с асфальтированным покрытием (4) и оголенная (7), а в мае — 5, 6 и 8а. Остальные (2, 3, 8в, 8г и 9) пущены в эксплуатацию в летний сезон 1971 г.

Площадки 1, 4, 7 и 8б предназначены для круглогодичной эксплуатации, остальные — только в весенне-летние сезоны. В данном разделе дано обобщение материалов исследований на площадках 1, 4, 7 и 8б с 1/V 1970 г. по 30/IV 1971 г. (годовой цикл).

В рассматриваемый период средняя годовая температура воздуха была на $0,6^{\circ}$ ниже средней многолетней и составила минус $10,9^{\circ}$. Летний сезон 1970 г. в целом был теплее по сравнению со средними многолетними условиями, а зимний 1970/71 г. — холоднее (табл. 11). Как лето, так и зима 1970/71 г. характеризовались резкими аномалиями в распределении осадков. В мае и июне 1970 г. их выпало 97 мм при норме 41 мм. В июле осадков почти не было, хотя среднее многолетнее количество их в этот месяц составило 36 мм. Резкое несоответствие со средними многолетними условиями отмечалось и в выпадении твердых осадков. В октябре наблюдались небывало обильные снегопады; количество осадков составило 49 мм, что в 2,7 раза больше нормы. Наибольшая высота снега на метеостанции зимой 1970/71 г. равна 43 см при норме 30.

Площадка 1 в летний сезон была покрыта естественной лугово-степной растительностью, типичной для условий Центральной Якутии; снежный покров сохранялся в ненарушенном состоянии. На площадке 7 дерново-растительный слой был снят еще в 1968 г., а в течение лета 1970 г. на ней проводилась двухразовая счистка всходов травы. На асфальтированной (4) и оголенной (7) площадках снег регулярно счищался после снегопадов. Однако вскоре после расчистки поверхность быстро покрывалась тонким слоем снега (иней), который выпадал даже при ясном небе.

Площадки 1 и 7 имели примерно одинаковые условия в отношении притока солнечной радиации. Площадка 8б, которая в летний сезон 1970 г. покрывалась полиэтиленовой пленкой,

Таблица 11

Метеорологические данные за многолетний период и годичный цикл наблюдений (по данным метеостанции г. Якутска)

Характеристика	Ед. изм.	Месяц											
		V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV
Многолетний период													
Температура воздуха	°C	5,7	15,4	18,7	14,8	6,2	-7,9	-28,0	-39,8	-43,2	-35,9	-22,2	-7,4
Влажность воздуха	%	53	55	59	66	70	77	77	74	73	73	68	59
Осадки	мм	15	26	36	36	21	18	11	8	7	5	5	6
Высота снега	см	1*	—	—	—	—	6	17	23	29	30	30	20
Годичный (1/V 1970 г.— 30/IV 1971 г.) цикл													
Температура воздуха	°C	4,2	13,7	22,1	13,4	7,1	-11,7	-29,1	-41,8	-43,3	-37,8	-21,3	-6,7
Влажность воздуха	%	52	67	52	64	70	71	77	72	71	70	64	60
Осадки	мм	48	49	6	39	24	49	19	12	5	3	7	25
Высота снега	см	6*	—	—	—	—	15	35	41	41	42	43	39

* Данные за первую декаду.

Таблица 12

Результаты определений альbedo поверхности, %

Площадка	1970 г.								1971 г.				Среднее за год
	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	де-кабрь	январь	фев-раль	март	апрель	
Естественная	34	18	19	21	16	72	77	78	84	74	75	71	37
Асфальтированная	22	11	11	12	13	61	61	65	70	57	53	54	26
Оголенная	25	15	17	16	15	60	68	64	57	60	56	63	31
С пленочным покры-тием	39	33	31	27	21	70	79	79	79	71	75	71	44

и 4 с асфальтовым покрытием были несколько затенены от поступления солнечных лучей южного направления. Годовая величина суммарной радиации Q_c на них была на 14% меньше по сравнению с естественной площадкой.

В летний сезон наименьшую отражательную способность имела асфальтированная площадка (табл. 12). Ее альbedo $A=S/Q_c$ с июня по август составляло 11—12%. Альbedo оголенной площадки в тот же период было на 2—7% выше, чем на асфальтированной. Пленочный покров резко увеличивал альbedo поверхности (до 27—33%).

В зимний период альbedo снежного покрова на площадках 1 и 8б повышалось до 71—84%. Расчистка снега на площадке 7 приводила к снижению его до 56—68%. Однако отражательная способность поверхности на площадках 4 и 7 была все-таки высокой, так как даже налет снега в состоянии увеличивать альbedo в несколько раз.

Наибольшее значение эффективного излучения было отмечено на асфальтированной (4), наименьшее — на площадке 8б (табл. 13). Годовой расход тепла путем эффективного излучения на площадке 4 составил 38,5% от поступающей радиации Q_c . Если на естественной площадке в летний и зимний сезоны потери тепла на эффективное излучение (в % от Q_c) были примерно одинаковы (табл. 14), то на оголенной и асфальтированной площадках в зимний сезон они в 1,6—1,7 раза больше, чем летом. Несмотря на значительное излучение, радиационный баланс на площадке 4 как за летний сезон, так и в сумме за год был наибольшим. Отношение радиационного баланса к суммарной радиации (R/Q_c) за летний сезон характеризуется следующими данными: площадка 1—46%, 4—52, 7—49 и 8б—38%.

На естественной площадке испарение E во все месяцы, за исключением самых холодных (декабрь, январь), является расходной компонентой теплового баланса. Величина LE за летний сезон составляла 11,47 ккал/см², т. е. 19% от суммарной радиации (41% от радиационного баланса R). В декабре и январе преобладала конденсация, однако ее величина настолько незначительна, что не выходит за пределы точности определения компонентов теплового баланса. Оголенная площадка испаряла примерно равное количество воды с естественной. Затраты тепла на испарение на двух других площадках за летний сезон были значительно меньше и составили: на площадках 4—5,72 ккал/см² и 8б—7,54 ккал/см². Турбулентный теплообмен P в этот период существенно превосходил затраты тепла на испарение LE . В естественных условиях с мая по сентябрь отношение $P/R=0,51$. На асфальтированной площадке турбулентный теплообмен в 1,6 раза превышал затраты тепла на испарение: отношение P/R за летний сезон равно 0,75.

Тепловой поток в породе B_n характеризуется небольшими значениями. Даже под пленочным покрытием отношение

Составляющие теплового баланса пород на площадках теплбалансового стационара, ккал/см²·мес.

Составляющие баланса	1970 г.								1971 г.			
	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь	январь	февраль	март	апрель
<i>Естественная</i>												
Q_c	12,89	13,99	16,33	10,25	6,60	2,65	1,07	0,32	0,67	2,53	6,18	11,67
S	4,36	2,56	3,01	2,18	1,04	1,90	0,82	0,25	0,56	1,87	4,62	8,31
$I_{эф}$	2,91	4,11	5,17	3,48	2,76	1,02	0,84	0,49	0,70	1,05	1,87	1,96
R	5,62	7,32	7,85	4,59	2,80	-0,27	-0,59	-0,42	-0,59	-0,40	-0,31	1,40
$P+LE$	4,75	6,67	7,23	4,33	2,79	-0,20	-0,28	0,19	-0,21	-0,15	-0,16	1,51
P	2,44	2,64	5,96	1,90	1,17	0,10	-0,30	0,19	-0,21	-0,16	-0,41	0,37
LE	2,07	4,03	1,27	2,43	1,62	0,10	0,02	-0,00	-0,00	0,01	0,26	0,68
B_{II}	0,87	0,65	0,62	0,26	0,01	-0,47	-0,31	-0,61	-0,38	-0,25	-0,15	-0,11
<i>Асфальтированная</i>												
Q_c	13,08	13,86	15,54	10,38	5,99	2,62	0,97	0,23	0,56	2,38	5,53	11,10
S	2,83	1,58	1,76	1,25	0,79	1,60	0,59	0,15	0,39	1,35	2,93	6,05
$I_{эф}$	3,17	4,18	5,52	3,90	2,28	1,75	1,51	0,99	0,99	1,52	2,42	3,35
R	7,08	8,10	8,26	5,23	2,92	-0,73	-1,13	-0,81	-0,82	-0,49	0,18	1,70
$P+LE$	6,22	7,36	7,56	5,04	2,94	-0,08	-0,41	0,04	-0,37	-0,20	0,25	1,44
P	5,20	5,37	7,20	3,37	2,31	—	—	—	—	—	—	—
LE	1,02	1,99	0,35	1,67	0,63	—	—	—	—	—	—	—
B_{II}	0,86	0,74	0,70	0,49	-0,02	-0,65	-0,72	-0,85	-0,45	-0,29	-0,07	0,26
<i>Оголенная</i>												
Q_c	13,21	13,88	15,79	10,27	6,74	3,31	1,07	0,33	0,79	2,72	6,53	12,03
S	3,26	2,04	2,73	1,68	0,99	1,99	0,73	0,21	0,45	1,64	3,68	7,62
$I_{эф}$	2,41	3,99	5,24	3,89	2,89	2,06	1,62	1,22	1,42	1,60	2,53	2,72
R	7,54	7,85	7,82	4,70	2,86	-0,74	-1,28	-1,10	-1,08	-0,52	0,32	1,69
$P+LE$	6,64	7,23	7,12	4,45	2,80	-0,06	-0,45	-0,04	-0,56	-0,11	0,16	1,39
P	4,41	2,66	6,01	1,93	1,45	—	—	—	—	—	—	—
LE	2,23	4,57	1,11	2,52	1,35	—	—	—	—	—	—	—
B_{II}	0,90	0,62	0,70	0,25	0,06	-0,68	-0,83	-1,06	-0,52	-0,41	0,16	0,30
<i>С полиэтиленовой пленкой</i>												
Q_c	13,05	13,54	15,47	9,58	6,60	2,90	0,85	0,28	0,62	2,13	5,92	11,36
S	5,12	4,43	4,74	2,61	1,38	2,02	0,67	0,22	0,49	1,52	4,43	8,12
$I_{эф}$	2,99	2,95	4,77	3,39	2,83	1,36	0,90	0,49	0,54	0,85	1,62	1,82
R	4,94	6,16	5,96	3,58	2,39	-0,48	-0,72	-0,43	-0,41	-0,24	-0,13	1,42
$P+LE$	3,95	5,39	5,23	3,43	2,34	-0,07	-0,50	-0,13	-0,14	-0,06	-0,02	0,85
P	2,01	2,92	4,94	1,53	1,18	-0,15	-0,52	-0,13	-0,14	-0,07	-0,22	0,38
LE	1,68	2,47	0,29	1,90	1,16	0,08	0,02	-0,00	-0,00	-0,01	0,20	0,47
B_{II}	0,99	0,77	0,73	0,45	0,05	-0,41	-0,22	-0,30	-0,27	-0,18	-0,11	0,08

Примечание. Затраты тепла на таяние снега в мае составили 0,70 ккал/см² на площадке 1 и 0,75 ккал/см² на площадке 86.

Сумма составляющих теплового баланса на площадках теплобалансового стационара (V 1970 г.—IV 1971 г.), ккал/см²

Составляющие баланса	Период			Отношение составляющих к суммарной радиации, (%) за период	
	сезонного протаивания	сезонного промерзания и охлаждения	годовой	протаивания	промерзания и охлаждения
				5	6
1	2	3	4	5	6

Естественная

Q_c	61,10	23,75	85,83	100	100
S	14,10	17,38	31,48	23,2	73,2
$I_{эф}$	18,94	7,42	26,36	31,0	31,2
R	28,06	-1,05	27,01	45,9	—
$P+LE$	25,62	0,80	26,05	42,2	1,3
P	14,15	-0,47	13,57	23,4	—
LE	11,47	1,02	12,49	18,7	4,3
B_{Π}	2,19	-2,05	0,14	3,4	—
B_T	0,25	0,45	0,70	0,4	1,9

Асфальтированная

Q_c	60,16	22,09	82,24	100	100
S	9,01	12,26	21,27	15,0	55,6
$I_{эф}$	19,92	11,66	31,58	33,2	52,8
R	31,23	-1,74	29,49	51,8	—
$P+LE$	29,08	0,71	27,79	48,3	3,2
P	23,36	—	—	38,6	—
LE	5,72	—	—	9,6	—
B_{Π}	2,15	-2,45	-0,30	3,6	—

Оголенная

Q_c	61,54	25,13	86,67	100	100
S	11,89	15,33	27,02	19,0	61,1
$I_{эф}$	19,45	12,14	31,59	31,6	48,2
R	30,40	-2,34	28,06	49,4	—
$P+LE$	28,21	0,37	27,29	45,8	1,5
P	16,36	—	—	26,5	—
LE	11,85	—	—	19,2	—
B_{Π}	2,52	-3,04	-0,52	4,1	—

1	2	3	4	5	6
<i>С пленочным покрытием</i>					
Q_c	59,69	22,61	82,30	100	100
S	19,29	16,46	35,75	32,3	72,7
$I_{эф}$	17,61	6,90	24,51	29,5	30,5
R	22,79	-0,75	22,04	38,2	—
$P+LE$	20,31	0,04	20,35	34,0	0,2
P	12,30	-0,78	11,72	20,9	—
LE	7,54	0,74	8,28	12,6	3,3
$B_{п}$	2,49	-1,21	1,28	4,2	—
$B_{т}$	0,26	0,49	0,75	1,3	2,2

$B_{п}/Q_c$ составило за летний сезон всего 4,2%. Это объясняется главным образом низкой влажностью пород, которая обусловила сравнительно небольшие величины их тепловых характеристик. Тепловой поток на нагревание и оттаивание пород (с мая по август) на асфальтированной и оголенной площадках был примерно одинаков (4,6—4,7% от Q_c) и превосходил тепловой поток в естественных условиях в 1,1 раза.

Сравним полученные данные по составляющим теплового баланса (см. табл. 14) с результатами однотипных исследований в Загорске (Павлов, 1965). При одинаковых величинах альбеда в летний период (22%) на естественной площадке в Якутии отношение эффективного излучения к суммарной радиации $I_{эф}/Q_c$ значительно больше, чем в Загорске, а отношение R/Q_c — меньше. Величина LE/R , которая является доминирующей в условиях Загорска ($LE/R=71\%$), в 1,75 раза больше, чем в Якутске. Отношение теплового потока в породы к радиационному балансу с мая по август составило на естественной площадке в Якутске 8,9% — почти на 30% больше, чем в Загорске (6,6%).

Годовая сумма теплового потока в породу на площадках 4 и 7, где снежный покров регулярно счищался, в целом за год была отрицательной, так как температура воздуха зимой несколько ниже нормы. На площадках 1 и 8б вследствие аномально больших и ранних снегоотложений тепловой поток в породу в сумме за год был положительным.

В результате тепло- и влагообмена с атмосферой формируется гидротермический режим верхнего слоя горных пород (температура, тепловые потоки, влажностное поле, промерзание-протаивание).

В летний сезон 1970 г. самая высокая температура поверхности отмечена на площадке 8б (85,3 градуса-месяца за период

Температура поверхности пород и воздуха, °С

Площадка	1970 г.										1971 г.			Средняя за год	
	Сумма										Май — сентябрь	апрель — октябрь			
	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь			январь		февраль
Естественная	6,5	15,1	24,7	14,2	6,0	-2,6	-7,4	-12,5	-16,9	-17,6	-15,3	-8,4	66,5	-80,7	-1,2
Асфальтированная	6,1	17,2	27,2	15,2	8,0	-6,9	-21,6	-34,4	-37,6	-34,5	-21,4	-7,1	73,7	-163,5	-7,5
Оголенная	6,0	15,8	25,8	15,5	5,8	-5,4	-21,1	-33,1	-37,8	-33,8	-20,2	-7,1	68,9	-158,5	-7,5
С пленочным покрытием	9,8	20,8	29,5	17,2	8,0	-1,1	-3,0	-6,1	-10,8	-13,5	-12,7	-6,5	85,3	-53,7	2,6
Температура воздуха	4,2	13,7	22,1	13,3	7,1	-11,8	-29,0	-41,8	-43,4	-37,7	-21,3	-6,7	60,4	-191,7	-10,9

Примечания: 1. Температура пород на глубине слоя годовых теплооборотов в естественных условиях изменялась от -1,8 до -2,3°. 2. Для асфальтированной площадки приводятся данные о температуре поверхности асфальта.

с 1/V по 30/IX), самая низкая — на площадке 1 (60,4 градусо-месяца). Зимой температура на площадках, расчищаемых от снега, была в отдельные месяцы на 15—20° ниже, чем на естественной площадке (табл. 15). Снег, накапливающийся на 4 и 7 площадках в период между расчистками, несмотря на его чаще всего незначительную высоту, оказал существенное влияние на формирование температур поверхности: повысил их среднее за зиму значение на 4,1° на асфальтированной площадке и на 4,7° на оголенной по сравнению с температурой воздуха.

Отепляющее воздействие значительных снегоотложений на естественной площадке отчетливо сказалось на всем сезоноталом слое. По данным измерений тепломерами, теплоприходы в породу превышали расходы на 6—35% (табл. 16).

Глубина сезонного протаивания на площадках теплобалансового стационара варьировала в пределах 170—250 см. Протаивание пород на трех площадках с естественными условиями (1, 8в и 8г) несмотря на их различное местоположение было примерно одинаковым. К концу лета глубина протаивания на площадке 1 составляла 170 см. Немного глубже протаяли породы на асфальтированной площад-

Тепловые потоки на площадках теплобалансового стационара, ккал/см²

Глубина, м	1970 г.								1971 г.				Май 1970 г.—июнь 1971 г.		
	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь	январь	февраль	март	апрель	приход	расход	разница
<i>Естественная</i>															
0,0	873	622	534	145	14	-474	-307	-609	-378	-249	-145	107	2296	-2162	134
0,2	458	651	625	260	83	-134	-278	-325	-368	-252	-168	37	2114	-1519	595
0,5	192	347	418	192	85	-50	-148	-218	-248	-185	-147	-30	1234	-1026	208
1,0	87	244	447	247	133	11	-43	-192	-218	-179	-168	-75	1169	-875	294
1,7	29	52	86	123	134	43	30	31	-44	-120	-124	-78	528	-362	166
<i>Асфальтированная</i>															
0,0	860	744	695	188	-23	-647	-721	-852	-492	-288	73	264	2824	-2953	-129
0,2	419	641	678	255	72	-241	-611	-652	-482	-287	-7	212	2286	-2280	6
<i>Оголенная</i>															
0,0	899	698	696	196	17	-683	-826	-1055	-522	-410	165	301	2972	-3496	-524
0,2	550	621	697	252	64	-301	-695	-818	-646	-417	53	237	2474	-2877	-403
<i>С пленочным покрытием</i>															
0,0	988	837	730	86	3	-406	-218	-289	-268	-180	-105	84	2728	-1466	1262
0,2	642	772	726	147	39	-66	-190	-265	-249	-181	-132	10	2336	-1083	1253

ке (175 см) и еще глубже — на оголенной (191 см). Глубина сезонного протаивания на площадках с пленочными покрытиями увеличивалась на 14—80 см по сравнению с естественными условиями (табл. 17). Даты смыкания сезонного слоя с многолетнемерзлой толщей были следующими: площадка 4 — 15/II 1970 г., 7 — 17/II 1970 г., 1 — 18/I 1971 г. и 86 — 21/II 1971 г.

3. Тепловой режим пород под светопрозрачными пленочными покрытиями

Исследования теплового режима пород под светопрозрачным пленочным покровом выполнялись в летние сезоны 1969—1971 гг. Приводим результаты двух последних сезонов, поскольку в 1969 г. экспериментальные площадки еще не были подготовлены к проведению полного комплекса наблюдений (табл. 18).

Дерново-растительный покров на этих площадках не удалялся, поэтому контролем служила площадка 1 с естественным покровом.

Полиэтиленовая и полиамидная пленки предварительно сшивали полотнищами по размерам экспериментальных площадок и после расстилки закрепляли каркасами из деревянного

Таблица 18

Опыты, проведенные в 1970—1971 гг.

Площадка	Тип пленки (толщина, мм)	Размеры покрыва, м ²	Дата расстилки пленки (май)	Дата удаления пленки (сентябрь)
<i>1970 г.</i>				
5	Полиэтиленовая (0,06)	40×40	19	28
6	То же	20×20	13	28
8а	Полихлорвиниловая В-118 (0,18)	10×10	22	28
8б	Полиэтиленовая (0,06)	10×10	15	29
<i>1971 г.</i>				
5	Полиэтиленовая (0,06)	20×20	17	16
6	То же	10×10	11	16
8а	Полихлорвиниловая В-118 (0,18)	10×10	15	16
8б	Полиамидная ПК-4 (0,06)	10×10	12	16
8в	Эластичная БМА (0,20)	10×10	12	16
8г	Полиэтиленовая (0,06)	10×10	13	16

Примечание. На площадке 8а 17/VI 1970 г. была убрана старая и вторично разостлана новая полихлорвиниловая пленка В-118.

бруса или металлических труб. Пленки В-118 и БМА сваривали паяльной лампой и закрепляли на площадке с помощью каркасов из металлических труб. На площадках 8а и 8б в начале июля 1970 г. в пленочных покровах прорезали большое количество круглых отверстий диаметром 1—2 см для стока выпадающих осадков в породу.

Метеорологические условия летних сезонов 1970 и 1971 гг. резко отличались. В 1970 г. в начале и в конце лета осадков выпало в 2—3 раза больше нормы, середина же лета была засушливой. За весь сезон осадки превысили норму на 11%. В периоды обильных дождей отмечалось понижение температуры воздуха. Лето 1971 г. в целом было засушливым и более теплым по сравнению со средними многолетними условиями (рис. 10).

Площадки с пленочными покровами, расположенные по краям лесной поляны (см. рис. 2), имели в летний сезон почти одинаковые условия облучения солнечной радиацией по сравнению с площадкой 1, находящейся в центре лесной поляны. За два летних сезона снижение притока солнечной радиации составило на площадках 5—0,8%; 6—2,5; 8 (а—г)—3,7%.

Пленочные покровы влияют на все составляющие теплового баланса (табл. 19, 20), но особенно заметно это сказывается на альбедо поверхности (табл. 21).

Покров из полиэтиленовой пленки повышает альбедо поверхности в 1,65 раза и уменьшает поглощенную радиацию на

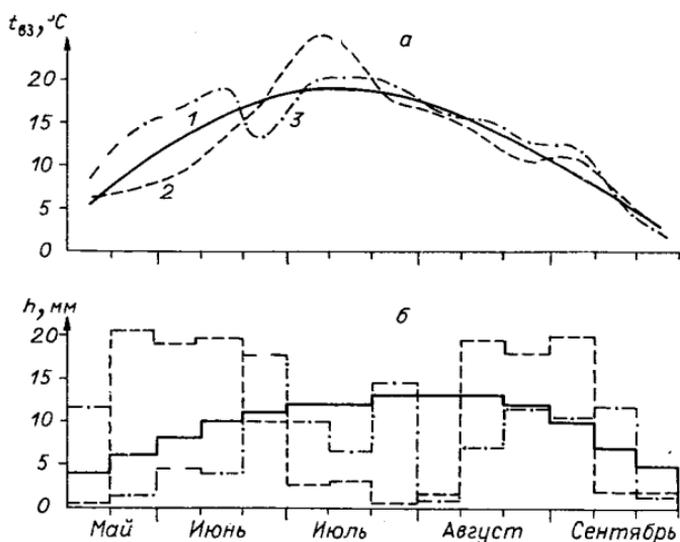


Рис. 10. Метеорологические условия в Якутске в летние сезоны 1970 и 1971 гг. (декадные данные).

а — температура воздуха; б — количество осадков; 1 — средние многолетние условия; 2 — 1970 г., 3 — 1971 г.

Составляющие теплового баланса на площадках теплобалансового стационара (летний сезон 1970 г.), ккал/см²

Составляющие баланса	Май (21—31)	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Май—сентябрь	Отношение к суммарной радиации, %
1	2	3	4	5	6	7	8

Естественная (1)

Q_c	4,41	13,99	16,33	10,25	6,60	51,58	100
S	0,77	2,56	3,01	2,18	1,04	9,46	18,4
$I_{эф}$	1,27	3,11	5,47	3,48	2,73	16,06	31,3
R	2,37	4,32	7,85	4,59	2,80	24,93	50,3
P	0,75	7,64	5,96	1,70	1,17	13,75	26,9
LE	1,42	2,03	1,27	2,43	1,22	11,47	19,8
$B_{п}$	0,20	0,65	0,62	0,26	0,08	1,81	3,5

Оголенная (8)

Q_c	4,55	14,08	15,29	10,47	6,94	51,33	100
S	0,65	2,04	2,73	1,68	0,99	8,09	15,8
$I_{эф}$	1,24	3,99	4,74	4,09	2,89	16,95	31,1
R	2,66	7,85	7,82	4,70	3,06	26,99	53,1
P	0,81	3,86	6,01	1,93	1,65	14,26	27,8
LE	1,63	4,57	1,11	2,52	1,35	11,18	21,7
$B_{п}$	0,22	0,62	0,70	0,25	0,06	1,85	3,6

С полиэтиленовой пленкой (5)

Q_c	4,27	13,62	16,11	10,17	6,38	50,55	100
S	1,28	3,63	4,78	2,89	1,79	14,37	28,4
$I_{эф}$	1,09	3,04	5,32	3,53	2,05	15,03	29,7
R	1,90	6,95	6,01	3,75	2,54	21,15	41,9
P	0,49	3,57	5,08	1,57	1,23	11,94	23,6
LE	1,12	2,63	0,32	2,11	1,29	7,47	14,8
$B_{п}$	0,29	0,75	0,61	0,07	-0,02	1,74	3,4

С полиэтиленовой пленкой (6)

Q_c	4,18	13,36	16,02	9,87	6,67	50,10	100
S	1,25	3,78	4,75	2,73	1,47	13,98	27,9
$I_{эф}$	0,86	2,96	4,70	3,13	2,76	14,41	28,8
R	2,07	6,62	6,57	4,01	2,44	21,71	43,3

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>P</i>	0,67	3,23	5,66	1,78	1,11	12,45	24,9
<i>LE</i>	1,12	2,63	0,32	2,11	1,29	7,47	14,8
<i>B_п</i>	0,28	0,76	0,59	0,12	0,04	1,79	3,6

С полиэтиленовой пленкой (8б)

<i>Q_с</i>	3,61	13,54	15,47	9,58	6,60	48,80	100
<i>S</i>	1,26	4,43	4,74	2,61	1,38	14,42	29,6
<i>I_{эф}</i>	0,78	2,95	4,74	3,39	3,03	14,92	30,6
<i>R</i>	1,57	6,16	5,96	3,58	2,19	19,46	39,8
<i>P</i>	0,21	2,92	4,94	1,53	0,98	10,58	21,6
<i>LE</i>	1,02	2,47	0,29	1,90	1,16	6,84	14,0
<i>B_п</i>	0,34	0,77	0,73	0,15	0,05	2,04	4,2

С пленкой В-118 (8а)

<i>R</i>	2,18	6,79	6,42	4,02	2,55	21,96	45,0
<i>P</i>	0,83	3,62	5,48	2,04	1,37	13,34	27,3
<i>LE</i>	1,02	2,47	0,29	1,90	1,16	6,84	14,1
<i>B_п</i>	0,33	0,70	0,65	0,08	0,02	1,78	3,6

Таблица 20

Составляющие теплового баланса на площадках теплобалансового стационара (летний сезон 1971 г.), ккал/см²

Составляющие баланса	Май (21—31)	Июнь	Июль	Август	Сентябрь (1—10)	Май—сентябрь	Отношение к суммарной радиации, %
1	2	3	4	5	6	7	8

Естественная (1)

<i>Q_с</i>	6,19	16,50	15,22	10,43	2,91	51,25	100
<i>S</i>	0,95	2,60	2,21	1,57	0,38	7,71	15,0
<i>I_{эф}</i>	2,19	5,32	5,54	3,78	1,27	18,10	35,3
<i>R</i>	3,05	8,58	7,47	5,08	1,26	25,44	49,7
<i>P</i>	1,76	6,41	4,85	3,13	0,59	16,74	32,7
<i>LE</i>	1,03	1,58	2,07	1,65	0,60	6,93	13,5
<i>B_п</i>	0,26	0,59	0,55	0,30	0,07	1,77	3,5

1	2	3	4	5	6	7	8
---	---	---	---	---	---	---	---

Оголенная (7)

Q_c	5,88	16,21	15,08	10,89	2,99	51,05	100
S	0,82	2,30	1,82	1,53	0,45	6,92	13,5
$I_{эф}$	1,68	4,79	4,98	3,92	1,28	16,65	32,7
R	3,38	9,12	8,28	5,44	1,26	27,48	53,8
P	2,03	6,62	5,09	3,11	0,48	17,33	33,9
LE	1,09	1,86	2,52	2,00	0,70	8,17	16,0
B_{II}	0,26	0,64	0,67	0,33	0,08	1,98	3,9

С полиэтиленовой пленкой (5)

Q_c	5,91	16,48	15,40	10,76	3,08	51,63	100
S	1,49	4,45	4,16	3,12	0,93	14,15	27,4
$I_{эф}$	1,58	4,25	4,14	2,88	1,03	13,88	26,9
R	2,84	7,78	7,10	4,76	1,12	23,60	45,7
P	1,86	5,87	5,00	3,52	0,42	16,67	32,2
LE	0,68	1,24	1,48	0,92	0,62	4,94	9,6
B_{II}	0,30	0,67	0,62	0,32	0,08	1,99	3,9

С пленкой В-118 (8а)

S	1,48	5,05	4,68	3,49	1,26	15,96	31,7
$I_{эф}$	1,65	4,98	3,59	2,64	0,88	13,74	27,3
R	2,90	6,59	6,44	3,95	0,78	20,66	41,0
P	2,08	4,75	4,42	2,78	0,12	14,15	28,1
LE	0,48	1,40	1,66	1,03	0,62	5,19	10,3
B_{II}	0,34	0,44	0,36	0,14	0,04	1,32	2,6

С полиамидной пленкой (8б)

Q_c	6,03	16,62	14,71	10,08	2,92	50,36	100
S	1,69	4,64	4,12	3,01	0,82	14,28	28,4
$I_{эф}$	1,90	4,20	3,24	2,06	0,98	12,38	24,5
R	2,44	7,78	7,35	5,01	1,12	23,70	47,1
P	1,51	6,06	5,57	3,74	0,46	17,34	34,5
LE	0,61	1,24	1,50	1,15	0,62	5,12	10,1
B_{II}	0,32	0,48	0,28	0,12	0,04	1,24	2,5

Результаты определений альbedo поверхности, %

Площадка	Май (21—31)	Июнь	Июль	Август	Сентябрь (1—10)	Май—сентябрь
Естественная (1) . . .	16	17	17	18	15	17
Оголенная (7)	14	14	15	15	11	15
С полиэтиленовой пленкой*	29	29	29	28	24	28
С пленкой В-118 (8а)	25	30	32	35	43	32
С полиамидной пленкой (8г)	28	28	28	30	28	28

* Ср. по площадкам 5, 6, 8б.

Таблица 22

Коэффициент пропускания светопрозрачных пленок (средние декадные данные за 1971 г.), %

Тип пленки	Май	Июнь			Июль			Август
	3	1	2	3	1	2	3	1
Полиэтиленовая (0,06 мм)	78,3	86,0	72,0	85,3	85,0	81,5	76,0	78,3
То же, после эксплуатации один сезон	77,8	77,2	67,3	64,2	76,8	63,5	73,7	74,8
Полиамидная ПК-4(0,06мм)	75,3	79,8	78,8	76,0	88,9	72,3	63,5	59,5
Пленка В-118 (0,18 мм)	60,6	55,7	47,2	40,6	42,7	30,9	26,5	20,7

10—15%. Такая же отражательная способность отмечалась у полиамидной пленки. Альbedo покрова из полихлорвиниловой пленки в отличие от полиэтиленовой и полиамидной существенно возрастает к концу сезона с 25 до 43%. Это объясняется изменением светопрозрачности и цвета пленки (в начале лета она имела желтоватый оттенок, в конце — стала желтовато-коричневой).

Разница между альbedo естественной поверхности и пленочных покрытий приблизительно соответствует отражательной способности самих пленок, изменяясь от 12 до 16%. От отражательной и поглощательной способности пленок зависит их пропускная способность. В табл. 22 приведены результаты определений коэффициента пропускания светопрозрачных пленок, представляющего собой отношение коротковолновой радиации, проникшей сквозь пленку и образовавшийся на ее нижней поверхности конденсат, к суммарной радиации. Самую высокую пропускную способность, изменяющуюся в течение лета от 72 до 86%, имеет полиэтиленовая пленка. Коэффициент пропускания той же пленки, но бывшей уже в эксплуатации предыдущий летний сезон, снижается в среднем на 8,4%. У полиамидной

пленки коэффициент пропускания на 6% меньше по сравнению с полиэтиленовой. Самая низкая пропускная способность у полихлорвиниловой пленки В-118, ставшей в конце сезона почти непрозрачной из-за заметного даже на глаз старения полимера.

Эффективное излучение $I_{эф}$ в естественных условиях составило в среднем за два летних сезона 1/3 от суммарной радиации. Почти такое же эффективное излучение наблюдалось и на оголенной площадке. Все покрытия из синтетических пленок в какой-то мере поглощают длинноволновое излучение земной

поверхности и поэтому уменьшают эффективное излучение. По экспериментальным данным, снижение $I_{эф}$ за летний сезон составило: при расстилке полиэтиленовой пленки 12,3%, полихлорвиниловой 22,7 и полиамидной 30,6%.

Радиационный баланс на всех площадках с пленочными покровами вследствие их высокой отражательной способности был ниже, чем на естественной. Полиэтиленовая и полихлорвиниловая пленки снижали радиационный баланс поверхности в среднем за летний сезон на 14—16%. Покров из полиамидной пленки в результате значительного поглощения длинноволнового излучения земли уменьшил радиационный баланс всего на 5,8%.

Пленочный покров затрудняет испарение поровой влаги. Однако вследствие неполного прилегания к поверхности и нарушения сплошности пленки происходит заметное испарение влаги под покровом. На рис. 11 показан ход осредненной по глубине слоя сезонного протаивания влажности $w_{сез}$ в естественных условиях и под пленками. С 20 мая по 1 августа 1971 г. $w_{сез}$ на площадке 1 снизилось на 3,8% (с 10,3 до 6,5%), а на площадке 8б, имевшей примерно равное с естественной (1) исходное увлажнение, — на 1%. За этот же период снижение влажности на площадке 5 и расположенной в непосредственной близости от нее площадке 6 составило соответственно 4,5 и 3,0%. Таким образом, испарение на площадках с пленочным покровом складывается из величины выпавших осадков (основная часть) и иссушения сезонного слоя пород (меньшая часть). В целом за летний сезон пленочные покрытия снижали испарение на 26—33%. Турбулентный теплообмен на площадках

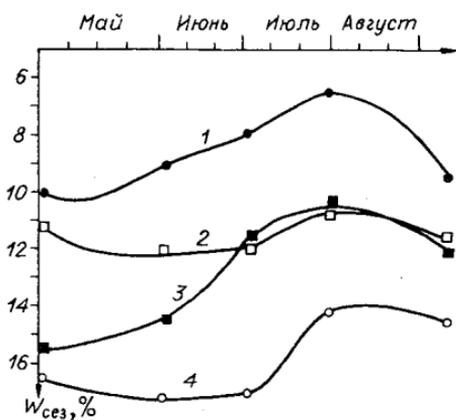


Рис. 11. Ход влажности сезонного слоя $w_{сез}$ (осредненные по глубине значения) на площадках теплобалансового стационара.

Площадки: 1—1; 2—5; 3—5,6; 4—8б.

с пленками был меньше, чем на естественной площадке. Приведем величины отношений LE/R и P/R (в среднем за два летних сезона 1970 и 1971 гг.):

Площадка	LE/R	P/R
1	0,34	0,60
5	0,28	0,64
7	0,33	0,58
86	0,35	0,62

Эти данные показывают, что отношение LE/R на площадке с пленочным покровом несколько меньше, чем на естественной и оголенной, а P/R — больше.

Эффективность пленочных покровов принято оценивать по повышению температуры поверхности пород сравнительно с естественными условиями, но не всегда это бывает показательно, поскольку в естественных условиях температура поверхности значительно зависит от испаряющей способности пород, в основном обусловленной их влажностью. Более объективную оценку можно получить из определения разности между температурой пород под пленочными покрывами и температурой воздуха.

В 1970 г. средние декадные значения температуры поверхности пород на естественной площадке с мая по август были на $0,6-3,7^\circ$ выше температуры воздуха, а в сентябре — на $0,6-2,0^\circ$ ниже (рис. 12). На площадках под пленочными покрывами температуры за весь летний период были выше, чем на естест-

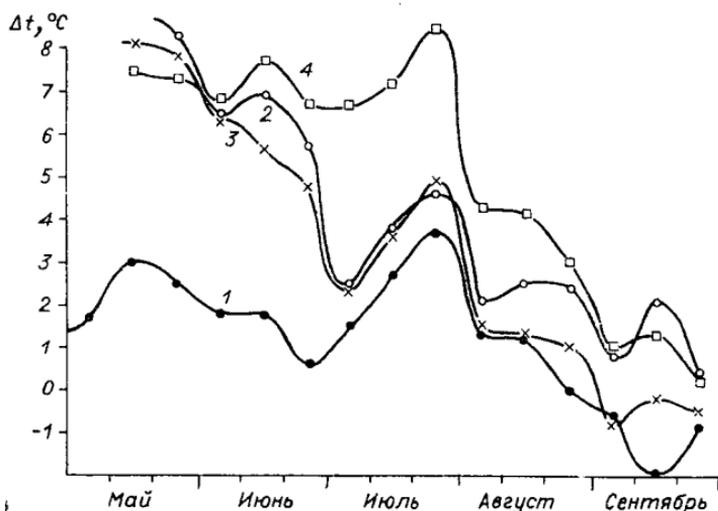


Рис. 12. Изменение во времени разностей между средними декадными значениями температуры воздуха и поверхности пород.

Площадки: 1 — естественная (1) 2 — с пленочным покровом $40 \times 40 \text{ м}^2$ (5); 3 — то же, $20 \times 20 \text{ м}^2$ (6); 4 — то же, $10 \times 10 \text{ м}^2$ (86).

венной, однако разница между ними заметно уменьшалась к середине лета и особенно к осени. В начале лета самые высокие температуры поверхности пород $t_{п,5}$ наблюдались на площадке 5, с наибольшими размерами пленочного покрова ($40 \times 40 \text{ м}^2$). Они на $7,0-8,6^\circ$ превосходили температуру воздуха. Температура поверхности пород $t_{п,6}$ на площадке 6, где размеры пленочного покрова составляли $20 \times 20 \text{ м}^2$, была ниже, чем на площадке 5; разница между ними $2,2^\circ$. За весь летний период величина $t_{п,5} - t_{вз}$ составила $3,8^\circ$, тогда как $t_{п,6} - t_{вз}$ равна $2,9^\circ$. Таким образом, увеличение пленочного покрова в 4 раза (с $20 \times 20 \text{ м}^2$ до $40 \times 40 \text{ м}^2$) повысило температуру поверхности пород на $0,9^\circ$.

На площадке 86 с пленочным покровом $10 \times 10 \text{ м}^2$ температура поверхности пород $t_{п,8}$ в начале лета была ниже, чем на площадках 5 и 6. Сток осадков в начале июня привел к возрастанию значений $t_{п,8} - t_{вз}$ на $1,0-1,5^\circ$ по сравнению с началом лета. В среднем за летний период разность $t_{п,8} - t_{вз}$ составила $5,5^\circ$, т. е. на $1,7^\circ$ выше, чем на площадке 5, где площадь пленочного покрова была в 16 раз больше. Это свидетельствует о высокой эффективности стока выпадающих осадков при использовании пленочных покровов.

В мае и июне слой протаивающих пород еще не иссушен и интенсивно испаряет влагу. В этот период температура поверх-

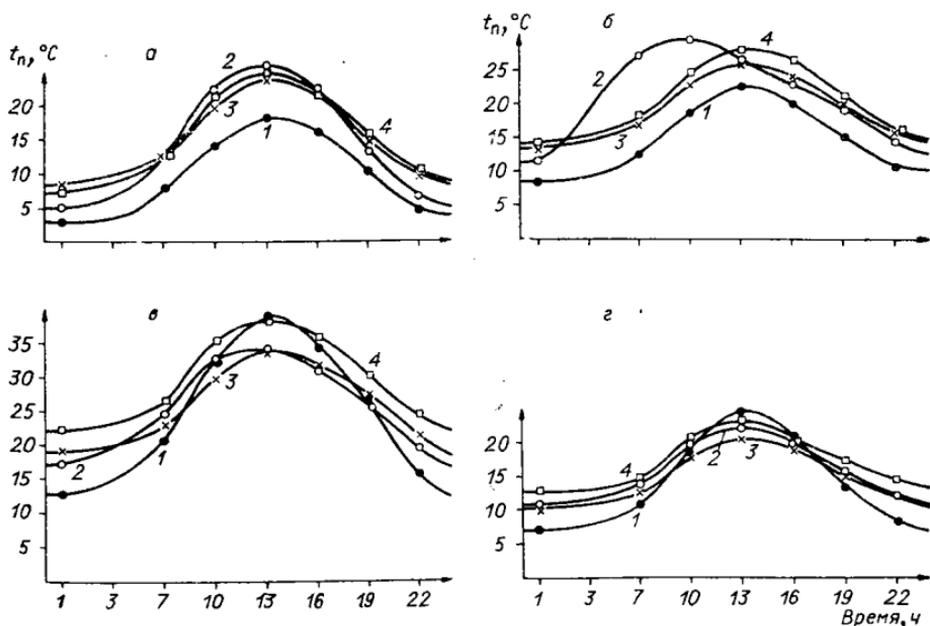


Рис. 13. Суточный ход температуры поверхности пород в летний сезон 1970 г.

Площадки: 1 — естественная (1); 2 — с пленочным покровом $40 \times 40 \text{ м}^2$ (5); 3 — то же, $20 \times 20 \text{ м}^2$ (6); 4 — то же, $10 \times 10 \text{ м}^2$ (86); а — май, б — июнь, в — июль, г — август.

Средние декадные значения температуры воздуха и поверхности пород (1970 г.), °С

Температура*	Май			Июнь			Июль			Август			Сентябрь			Среднее 21/IV— 30/IX
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
$t_{вз, ср}$	-1,5	6,4	7,6	9,9	13,8	17,5	25,0	23,5	17,7	16,0	13,2	10,9	11,1	7,4	2,8	13,6
$t_{вз, дн}$	0,2	9,4	8,8	10,7	15,4	19,8	28,1	27,4	20,4	18,4	15,8	13,6	13,9	9,0	4,7	16,6
$t_{вз, н}$	-3,2	3,4	6,4	9,0	12,2	15,2	21,9	19,6	15,1	13,6	10,7	8,3	8,3	5,8	0,9	11,4
$t_{1, ср}$	0,2	9,4	10,0	11,7	15,6	18,1	26,5	26,2	21,4	17,3	14,4	10,9	10,5	5,4	2,0	14,6
$t_{1, дн}$	1,2	16,7	14,3	15,9	18,8	21,9	33,5	34,7	29,0	22,8	19,2	15,9	14,6	10,0	5,5	19,7
$t_{1, н}$	-0,8	1,2	5,7	7,5	12,4	14,6	19,5	17,7	13,7	11,8	9,6	5,9	6,4	0,9	-1,5	9,5
$t_{5, ср}$	0,1	9,6	15,9	16,9	20,7	23,2	27,5	27,3	22,3	18,1	15,7	13,3	11,9	9,5	3,2	17,4
$t_{5, дн}$	2,6	16,5	20,7	23,3	25,8	27,9	32,5	32,8	26,9	21,6	18,9	16,6	14,5	11,6	5,4	21,5
$t_{5, н}$	-0,6	2,7	11,0	10,6	15,7	18,5	22,6	21,8	17,7	14,6	12,5	9,9	9,4	7,3	1,0	13,3
$t_{6, ср}$	1,5	14,6	15,2	16,4	19,4	22,3	27,3	27,1	22,6	17,4	14,4	11,9	10,2	7,2	2,3	16,4
$t_{6, дн}$	3,3	22,2	19,7	20,3	22,7	25,3	31,2	32,0	26,7	20,4	17,1	15,4	12,4	9,4	5,4	19,8
$t_{6, н}$	-0,3	7,0	10,6	12,5	16,1	19,3	23,4	22,2	18,5	14,4	11,7	8,4	8,0	5,0	-0,8	13,0
$t_{8б, ср}$	1,4	12,5	15,5	16,7	21,5	24,2	31,7	30,7	26,2	20,3	17,3	13,9	12,1	8,7	3,1	18,6
$t_{8б, дн}$	3,3	19,4	20,6	20,8	25,7	27,7	36,9	36,0	30,6	23,3	20,5	16,9	14,7	10,9	4,9	22,2
$t_{8б, н}$	-0,5	5,6	10,4	12,6	17,3	20,7	26,5	25,4	21,8	17,3	14,1	10,9	9,5	6,5	1,3	14,9

* В индексах даны значения температуры: средние дневные (дн), ночные (н), и суточные (ср).

ности пород на всех площадках с пленочным покровом во все часы суток выше, чем в естественных условиях (рис. 13). Днем разница между их средними месячными значениями достигала 13—14°, а ночью 5—6°. В июле и августе, когда запасы грунтовой влаги уже практически израсходованы, днем температура поверхности пород под пленками, как правило,

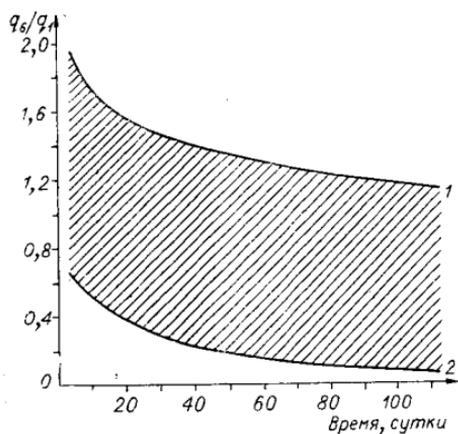


Рис. 14. Увеличение теплового потока в породу q на площадке 6 с полиэтиленовой пленкой по сравнению с естественными условиями на площадке 1 (по декадным данным за 1970 и 1971 гг.).

1, 2 — q_6/q_1 ; заштрихованное поле — отношение q_6/q_1 , обусловленное повышением температуры поверхности; свободное поле — то же, обусловленное увеличением коэффициента теплопроводности.

Температура поверхности пород является весьма характерным показателем при оценке эффективности методов тепловой мелиорации, так как она в основном зависит от внешнего теплообмена и вида поверхностного покрова. Однако на оттаивание пород существенно влияют и их теплофизические свойства, зависящие от содержания поровой влаги. Поэтому в дополнение к температуре поверхности необходимо знать тепловые характеристики. В начале летнего сезона отмечается особенно заметная разница в тепловых характеристиках пород под пленками и в естественных условиях. В этот период интенсивное протаивание пород под пленками обусловлено повышенными значениями тепловых характеристик на 20—30% и увеличением температуры поверхности на 70—80% (рис. 14).

Второй путь оценки эффективности пленочных покрытий заключается в определении тепловых потоков, поступающих на нагревание и оттаивание пород. Данные наблюдений показали, что все виды светопрозрачной пленки (полиэтиленовая, полиамидная, полихлорвиниловая) в первые несколько недель после их расстилки способствуют значительному повышению

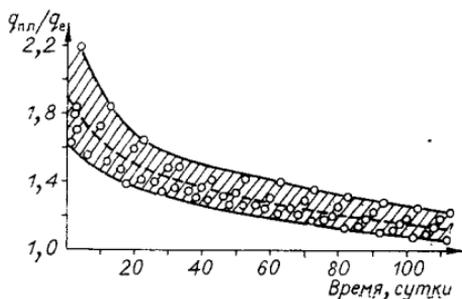


Рис. 15. Изменение во времени отношения теплового потока в породу под полиэтиленовой пленкой ($q_{пл}$) к тепловому потоку в естественных условиях (q_e).

ниже, чем в естественных условиях. Ночью же в мае—июне сохраняются повышенные температуры пород под пленками (табл. 23).

Таблица 24
 Отношение B_n/R за летний сезон
 1970 г.

Пло- щадка	Май	Июнь	Июль	Август
1	8,9	7,5	6,8	2,8
5	18,4	9,9	7,3	1,3
7	15,9	12,4	9,0	1,5
8а	15,1	10,5	9,2	0,7
8б	24,2	12,5	14,7	4,2

аккумуляции тепла породой. Только непрозрачная эластичная пленка снижала тепловой поток. В среднем за май и июнь 1970 г. тепловой поток в породу на площадках с полиэтиленовой пленкой (5, 6 и 8б) в 1,39 раза, а на площадке с полихлорвиниловой пленкой (8а) в 1,32 раза превосходил тепловой поток в естественных условиях (табл. 24).

Анализ данных (табл. 24) показывает, что эффективность пленочных покровов неуклонно снижается от мая к июлю. В августе же пленочный покров уже не способствует повышению аккумуляции тепла.

Результаты наблюдений за два летних сезона позволили выявить изменение теплофизической эффективности полиэтиленовых пленок со временем. Если в начале сезона оттаивания отношение теплового потока в породу под пленкой к тепловому потоку в естественных условиях достигало 1,74—2,60, то через 110 дней эксплуатации пленок оно уменьшилось до 1,15—1,39 (рис. 15). Вследствие высокой теплофизической эффективности пленочных покрытий при сравнительно коротком периоде эксплуатации наиболее целесообразно их использовать для ускорения оттаивания сезонномерзлого слоя пород. Многие авторы рекомендуют пленочные покрытия и для оттаивания многолетнемерзлых пород, нередко переоценивая их эффективность. Данные тепломеров, температурных замеров и результатах бурения показали, что при эксплуатации пленок на площадках стационара в течение всего летнего сезона увеличение глубины протаивания не превышало 22%.

ТЕПЛОВАЯ МЕЛИОРАЦИЯ ПРИ РАЗРАБОТКЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД НА РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПРИИСКА КУЛАР

1. Общая характеристика Куларского золотоносного района

Территория производственной деятельности прииска Кулар расположена в междуречье нижнего течения рр. Яна и Омолой. Разделяющие их водораздельные гряды Мунду и Улахан-Сис являются северными субмеридиональными отрогами хр. Кулар. Осевая линия последнего служит границей золотоносного района.

Территория, прилегающая к разведанной части месторождений, характеризуется сглаженным рельефом. Водоразделы представляют собой сильно расчлененное плоскогорье с максимальными отметками 200—260 м. Долины основных рек и ручьев широкие, с полого-выпуклыми склонами, с двумя-тремя уровнями террас.

На территории района господствуют климатические условия субарктической зоны. В зимнее время в районе наблюдаются частые туманы, низкая облачность, штили. Временами режим погоды нарушается вторжением периферийных частей арктических циклонов, сопровождающихся сильными ветрами (скорость достигает 20—30 м/с). Средняя годовая температура воздуха близка к минус 16°. Продолжительность солнечного сияния на побережье моря Лаптевых 1000—1200 ч/год. Поток суммарной радиации за год 73,9 ккал/см².

Осадки в течение года выпадают неравномерно: в теплый период 150—170, в холодный — 30—40 мм.

Все водотоки — сезонные, питаются за счет деятельного горизонта и атмосферных осадков. Уровень воды в ручьях сильно изменяется в течение всего летнего сезона. Например, в р. Киэнг-Юрэх дебит меняется в пределах 0,05—7,34; р. Бургуаат — 0,11—19,3 и р. Мал. Кюегюлюр — 0,72—52,6 м³/с. Минимальный уровень в этот период приходится на вторую половину июля — начало августа. Весеннее половодье длится 20—25 суток. Дождевые паводки отмечаются 4—6 раз за летний сезон и, несмотря на небольшую продолжительность, характеризуются резкими подъемами и спадами уровней.

Полное очищение ручьев ото льда происходит 6—12 июня, ледовые пятна на водоемах наблюдаются 9—13 сентября, прекращается сток 10—20 октября. Сточная вода на льду (под снегом) появляется 20—25 мая. Толщина льда на водоемах 1,5—2,0 м. Озера очищаются ото льда на 10—15 дней позднее, чем ручьи.

Средняя температура воды в июне в р. Бургуаат 11,2°; р. Кизэнг-Юрэх — 5,2°, в июле соответственно — 10,4 и 3,3°, в августе — 5,3 и 4,5°.

Ниже приводится геологическая характеристика двух наиболее типичных россыпных месторождений.

Месторождение р. Бургуаат. В районе месторождения поперечное сечение долины асимметричное; правый склон пологий, левый — крутой.

На всем протяжении долины прослеживается три уровня надпойменных террас: первая — с уровнем бровки 0,8 м, вторая — выражена плохо, высота бровки 3,5—4,0 м; третья — отчетливая, высота бровки 4—10 м.

Россыпное месторождение расположено в среднем течении. Оно представляет собой сочленение террасовых и пойменных россыпей рр. Бургуаат и Эмись. Литологический состав рыхлых отложений этих рек очень схожий и характеризуется следующими разновидностями:

	Мощность, м
Почвенно-растительный слой с песком и илом	0,2—0,6
Темно-серые суглинки с включением большого количества льда	17—23
Слабоокатанная галька сланцевого, кварцевого, реже — песчаникового состава с большим количеством валунов и глыб	2,5—3,0 реже 4—4,5
Сильно разрушенный, трещиноватый элювий с песком, илом и глиной	0,6—1,0 реже до 2
Плотик представлен песчано-глинистыми и светло-серыми глинистыми сланцами, очень редко песчаниками, чередующимися с песчано-глинистыми сланцами.	

Продуктивная часть пласта приурочена к галечниковому горизонту и к верхней части сильно разрушенных коренных пород.

Для всего золотоносного пласта характерно повсеместное развитие жильных и сегрегационных льдов.

Месторождение р. Кизэнг-Юрэх. На расстоянии 3 км от вершины р. Кизэнг-Юрэх долина сужается до 100—120 м. Пойма и первая надпойменная терраса имеют ширину 150—200 м в нижнем, 550—600 м в среднем и 100—120 м в верхнем течении. Продольный уклон долины 0,014—0,015.

Первая и вторая надпойменные террасы сложены песчано-галечниковым материалом, высота бровки первой 0,3—0,5 м в верхнем и 0,8—1,0 м в нижнем течении; высота бровки второй 1,5—1,8 м; третья терраса в основном представлена суглинками

с большим количеством включений сегрегационных и жильных льдов, высота бровки 3—6 м.

Продуктивная часть пласта сложена хорошо окатанной и среднеокатанной сланцевой и песчаниковой галькой с большим количеством валунов.

В пределах Нижне-Янской низменности широко развиты различные криогенные образования: структурные формы микро-рельефа (каменные многоугольники, пятна-медальоны, мелкобугристый рельеф), полигонально-жильные льды, бугры пучения, термокарст (просадочные и провальные образования на месте вытаявшего льда) и солифлюкция.

Значительное влияние на эффективность горных работ в условиях прииска Кулар оказывает высокая льдистость пород за счет включений сегрегационного и повторно-жильного льда.

При малой мощности рыхлых отложений (1,5—2,0 м) жильные льды встречаются довольно редко — обычно они приурочены к небольшим понижениям рельефа, покрытым мощным слоем мха. Ширина жилы не превышает 1,0—1,5 м. При увеличении мощности россыпи до 6—7 м ширина жил возрастает. Они нередко имеют большое количество горизонтальных ледовых отростков.

В пылеватых суглинках текстурообразующие льды залегают в виде горизонтальных прослоек толщиной 0,2—2,0 см, расстояние между которыми изменяется от 1 до 10 см. На контакте с жилами ледяные прослойки загораются вверх.

В песках, представленных галечно-щебенистым материалом, ледяные включения расположены беспорядочно — в некоторых местах лед почти полностью отсутствует или встречается в виде отдельных гнезд, линз, а при наличии суглинистого заполнителя залегают горизонтальными прослойками.

Влажность крупноскелетных отложений на месторождениях рр. Киэнг-Юрах и Огонек в среднем близка к 20%. При большом содержании мелкозернистого заполнителя влажность песков 40—50%. Влажность суглинков, содержащих в мерзлом состоянии большое количество мелких ледяных включений, составляет 40—60%.

Вблизи тальвега долины полигонально-жильные льды наблюдаются редко. В направлении к бортам долины льдистость пород возрастает за счет увеличения как текстурообразующих (сегрегационных) льдов, так и жильных.

На неразрабатываемых участках происходит вытаивание жильных льдов и осадка поверхности вокруг земляных столбов (байджерахи), влажность которых после оттаивания пород быстро снижается до 15—20%.

Жильные льды способствуют разжижению и разубоживанию разрабатываемых пород. В ненарушенном состоянии породы россыпи при влажности меньше 40% сравнительно устойчивы.

Дополнительное увлажнение суглинков за счет тающих жильных льдов при неудовлетворительных условиях стока способствует интенсивному оползанию пород в направлении уклона местности. В среднем по месторождению жильные льды увеличивают объем «торфов» примерно на 1/3 часть.

2. Методика экспериментальных исследований

Экспериментальные исследования, проводившиеся в основном на месторождении р. Киэнг-Юрэх прииска Кулар с 1968 по 1970 г., включали теплобалансовые наблюдения в разные периоды теплых сезонов года на 29 экспериментальных площадках (табл. 25). На площадках 1, 3 растительно-моховой покров сохранялся в ненарушенном состоянии, на всех остальных он был предварительно удален. Площадка 2 была расположена на участке вскрыши 1966 г. На 11 тепломелиоративных площадках после удаления растительно-мохового покрова расстилали синтетические пленки: полихлорвиниловую, прозрачную (В-118) на площадках 8, 10, 17; полихлорвиниловую, эластичную (БМА) — на 7, 13-й; полнамидную (ПК-4) — на 11-й; полиэтиленовую толщиной до 0,06 мм — на 21, 25, 26, 29-й и толщиной 0,12 мм — на площадке 22. На трех площадках (9, 14, 15) поверхность почвы была засыпана солью NaCl и смочена. Площадка 5 была залита слоем воды толщиной 0,1 м. На площадках 18, 19, 20 проводились наблюдения за процессом оттаивания пород при послонной разработке, остальные площадки (2, 4—6, 12, 14—16, 18—20, 23, 24, 27, 28) использовались в качестве эталонных.

Экспериментальные площадки оборудовались блоками (рис. 16) с привязкой к одному горизонту вскрыши, поэтому в пределах одного блока физико-механические свойства пород и условия их теплообмена с атмосферой были довольно близкими, в то время как в различных блоках — неодинаковыми. Полностью вскрыты торфы были на участках расположения площадок 14—17 и 21—25. На площадках 26—27 снят слой суглинистых пород, мощность непродуктивных пород, сложенных хорошо промытым галечником с примесью песка, составляла 1 м.

На площадках 18, 28—29 торф убран на глубину 20—30 см, равную примерно половине мощности слоя сезонного протаивания. На участке расположения площадок 4—8 суглинки были отработаны в 1966 г. на глубину 1 м. К началу проведения наблюдений (1968 г.) здесь вновь сформировался слой сезонного протаивания мощностью 0,8—1,0 м, характеристики пород которого не соответствовали естественному залеганию. На участках расположения площадок 9—13 и 19, 20 породы были представлены суглинками с примесью растительных остат-

Характеристика экспериментальных площадок

Номер пло- щадки	Размер, м ²	Почва	Влажность, на глубине, %		Объем- ный вес, г/см ³	Период наблюдений			Характер покрытия
			$\leq \epsilon_{\text{сез}}$	$> \epsilon_{\text{сез}}$		1968	1969	1970	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	30×100	Суглинок	19,3	96,0	1,52	VI—VII	—	—	Моховой покров
2	20×40	»	37,2	151,8	1,47	VI—VII	—	—	Вскрытая
3	30×30	Суглинок с раститель- ными остатками	40,2	68,1	1,73	VI—X	—	—	Моховой покров
4	30×30	Суглинок с примесью галечки	36,3	—	1,76	IV—X	—	—	Вскрытая
5	30×30	То же	36,3	—	1,87	VI—X	—	—	Залита водой
6	15×15	»	28,8	—	—	VIII—X	—	—	Вскрытая
7	15×15	»	28,8	—	—	VIII—X	—	—	Пленка БМА
8	15×15	»	28,8	—	—	VIII—X	—	—	Пленка В-118
9	6×6	Суглинок	70,9	—	—	—	V—VI	—	2,5 кг/м ² NaCl
10	20×30	»	98,0	—	—	—	V—VI	—	Пленка В-118
11	20×30	»	98,0	—	—	—	V—VI	—	Пленка ПК-4
12	20×30	»	98,0	—	—	—	V—VI	—	—
13	20×30	»	98,0	—	—	—	V—VI	—	Пленка БМА
14	5×5	Песчано-галечные по- роды	13,1	—	—	—	V—VII	—	5 кг/м ² NaCl
15	5×5	То же	13,1	—	—	—	V—VII	—	2,5 кг/м ² NaCl
16	30×30	»	13,1	—	—	—	V—VII	—	Вскрытая
17	12×12	»	13,1	—	—	—	VI—VII	—	Пленка В-118
18	60×200	Суглинок	55	—	1,54	—	VI—IX	—	Вскрытая

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
19	100×250	Суглинок	55	—	1,72	—	VI—IX	—	Вскрытая
20	100×400	»	55	—	1,72	—	VI—IX	—	»
21	30×40	Галечник с примесью песка	22,6	—	—	—	—	V—VI	Полнэтиленовая пленка ка 0,06 мм
22	20×20	То же	22,6	—	—	—	—	V—VI	То же, 0,12 мм
23	30×30	»	22,6	—	—	—	—	V—VI	Вскрытая
24	15×15	Галечники	12,9	—	—	—	—	V—VI	»
25	15×15	»	12,9	—	—	—	—	—	Полнэтиленовая пленка ка 0,06 мм
26	50×50	»	13,3	—	—	—	—	V—VI	То же
27	50×50	»	13,3	—	—	—	—	V—VI	Вскрытая
28	15×15	Суглинок с растительными остатками	34,8	127,5	—	—	—	VI—VII	»
29	15×15	То же	34,8	127,5	—	—	—	VI—VII	Полнэтиленовая пленка ка 0,06 мм.

ков со значительным содержанием галечно-гравелистого материала (19, 20).

Оборудование экспериментальных площадок увязывалось с планом горных работ участка. По сравнению с очистными работами (менее 1 года) из-за малого опережения горно-подготовительных работ на участке не удавалось организовать на экспериментальных площадках длительных наблюдений (средняя продолжительность их на участках составила два месяца). На площадках 9 — 13 исследования пришлось прекратить из-за интенсивного оползания пород по достижении глубины оттаивания 20—40 см, особенно выраженного на участках, покрытых пленкой.

На всех площадках (за исключением 26—27) проводили актинометрические и теплобалансовые наблюдения в стандартные актинометрические сроки, измеряли температуру и абсолютную влажность воздуха, скорость ветра на высоте 1 м. В актинометрических наблюдениях использовали пирометры М-80, альбедометры АП 3×3 (для измерения суммарной и отраженной коротковолновой радиации), ба-

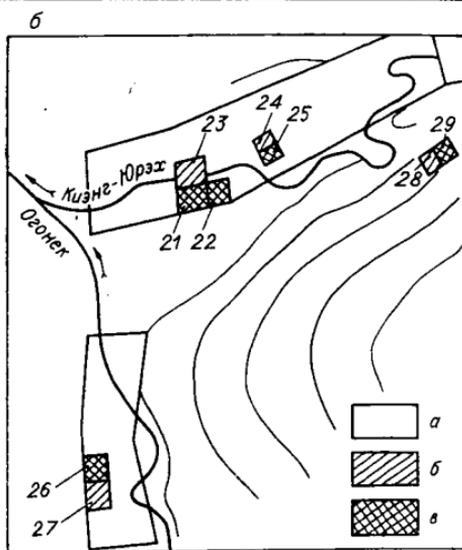
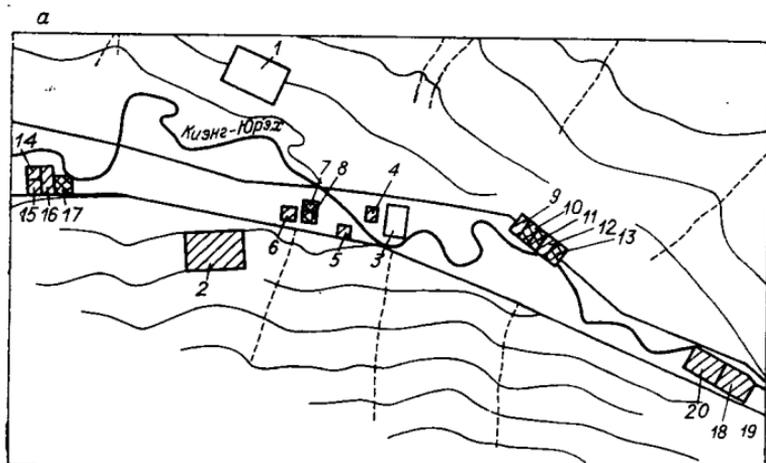


Рис. 16. Схема расположения экспериментальных площадок в долинах рр. Кизнь-Юрэх и Огонек. Цифры — номера площадок (описание см. в тексте).

а — естественная поверхность; б — вскрыт мохо-торфяной покров; в — площадка покрыта пленкой.

лансомеры М-10 (для измерения радиационного баланса поверхности), актинометры АТ-50 (для измерения прямой радиации). Высота установки актинометрических приборов составила 1,5 м. Температуру и абсолютную влажность воздуха измеряли аспирационными психрометрами Ассмана большой модели, скорость ветра — анемометрами МС-13.

Температуру протаивающих пород измеряли дистанционным способом. Термисторы ММТ-1, собранные в гирлянды с шагом 20—25 см, закладывали в пробуренные скважины глубиной 1,2—1,5 м (площадки 1—5, 9—13, 14, 16, 17). На всех площадках периодически измеряли глубину протаивания пород. Температуру поверхности почвы на площадках 15, 18—20, 24, 25, 28, 29 измеряли только напочвенными ртутными термометрами, на остальных (кроме 26, 27-й) использовали термопауки; почвенные термометры были дублирующими.

Тепловые потоки в почву измеряли тепломерами, изготовленными из оргстекла в виде пластин 150×150 м², толщиной 8—10 мм. Количество последовательно соединенных термопар 144. На каждой площадке устанавливали по два тепломера, которые закладывали на глубину 5—15 см.

Вторичные приборы — гальванометры ГСА-1, работающие в паре с актинометрическими приборами, потенциометры ПП-63 (с тепломерами и термопауками), мосты сопротивлений МО-62, Р-333 (с термисторами) — устанавливали в специально оборудованные передвижные помещения. К одному измерительному пульту, оборудованному многоточечными переключателями подключали по 30—50 датчиков.

В зависимости от необходимой точности определения средне-суточных величин составляющих теплового баланса вводили дополнительные сроки наблюдений. Так, на участках послойной разработки (площадки 18—20) частота замеров достигала 15 раз в сутки. Кроме того, на этих площадках проводили градиентные наблюдения дополнительно на высоте 0,5 м и использовали по два комплекта актинометрических приборов (основной и контрольный).

Порядок оборудования площадок был следующий: после вскрыши растительного слоя и планировки поверхности в центре выбранных площадок бурили ручным буром (ложкой) в суглинистых или перфоратором в галечных породах несколько (до трех) скважин. При бурении отбирали пробы для изучения физических свойств пород — влажности, объемного веса, гранулометрического состава.

На расстоянии 2—3 м от устья скважин устанавливали металлические или деревянные актинометрические стойки. Приборы для измерения температуры и влажности воздуха на высоте 2 м и скорости ветра на высоте 1 м устанавливали на специальной стойке (одна на весь полигон). На площадках 9—13 были заложены опорные реперы, нивелировку которых

проводили через 3—5 суток. На всех площадках периодически через 5—20 дней механическим щупом или шурфовкой измеряли глубину протаивания. На площадках 1—3 установили микроиспарители (площадь 120 см², а высота 25 см).

Основные разновидности покрывающих на площадках пород: влажные ($w=13\%$) и переувлажненные ($w=22-24\%$) галечники, влажные ($w=25-36\%$) и переувлажненные ($w=70-100\%$) суглинки.

3. Теплообмен протаивающих мерзлых пород с атмосферой в естественных условиях

В процессе освоения Куларского золотоносного района было нарушено естественное термомеханическое равновесие в мерзлых горных породах, проявлением которого служат термокарст и солифлюкция.

При снятии растительного покрова на склонах происходит интенсивное обрушение сравнительно устойчивого в естественных условиях поверхностного слоя пород. В результате глубина сезонного протаивания увеличивается, что приводит к вытаиванию жильных льдов и оттаиванию сильнольдистых многолетнемерзлых пород. Уже через один-два года осадка поверхности вследствие вытаивания льдов и стока избыточной влаги (а частично и грунтовой суспензии) составляет 1,0—1,5 м. Скорость движения фронта обрушения достигает нескольких десятков метров в год. Со временем условия стока ухудшаются и процесс обрушения постепенно затухает. На участках с перотложенными породами мох с редким кустарником сменяет луговая растительность.

На поверхности площадки 1 между отдельными кочками наблюдались выходы суглинистых пород, что свидетельствует о некотором смещении пород вниз по склону, хотя горные работы проводились на расстоянии примерно 1 км от места ее расположения. На участке расположения площадки 3 торфяной покров местами был уплотнен. Глубина же сезонного протаивания здесь была несколько больше, чем на площадке 1 с ненарушенным растительным покровом (рис. 17).

Тепловой баланс на площадке 3 характеризуется очень высоким поглощением радиационного

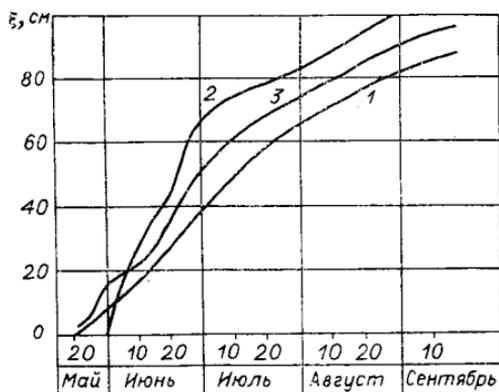


Рис. 17. Ход протаивания пород в 1968 г. Цифры соответствуют порядковому номеру площадок.

Составляющие теплового баланса естественной поверхности
(площадка 3, 1968 г.)*

Составляющие баланса	Июнь		Июль		Август	
	кал/см ² ·мин	% к Q _с	кал/см ² ·мин	% к Q _с	кал/см ² ·мин	% к Q _с
Q _с	0,341	100	0,226	100	0,213	100
Q _о	0,435	—	0,153	—	—	—
Q _р	0,141	41,1	0,144	63,7	—	—
Q _{пр}	0,200	58,9	0,071	36,3	—	—
S	0,062	18,3	0,051	22,5	0,045	21,1
R	0,174	51,0	0,109	48,2	0,085	40,2
I _{эф}	0,105	30,7	0,066	29,3	0,083	38,7
P + LE	0,150	44,0	0,097	43,0	0,076	35,6
q _п	0,024	7,0	0,012	5,2	0,010	4,6

*В этой главе приводятся не суммарные, а средние суточные значения,

тепла в июне (табл. 26). Большая величина радиационного баланса в этот период (51% от потока суммарной радиации) объясняется низким альбедо поверхности и малой величиной эффективного излучения, которые со временем (июль—август) возрастают. В соответствии с изменением во времени отношения R/Q_c уменьшается и величина q_p/Q_c . Площадка 1 была расположена на склоне южной экспозиции, а площадка 2 — северной. Цель теплобалансовых наблюдений на них — выявить влияние ориентации склонов на тепловой режим пород.

Актинометрические приборы при наблюдениях устанавливали на стационарных стойках параллельно преимущественному уклону поверхности. Такое расположение датчиков дает наилучшую информацию об условиях радиационного обмена склона с атмосферой.

Поток прямой радиации на поверхность склона определялся из соотношения

$$Q'_{пр} = Q_0 \cdot \cos h_{\odot}, \quad (\text{III.1})$$

где $Q'_{пр}$ — поток прямой радиации на поверхность, перпендикулярную лучам Солнца, h_{\odot} — высота Солнца в момент наблюдений.

Высота Солнца для горизонтальной поверхности рассчитывалась по формуле (Кондратьев, 1956)

$$\sin h = \sin \varphi \cdot \sin \delta_{\odot} + \cos \varphi \cdot \cos \delta_{\odot} \cdot \cos \tau, \quad (\text{III.2})$$

где φ — широта, град; δ_{\odot} — склонение Солнца, град; τ — часовой угол Солнца, r ; $\tau = \tau_{\odot} - 12$ ч; τ_{\odot} — истинное солнечное время.

Величина τ определяется зависимостью

$$\tau = \arccos(-\operatorname{tg} \varphi \cdot \operatorname{tg} \delta_{\odot}). \quad (\text{III.3})$$

Высота Солнца относительно поверхности склона рассчитывалась по формулам (III.2) и (III.3), в которые вводилась широтная поправка на угол наклона склона ($\alpha_{\text{СК}}$). Для склона южной экспозиции $\varphi = \varphi_{\Gamma} - \alpha_{\text{СК}}$, для склона северной экспозиции $\varphi = \varphi_{\Gamma} + \alpha_{\text{СК}}$, для горизонтальной поверхности $\varphi = \varphi_{\Gamma}$. При расчетах использовались номограммы Набокова.

Результаты наблюдений на склонах различной ориентации (табл. 27) показывают, что измеренные величины потоков сум-

Таблица 27

Составляющие теплового баланса на площадках 1 (склон южной экспозиции) и 2 (склон северной экспозиции) в 1968 г.

Составляющие баланса	Июнь				Июль			
	кал/см ² .мин	% к Q_c						
Q_c	0,371	100	0,320	100	0,233	100	0,214	100
Q_p	0,153	41,2	0,129	40,3	0,161	69,0	0,147	68,7
$Q_{\text{пр}}$	0,218	58,8	0,191	59,7	0,072	31,0	0,067	31,3
S	0,058	15,6	0,042	13,1	0,038	16,3	0,027	12,6
R	0,159	42,8	0,157	49,0	0,101	43,3	0,098	45,7
$I_{\text{эф}}$	0,154	41,6	0,121	37,9	0,094	40,4	0,089	41,7
$P+LE$	0,140	37,7	0,125	39,0	0,090	38,6	0,083	38,2
$q_{\text{п}}$	0,019	5,1	0,032	10,0	0,011	4,7	0,016	7,5

марной радиации на склон северной экспозиции хорошо соответствуют рассчитанным по формуле К. Я. Кондратьева (уменьшение пропорционально $\cos \alpha$). В июне поток суммарной радиации на склон северной экспозиции был на 6, а в июле на 5% меньше, чем на горизонтальную поверхность.

На склоне южной экспозиции поток суммарной радиации в июне на 9, а в июле на 3% превышал поток на горизонтальную поверхность.

С изменением Q_c меняются также потоки прямой и рассеянной радиации на склоны разной экспозиции.

Разница альбедо поверхностей площадок была довольно значительной. Так, на площадке 2 она составила в среднем 13%, площадке 1 — 16% и площадке 3 — 21%.

Величина радиационного баланса поверхности хорошо коррелируется с потоком суммарной радиации и альбедо поверх-

ности. При сравнении тесноты связи наблюдаемых значений $R - Q_c$ и $I_{эф} - Q_c$ оказалось, что эффективное излучение лучше коррелирует с суммарной радиацией, чем радиационный баланс. При обработке пар значений $I_{эф} - Q_c$, полученных в результате экспериментальных наблюдений на площадках 1—4,6 методом наименьших квадратов, выяснилось, что угловой множитель a в формуле $I_{эф} = aQ_c + b$ существенно зависит от высоты Солнца в момент наблюдения. Поэтому разбивка была сделана с последующей обработкой пар $I_{эф} - Q_c$ по пятиградусным интервалам высоты Солнца (h_{\odot}).

Всего при обработке было получено 11 зависимостей $I_{эф} = f(Q_c)$ для прииска Кулар и по 40 — для Верхоянска и Якутска. Обработка данных по станциям Якутск и Верхоянск проводилась с целью проверки общего характера зависимости $I_{эф} = f(Q_c)$ и экстраполяции кривой $a = f(h_{\odot})$ для прииска Кулар в интервале высот Солнца более 30° .

Повторная обработка усредненных значений a и h_{\odot} методом наименьших квадратов позволила получить следующие зависимости:

для Кулара

$$a = 0,485 + 0,082 \sqrt{h_{\odot} - 7,042}. \quad (III.4)$$

для Верхоянска

$$a = 0,456 + 0,052 \sqrt{h_{\odot} - 5,044}, \quad (III.5)$$

для Якутска

$$a = 0,510 + 0,051 \sqrt{h_{\odot} - 3,112}. \quad (III.6)$$

Заменяя в выражении $R = Q_c(1 - A) - I_{эф}$ величину $I_{эф} = aQ_c + b$, найдем зависимость радиационного баланса поверхности от суммарной радиации

$$R = (a + 1 - A)Q_c - b. \quad (III.7)$$

Считая, что $a + 1 - A = a_1$, получим

$$R = a_1 Q_c - b.$$

Для Кулара

$$R = (0,515 - A + 0,082 \sqrt{h_{\odot} - 7,042})Q_c - 0,01, \quad (III.8)$$

для Верхоянска

$$R = (0,544 - A + 0,052 \sqrt{h_{\odot} - 5,044})Q_c - 0,01, \quad (III.9)$$

для Якутска

$$R = (0,49 - A \pm 0,052 \sqrt{h_{\odot} - 3,112}) Q_c - 0,01. \quad (\text{III.10})$$

Зависимости (III.4) и (III.10) были получены для теплого периода года.

На рис. 18 видно, что параметр a уменьшается пропорционально широте местности. Это может быть объяснено тем, что толщина атмосферы (в пределах которой поглощается радиация и формируется поток противозлучения) существенно уменьшается с широтой — если на экваторе она достигает 17 км, то на полюсах уменьшается до 8 км. Также в направлении к северу

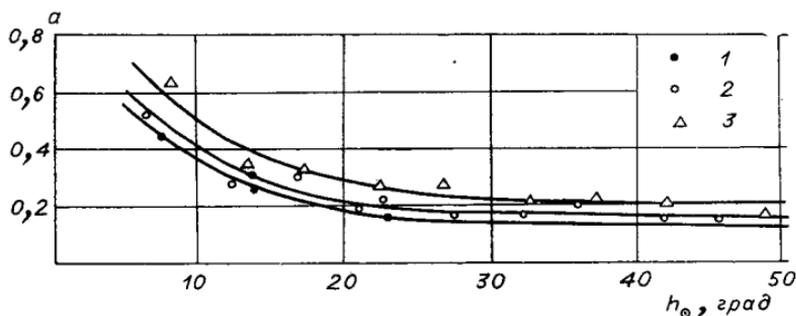


Рис. 18. Зависимость параметра a от высоты Солнца h_{\odot} .
1 — Кулар; 2 — Верхоянск; 3 — Якутск.

уменьшаются и температура, и влажность воздуха, определяющие величину противозлучения атмосферы, а следовательно, и эффективного излучения.

4. Применение пленочных покрытий и поверхностного засоления для искусственного оттаивания мерзлых пород

Оттаивание крупносkeletalных пород. Исследования проводились на 11 экспериментальных площадках с влажностью пород от 12,9 до 22,6%. Оценивалось влияние покрытий из полиэтиленовой (толщиной 0,06 и 0,12 мм) и полихлорвиниловой пленки В-118, а также поверхностного засоления хлористым натрием на тепловой режим пород.

До начала наблюдений на всех площадках был убран снег и сделана планировка поверхности. Полотнища пленки сваривали между собой паяльной лампой. Во время сварки полотнища плотно прижимали между собой специальным зажимным устройством. После застилки всей площадки пленку придавливали по краям брусками, камнями и присыпали землей. Качественно сваренная и хорошо присыпанная по краям пленка да-

Составляющие теплового баланса на площадках 21, 22 (с полиэтиленовой пленкой толщиной 0,06 и 0,12 мм соответственно) и 23 (открытой) в 1970 г.

Пло- щадка	Период	Q_c , кал/ см ² ·мин	$\frac{S}{Q_c}$, %	$\frac{I_{эф}}{Q_c}$, %	$\frac{P+LE}{Q_c}$, %	$\frac{q_{п}}{Q_c}$, %
21 22 23	Май 6—10	0,455	55,8 — 43,3	22,2 — 21,1	16,0 — 31,0	6,0 6,2 4,6
21 22 23	Май 11—15	0,448	51,4 — 51,1	21,2 — 19,9	23,5 — 25,4	4,0 3,8 3,6
21 22 23	Май 16—20	0,487	39,0 — 33,2	18,9 — 24,6	35,1 — 38,6	7,0 7,2 3,5
21 22 23	Май 21—25	0,374	18,2 — 13,1	14,4 — 8,0	62,0 — 75,7	5,4 5,8 3,2
21 22 23	Май 26—31	0,314	18,7 — 10,9	0,6 — 7,6	73,0 — 76,0	7,6 10,0 5,0
21 22 23	Июнь 1—5	0,377	18,8 — 12,2	11,4 — 20,4	63,6 — 64,2	6,1 6,4 3,2
21 22 23	Июнь 6—10	0,470	11,9 — 7,9	23,0 — 24,8	58,5 — 58,3	6,6 9,4 9,0
21 22 23	Июнь 11—15	0,303	10,5 17,2 8,9	22,8 28,0 12,2	58,9 45,2 69,0	7,8 9,6 10,0
22	Июнь 16—20	0,418	20,2	18,6	46,0	15,2
21 22 23	Среднее 6 мая— 20 июня	0,405	28,0 — 22,6	16,8 — 17,3	48,9 — 54,8	6,3 8,2 5,3

Оттаивание сублимационного льда на нижней поверхности пленки сопровождалось значительной интенсификацией тепловых процессов. После 18 мая среднесуточный тепловой поток в породу на площадке под одинарной пленкой в 2,2 раза, а под двойной в 2,8 раза больше, чем на открытой. Отопляющее воздействие пленок наибольшим было в дневное время — с 12 до 21 часа. В 12 часов тепловые потоки под пленкой достигали очень больших значений, в 3—5 раз превышающих потоки на открытой площадке.

При отрицательных температурах воздуха (5—18 мая) основной расходной частью теплового баланса поверхности пород являются затраты тепла на отражение (табл. 29): 48,7% на открытой и 42,5% на поверхности, покрытой пленкой. Потери тепла на эффективное излучение на всех площадках примерно одинаковы — 18,9—24,6% от потока суммарной радиации. Поток в почву на открытых площадках составлял 3—5% от величины Q_c , на площадках, покрытых пленкой, он увеличился в 1,1—1,3 раза, что объясняется снижением потерь тепла поверхностью пород под пленкой на конвективный теплообмен и испарение.

После 18 мая, когда средняя суточная температура воздуха нередко была положительной, происходило интенсивное оттаивание снега и льда на полигонах, затронутых горными работами. В этот период резко возрастала эффективность пленочных покрытий — тепловой поток на площадке 21 стал в 1,76, а на 22 в 2 раза больше, чем на открытой площадке 23. Основная расходная часть теплового баланса — затраты тепла на конвективный теплообмен (с учетом испарения), которые на площадках, покрытых пленкой, в 1,1—1,15 раза ниже, чем на контрольной. Отраженная радиация на площадках, покрытых пленкой, примерно в 1,5 раза выше.

Пятого июня поднялся уровень воды на полигоне, в результате чего площадки 21, 23 и частично 22 оказались затопленными. С 5 по 15 июня тепловой поток в почву на всех площадках был примерно одинаковым и составлял 8—10% от потока суммарной радиации.

Начиная с 16 мая аналогичные наблюдения проведены на площадках 24—25, которые также подтвердили высокую эффективность пленочных покрытий (табл. 30). В период с 10 по 20 июня основным фактором, способствующим формированию большого потока тепла в почву, явилось снижение эффективного излучения в 2,5—3,2 раза на площадках, покрытых пленкой. Расход тепла на конвективный теплообмен и испарение на обеих площадках примерно одинаков. По-видимому, это связано с частым выпадением осадков в период с 10 по 20 июня.

Увеличение теплового потока в почву во всех случаях сопровождалось повышением температуры поверхности пород (табл. 31).

Составляющие теплового баланса на площадках 24 (открытая) и 25 (с полиэтиленовой пленкой толщиной 0,06 мм) в 1970 г.

Площадка	Период	Q_c , кал/ см ² ·мин	$\frac{S}{Q_c}$, %	$\frac{I_{эф}}{Q_c}$, %	$\frac{P+LE}{Q_c}$, %	$\frac{q_p}{Q_c}$, %
24 25	Май 16—20	0,487	— 13,6	— 23,2	— 47,2	13,7 16,0
24 25	Май 21—25	0,374	— 24,6	— 13,2	— 56,8	3,2 5,4
24 25	Май 26—31	0,314	— 17,5	— 1,0	— 72,6	5,4 8,9
24 25	Июнь 1—5	0,377	— 26,2	— 23,2	— 45,6	3,2 5,0
24 25	Июнь 6—10	0,470	— 17,2	— 29,2	— 44,9	6,6 8,7
24 25	Июнь 11—15	0,303	5,3 16,5	26,4 10,6	56,5 62,0	11,9 10,9
24 25	Июнь 16—20	0,418	5,5 17,7	32,0 10,0	56,2 56,9	6,2 15,3
24 25	Среднее за июнь	— —	5,4 19,4	31,2 18,6	56,4 52,0	7,0 10,0

Таблица 31

Температура поверхности пород на площадках 21, 22, 25 (с пленкой) и 23, 24 (эталонные) в 1970 г., °С

Площадка	Май		Июнь			
	20—25	26—31	1—5	6—10	11—15	16—20
21	8,1	10,2	10,4	16,6	13,2	15,0
22	10,4	8,0	7,2	14,0	11,6	17,2
23	5,8	7,1	2,0	10,6	9,3	12,0
24	9,4	7,4	2,5	11,2	10,6	12,2
25	9,9	11,0	4,0	16,7	13,9	14,6

В среднем за период наблюдений на площадках 21, 22, 25 температура поверхности пород была выше по сравнению с площадкой 23 соответственно на 4,4; 3,6 и 3,9°.

Протаивание мерзлых пород на площадках, покрытых пленкой, началось на 5—8 дней раньше (табл. 32).

Глубина протаивания пород на площадках 21—27 в 1970 г., см

Площадка	Май			Июнь		
	16	20	25	1	5	10
21	1,0	12,0	21,0	30,5	37,0	40,5
22	2,0	17,5	28,5	47,5	51,5	53,5
23	0	0	10,5	18,0	24,0	27,5
24	0	0	12,0	11,5	9,5	20,0
25	3,0	18,0	26,0	33,5	40,5	43,5
26	2,0	20,0	25,5	32,5	38,0	42,0
27	0,0	2,0	16,0	15,0	15,0	22,0

Непрерывное нарастание мощности талого слоя в начале сезона разработки отмечается лишь на участках, покрытых пленкой, и на площадке 23, затопленной слоем воды. На площадках 24, 27 протаивание прекратилось 25 мая в период резкого похолодания. На отдельных участках полигонов с 25 мая по 5 июня наблюдалось почти полное промерзание протаявшего ранее слоя.

На основании измеренных глубин протаивания рассчитан график обеспеченности готовыми к выемке запасами (рис. 19), из которого следует, что при условии применения пленочных покрытий можно осуществлять пуск промывочных приборов 20—25 мая. Этот период совпадает с появлением в водотоках воды в количествах, достаточных для работы промывочных приборов, которые в условиях прииска обычно запускают 9—15 июня.

Из-за повышенной трудоемкости разработки пород в мае (даже с применением пленочных покрытий), по-видимому, наиболее целесообразный срок пуска приборов 1 июня (рис. 20). К этому времени мощность оттаявших пород под пленкой составит 35—45 см, что позволит начать горные работы при резерве готовых к выемке запасов на 7—9 суток. Это гарантирует выполнение графика горных работ от влияния погодных условий*.

Без применения пленочных покрытий достаточное количество резервных запасов на полигонах имеется лишь после 15 июня. Таким образом, разовое применение пленки обеспечивает пуск промывочных приборов на 15 суток раньше по сравнению с обычной технологией.

Следует отметить, что недостаточное количество оттаявшей горной массы нередко сдерживает производительность землеройных машин, а следовательно, и промывочного прибора в те-

* Для прииска Кулар типичны резкие похолодания в течение лета длительностью 3—5 суток, когда средняя суточная температура воздуха понижается до 0°.

чение всего летнего сезона. В этом случае целесообразно повторно использовать пленочные покрытия, особенно при разработке участков с повышенной льдистостью пород, прилегающих к склонам северной экспозиции, а также при ускоренной обработке отдельных участков полигонов, проходке канав, траншей, котлованов.

На организованной в 1969 г. серии площадок 14—17, оборудованных на слабоувлажненных ($w=13\%$) крупноскелетных породах, изучалось влияние покрытий из полихлорвиниловой пленки В-118 и поверхностного засоления пород (с расходом соли 2,5 и 5 $\text{кг}/\text{м}^2$) на скорость их оттаивания.

Поверхность экспериментальных площадок посыпали солью до начала сезона оттаивания (7 мая) и заливали водой (при температуре 1—3°) из расчета 5—10 $\text{л}/\text{м}^2$. Такое засоление было вызвано тем, что в условиях прииска невозможно было приготовить рассол в значительных количествах.

Метеорологические условия в период проведения опытов характеризовались довольно устойчивым потеплением в весенний период (май). До июня осадки не выпадали (табл. 33).

Засоление способствовало повышению температуры поверхности пород (табл. 34), наиболее заметному в мае и начале июня, до 4,4°. В остальное время разница в температурах не превышала 1,5—2,5°.

В начале сезона оттаивания поверхностное засоление способствует существенному увеличению теплового потока в мерзлую породу на 14,5% по сравнению с естественными условиями (табл. 35). Особенно сильное влияние оказывает засоление на испаряющую способность поверхности — затраты тепла на испарение в этот период ниже, чем с открытой поверхности, в 2,2 раза. Более высокая температура поверхности является причиной значительно-

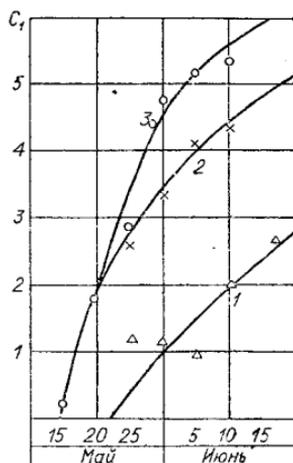


Рис. 19. График обеспечения промывочных приборов готовыми к выемке запасами C_1 (тыс. м^3) к началу сезона разработки в условиях прииска Кулар. 1 — без применения пленок; 2 — при покрытии полигонов пленкой 0,06 мм; 3 — то же, 0,12 мм

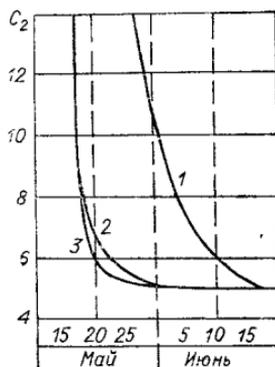


Рис. 20. Трудоемкость бульдозерной разработки пород C_2 (количество машино-смен бульдозера Д-271 на 1 тыс. м^3 разрабатываемых пород) в условиях прииска Кулар

1 — без применения пленок; 2 — при покрытии полигонов полиэтиленовой пленкой 0,06 мм; 3 — то же, 0,12 мм.

Таблица 33

Метеорологические условия в период наблюдений на площадках 14—17 в 1969 г.

Показатели	Май				Июнь						Июль		
	10—15	16—20	21—25	26—31	1—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30	1—5	5—10	11—15
$t_{вз}$, °С	-4,2	-1,4	1,6	2,4	9,4	17,4	13,4	9,7	2,7	11,7	13,3	8,9	6,8
$l_{вз}$, мб	3,4	4,8	6,6	6,3	8,8	8,4	10,1	10,2	7,3	11,6	11,4	10,6	9,0
u_1 , м/с	3,5	2,6	2,0	2,9	4,0	3,6	3,4	3,0	1,8	2,0	2,0	1,3	1,8

Таблица 34

Температура поверхности на площадках 16 (эталонная), 14 (засолена 5 кг/м²), 15 (засолена 2,5 кг/м²), 17 (с пленкой В-118), °С

Площадка	Май				Июнь						Июль		
	10—15	16—20	21—25	26—31	1—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30	1—5	6—10	11—15
16	2,0	4,4	7,9	7,9	13,9	20,3	18,8	13,0	5,2	14,8	17,0	12,3	11,6
14	3,2	6,4	10,5	11,1	18,3	22,6	19,5	14,4	5,4	15,6	19,0	13,1	12,1
15	2,9	6,0	10,3	10,3	15,5	22,4	19,0	14,3	5,4	16,2	18,7	13,6	11,8
17	—	—	—	—	21,0	23,5	19,7	16,0	6,7	15,5	18,0	12,6	14,4

Составляющие теплового баланса поверхности площадок 16 (эталонная), 14 (засолена 5 кг/м²) и 17 (с пленкой В-118) в 1969 г.

Площадка	Период	Q_c , кал/см ² · мин	$\frac{S}{Q_c}$, %	$\frac{I_{эф}}{Q_c}$, %	$\frac{P+LE}{Q_c}$, %	$\frac{q_{п}}{Q_c}$, %	$t_{вз}$, °C
1	2	3	4	5	6	7	8
16 14	Май 11—15	0,404	20,3 21,7	9,6 8,1	30,7 36,4	43,8 18,5	12,4 15,2
16 14	Май 16—20	0,395	8,1 11,4	26,8 18,2	28,8 39,8	26,3 20,5	8,1 10,1
16 14	Май 21—25	0,397	7,1 10,1	27,2 22,8	25,7 35,8	35,5 21,9	7,0 9,3
16 14	Май 26—31	0,415	5,8 8,9	24,6 23,8	18,1 50,0	47,2 8,7	8,9 8,2
16 14 17	Июнь 1—5	0,531 0,517 0,531	6,4 11,4 25,2	36,5 28,8 20,2	24,4 37,8 34,8	25,2 13,9 0	7,5 8,1 19,8
16 14 17	Июнь 6—10	0,519 0,518 0,518	8,7 11,8 22,0	28,1 31,8 26,8	15,0 23,5 30,5	32,0 22,4 0	10,4 10,0 21,2
16 14 17	Июнь 11—15	0,436 0,437 0,436	8,9 14,2 21,1	29,8 23,4 15,8	34,4 37,4 32,4	21,6 18,1 16,0	6,9 7,1 14,6
16 14 17	Июнь 16—20	0,285 0,281 0,300	9,8 10,3 20,7	26,0 19,5 10,3	28,8 52,0 30,0	28,8 11,4 31,0	3,1 6,8 7,7
16 14 17	Июнь 21—25	0,074 0,070 0,070	17,5 10,0 21,4	37,8 25,7 34,3	62,0 37,2 30,6	29,0 12,8 8,0	13,5 14,3 5,7
16 14 17	Июнь 26—30	0,250 0,249 0,250	10 9,2 22,0	24,8 28,9 16,5	19,4 25,1 30,0	38,8 29,3 21,8	8,8 8,4 19,7
16 14 17	Июль 1—5	0,258 0,253 0,261	9,3 9,9 18,8	24,8 16,6 13,4	27,9 49,8 27,1	36,1 15,8 30,0	4,2 7,9 10,7

1	2	3	4	5	6	7	8
16	Июль 6—10	0,224	12,0	17,0	37,5	33,9	7,1
14		0,221	8,6	10,0	37,5	30,3	4,5
17		0,222	18,1	21,3	36,1	15,0	9,5
16	Июль 11—15	0,278	14,0	14,0	38,0	59,5	4,3
14		0,270	6,7	14,0	38,9	34,4	5,9
17		0,278	19,8	14,0	37,0	22,7	6,5
16	Среднее	—	9,8	21,8	27,4	33,1	7,9
14		—	11,5	24,1	38,3	17,1	8,9
17		—	21,4	20,4	25	18,2	15,0

го увеличения потерь тепла при турбулентном теплообмене, которые возрастают в 1,57 раза (с 25,8 до 40,5% от величины потока суммарной радиации). Меньшее воздействие оказывает засоление на радиационный теплообмен поверхности пород с атмосферой. Так, отражение засоленной поверхности всего на 26% выше, чем с естественной (альbedo площадки 14 составило 13%, площадки 16—10%), излучение же практически одинаково на обеих площадках.

В период отсутствия дождей (первая половина июня), несмотря на значительную разницу в величине составляющих внешнего теплообмена на различных площадках, засоление не оказало заметного отепляющего воздействия — тепловые потоки в породу практически совпадали. В это время очень велика эффективность пленочных покрытий — под пленкой тепловой поток в почву увеличился в 2,23 раза по сравнению с естественными условиями.

Изменение составляющих теплового баланса поверхности, покрытой пленкой, сказалось, с одной стороны, на увеличении расхода тепла за счет отражения — в 2,85 раза (с 8,0 до 22,8%) и конвективного теплообмена — 1,18 раза (с 27,9 до 32,6%). С другой стороны, расход тепла на испарение влаги с поверхности снизился в 5 раз (с 26,3 до 5,3% от потока суммарной радиации), эффективное излучение уменьшилось в 1,5 раза.

С середины июня и до конца наблюдений засоление поверхности дало небольшой положительный эффект — тепловой поток в породу оказался на 18% выше, чем в естественных условиях. Увеличение потока было вызвано значительным сокращением испарения с засоленной поверхности. На засоленной площадке 14 расход тепла на испарение влаги составил всего 22,3 по сравнению с 37,7% в естественных условиях, т. е. в 1,69 раза меньше. Остальные составляющие теплообмена поверхности площадок 14, 16 различались незначительно.

Под полихлорвиниловой пленкой тепловой поток в породу в этот же период был выше на 47%. За исключением отражения (альbedo покрытой пленкой площадки в 1,68 раза больше), все расходные части теплового баланса поверхности, покрытой пленкой, значительно ниже (по сравнению с открытой поверхностью). В частности, затраты тепла на испарение на ней были ниже в 1,76 (доля этих затрат уменьшалась с 37,7 до 21,4% от Q_c), на излучение — в 1,2 (с 24,1 до 20,0% от Q_c), на турбулентный обмен — в 1,17 раза (с 35,3 до 30,1% от Q_c).

Хорошо согласуются с данными теплорасчетных измерений результаты замеров глубины оттаивания (рис. 21) на площадках 16, 17. На площадках 14, 15 зафиксированная глубина протаивания несколько превышает рассчитанную по результатам измерений тепловых потоков.

Увеличение тепловых потоков в породу под пленкой не может быть объяснено одним только увеличением температуры поверхности, хотя влияние этого фактора и велико. Изменяя условия тепло- и влагообмена почвы с атмосферой, пленочные покрытия в значительной мере определяют физические свойства оттаиваемых пород. Так, в исследуемых слабоблажных крупносkeletalных породах ($w = 13\%$) в естественных условиях поверхностный слой быстро иссушается, при этом снижается коэффициент теплопроводности пород.

Приведенные результаты исследований показывают, что эффективность тепловой мелиорации крупносkeletalных пород при помощи пленок и поверхностного засоления довольно высока. Относительное увеличение теплового потока в породу сохраняется на протяжении всего летнего периода. Следовательно, применение пленочных покрытий как тепломелиоративного средства при послойном оттаивании крупносkeletalных пород целесообразно в течение всего летнего сезона.

Оттаивание мелкозернистых пород (суглинки). Недостаток готовых к выемке торфов на участках открытой разработки россыпей в условиях прииска Кулар является одним из наиболее существенных факторов, сдерживающих развитие открытого способа разработки. Малая скорость оттаивания, обусловленная повышенной льдистостью торфов, низкие коэффициенты водоотдачи суглишков позволяют с достаточно высокой производительностью обрабатывать за 1

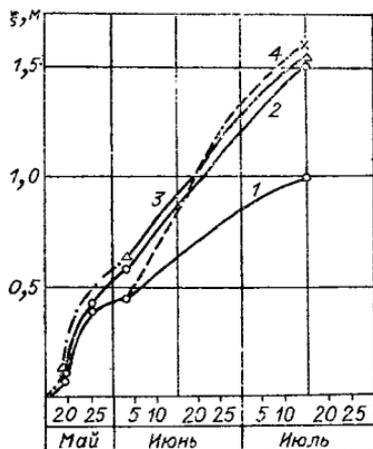


Рис. 21. Ход протаивания пород на площадках 14–17. Площадки: 1—16 (эталонная); 2—15 (засолена 1,5 кг/м² соли); 3—14 (засолена 5,0 кг/м² соли); 4—17 (покрыта пленкой В=118).

сезон лишь 1,5—2,5 м покрывающих пород (при мощности торфов, достигающей 5—6 м).

Увеличить опережение горноподготовительных работ перед очистными до 2—3 лет в условиях прииска оказывается невозможным, так как отвалы торфов при интенсивном обрушении бортов разреза, которое наблюдается даже при углах заложения откосов, равных 5—10°, разместить очень трудно. В существующей практике опережение таких работ составляет менее одного года и значительный объем торфов складывается во внутренние отвалы. В последнее время на прииске все больше начинают применять зимнюю вскрышу с рыхлением пород буровзрывным способом и транспортировкой их при помощи бульдозеров. Несмотря на некоторые достоинства этого способа (выравнивание потребности в рабочей силе в течение года, высокая скорость окупаемости вложений, возможно короткие сроки проведения горноподготовительных работ в любых горно-геологических условиях), рекомендовать его к широкому внедрению нельзя из-за высокой себестоимости буровзрывных работ. Себестоимость зимней вскрыши на 1970 г. на прииске составила 4,3 руб/м³, а летней — 0,5.

В связи с вышеизложенным исследование путей увеличения скорости оттаивания суглинистых пород в условиях прииска представляет большой практический интерес.

Исследования проводились на площадках 6—8 (август—сентябрь 1968 г.), 9—13 (май—июнь 1969 г.), 28—29 (июнь—июль 1970 г.). Экспериментальные площадки 9—13 были оборудованы на суглинистых сильнольдистых породах—«торфах» ($w = 94\%$) и располагались на слабонаклонной с югу поверхности крутизной около 2°. Растительно-торфяной покров на всю мощность сезоннопротаивающего (в естественных условиях) слоя снят заблаговременно — осенью 1968 г.

Данные, приведенные в табл. 36, показывают, что засоление суглинков не оказывает сколько-нибудь заметного отепляющего влияния. Некоторое увеличение теплового потока в породу (на 28%) отмечается лишь в течение первой недели после засоления. В среднем за весь период наблюдений отклонение измеренных величин $q_{\text{п}}$ на площадках 9, 12 находится в пределах точности их измерения.

Расстилка на поверхности прозрачной полихлорвиниловой пленки В-118 позволяет повысить тепловой поток в породу на 18—85% (в среднем на 39%). Пленочное покрытие увеличивало альбедо поверхности почти в 2,1 раза (с 8,3 до 17,3%). Более значительные потери тепла (7%) на турбулентный теплообмен компенсируются уменьшением потерь тепла в (1,65 раза) на эффективное излучение поверхности пород, покрытых пленкой. Доля длинноволнового излучения в тепловом балансе поверхности снижается с 41,3 до 24,9%.

Эффективность применения полиамидной пленки ПК-4 не

Таблица 36

Составляющие теплового баланса поверхности на площадках 9 (засо-
лена 2,5 кг/м²), 10 (с пленкой В-118), 11 (с пленкой ПК-4), 12 (эта-
лонная), 13 (с пленкой БМА) в 1969 г.

Пло- щадка	Период	Q_c , кал/см ² . ·мин	$\frac{S}{Q_c}$, %	$\frac{I_{эф}}{Q_c}$, %	$\frac{P+LE}{Q_c}$, %	$\frac{q_{п}}{Q_c}$, %
9	Май 15—20	0,400	8,5	21,5	51,5	18,5
10			18,8	0	54,5	26,7
11			17,0	27,0	37,0	19,0
12			9,0	30,8	45,8	14,4
13			17,0	44,0	22,2	16,8
9	Май 21—25	0,403	6,9	21,2	47,4	14,5
10			18,6	12,4	50,9	18,1
11			15,4	38,6	27,0	19,0
12			8,4	39,7	46,6	15,3
13			19,4	38,5	24,8	17,3
9	Май 26—31	0,423	7,1	42,1	41,8	9,0
10			18,0	27,7	38,3	16,0
11			16,1	47,1	22,7	14,1
12			7,3	44,0	40,0	8,7
13			21,3	24,1	42,3	12,3
9	Июнь 1—5	0,542	5,9	41,8	43,9	8,4
10			17,0	32,7	35,6	14,7
11			17,4	37,3	29,0	16,3
12			7,43	46,9	36,0	9,8
13			18,1	48,5	23,6	9,8
9	Июнь 6—10	0,499	8,0	40,7	40,7	10,6
10			17,2	32,0	37,1	13,7
11			15,8	25,7	20,9	7,6
12			9,0	39,7	41,8	9,5
13			16,0	49,0	27,5	7,5
9	Июнь 11—15	0,436	8,0	49,3	33,3	9,4
10			14,4	40,1	32,8	12,7
11			15,4	29,6	44,5	10,5
12			8,8	45,4	35,3	10,5
13			17,9	40,2	35,6	6,3
9	Среднее	—	17,4	38,2	42,9	11,4
10		—	17,3	24,9	41,0	16,7
11		—	16,2	34,1	35,5	14,3
12		—	8,3	41,3	38,3	12,0
13		—	18,2	41,2	28,9	11,7

сколько ниже, чем полихлорвиниловой, — в среднем тепловой поток в породе возрастал лишь в 1,19 раза по сравнению с эталонной площадкой, что связано с повышенными потерями тепла на длинноволновое излучение относительно площадки 10. Излучение на площадке 11 составило 34,1% от потока суммарной радиации, т. е. было лишь в 1,2 раза меньше, чем на эталонной, меньше были потери тепла и на турбулентный теплообмен (на 8% по сравнению с эталонной). Покрытие поверхности почвы полиамидной пленкой приводило к увеличению отражательной способности поверхности почти в 2 раза (с 8,3 до 16,2%).

С 15 по 31 мая непрозрачная полихлорвиниловая пленка БМА давала положительные результаты — тепловой поток в породе на площадке 13 по сравнению с эталонной был выше в 1,2 раза. В среднем же за весь период наблюдений на этих площадках он был одинаковым. Влияние пленочного покрытия сказалось лишь на нераспределении отдельных составляющих теплового баланса поверхности — затраты тепла на отражение увеличились в 2,2 раза (с 8,3 до 18,2%) и конвективные потери уменьшились в 1,33 раза (с 38,3 до 28,9% от Q_c).

Следует отметить, что различие в утепляющем эффекте пленок частично объясняется неодинаковым прилеганием их к поверхности разжиженных при оттаивании суглинков. Так, эластичная пленка БМА настолько плотно прилегалась к земной поверхности, что ее не удалось впоследствии снять. Площадь контакта с породой сравнительно тонкой полиамидной пленки составляла примерно 50%, а довольно грубой полихлорвиниловой — лишь 30% площади покрытия.

При протаивании происходило разжижение пород, сток избыточной влаги и их осадка. Так, влажность в оттаявшем слое 13 июня по результатам обработки 39 проб, взятых в различных точках на площадках 9—13, составляла $37,4 \pm 1,7\%$ (в мерзлом состоянии $w = 94\%$).

Необходимость учета осадки при изучении процессов оттаивания сильнольдистых пород подтверждается данными, приведенными на рис. 22. Например, глубина протаивания на 15 июня составляла 30 см на площадке 11 и 22 см на площадке 12, но к этому времени породы просели соответственно на 22 и 18 см. Таким образом, общую мощность слоя протаивания можно считать не 30 и 22 см, а 52 и 40 см.

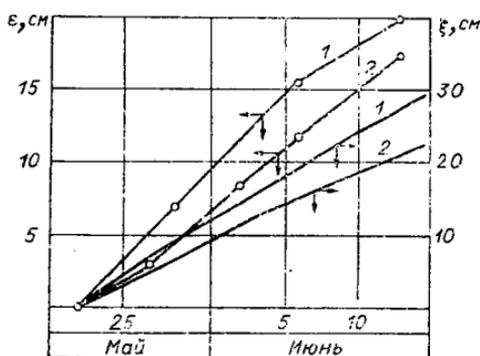


Рис. 22. Осадку поверхности ϵ и глубина протаивания ξ суглинков с влажностью 94%.

1 — площадка 11, покрытая пленкой В-118; 2 — открытая площадка 12.

Осадкой пород можно объяснить и более значительную величину теплового потока в протаивающий слой суглинков. Если на площадке 12 тепловой поток был равен 12% от суммарной радиации, то на непросадочных породах (площадка 16) он составил всего лишь 7,9%.

Кратковременные наблюдения на площадках 9—13 были связаны с тем, что с 13 июня на площадках 2—3 сформировался солифлюкционный поток из оттаявших пород, который двигался со скоростью 2—4 м/сутки. Скорость сплыва не превышала нескольких сантиметров в час, за исключением периода с 15 до 18 часов, когда смещение пород за час достигало нескольких метров.

Уборка растительно-мохового покрова на всю мощность талого слоя на площадках 28, 29 и их полное оборудование было произведено 14 июня. Начало наблюдений удалось совместить с началом протаивания пород (14 июня был густой туман, температура воздуха колебалась в пределах 2—5° — протаивания пород в этот день практически не отмечалось).

В течение всего периода наблюдений отепляющий эффект пленочных покрытий был довольно стабильным — скорость протаивания (которая пропорциональна тепловому потоку в породу) под пленкой в 1,3—1,52 раза превышала таковую на эталонной площадке (табл. 37), за исключением периода с 15 по 20 июня, когда поток тепла в почву под пленкой был в 1,72 раза больше. Специфична и структура теплового баланса в этот период. Так, потери тепла на турбулентный теплообмен и испарение на площадке 29 снизились в 4,53 раза по сравнению с открытой, радиационные же потери, наоборот, повысились — отраженная радиация в 1,8, излучение в 1,56 раза. С 20—30 июня потери тепла на турбулентный теплообмен и испарение с поверхности пленки были основными в тепловом балансе площадки 29 и составили 35% от величины суммарной радиации. Альbedo на этой площадке в 1,7, излучение в 1,52 раза больше, чем на открытой площадке, потери тепла на турбулентный теплообмен в 1,62 раза ниже. Температура поверхности на 2—4° превышала температуру площадки 28 (табл. 38).

Экспериментальные площадки 6—8 были оборудованы в 1968 г. на участке вскрыши 1966 г. Их поверхность была хорошо спланирована. Породы слоя сезонного протаивания нарушены морозобойными трещинами шириной 5—10 см, образующими полигональную сетку со сторонами 5—10 см. Вновь сформировавшийся мохо-торфяной покров толщиной около 1 см нарушен более мелкими трещинами — шириной менее 1 см. Размеры сторон микрополигонов изменяются в пределах 0,1—1,0 м.

Эффективность применения пленочных покрытий оказалась довольно высокой: вплоть до резкого похолодания, наблюдающегося после 5 сентября, тепловой поток в породу под пленкой

Составляющие теплового баланса поверхности на площадках 29 (с полиэтиленовой пленкой) и 28 (эталонная) в 1970 г.

Пло- щадка	Период	Q_c , кал/см ² . мин	$\frac{S}{Q_c}$, %	$\frac{I_{эф}}{Q_c}$, %	$\frac{P+LE}{Q_c}$, %	$\frac{q_{п}}{Q_c}$, %
28 29	Июнь 15—20	0,311	9,3 16,7	29,9 46,6	45,3 10,0	15,5 26,7
28 29	Июнь 21—25	0,283	8,1 13,2	18,0 31,4	58,6 34,6	15,3 20,8
28 29	Июнь 26—30	0,268	7,8 13,8	23,2 31,0	56,7 36,6	12,3 18,6
28 29	Июль 1—5	0,414	— —	— —	— —	14,5 19,3
28 29	Июль 6—10	0,365	— —	— —	— —	14,2 18,4
28 29	Июль 11—15	0,459	— —	— —	— —	9,2 13,9
28 29	Июль 16—20	0,297	— —	— —	— —	13,1 19,9
28 29	Июль 21—25	0,584	— —	— —	— —	8,7 12,3

БМА был на 9%, а под пленкой В-118 на 47% больше, чем на эталонной площадке (табл. 39).

Основная расходная часть в тепловом балансе поверхности всех площадок — потери тепла на длинноволновое излучение. Наибольшие значения его отмечались на площадке 7, что свидетельствует о более высокой температуре пленки БМА по сравнению с В-118. Это легко объяснимо, так как пленка БМА задерживает все виды излучения почти полностью. Некоторое снижение потерь тепла на турбулентный теплообмен с поверхности по сравнению с пленкой В-118 можно объяснить наилуч-

Таблица 38

Температура поверхности пород на площадках 28 (эталонная) и 29 (с полиэтиленовой пленкой толщиной 0,06 мм) в 1970 г.

Пло- щадка	Июнь			Июль				
	15—20	21—25	26—30	1—5	6—10	11—15	16—20	21—25
28	6,6	8,4	8,2	15,1	15,9	15,0	14,1	14,0
29	8,4	9,7	9,8	18,4	19,0	20,6	17,0	18,1

Составляющие теплового баланса на экспериментальных площадках 6 (эталонная) и 7 (с полихлорвиниловой пленкой В-118) 1968 г.

Площадка	Период наблюдений	Q_c , кал/см ² · мин	$\frac{S}{Q_c}$, %	$\frac{I_{\text{эф}}}{Q_c}$, %	$\frac{P+LE}{Q_c}$, %	$\frac{Q_{\text{п}}}{Q_c}$, %	$t_{\text{вз}}$, °C
6 7 8	Август 10—15	0,163	19,6 25,8 27,0	28,2 41,7 37,4	44,8 25,2 24,0	7,4 7,3 11,6	12,9
6 7 8	Август 16—20	0,140	15,7 22,1 23,6	42,8 49,3 49,3	37,2 24,3 21,4	4,3 4,3 5,7	8,8
6 7 8	Август 21—25	0,106	14,2 29,2 23,6	41,5 37,8 41,5	41,5 29,2 31,1	2,8 3,8 3,8	4,8
6 7 8	Август 26—31	0,125	18,4 22,4 24,0	49,6 53,6 49,6	28,0 20,0 20,8	4,0 4,0 5,6	6,7
6 7 8	Сентябрь 1—5	0,178	21,9 30,4 27,6	48,3 46,6 44,9	26,4 18,5 21,9	3,4 4,5 5,6	6,7
6 7 8	Сентябрь 6—10	0,121	21,5 29,0 27,3	33,9 43,0 41,3	43,8 26,4 30,6	0,8 1,6 0,8	3,4
6 7 8	Сентябрь 11—15	0,105	21,0 28,6 26,7	22,8 56,2 41,0	55,2 15,2 31,3	1,0 0,0 1,0	0,3
6 7 8	Сентябрь 16—20	0,064	20,3 29,7 29,4	62,5 54,6 61,0	15,6 14,1 15,6	1,6 1,6 0,0	1,0
6 7 8	Сентябрь 21—25	0,102	19,6 29,4 29,4	38,2 60,8 50,0	41,2 8,8 20,6	1,0 1,0 0,0	1,1
6 7 8	Среднее	—	19,1 27,4 25,8	41,0 49,3 46,0	37,1 20,2 24,0	2,8 3,1 3,8	

шим прилеганием к почве эластичной пленки БМА и поэтому меньшей шероховатостью поверхности площадки 7. Температура поверхности на площадках, покрытых пленкой, также несколько выше (табл. 40).

Устойчивое промерзание почвы под пленкой начиналось на 5—10 дней позже, чем при открытой поверхности, — 22 сентяб-

Температура воздуха и температура поверхности на экспериментальных площадках 6 (эталонная), 7 (с пленкой БМА) и 8 (с пленкой В-118), °С

Площадка	Температура	Август				Сентябрь				
		11—15	16—20	21—25	26—31	1—5	6—10	11—15	16—20	21—25
6	$t_{вз}$	12,9	8,8	4,8	6,7	6,7	3,4	0,3	1,0	1,1
	$t_{п}$	13,8	11,0	8,6	8,9	8,1	5,8	1,2	1,0	-0,1
7	$t_{п}$	14,8	13,8	9,6	9,0	10,3	8,0	0,6	0,0	0,2
8	$t_{п}$	16,7	14,4	10,9	10,4	11,2	7,5	0,4	0,4	0,2

ря на эталонной, 27—30 сентября на площадках, покрытых пленкой.

Основной причиной увеличения скорости протаивания под пленками является уменьшение потерь тепла, аккумулированного породами, в ночной период. В это время тепловой поток под пленкой В-118 положительный, на площадках 6—7 наблюдается охлаждение пород.

Проведенные экспериментальные исследования в основном охватывали составляющие теплообмена поверхности пород и пленки с атмосферой. Значительный теоретический и практический интерес представляет также изучение процессов энергообмена в воздушной прослойке между поверхностью почвы и пленкой. К сожалению, непосредственное измерение тепловых потоков под пленкой связано со значительными техническими трудностями.

Величина составляющих теплового баланса под пленкой может быть рассчитана на основании измерений, выполненных одновременно на двух площадках (с пленкой и без нее) при условии некоторой схематизации процессов лучистого обмена. Значительную сложность представляют тепловые расчеты процессов протаивания пород под полиэтиленовыми и полиамидными пленками из-за большого влияния на прозрачность этих пленок в длинноволновом участке спектра влаги, конденсирующейся на ее нижней поверхности. Для примера рассмотрим тепловой баланс поверхности, покрытой полихлорвиниловой пленкой (см. табл. 39).

Пренебрегая эффектом многократного отражения лучистых составляющих теплообмена вследствие их малости (поток радиации, отраженный от нижней поверхности пленки, в 50—60 раз меньше потока суммарной радиации), составим уравнение баланса потоков энергии для поверхности почвы под пленкой (площадка 8):

$$S'P_j + DP_F + E_a P'_F + E_{\text{пл}} - (S'P_j + DP_F) A_1 - (P + V)_{\text{пл}} - E_{\text{п}} - q_2 = 0. \quad (\text{III.11})$$

Над пленкой

$$Q + E_a - QA_2 - E_{\text{п}} P'_F - B_2 - E_{\text{пл}} = 0, \quad (\text{III.12})$$

на поверхности открытой площадки

$$Q + E_a - E_{\text{о.п}} - (P + V)_{\text{п}} - q_1 - QA_1 = 0, \quad (\text{III.13})$$

где $E_{\text{п}}$ — длинноволновое излучение поверхности, покрытой пленкой, $E_{\text{п}} = \delta_{\text{п}} \sigma (t_{\text{п}} + 273)^4$; $(P + V)_{\text{п}}$, $(P + V)_{\text{пл}}$ — потоки тепла на испарение и турбулентный теплообмен с поверхности открытой площадки 6 и с поверхности пород под пленкой соответственно; $E_{\text{пл}}$ — длинноволновое излучение пленки; $E_{\text{о.п}}$ — длинноволновое излучение на площадке 6; P_j — интегральная функция пропускания направленной коротковолновой радиации; P_F , P'_F — функции пропускания диффузного коротко- и длинноволнового излучения; A_1 , A_2 — коэффициенты отражения (альbedo) открытой поверхности и покрытой пленкой (альbedo открытой поверхности и пород под пленкой приняты равными); B_2 — радиационный баланс поверхности площадки 8.

Величина P_j может быть определена по формуле (Кондратьев, 1956)

$$P_j = \exp(-K_{\lambda} w \sec \vartheta),$$

где K_{λ} — коэффициент поглощения среды; w — объемная плотность среды; ϑ — зенитный угол Солнца.

Согласно данным К. Я. Кондратьева (1956), диффузное излучение приравняется к направленному при зенитном угле $\approx 53^\circ$. Поэтому

$$P_F = \exp(-1,66 K_{\lambda} w).$$

Коэффициенты пропускания пленок в поле изотропного излучения при $\vartheta = 0^\circ$ могут быть приняты на основании данных И. А. Кожянова и В. Я. Самохина (1966). В частности, для полихлорвиниловой пленки при зенитном угле $\vartheta = 0^\circ$ в интервале длин волн 0,4—2,8 мк $P_j = 0,81$. В августе в районе пос. Кулар функция пропускания P_j составит 0,60 (средняя высота Солнца за светлую часть суток $21,2^\circ$). Функция пропускания диффузного коротковолнового излучения равна 0,72. Учитывая, что величины Q , q_1 , q_2 , B_2 , $(P + LE)_{\text{п}}$, A_1 , A_2 , $E_{\text{о.п}}$, S' , D определяются экспериментальным путем, неизвестные $(P + LE)_{\text{пл}}$, E_a , $E_{\text{пл}}$ можно рассчитать на основании решения системы уравнений

Влияние пленочного покрытия на составляющие теплового баланса поверхности (площадки 6, 8) 10—31 августа 1968 г.

Радиационные потоки	Составляющие баланса, %			
	R_K	B_D	$P+LE$	q
Над пленкой, % к Q_c поступающей радиации	23,4	43,9	25,8	6,9
Под пленкой, % к проникающей радиации ($S'P_j + DPF$)	20,3	69,5	1,0	9,2
Под пленкой, % к Q_c	15,3	52,4	0,8	6,9
Над открытой поверхностью пород, % к Q_c	17,0	40,5	37,9	4,6

Примечание. Проникающая радиация под пленкой составила 75,4 % от Q_c .

(III. 11) — (III. 13). Результаты расчетов, приведенные в табл. 41 подтверждают вывод К. Я. Кондратьева (1956) об определяющей роли конвекции воздуха под пленкой в формировании оранжевого эффекта, следствием которого является повышение температуры поверхности пород под пленкой.

В рассмотренном примере конвективные потери тепла под пленкой уменьшаются в десятки раз по сравнению с открытой поверхностью, вследствие чего увеличивается температура поверхности, тепловой поток в породу и эффективное излучение. Таким образом, наличие пленочного покрытия, хорошо поглощающего длинноволновое излучение, не приводит к уменьшению эффективного излучения поверхности пород. Излучение под пленкой в рассмотренном примере возрастает в 1,72 раза по отношению к поступающей к поверхности радиации или в 1,3 раза к суммарной. В пленке происходит трансформация энергии — часть поглощенной пленкой лучистой энергии наряду с длинноволновым излучением расходуется конвективным путем (на испарение влаги с поверхности и теплообмен с воздухом).

Эффективность применения пленочных покрытий при оттаивании суглинистых пород (рис. 23) ниже, чем при оттаивании крупносkeletalных. Тепловой поток в суглинистые породы, покрытые пленкой, возрастает лишь на 30—40 %, тогда как в крупносkeletalные — на 60—80 %. Засоление пород по описанной выше технологии не обеспечивало существенного увеличения скорости оттаивания.

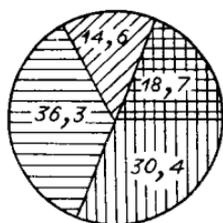
Оранжевый эффект, заключающийся в повышении температуры поверхности на несколько градусов, позволяет объяснить увеличение скорости протаивания пород под пленками лишь на 10—20 %. В то же время наблюдаемые эффекты от применения пленочных покрытий значительно превосходят рассчитанные по градиентам температур в протаивающих породах.

0

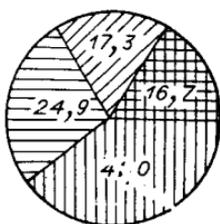
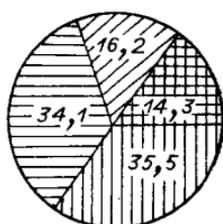
73

В-118

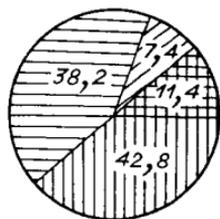
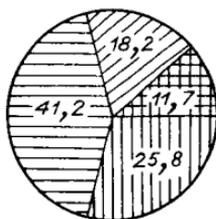
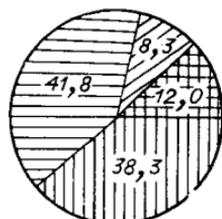
ПК-4



5 МА

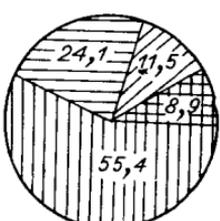
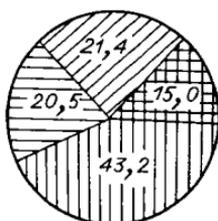
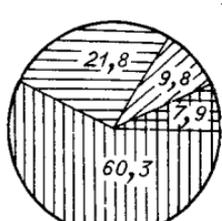
NaCl, 5 кг/м²

Эталон

NaCl, 5 кг/м³

Эталон

6

NaCl, 5 кг/м³

Эталон

в

ПЗ

Эталон

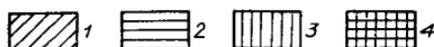
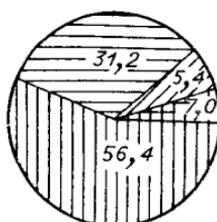
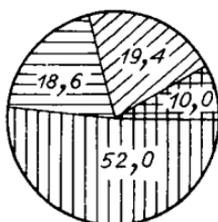


Рис. 23. Структура теплового баланса пород при тепловой мелиорации.
 а — суглинки, $w=70-94\%$; б — крупносkeletalные породы, $w=13\%$, в — то же, $w=23\%$.

1 — отраженная радиация; 2 — эффективное излучение; 3 — турбулентный теплообмен и затрата тепла на испарение; 4 — тепловой поток в породе.

Из этого можно сделать вывод о существенном различии коэффициентов теплопроводности пород — при открытой поверхности грунта происходит иссушение поверхностного слоя и, следовательно, снижение его теплопроводности. В породах, покрытых пленкой, такое явление наблюдается в значительно меньшей мере. Лишь влиянием массообменных процессов в протаивающих породах можно объяснить аномально большое увеличение скорости протаивания слабоувлажненных пород под пленкой В-118 (площадка 17).

5. Экспериментальные исследования процесса оттаивания пород при послойной разработке

В 1969 г. (с 20 июня до конца сентября) проводились теплобалансовые наблюдения на участках послойной разработки суглинистых пород (площадки 18, 19 и 20). Начальная влажность суглинков составляла 50% ($w_d = 0,55$ г/см³). Коэффициент теплопроводности пород в талом состоянии на площадке 18 был равен 0,78 и на площадках 19, 20 — 1,20 ккал/м·ч·град. Ширина вскрываемой полосы 60—100 м. Кратчайшее расстояние точки установки измерительных приборов от границы участка по направлению ветра составляло: на площадке 18 — 50 м, 19 — 200 и 20 — 100 м.

Метеорологические условия в период наблюдений резко изменялись. Так, после обнажения пород на площадке 18 (20/VI) в течение 17 суток средняя суточная температура воздуха изменялась от 1,4 до 20,5°, абсолютная влажность воздуха — от 6,7 до 15,9 мб, средний суточный поток суммарной радиации — от 0,074 до 0,498 кал/см²·мин. После обнажения пород на площадках 19 и 20 (21/VII) в течение 17 суток погода была более устойчивой (табл. 42, 43).

Если на площадках с пленочными покровами частота актинометрических наблюдений составляла 6—8 раз, то на участках послойной разработки она увеличивалась до 15 раз в сутки. В ясную погоду проводили повторные наблюдения по актинометрическим приборам. Температура поверхности измерялась ртутными напочвенными термометрами, а глубина протаивания — щупом один раз в 5 дней. За истинное значение E_a принимали величину

$$E_a = 0,95\sigma(t_{\text{п}} + 273)^4 + S + R - Q_c. \quad (\text{III.14})$$

Среднее квадратичное отклонение средних суточных величин E_a , рассчитанных по формуле Ангрстрема с поправочными множителями Больца и Фалькенберга (Кондратьев, 1956) по сравнению с формулой (III.14), составило 6,1% по результатам измерений на площадке 18 и 9,5% на площадке 20. Предельное

Таблица 42

Метеорологические условия в период наблюдений на площадке 18

Месяц	Число	Q _с , кал/см ² · ·мин	Е _а , кал/см ² · ·мин	А, %	t _{вз} , °С	ε _{вз} , мб.	υ _{вз} , м/с	П _т , кал/см ² · ·мин
Июнь	21	0,155	0,427	9,8	1,4	6,7	2,86	0,183
	22	0,074	0,431	10,8	1,4	6,7	1,30	0,093
	23	0,141	0,430	11,7	2,1	7,1	3,18	0,193
	24	0,100	0,446	10,3	3,4	7,6	1,67	0,177
	25	0,135	0,452	11,0	5,2	8,5	1,67	0,236
	26	0,257	0,430	12,8	8,3	9,5	1,43	0,362
	27	0,246	0,443	11,9	11,6	12,5	1,76	0,440
	28	0,461	0,411	13,1	14,4	12,2	3,48	0,820
	29	0,152	0,461	13,6	11,4	12,1	1,90	0,397
	30	0,379	0,398	10,3	12,7	11,6	1,56	0,513
Июль	1	0,498	0,346	11,8	19,3	11,3	2,34	0,713
	2	0,365	0,517	9,0	20,5	13,8	1,72	0,759
	3	0,369	0,493	12,5	17,7	15,9	1,66	0,665
	4	0,128	0,440	10,0	5,3	8,5	1,86	0,233
	5	0,242	0,371	14,0	3,8	7,4	2,39	0,224
	6	0,317	0,357	11,5	8,2	11,9	1,11	0,380
	7	0,362	0,356	10,6	14,3	9,3	1,45	0,459
Среднее		0,258	0,424	11,5	9,5	10,10	1,96	

Таблица 43

Метеорологические условия в период наблюдений на площадках 19—20

Месяц	Число	Q _с , кал/см ² · ·мин	Е _а , кал/см ² · ·мин	А, %	t _{вз} , °С	ε _{вз} , мб.	υ _{вз} , м/с	П _т , кал/см ² · ·мин
Июль	22	0,404	0,298	14,3	10,4	8,8	4,8	0,603
	23	0,349	0,368	14,6	11,6	9,2	3,6	0,586
	24	0,351	0,411	14,0	17,3	11,8	1,4	0,517
	25	0,377	0,359	11,1	10,9	9,3	1,65	0,432
	26	0,311	0,382	9,0	7,3	8,4	3,3	0,417
	27	0,347	0,385	12,0	15,6	10,4	1,53	0,448
	28	0,212	0,479	11,8	18,5	11,8	0,88	0,399
	29	0,243	0,461	13,6	22,2	13,4	1,28	0,516
	30	0,213	0,461	10,3	18,0	12,6	2,05	0,572
	31	0,181	0,423	10,5	9,9	10,2	1,57	0,320
	Август	1	0,201	0,389	10,5	5,8	7,7	1,44
2		0,298	0,377	8,7	6,4	7,0	1,87	0,313
3		0,338	0,418	17,6	6,6	7,0	1,17	0,249
4		0,278	0,386	13,7	5,7	7,2	1,85	0,287
5		0,281	0,361	9,3	7,9	8,7	2,90	0,396
6		0,249	0,407	11,6	10,9	11,7	3,06	0,551
7		0,207	0,400	15,4	15,7	14,1	1,21	0,379
Среднее		0,279	0,398	12,2	11,8	10,0	2,09	

количество атмосферного тепла, которое можно использовать с целью оттаивания (Π_T), определим при конкретных условиях стратиграфии приземного слоя воздуха. Для равновесной стратиграфии этот параметр

$$\Pi_T = (Q_c - S) + (E_a - E_0) + \alpha_T(t_{вз} - t_0) + \alpha_M(e_{вз} - e_0), \quad (\text{III.15.})$$

где E_0 — излучение серой поверхности при температуре 0°C ; t_0 — температура оттаивания пород ($t_0 = 0^\circ\text{C}$); e_0 — упругость водяного пара при 0°C ($e_0 = 6,1$ мб); α_T , α_M — коэффициенты тепло- и массоотдачи, рассчитанные для квазистационарного приземного слоя.

Целесообразность использования параметра Π_T для характеристики метеорологических условий будет обоснована в главе IV.

Материалы наблюдений за составляющими теплового баланса приведены в табл. 44—46. Они хорошо подтверждают общие закономерности изменения составляющих теплового баланса в зависимости от времени после обнажения, впервые выявленные И. Т. Рейнюком (1958) и В. Т. Балобаевым (1963).

На площадках 19 и 20 турбулентный поток тепла за весь период наблюдений был направлен к поверхности пород. Резкое снижение температуры воздуха с 1 по 4 августа привело к изменению направления потока. Конденсация влаги на поверхности пород отмечалась в течение нескольких часов после обнажения

Таблица 44

Составляющие теплового баланса на площадке послынной разработки 18, кал/см²·мин

Месяц	Число	$Q_c - S$	R	$I_{эф}$	P	LE	q_n	$t_n, ^\circ\text{C}$
Июнь	21	0,146	0,122	-0,024	-0,013	-0,011	0,098	2,9
	22	0,069	0,058	-0,011	-0,002	-0,003	0,053	1,8
	23	0,131	0,110	-0,021	-0,047	-0,040	0,023	3,0
	24	0,095	0,082	-0,013	-0,023	-0,030	0,029	4,0
	25	0,120	0,104	-0,016	-0,003	-0,072	0,035	5,2
	26	0,237	0,176	-0,061	0,003	-0,107	0,072	18,2
	27	0,0229	0,139	-0,090	0,077	-0,119	0,097	11,0
	28	0,419	0,297	-0,122	0,033	-0,224	0,106	13,6
	29	0,139	0,087	-0,052	0,022	-0,042	0,067	10,8
	30	0,359	0,221	-0,138	-0,017	-0,091	0,113	14,0
Июль	1	0,459	0,337	-0,122	0,101	-0,337	0,101	16,1
	2	0,332	0,293	-0,039	0,221	-0,442	0,072	16,6
	3	0,323	0,261	-0,062	0,075	-0,269	0,067	16,5
	4	0,115	0,074	-0,041	-0,021	-0,028	0,025	6,8
	5	0,208	0,113	-0,095	-0,035	-0,059	0,019	4,9
	6	0,287	0,113	-0,150	-0,057	-0,018	0,038	10,3
	7	0,331	0,157	-0,174	-0,013	-0,092	0,052	13,3

Т а б л и ц а 45

Составляющие теплового баланса поверхности на площадке послойной разработки 19, кал/см²·мин

Месяц	Число	Q_c	R	S	$A, \%$	$I_{эф}$	$P+LE$	q_n	Q_c-S
Июль	24	0,351	0,220	0,066	18,8	-0,065	0,115	0,105	0,285
	25	0,377	0,136	0,055	14,6	-0,186	-0,070	0,066	0,322
	26	0,311	0,149	0,034	10,9	-0,128	-0,106	0,042	0,277
	27	0,347	0,278	0,049	14,1	-0,020	-0,197	0,081	0,298
	28	0,212	0,086	0,027	12,7	-0,099	-0,016	0,070	0,185
	29	0,243	0,102	0,033	13,6	-0,108	-0,030	0,072	0,210
	30	0,213	0,116	0,024	11,3	-0,073	-0,070	0,046	0,189
	31	0,180	0,093	0,018	10,0	-0,690	-0,063	0,030	0,162
Август	1	0,201	0,085	0,022	10,9	-0,084	-0,049	0,036	0,179
	2	0,298	0,148	0,026	8,7	-0,124	-0,092	0,056	0,272
	3	0,238	0,094	0,042	17,6	-0,102	-0,032	0,062	0,196
	4	0,278	0,098	0,037	13,3	-0,143	-0,060	0,038	0,241
	5	0,281	0,100	0,026	9,2	-0,155	-0,062	0,038	0,255
	6	0,249	0,092	0,030	12,0	-0,127	-0,044	0,048	0,219
	7	0,207	0,139	0,028	13,5	-0,040	-0,075	0,064	0,179

Т а б л и ц а 46

Составляющие теплового баланса поверхности на площадке послойной разработки 20, кал/см²·мин

Месяц	Число	Q_{c-S}	R	$I_{эф}$	P	LE	q_n	$t_n, ^\circ C$
Июль	22	0,332	0,262	-0,170	0,063	-0,123	0,101	4,7
	23	0,298	0,193	-0,105	0,123	-0,233	0,083	6,4
	24	0,302	0,226	-0,076	-0,107	-0,015	0,104	8,5
	25	0,335	0,216	-0,119	0,171	-0,300	0,081	7,2
	26	0,283	0,191	-0,092	0,136	-0,273	0,054	6,4
	27	0,305	0,204	-0,101	0,114	-0,219	0,099	8,2
	28	0,187	0,151	-0,035	0,150	-0,209	0,092	12,3
	29	0,210	0,147	-0,063	0,086	-0,139	0,094	13,7
	30	0,191	0,144	-0,047	0,084	-0,152	0,076	11,6
	31	0,162	0,099	-0,063	0,081	-0,238	0,042	8,3
	Август	1	0,180	0,091	-0,089	-0,014	-0,038	0,039
2		0,272	0,165	-0,107	-0,027	-0,095	0,043	8,0
3		0,196	0,131	-0,065	-0,016	-0,071	0,044	7,9
4		0,240	0,148	-0,092	-0,028	-0,085	0,035	7,2
5		0,255	0,136	-0,119	-0,019	-0,108	0,037	7,5
6		0,220	0,130	-0,090	0,127	-0,198	0,059	10,2
7		0,175	0,116	-0,059	0,029	-0,086	0,059	12,8

Таблица 47

Изменение отношения $t_{п}/t_{вз}$ в процессе оттаивания

Время после начала обнажения пород, сутки	Площадка	
	18	20
1	2,06	0,45
2	1,30	0,55
3	1,45	0,49
4	1,17	0,66
5	1,00	0,88
6	1,00	0,53
7	0,96	0,66
8	0,94	0,62
9	0,94	0,64
10	1,10	0,84
11	0,83	1,24
12	0,81	1,25
13	0,93	1,20
14	1,30	1,25
15	1,30	0,95
16	1,25	0,94
17	0,93	0,82

поверхности, в остальное время испарение влаги с поверхности было основной частью расхода тепла.

Неустойчивые метеорологические условия в период исследований на площадке 18 обусловили сложный характер изменения составляющих теплового баланса поверхности при оттаивании пород (см. табл. 44). На этом участке конденсация влаги на поверхности наблюдалась лишь в первые двое суток, турбулентный поток тепла был отрицательным при температурах воздуха ниже 5° и положительным при более высоких температурах (за исключением данных за 30 июня). Баланс длинноволнового излучения поверхности почвы всегда имел отрицательное значение. Альbedo поверхности составляло в среднем около 12,0%.

Между температурами поверхности пород и воздуха найти хорошую корреляционную связь не удалось. Экспериментальные данные (табл. 47) показывают, что величина отношения $t_{п}/t_{вз}$, принятая И. Т. Рейнюком равной 0,5, может в течение первых 5 суток быть в несколько раз больше.

ПРИБЛИЖЕННЫЕ МЕТОДЫ ПРОГНОЗА ИСКУССТВЕННОГО ОТТАИВАНИЯ И ЗАЩИТЫ ОТ ПРОМЕРЗАНИЯ ПОРОД НА РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

1. Промерзание-протаивание пород в естественных условиях

Для оценки эффективности методов тепловой мелиорации при разработке россыпей в районах Севера необходимо знать положение границы раздела между мерзлой и талой породой в любое время. Ее определяют путем непосредственных измерений глубины промерзания-протаивания пород, а также на основании температурных наблюдений и геофизическими методами. Кроме того, широко используются методы тепловых прогнозов. Они должны удовлетворять следующим требованиям: 1) несложной методике расчетов; 2) простоте исходных для расчета данных; 3) надежности результатов.

Предлагаемые в настоящей главе методы прогнозов, соответствующие таким требованиям, построены преимущественно на основе теории кондуктивной теплопроводности с учетом фазовых переходов при промерзании-протаивании. Отчасти в них используется теория лучистого теплообмена, но только в тех расчетах, в которых раскрывается взаимосвязь между тепловыми процессами в породах и атмосфере. Исходными для прогнозов данными служат материалы климатических справочников и инженерно-геологических изысканий. Приведенные формулы наиболее применимы к мелкодисперсным породам с любым водонасыщением и песчано-гравелистым с неполным водонасыщением. Для тепловых прогнозов в водонасыщенных гравелисто-галечных породах их использовать не рекомендуется, поскольку в них теплообмен существенно усиливается вследствие свободной или вынужденной конвекции. Приближенные методы тепловых прогнозов при гидрооттайке здесь не рассматриваются, они даны в работе В. Г. Гольдтмана, С. Д. Чистопольского и В. В. Знаменского (1970).

Для расчета промерзания-протаивания влажных пород получено большое количество формул (более 150), различающихся учетом теплообмена в мерзлоталом слое и на границе фазовых переходов, способами задания граничных условий, точностью и оперативностью.

Все формулы расчета глубин промерзания-протаивания целесообразно разграничивать на четыре основные группы:

а) эмпирические решения (А. В. Стоценко, Г. И. Лапкин и др.);

б) точные математические решения задачи промерзания-протаивания, называемой в математической физике задачей Стефана (Л. И. Рубинштейн, В. Г. Меламед, С. Л. Каменомостская);

в) приближенные решения задачи Стефана, основанные на ряде предпосылок математического и физического характера (Стефан, М. М. Крылов, Х. Р. Хакимов, В. С. Лукьянов, Л. С. Лейбензон, В. Т. Балобаев, А. В. Павлов, Бергрэн и др.);

г) формулы, полученные на основе анализа годовых теплооборотов (В. А. Кудрявцев, Г. В. Порхаев).

В формулах первой группы используются коррелятивные связи между глубиной промерзания (протаивания) и некоторыми (нередко каким-либо одним) определяющими факторами — снежным покровом, суммой градусо-часов температуры воздуха, тепловым потоком в породу и пр. Главный недостаток таких формул заключается в том, что они пригодны только для тех условий, в которых получены данные для их построения. Эти формулы неправомерно распространять на другие природные условия.

Точные решения задачи о промерзании-протаивании влажной породы характеризуются корректностью постановки и решения и вместе с тем значительной сложностью; их практическое применение становится возможным только при использовании быстрорешающих электронных вычислительных машин. Основное достоинство этой группы решений в том, что все вычисления могут быть выполнены с заданной точностью. Поскольку эти решения не получены в замкнутом виде (т. е. в виде формул), с их помощью очень трудно вскрыть общие закономерности формирования глубин сезонного промерзания и протаивания от природных факторов. Недостаток точных решений заключается также и в том, что они не учитывают поверхностного покрова.

Приближенные решения задачи Стефана представляют наибольший интерес для оценки эффективности методов тепловой мелиорации. Они основаны на ряде предпосылок математического и физического характера. Одно из важнейших допущений, наиболее часто вводимых в расчет, — применение принципа квазистационарности, согласно которому изменение нестационарного температурного поля в промерзающем (протаивающем) слое рассматривается как непрерывный медленный переход от одного стационарного состояния к другому. Это упрощение находится в соответствии с экспериментальными данными, согласно которым граница раздела между талой и мерзлой породой изменяется намного медленнее, чем температурное

поле. Достоинство приближенных решений заключается в том, что они получены в замкнутом виде.

Из приближенных формул расчета промерзания-протаивания широкое применение получили формулы: 1) Бергрена (Aldrich, Paynter, 1956) — используется в зарубежной практике с различным назначением, в частности для расчета оснований под дорожными покрытиями; 2) Х. Р. Хакимова (1957), которая является основной при определении границ промерзания искусственно замораживаемых пород; 3) В. В. Докучаева (1954), рекомендованная нормативными документами для определения глубины промерзания-протаивания пород в строительной практике; 4) А. В. Кудрявцева (1954), которая применяется при инженерно-геологических изысканиях; она наиболее полно учитывает влияние зимнего охлаждения на процесс протаивания.

Наибольшее число расчетных формул для определения глубины промерзания-протаивания основывается на решении системы уравнений теплопроводности для мерзлой и талой зон (без учета массообмена в породах):

$$C_2 \frac{\partial t_2}{\partial \tau} = \lambda_2 \frac{\partial^2 t_2}{\partial x^2}, \quad (IV.1)$$

$$C_3 \frac{\partial t_3}{\partial \tau} = \lambda_3 \frac{\partial^2 t_3}{\partial x^2}, \quad (IV.2)$$

с уравнением баланса тепла (условие Стефана) на границе их раздела

$$\lambda_2 \frac{dt_2(\xi, \tau)}{dx} - \lambda_3 \frac{dt_3(\xi, \tau)}{dx} = q_w \frac{d\xi}{d\tau}, \quad (IV.3)$$

где C — объемная теплоемкость; λ — коэффициент теплопроводности; t — температура (индекс 2 относится к зоне $0 \leq x \leq \xi$, а индекс 3 — к зоне $\xi \leq x \leq \infty$); q_w — расход тепла при фазовых превращениях; τ — время; ξ — глубина промерзания-протаивания.

Существующие решения этой системы учитывают с достаточной детальностью лишь некоторые основные характеристики — температуру поверхности (обычно принимаемую равной температуре воздуха), время, расход тепла на изменение агрегатного состояния поровой влаги, теплофизические характеристики. Менее изучено влияние теплоизоляции на поверхности (в естественных условиях это снежный, растительный или мохо-торфяной покров), теплообмена с нижележащими слоями и влияние тепло- и массообмена между породой и атмосферой на процесс протаивания.

По формуле Бергрена, полученной из решения системы (IV.1) — (IV.3), глубина протаивания определяется зависимостью

$$\xi = \delta \sqrt{\frac{2\lambda_{\tau} t_{\Pi} \tau}{q_w}}, \quad (\text{IV.4})$$

где λ_{τ} — коэффициент теплопроводности пород в талом состоянии; t_{Π} — температура поверхности, принимаемая равной температуре воздуха; τ — продолжительность протаивания.

Поправочный множитель δ , который учитывает замедление скорости протаивания вследствие оттока тепла в мерзлую породу, зависит от критерия фазовых переходов

$$K_q = \frac{C_{\text{м}} + C_{\tau}}{2q_w} t_{\Pi}, \quad (\text{IV.5})$$

где C_{τ} и $C_{\text{м}}$ — объемная теплоемкость пород в талом и мерзлом состоянии; t_{Π} — средняя летняя температура поверхности пород и критерия температурного отношения

$$K_t = \frac{t_0}{t_{\Pi}}, \quad (\text{IV.6})$$

где t_0 — средняя годовая температура пород на глубине нулевых годовых амплитуд.

Расход тепла на протаивание единицы объема пород находится из выражения:

$$q_w = L \gamma_{\text{ск}} (w_c - w_{\Pi}), \quad (\text{IV.7})$$

где L — теплота таяния льда ($L=80$ ккал/кг); w_c и w_{Π} — суммарная влажность и влажность, соответствующая содержанию незамерзшей воды в мерзлой породе.

Поправочный множитель δ находим по номограмме (рис. 24).

Существенный недостаток формулы Бергрена заключается в том, что в нее в качестве одного из исходных параметров входит температура поверхности. Однако ее определение является не менее простой задачей, чем глубина протаивания. Поэтому в практических расчетах температуру поверхности нередко заменяют температурой воздуха без дополнительного учета внешнего теплообмена пород с атмосферой. В такой интерпретации формула Бергрена может применяться для расчета глубины протаивания только в естественных условиях (луг) или близких к ним (оголенная поверхность), когда температура поверхности пород t_{Π} близка к температуре воздуха $t_{\text{вз}}$, так как в этом случае приток тепла в значительной мере компенсиру-

ется его затратами тепла на испарение. Однако в районах с небольшим количеством летних осадков величина $\Delta t = t_{\text{п}} - t_{\text{вз}}$ может достигать 3—5°. На рис. 25 приведен ход средних декадных значений Δt по результатам наблюдений в Якутске за два летних сезона: влажное лето (1970 г.) и сухое (1971 г.). Если средняя летняя температура воздуха в 1971 г. составила 12°, то температура поверхности пород превысила ее на 3,5°. Еще большие разности Δt могут наблюдаться при тепловой мелиорации пород.

Дадим вывод более совершенной формулы, учитывающей в единой форме следующие особенности природных процессов:

- 1) квазистационарность внутреннего теплообмена в промерзающем (протаивающем) слое пород;
- 2) нестационарность теплообмена этого слоя с подстилающей породой;
- 3) влияние внешнего тепло- и массообмена (радиационный баланс, испарение, конвективный теплообмен) на теплообмен в породах;
- 4) изменение во времени термического сопротивления снежного покрова.

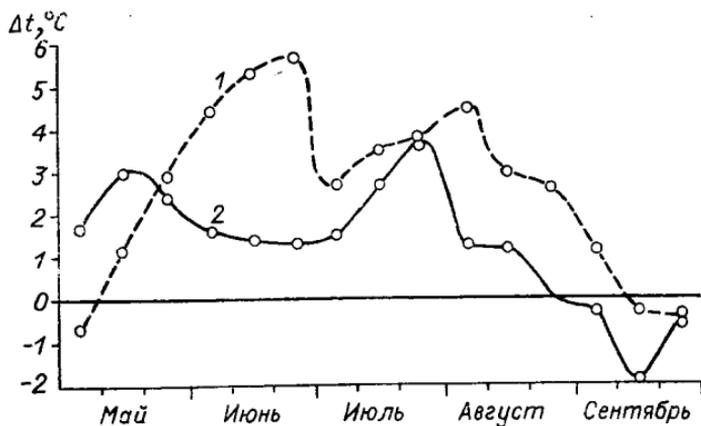


Рис. 25. Разность Δt между температурой естественной поверхности ($t_{\text{п}}$) и воздуха ($t_{\text{вз}}$) за 1970 г. (2) и 1971 г. (1) в окрестностях г. Якутска.

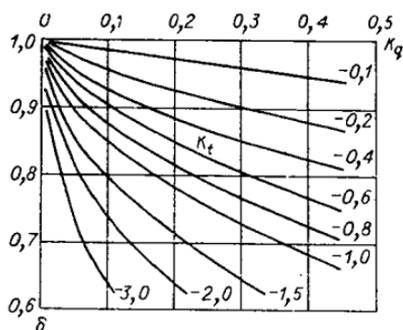


Рис. 24. Зависимость поправочного множителя δ от критерия фазовых переходов K_q и критерия температурного отношения K_t в формуле Бергрена.

Применив принцип квазистационарности к промерзающему (протаивающему) слою, запишем условие Стефана (IV.3) в виде

$$\lambda_2 \frac{t_{\Pi}}{\xi} = q_w \frac{d\xi}{d\tau} - q(\xi, \tau), \quad (IV.8)$$

где

$$q_w = L(w_c - w_n)\gamma_0 + nC_2 t_{\Pi}, \quad (IV.9)$$

λ_2 и C_2 — коэффициент теплопроводности и объемная теплоемкость промерзающей (протаивающей) породы (зона 2); L — теплота кристаллизации воды (плавления льда); w_c — весовая влажность породы; w_n — количество незамерзшей воды в породе, отнесенное к сухому весу и рассчитываемое при температуре $0,5t_{\Pi}$; γ_0 — объемный вес скелета породы; $q(\xi, \tau)$ — тепловой поток из подстилающего слоя (зона 3) к границе $x = \xi \left[q(\xi, \tau) - \lambda_3 \frac{\partial t_3(\xi, \tau)}{\partial x} \right]$; n — коэффициент, учитывающий влияние теплоемкости породы в зоне 2 на ξ ($n=0,3-0,5$).

Для отыскания ξ из условия (IV.8) необходимо предварительно определить тепловой поток $q(\xi, \tau)$ к границе ξ . Найдем $q(\xi, \tau)$ при начальном распределении температуры $t_3(x, 0)$ и граничных условиях $t_3(\xi, \tau) = 0, \frac{\partial t_3(\infty, \tau)}{\partial x} = 0$. Задачу можно упростить, заменив (в соответствии с предложением В. С. Искрина) начальную температуру $t_3(x, 0)$ средней интегральной T_0 в слое H с годовыми нулевыми амплитудами:

$$T_0 = \frac{1}{H} \int_0^H t_3(x, 0) dx. \quad (IV.10)$$

Определить величину T_0 аналитически весьма трудно, так как она зависит от многих природных факторов: летнего прогресса пород, их охлаждения к моменту промерзания, средней годовой температуры и пр. В южных районах летний прогрев больше, но охлаждение пород значительнее. В северных районах прогрев меньше, но меньше и охлаждение пород к началу промерзания. Поэтому величина T_0 зависит главным образом от средней годовой температуры, а также от свойств поверхностного слоя в предшествующий движению ξ период $\tau_{\text{предш}}$ и обуславливающей влияние или зимнего охлаждения пород на последующее уменьшение их протаивания, или летнего прогресса пород на последующее уменьшение их промерзания.

Величину T_0 целесообразно вычислить по следующей эмпирической формуле:

$$T_0 = t_0 + \Delta t. \quad (IV.11)$$

По данным натуральных наблюдений, выполненных преимущественно в районах Загорска, Воркуты и Якутска, величина Δt при расчетах глубин промерзания в естественных условиях составляет 0,3—0,7°, а при расчетах глубин протаивания — минус 0,5—1,5°.

Расчитав T_0 на момент $\tau=0$, перейдем к расчету $q(\xi, \tau)$. При постоянных краевых условиях движение границы раздела фаз подчиняется закону $\xi=\beta\sqrt{\tau}$. При таком изменении ξ во времени $q(\xi, \tau)$ определяется из выражения:

$$q(\xi, \tau) = -\lambda_3 \left. \frac{\partial t_3}{\partial x} \right|_{x=\xi} = \frac{\lambda_3 T_0}{\sqrt{\pi a_3}} \frac{1}{\tau} \frac{\exp \left[-\left(\frac{\beta}{2\sqrt{a_3}} \right)^2 \right]}{\operatorname{erfc} \left(\frac{\beta}{2\sqrt{a_3}} \right)}, \quad (\text{IV.12})$$

где a_3 — коэффициент температуропроводности породы (в зоне 3).

В природных условиях распределение температуры в зоне 3 при $\tau=0$ отличается от постоянного распределения T_0 , принятого при выводе формулы (IV.12); температура на поверхности породы также не является постоянной на протяжении всего процесса движения ξ . Поэтому β существенно изменяется в начальную стадию промерзания породы, однако начиная с $\tau=20-40$ дней отклонения β от среднего значения не выходят за пределы 15—20% (рис. 26). Это приводит к тому, что в расчетах максимальных глубин промерзания-протаивания можно ограничиться средним значением $\bar{\beta}$. Учитывая возможность отыскания ξ из степенной зависимости ($\xi=\beta\sqrt{\tau}$), сделаем попытку применить формулу (IV.12) к расчету реального теплового потока к границе ξ . Наблюдения за величиной $q(\xi, \tau)$ проводились на Загорской станции с помощью тепломеров (Павлов, 1965). Они показали, что величина $q(\xi, \tau)$ при всех $\tau > 0$ обратно пропорциональна не τ , а $\tau + \tau_n$. Поэтому в начальную стадию промерзания ($\tau < 3 \cdot 10^2$ часов) тепловой поток $q(\xi, \tau)$ рассчитывается по формуле (IV.12) завышенным в несколько раз (рис. 27); в последующие моменты, начиная с $\tau=(5-7) \cdot 10^2$ часов, ход потока во времени строго подчиняется этому выражению. Погрешность в расчете суммарного за зиму теплового потока $q(\xi, \tau)$ к границе ξ по формуле (IV.12) составила по наблюдениям в районе Загорска: для естественной площадки 16% (зима 1957/58 г.) и 13% (зима 1958/59 г.), оголенной площадки—17 и 18% соответственно в те же годы и на площадке в лесу—14 и 10%. Учитывая, что $q(\xi, \tau)$ составляет существенно меньшую долю правой части уравнения (IV.4), выражение (IV.12) можно применить при значительных τ ($\tau > 15$ суток) для вывода формулы расчета глубин промерзания-протаивания с достаточной для практики точностью.

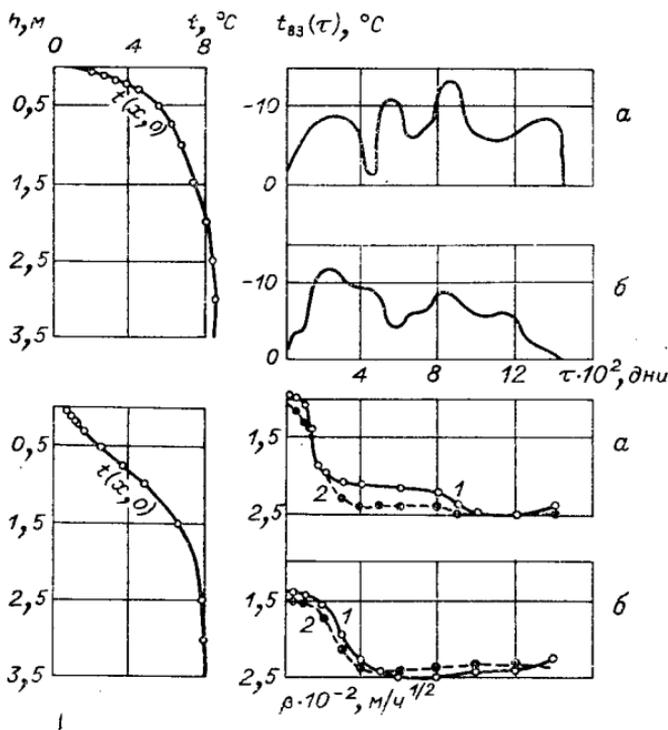


Рис. 26. Изменение параметра β в период промерзания на оголенной площадке в Загорске в зиму 1957/58 г. (а) и 1958/59 г. (б).

Отношение $\exp\left[-\left(\frac{\beta}{2\sqrt{a_3}}\right)^2\right] / \operatorname{erfc}\left(\frac{\beta}{2\sqrt{a_3}}\right)$ можно заменить величиной $1 + 0,6 \frac{\beta}{\sqrt{a_3}}$. Таким образом,

$$q(\xi, \tau) = \frac{\lambda_3 T_0}{\sqrt{\pi a_3}} \left(1 + 0,6 \frac{\beta}{\sqrt{a_3}}\right) \frac{1}{\sqrt{\tau}}. \quad (\text{IV.13})$$

Подставим это значение $q(\xi, \tau)$ в условие Стефана (IV.4) и определим из него путем интегрирования величину β , а затем ξ :

$$\xi = \beta \sqrt{\tau} = - \frac{\lambda_3 T_0 \sqrt{\tau}}{\sqrt{\pi a_3} \left(q_w + \frac{1,2}{\sqrt{\pi}} C_3 T_0\right)} + \sqrt{\left[\frac{\lambda_3 T_0 \sqrt{\tau}}{\sqrt{\pi a_3} \left(q_w + \frac{1,2}{\sqrt{\pi}} C_3 T_0\right)} \right]^2 + \frac{2\lambda_2 T_0 \tau}{q_w + \frac{1,2}{\sqrt{\pi}} C_3 T_0}}. \quad (\text{IV.14})$$

Подобные решения получили К. Ф. Войтковский, В. В. Докучаев, В. Т. Балобаев.

Однако формула (IV.14) слишком громоздкая для расчетов. Целесообразно преобразовать ее так, чтобы ξ выражалась более простой двучленной зависимостью ($\xi = \xi_1 - \xi_2$), первый член которой является решением Стефана при $q(\xi, \tau) = 0$, а второй — учитывает уменьшение ξ_1 , обусловленное влиянием зоны Э. Из физических соображений величина ξ_2 прямо пропорциональна корню квадратному из произведения длительности периода протаивания на коэффициент температуропроводности мерзлой породы, т. е.

$$\xi_2 = \varepsilon \sqrt{a_3 \tau}, \quad (\text{IV.15})$$

где ε — вспомогательный параметр.

Таким образом, ξ определится из зависимости:

$$\xi = \sqrt{\frac{2\lambda_2 t_{\Pi}}{q_w}} - \varepsilon \sqrt{a_3 \tau}. \quad (\text{IV.16})$$

В выражениях (IV.14) и (IV.15), как и в (IV.8), положительное значение q_w соответствует расчету глубины протаивания; при расчетах глубины промерзания его следует заменить на отрицательный.

Сходное решение для ξ получил В. Т. Балобаев, но он принял ε постоянной величиной, равной 1 или 2.

Приравнивая выражения (IV.14) и (IV.16), найдем величину

$$\varepsilon = - \frac{C_3 T_0}{\sqrt{\pi} \left(q_w + \frac{1,2}{\sqrt{\pi}} C_3 T_0 \right)} \times \\ \times \sqrt{\left[\frac{C_3 T_0}{\sqrt{\pi} \left(q_w + \frac{1,2}{\sqrt{\pi}} C_3 T_0 \right)} \right]^2 + \frac{2\lambda_2 t_{\Pi}}{a_3 \left(q_w + \frac{1,2}{\sqrt{\pi}} C_3 T_0 \right)} - \sqrt{\frac{2\lambda_2 t_{\Pi}}{a_3 q_w}}}, \quad (\text{IV.17})$$

которую можно представить в критериальной форме

$$\varepsilon = f \left(\frac{C_3 T_0}{q_w}, \frac{\lambda_2 t_{\Pi}}{a_3 q_w}, \frac{\lambda_2}{\lambda_3} \right). \quad (\text{IV.18})$$

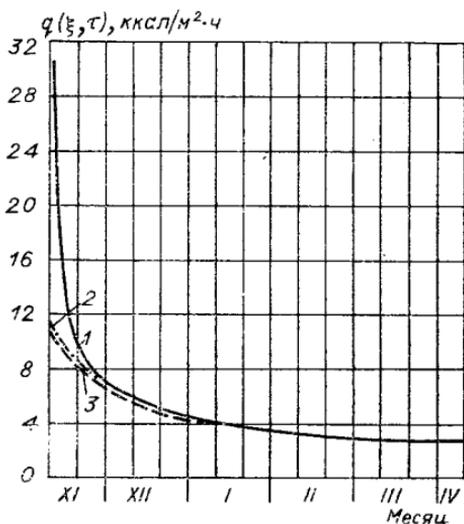


Рис. 27. Тепловой поток из талой породы к границе промерзания на участке луга в районе Загорска в зиму 1957/58 г.

1 — рассчитанный по формуле (IV.13)
2 — по формуле (IV.35); 3 — по данным измерений при помощи тепломеров.

Величина ε слабо зависит от отношения λ_2/λ_3 , поэтому при ее определении такое отношение можно принять равным среднему значению, ориентировочно составляющему 1,2. Тогда ε будет функцией двух критериев: (табл. 48).

$$K_c = \frac{C_3 T_0}{q_w} \text{ и } K_a = \frac{\lambda_2 t_{II}}{a_3 q_w}. \quad (\text{IV.19})$$

Таблица 48

Зависимость вспомогательного параметра ε от критериев K_a и K_c

K_c	K_a					
	0,005	0,10	0,15	0,20	0,30	0,40
0,01	0,007	0,007	0,008	0,008	0,008	0,009
0,02	0,013	0,014	0,015	0,015	0,016	0,017
0,03	0,019	0,021	0,022	0,023	0,024	0,025
0,04	0,025	0,027	0,030	0,030	0,032	0,034
0,05	0,032	0,034	0,036	0,036	0,040	0,042
0,06	0,037	0,040	0,042	0,044	0,047	0,050
0,07	0,043	0,046	0,049	0,051	0,055	0,057
0,08	0,043	0,052	0,054	0,058	0,062	0,065
0,09	0,054	0,058	0,062	0,064	0,069	0,073
0,10	0,059	0,064	0,068	0,071	0,076	0,080
0,12	0,069	0,075	0,080	0,084	0,090	0,095
0,14	0,078	0,086	0,092	0,096	0,103	0,108
0,16	0,087	0,096	0,103	0,108	0,116	0,122
0,18	0,095	0,106	0,113	0,119	0,128	0,136
0,20	0,103	0,115	0,124	0,130	0,140	0,149
0,25	0,120	0,137	0,148	0,156	0,169	0,179
0,30	0,136	0,157	0,170	0,180	0,195	0,208
0,35	0,150	0,174	0,190	0,201	0,220	0,234
0,40	0,162	0,190	0,208	0,222	0,243	0,259
0,45	0,173	0,205	0,225	0,240	0,264	0,282
0,50	0,182	0,218	0,240	0,257	0,284	0,304
0,60	0,198	0,241	0,268	0,288	0,319	0,343
0,70	0,211	0,260	0,291	0,315	0,351	0,379
0,80	0,221	0,276	0,311	0,338	0,378	0,410

Формула (IV.16) позволяет рассчитать глубину сезонного протаивания с учетом теплового влияния подстилающей мерзлой горной породы, что нельзя выполнить по методике В. С. Лукьянова и М. Д. Головки, так как в ней не приводятся значения теплового потока к границе ξ для области распространения многолетнемерзлых горных пород. Она же дает возможность рассчитать глубину промерзания с учетом переменного во времени теплового потока к границе ξ . Экспериментальные исследования показали, что введение в расчет переменного теплового потока $q(\xi, \tau)$ повышает точность расчета глубины промерзания не более чем на 7—8% по сравнению с формулой В. С. Лукьянова, где тепловой поток из зоны 3 к границе ξ

принят постоянным во времени. Однако расчеты по формуле (IV.16) проще, чем по формуле В. С. Лукьянова, и дают возможность принять во внимание влияние теплофизических свойств талой породы на процесс промерзания.

Дадим общее решение для ξ , когда на поверхности горной породы имеется термоизоляция (зона 1), обменивающаяся радиационным и конвективным теплом с атмосферой. Применим принцип последовательной смены стационарных состояний температурного поля и к термоизоляции. Правомерность этого приема по отношению к снежному покрову, представляющему собой типичный и наиболее часто встречающийся вид термоизоляции, подтверждается тщательными наблюдениями за температурой снежного покрова (Павлов, 1965). Поэтому термоизоляцию можно рассматривать как термическое сопротивление, эквивалентный слой которого $S_1 = \lambda_2 \frac{h}{\lambda_1}$. В таком случае теплообмен в горной породе определим из выражения

$$B = q_w \frac{d\xi}{d\tau} + q(\xi, \tau), \quad (\text{IV.20})$$

а температуру поверхности — из формулы

$$\lambda_2 \frac{t_{\Pi}}{\xi + s} = B. \quad (\text{IV.21})$$

Связь между температурой поверхности изоляции и величиной β может быть также установлена из уравнения теплового баланса и записана в общем виде:

$$Q_c(1-A) + I_a - I_{\Pi} - LE - \alpha(t_{\Pi} - t_{вз}) - B = 0, \quad (\text{IV.22})$$

где I_a и I_{Π} — длинноволновое излучение атмосферы и поверхности; α — коэффициент конвективного теплообмена.

Из-за трудности l определении излучения атмосферы I уравнение (IV.20) удобно преобразовать*:

$$R - LE - \alpha(t_{\Pi} - t_{вз}) - B = 0, \quad (\text{IV.23})$$

* Некоторые исследователи не согласны с такой трактовкой уравнения теплового баланса при определении температуры поверхности, поскольку величина I_{Π} связана с температурой поверхности по закону Стефана—Больцмана. Однако между радиационным балансом и суммарной радиацией наблюдается устойчивая корреляционная связь, зависящая от вида поверхности (ее альбедо), что позволяет исключить влияние R от температуры поверхности (Павлов, 1965). При более строгом подходе необходимо учитывать влияние температуры поверхности не только на величину R , но и на другие параметры теплообмена (в частности, на коэффициент конвективного теплообмена α). Примеры использования уравнения (IV.20) для расчетных формул промерзания-протаивания даны в двух последних разделах этой главы.

где

$$R = Q_c(1-A) + I_a - I_p.$$

Подставив B из (IV.20) и $t_{\text{п}}$ из (IV.21) в (IV.23), получим условие Стефана с учетом термического сопротивления изоляции и процессов тепло- и влагообмена на ее поверхности

$$\lambda_2 \frac{t_{\text{вз}} + \frac{R - LE}{\alpha}}{\xi + s + \frac{\lambda_2}{\alpha}} = q_w \frac{d\xi}{d\tau} - q(\xi, \tau). \quad (\text{IV.24})$$

Интегрируя это уравнение в пределах от τ_3 до τ , если $\xi=0$ при $\tau=\tau_3$, получим следующее решение для ξ при $s=\text{const}$:

$$\xi = - \left(s + \frac{\lambda_2}{\alpha} \right) + \sqrt{\left(s + \frac{\lambda_2}{\alpha} \right)^2 + \frac{2\lambda_2 t'_{\text{вз}} (\tau - \tau_3)}{q_w}} - \varepsilon \sqrt{a_3 (\tau - \tau_3)}, \quad (\text{IV.25})$$

где

$$t'_{\text{вз}} = t_{\text{вз}} + \frac{R - LE}{\alpha}, \quad (\text{IV.26})$$

τ_3 — время запаздывания начала движения ξ под слоем изоляции, впервые введенное в расчет В. Т. Балобаевым,

Если изоляция отсутствует, формула (IV.25) значительно упрощается. В частности, применительно к схеме протаивания она получает вид

$$\xi = - \frac{\lambda_{\text{т}}}{\alpha} + \sqrt{\frac{2\lambda_{\text{т}} t'_{\text{вз}} \tau}{q_w}} - \varepsilon \sqrt{a_{\text{м}} \tau}. \quad (\text{IV.27})$$

Таким образом, для расчетов глубины протаивания необходимы следующие данные:

- 1) длительность периода протаивания τ , равная времени перехода средней суточной температуры воздуха через 0° ;
- 2) средняя за период протаивания приведенная температура воздуха $t'_{\text{вз}}$;
- 3) теплофизические характеристики талых (индекс «т») и мерзлых (индекс «м») пород — коэффициент теплопроводности $\lambda_{\text{т}}$ и $\lambda_{\text{м}}$, объемная теплоемкость $C_{\text{т}}$ и $C_{\text{м}}$;
- 4) расход тепла q_w на оттаивание и нагревание единицы объема пород;
- 5) средняя годовая температура пород t_0 .

Оценим влияние снежного покрова на уменьшение глубины промерзания. Высота и физические свойства снежного покрова значительно изменяются во времени, поэтому расчетную вели-

чину термического сопротивления нельзя считать постоянной. Данные наблюдений показывают, что изменение эквивалентного слоя снежного покрова за период промерзания можно приближенно считать линейным:

$$s(\tau) = \kappa\tau,$$

где κ — коэффициент пропорциональности.

Подставим значение $s(\tau)$ в условие Стефана:

$$\lambda_2 \frac{t_{\Pi}}{\xi + \kappa\tau} = -q_w \frac{d\xi}{d\tau}. \quad (IV.28)$$

Решая это уравнение, получим

$$\tau = -\frac{\lambda_2 t_{\Pi}}{\kappa^2 q_w} \left(e^{-\frac{\kappa q_w}{\lambda_2 t_{\Pi}} \xi} + \frac{\kappa q_w}{\lambda_2 t_{\Pi}} \xi - 1 \right). \quad (IV.29)$$

В критериальной форме выражение (IV.29) запишем в виде

$$K_2 = e^{K_1} - K_1 - 1, \quad (IV.30)$$

где

$$K_1 = -\frac{\kappa q_w}{\lambda_2 t_{\Pi}} \xi, \quad K_2 = -\frac{\kappa^2 q_w \tau}{\lambda_2 t_{\Pi}}.$$

Зависимость (IV.30) можно с большой точностью аппроксимировать степенной функцией

$$K_1 = \Omega K_2^{1/n}, \quad (IV.31)$$

где $\Omega = 1,18$, $n = 2,6$.

Подставляя вместо критерия K_1 его значение, определим ξ с учетом линейного изменения во времени термоизоляции на поверхности:

$$\xi = \frac{\Omega K_2^{1/n} \lambda_2 t_{\Pi}}{\kappa q_w}. \quad (IV.32)$$

Найдем отношение глубин промерзания под снегом с постоянным во времени термическим сопротивлением ($\bar{s} = \frac{\kappa\tau}{2}$) и изменяющимся линейно во времени ($s(\tau) = \kappa\tau$):

$$\frac{\xi}{\xi'} = \frac{\Omega \frac{K_2^{1/n} \lambda_2 t_{\Pi}}{\kappa q_w}}{-\bar{s} + \sqrt{\bar{s}^2 + \frac{2\lambda_2 t_{\Pi} \tau}{q_w}}} = \frac{\Omega}{K_2^m \left(-0,5 + \sqrt{0,25 + \frac{2}{K_2}} \right)},$$

где

$$m = \frac{n-1}{n} = 0,62.$$

Для наблюдаемых в природе величин K_2 отношение ξ/ξ' изменяется от 1,17 до 1,22. В дальнейших расчетах примем его равным 1,2 и получим простую формулу для определения глубины сезонного промерзания горной породы под снегом при средней годовой температуре t_0 , близкой к 0°

$$\xi = 1,2 \left(-\bar{s} + \sqrt{\bar{s}^2 + \frac{2\lambda_2 t_{\text{II}} \tau}{q_w}} \right). \quad (\text{IV.33})$$

Наблюдения показывают, что даже резкое изменение поверхностного покрова зимой сравнительно мало сказывается на величине нестационарного во времени теплопритока к границе промерзания. Поэтому, приняв влияние $q(\xi, \tau)$ на уменьшение глубины промерзания одинаковым при постоянной и изменяющейся во времени термоизоляции на поверхности, получим

$$\xi = 1,2 \left(-\bar{s} + \sqrt{\bar{s}^2 + \frac{2\lambda_2 t_{\text{II}} \tau}{q_w}} \right) - \varepsilon \sqrt{a_3 \tau}. \quad (\text{IV.34})$$

Для вычисления ε в формулах (IV.25), (IV.34) необходимо знать температуру поверхности пород t_{II} под слоем изоляции. Методика ее определения дана в следующем разделе.

Формулы (IV.25) и (IV.34) пригодны для расчета лишь максимальной величины ξ . Чтобы найти изменение ξ во времени, при интегрировании условия Стефана необходимо ввести переменные краевые условия.

Изменение температуры в зоне 3 с глубиной учитывается тем, что величина $q(\xi, \tau)$ в соответствии с экспериментальными данными считается пропорциональной не τ , а $\tau + \tau_{\text{II}}$:

$$q(\xi, \tau) = \frac{\lambda_3 T_0}{q_w \sqrt{\pi a_3}} \left(1 + 0,6 \frac{\beta}{\sqrt{a_3}} \right) \frac{1}{\sqrt{\tau + \tau_{\text{II}}}}, \quad (\text{IV.35})$$

где параметр τ_{II} при всех τ начиная с первого дня изменяется (по данным наблюдений в районе Загорска) от 6 до 10 дней (среднее значение τ_{II} принимается равным 8 дням).

Формула (IV.35) дает хорошие результаты при расчетах $q(\xi, \tau)$, совпадающие с данными наблюдений в природных условиях (см. рис. 27). Подставляя это значение $q(\xi, \tau)$ в уравнение Стефана и интегрируя его с учетом произвольного изменения во времени температуры поверхности t_{II} (или температуры воздуха $t_{\text{вз}}$), получаем окончательные формулы для определения ξ (температура замерзания породы принята равной t_3 , а не 0° , как в формулах (IV.25), (IV.34)).

Глубина промерзания:
для породы под снегом

$$\xi = l \left[-\bar{s} \sqrt{\bar{s}^2 + \frac{2\lambda_M \int_0^{\tau} (t_3 - t_{B3}) d\tau}{q_w}} \right] - \varepsilon \sqrt{a_T (\tau + \tau_H)} \quad (l = 1, 2), \quad (IV.36)$$

для оголенной породы

$$\xi = \sqrt{\frac{2\lambda_M \int_0^{\tau} (t_3 - t_{B3}) d\tau}{q_w}} - \varepsilon \sqrt{a_T (\tau + \tau_H)}. \quad (IV.37)$$

Глубина протаивания

$$\xi = -\frac{\lambda_T}{\alpha} + \sqrt{\frac{2\lambda_T \int_0^{\tau} (t'_{B3} - t_3) d\tau}{q_w}} - \varepsilon \sqrt{a_M (\tau + \tau_H)}. \quad (IV.38)$$

Н. И. Вотякова (1972) провела оценку точности формулы (IV.27) по сравнению с классическим решением Стефана, которое получено в виде трансцендентного уравнения и считается точным при постоянных краевых условиях. В решении Стефана из всех факторов внешнего теплообмена входит только температура поверхности $t_{\text{п}}$. Поэтому в качестве верхнего граничного условия при проверке и была задана эта величина. Таким образом, проводилась сравнительная оценка точности учета теплооттока в мерзлую толщу при протаивании пород, а также приближенной аппроксимации температурного поля в зоне протаивания. Тем же путем оценивалась точность применяемых в практике формул Бергрена, Хакимова, Докучаева и Балобаева. Приводим некоторые результаты расчетов (табл. 49). Интервал значений средней годовой температуры пород был принят равным минус 1,2 — минус 12,4°.

Таблица 49

Относительная погрешность приближенных формул расчета глубины протаивания пород, %

Автор	$t_0, \text{°C}$						Время расчета
	-1.2	-2.5	-5.0	-7.4	-9.9	-12.4	
Бергрэн	6,8	4,1	2,3	3,1	3,4	4,1	0,22
Хакимов	-1,2	-2,6	0,5	2,3	3,4	7,6	0,44
Докучаев	1,5	0,3	3,8	5,4	7,8	11,0	0,67
Павлов	1,4	0,5	0,8	0,8	1,2	4,1	0,30
Балобаев	1,5	-1,3	-0,6	-2,1	-3,3	-5,0	0,36

Примечание. Время, необходимое для вычисления глубины протаивания пород из решения Стефана, принято за единицу.

Расчеты проводились при следующих исходных данных: порода супесчаная; объемный вес скелета 1500 кг/м^3 ; весовая влажность $w_c = 20\%$; период протаивания $\tau = 3696 \text{ ч}$; средняя летняя температура поверхности $t_{\text{п}} = 12,4^\circ$; объемная теплоемкость талой породы $C_{\text{т}} = 580$, мерзлой $C_{\text{м}} = 440 \text{ ккал/м}^3 \cdot \text{град}$; коэффициент теплопроводности талой породы $\lambda_{\text{т}} = 1,34$, мерзлой $\lambda_{\text{м}} = 1,52 \text{ ккал/м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}$.

Выбранные формулы дают неодинаковое приближение к решению Стефана (его точность из трансцендентного уравнения, принятого за эталон, была оценена равной $0,2\%$). Наименьшую погрешность в учете теплооттока в мерзлую толщу дают формулы Павлова и Балобаева; у Бергрена она систематическая, но не превышает 7% . Несколько большая погрешность в формулах Хакимова и Докучаева.

В действительности погрешности в расчете глубин промерзания-протаивания могут намного превышать значения, приведенные в табл. 49. Это объясняется в основном следующими причинами:

а) исходные расчетные параметры (теплофизические характеристики, влажность и пр.) назначаются, как правило, со значительной погрешностью, нередко превышающей 10% (Павлов, 1973);

б) теплообмен промерзающих (протаивающих) пород с атмосферой учитывается менее совершенно, чем с глубже лежащим талым (мерзлым) слоем (особенно при наличии снега или другого поверхностного покрова). Некоторые формулы (например, Бергрена) не позволяют учесть этот важный фактор;

в) теплопередача при промерзании-протаивании рассматривается в расчетных схемах как обратимый термодинамический процесс. Поэтому некоторые физические процессы, связанные с переносом тепла (миграция, инфильтрация, замерзание и испарение влаги в объеме) и перемещением дневной поверхности (пучение, осадка), при промерзании-протаивании пород не учитываются.

2. Промерзание пород под термоизоляционными покрытиями

В предыдущем разделе получено общее выражение для расчета глубины промерзания-протаивания пород под термоизоляционными покрытиями, термическое сопротивление которых во времени не изменяется:

$$\xi = -\left(s + \frac{\lambda_2}{\alpha}\right) + \sqrt{\left(s + \frac{\lambda_2}{\alpha}\right)^2 + \frac{2\lambda_2 t'_{\text{вз}}(\tau - \tau_3)}{\pm q_w} - \varepsilon \sqrt{a_3(\tau - \tau_3)^*}.$$

* Все обозначения сохранены прежними.

Наблюдения показывают, что в период промерзания температура поверхности инженерных покрытий не отличается от температуры воздуха в среднем более чем на 1° . Поэтому в прогнозах глубин промерзания процессы тепло- и влагообмена с атмосферой можно опускать, что равносильно допущению $R=LE=0$, $\alpha=\infty$. Тогда выражение для ξ получит следующий вид:

$$\xi = -s_{из} + \sqrt{s_{из}^2 + \frac{2\lambda_M t_{вз}(\tau - \tau_s)}{-q_w}} - \varepsilon \sqrt{a_\tau(\tau - \tau_s)}, \quad (IV.39)$$

где

$$s_{из} = \lambda_{из} \frac{h_{из}}{\lambda_M}, \quad (IV.40)$$

τ_s — время запаздывания промерзания пород под слоем изоляции, индекс «из» относится к изоляции.

Вспомогательный параметр ε находится по табл. 48 в зависимости от двух критериев: $K_c = \frac{C_B T_0}{q_w}$ и $K_a = -\frac{\lambda_M t_\Pi}{a_\tau q_w}$ (t_Π — температура породы под слоем изоляции).

Величину t_Π определяем приближенно, приравнявая зависимости $\xi = \sqrt{\frac{2\lambda_M t_\Pi \tau}{q_w}}$ и $\xi = -s_{из} + \sqrt{s_{из}^2 + \frac{2\lambda_M t_{вз} \tau}{q_w}}$:

$$\bar{\theta}_\Pi - \frac{t_\Pi}{t_{вз}} = 1 + K_\Pi - \sqrt{K_\Pi(K_\Pi + 2)}, \quad (IV.41)$$

где

$$K_\Pi = \frac{\left(s + \frac{\lambda_2}{\alpha}\right)^2 q_w}{\lambda_2 t'_{вз}(\tau - \tau_s)} \quad (\tau > \tau_s). \quad (IV.42)$$

Величина $\bar{\theta}_\Pi$ определяется по табличным данным в зависимости от значений критерия K_Π :

K_Π	$\bar{\theta}_\Pi$								
0,00	1,00	0,10	0,64	0,5	0,38	1,4	0,22	4	0,10
0,01	0,87	0,15	0,58	0,6	0,35	1,6	0,20	5	0,08
0,02	0,82	0,20	0,54	0,7	0,32	1,8	0,18	6	0,07
0,03	0,78	0,25	0,50	0,8	0,30	2,0	0,17	8	0,06
0,04	0,75	0,30	0,47	0,9	0,29	2,5	0,15	10	0,05
0,05	0,73	0,35	0,44	1,0	0,27	3,0	0,13	15	0,03
0,07	0,69	0,40	0,42	1,2	0,24	3,5	0,12	20	0,00

Значение τ_s определяется неодинаково в зависимости от того, какие превращения происходят в слое изоляции.

Определим τ_3 для случая, когда процесс теплопередачи в слое изоляции происходит без фазовых превращений. Предварительно найдем распределение температуры в изоляции толщиной $h = \text{const}$, решив систему (IV.1), (IV.2) с заменой индексов 2 на «из» и 3 на «т» при краевых условиях:

$$\begin{aligned} t_{\text{из}}(0, \tau) &= t_{\text{вз}} = l\tau, \\ t_{\text{из}}(x, 0) &= t_{\text{т}}(x, 0) = t_0, \\ t_{\text{из}}(h, \tau) &= t_{\text{т}}(h, \tau), \\ \frac{\lambda_{\text{из}}}{\lambda_{\text{т}}} \frac{\partial t_{\text{из}}(h, t)}{\partial x} &= \frac{\partial t_{\text{т}}(h, \tau)}{\partial x}, \\ \frac{\partial t_{\text{т}}(\infty, \tau)}{\partial x} &= 0. \end{aligned}$$

При назначении условия на поверхности изоляции было принято $R = LE = 0$, $\alpha = \infty$. Ход температуры воздуха в период, когда происходит изменение температуры поверхности породы под изоляцией до 0° , считался линейным.

Не останавливаясь на отдельных этапах решения поставленной задачи, напишем сразу окончательный результат:

$$\begin{aligned} \frac{\theta_{\text{из}}(x, \tau) - t_0}{t_{\text{вз}} - t_0} &= 4 \left\{ i^2 \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{2\sqrt{a_{\text{из}}\tau}} \right) - M \sum_{n=1}^{\infty} M^{n-1} \left[i^2 \operatorname{erfc} \times \right. \right. \\ &\quad \left. \left. \times \frac{2nh - x}{2\sqrt{a_{\text{из}}\tau}} - i^2 \operatorname{erfc} \frac{2nh + x}{2\sqrt{a_{\text{из}}\tau}} \right] \right\}, \end{aligned} \quad (\text{IV.43})$$

где

$$M = \frac{1 - K_\varepsilon}{1 + K_\varepsilon}, \quad (\text{IV.44})$$

$$K_\varepsilon = \frac{\varepsilon_{\text{из}}}{\varepsilon_{\text{т}}} = \frac{\sqrt{\lambda_{\text{из}} C_{\text{из}}}}{\sqrt{\lambda_{\text{т}} C_{\text{т}}}}. \quad (\text{IV.45})$$

При $x = h$, $t_{\text{из}}(x, \tau) = t_{\text{из}}(h, \tau) = 0$, $\tau = \tau_3$ уравнение (IV.43) получает вид

$$\begin{aligned} \frac{t_0}{t_0 - t_{\text{вз}}} &= 4 \left\{ i^2 \operatorname{erfc} \left(\frac{h}{2\sqrt{a_{\text{из}}\tau_3}} \right) - M \sum_{n=1}^{\infty} M^{n-1} \left[i^2 \operatorname{erfc} \frac{(2n-1)h}{2\sqrt{a_{\text{из}}\tau_3}} - \right. \right. \\ &\quad \left. \left. - i^2 \operatorname{erfc} \frac{(2n+1)h}{2\sqrt{a_{\text{из}}\tau_3}} \right] \right\}. \end{aligned} \quad (\text{IV.46})$$

Из этого уравнения можно графически определить критерий Фурье $F_0 = \frac{a_{\text{из}}\tau_3}{h^2}$, а затем и искомый параметр τ_3 . Преобразуем

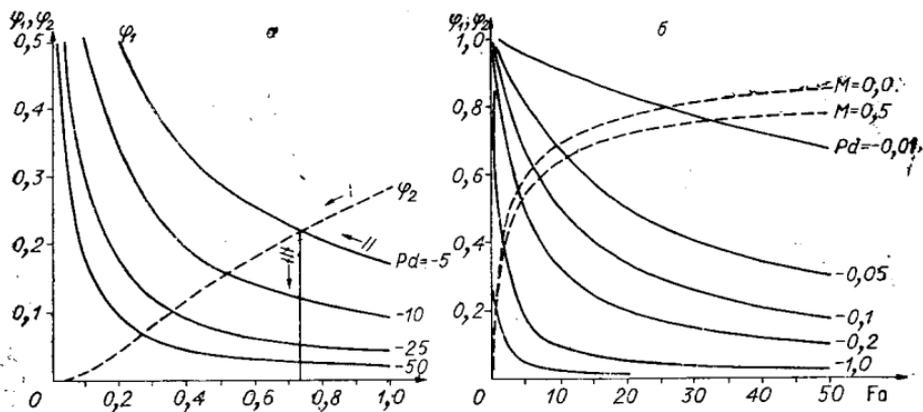


Рис. 28. Номограммы для определения малых (а) и больших (б) значений критерия Фурье $Fo = \frac{a_1 \tau_3}{h^2}$ при разных значениях критериев Предводителя Pd и M.

левую часть выражения (IV.46):

$$\frac{t_0}{t_0 - t_{вз}} = \frac{1}{1 - l\tau/t_0} = \frac{1}{1 - PdFo} = \varphi_1,$$

где Pd — критерий Предводителя $\left(Pd = \frac{lh_{из}^2}{a_{из}t_0}, Fo = \frac{a_{из}\tau_3}{h_{из}^2} \right)$

Правую часть уравнения (IV.46) также удобно записать в критериальной форме:

$$\varphi_2 = \varphi_2(Fo, M).$$

На рис. 28 приведены номограммы зависимостей φ_1 и φ_2 от Fo , показывающие, что M влияет на φ_2 очень слабо, и только при больших значениях критерия Фурье. По номограмме узнаем из условия $\varphi_1 = \varphi_2$ критерий Fo , а затем τ_3 по формуле

$$\tau_3 = Fo \frac{h_{из}^2}{a_{из}}. \quad (IV.47)$$

Если изменение температуры в изоляции сопровождается фазовыми превращениями, то время запаздывания τ_3 можно приближенно найти, пользуясь формулой Стефана:

$$\tau_3 = \frac{h_{из}^2 q_{лв}}{2\lambda_{из} t_{вз}}.$$

Расчет эффективности ледовоздушных покрытий, являющихся одним из видов термоизоляции, осложняется тем, что в воздушных прослойках тепло переносится не только кондукцией, но и другими видами теплообмена (конвекцией, излу-

ченем). Теорию расчета промерзания пород под ледовоздушным покрытием разрабатывали В. Т. Балобаев (1963); Ф. Э. Арэ, В. Т. Балобаев (1965). Согласно этим исследованиям, эффективный коэффициент теплопроводности воздушной прослойки $\lambda_{\text{эф}}$ равен сумме конвективного коэффициента теплопроводности $\lambda_{\text{к}}$ и коэффициента теплопроводности излучением $\lambda_{\text{л}}$:

$$\lambda_{\text{эф}} = \lambda_{\text{к}} + \lambda_{\text{л}} \quad (\text{IV.48})$$

Величину $\lambda_{\text{к}}$ авторы рассчитывают по формуле, полученной Д. М. Бояринцевым (1950) опытным путем. В. Т. Балобаев преобразовал эту формулу к следующему виду:

$$\lambda_{\text{к}} = 0,089 \lambda_{\text{вз}} \left(\frac{g\beta}{v_{\text{вз}} a_{\text{вз}}} \right)^{1/3} l_{\text{пр}}^{4/3} \left(\frac{\Delta t}{l_{\text{пр}}} \right)^{1/3} \text{ ккал/м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}, \quad (\text{IV.49})$$

где $\lambda_{\text{вз}}$, $v_{\text{вз}}$, $a_{\text{вз}}$, β — соответственно коэффициенты теплопроводности и температуропроводности, кинематическая вязкость и температурный коэффициент расширения воздуха; $l_{\text{пр}}$ — толщина прослойки; Δt — разность температур на границах прослойки.

В лабораторных опытах, выполненных Ф. Э. Арэ (1965), величина $\lambda_{\text{к}}$ превышала расчетные значения, вычисленные по формуле (IV.49), в 1,5—3,0 раза. Такое резкое несоответствие данных опыта с результатами расчетов можно объяснить тем, что конвекция влажного воздуха в прослойке с ледяными стенками сопровождается дополнительным переносом тепла, связанным с фазовыми превращениями. Лед испаряется на стенке с более высокой температурой, конденсат льда образуется на стенке с более низкой температурой. Вследствие такого переноса влаги на верхней, более холодной стенке льда образовался сублимационный слой толщиной около 3 мм. Поэтому в расчетах теплопроводности воздушных прослоек с ледяными стенками необходимо дополнительно учитывать перенос тепла путем массопереноса, зависящего от температуры. Этим видом теплообмена можно пренебречь только при низких температурах (-30 , -40° и более).

Коэффициент теплопроводности излучением определяется В. Т. Балобаевым, исходя из исследований С. С. Кутателадзе и В. М. Боршанского (1959), по формуле

$$\lambda_{\text{л}} = 0,196 \delta_{\text{л}}^2 \left(\frac{273 + t}{100} \right) l_{\text{пр}}, \text{ ккал/м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}. \quad (\text{IV.50})$$

Эквивалентный коэффициент теплопроводности теплозащитного покрытия, у которого число прослоек льда и воздуха одинаково определяется зависимостью

$$\lambda_{\text{экв}} = \frac{l_{\text{л}} + l_{\text{пр}}}{\frac{l_{\text{л}}}{\lambda_{\text{л}}} + \frac{l_{\text{пр}}}{\lambda_{\text{эф}}}}, \quad (\text{IV.51})$$

где $l_{\text{л}}$ и $\lambda_{\text{л}}$ — толщина и коэффициент теплопроводности льда.

Формула В. Т. Балобаева для определения глубины промерзания пород под ледовоздушным покрытием имеет вид

$$\xi = -\frac{\lambda_{\text{м}}}{\lambda_{\text{эКВ}}} [n(l_{\text{л}} + l_{\text{пр}}) + \alpha^*] + \sqrt{\frac{\lambda_{\text{м}}}{\lambda_{\text{эКВ}}} (nl_{\text{л}} + nl_{\text{пр}} + \alpha^*) - \frac{2\lambda_{\text{м}}t_{\text{вз}}(\tau - \tau_{\text{в}})}{q_{\text{в}}}}, \quad (\text{IV.52})$$

где $\alpha^* = \alpha \frac{\lambda_{\text{эКВ}}}{\lambda_{\text{л}}}$; $\tau_{\text{вз}}$ — время образования ледовоздушного покрытия, примерно равное времени промерзания слоя воды равной толщины; n — количество прослоек льда.

Расчеты по формуле (IV.52) показывают, что ледовоздушное покрытие с размерами прослоек воздуха и льда по 0,1 м недостаточно предохраняет породу от зимнего промерзания. Чтобы существенно повысить теплозащитную роль покрытия, необходимо уменьшить толщину воздушных прослоек в 2—3 раза. Эффективность при этом повышается, однако возникают трудности в обеспечении необходимой прочности покрытия.

3. Протаивание мерзлых пород при послойной разработке

С увеличением мощности талого слоя возрастает термическое сопротивление подводу тепла к границе раздела фаз, что вызывает снижение скорости оттаивания. В горнотехнической практике для увеличения теплового потока в породу за счет более полного использования радиационного и атмосферного тепла широко применяется периодическое удаление оттаявшего слоя. Скорость оттаивания возрастает с увеличением частоты разработки талого слоя. Так, уменьшение толщины разрабатываемых слоев с 20 до 2 см увеличивает тепловой поток в породу в 5 раз (Балобаев, 1961).

Ранее отмечалось, что на участках послойной вскрыши формируется более низкая температура поверхности по сравнению с окружающей территорией. В результате возникают инверсии в приземном слое воздуха, которые могут оказывать большое влияние на величину коэффициента турбулентного обмена, зависящего от скорости ветра и термической стратификации атмосферы. Существенное воздействие на микроклимат участков разработки оказывают заглупление и обваловка разреза.

Аналитически учесть влияние трансформации метеорологических полей над термически и динамически неоднородной поверхностью вскрываемого участка на величину коэффициентов турбулентного обмена весьма трудно из-за сложности процессов энергообмена в приземном слое воздуха. Рассмотрим

в связи с этим задачу определения скорости послойного оттаивания в упрощенной постановке с последующей экспериментальной оценкой степени приближений к реальным условиям.

Если пренебречь оттоком тепла на нагревание мерзлых пород, условие (IV.8) получит вид

$$\lambda_T \frac{t_{\Pi}}{\xi} = q_w \frac{d\xi}{d\tau}. \quad (\text{IV.53})$$

Для интегрирования этого равенства необходимо определить температуру поверхности протаивающих пород t_{Π} .

Составим уравнение теплового баланса на поверхности протаивающего слоя с атмосферой:

$$Q(1-A) + I_a - I_{\Pi} - P - LE - q_T = 0, \quad (\text{IV.54})$$

где I_a — противозлучение атмосферы; I_{Π} — излучение поверхности пород.

Тепловой поток в породу определим из уравнения

$$q_T = \lambda_T \frac{t_{\Pi}}{\xi}.$$

Турбулентный поток тепла P и затраты тепла на испарение LE находим из выражений:

$$P = \alpha_T (t_{\Pi} - t_{вз}), \quad (\text{IV.55})$$

где

$$LE = \alpha'_m (e_{\Pi} - e_{вз}), \quad (\text{IV.56})$$

$$\alpha'_m = \frac{0,622}{p_a} \cdot \frac{L}{C_p} \cdot \alpha_T, \quad (\text{IV.57})$$

p_a — атмосферное давление, мб.

Величина коэффициента теплоотдачи α_T наиболее простым способом может быть вычислена на основании решения дифференциального уравнения турбулентной диффузии, исходя из предположения о квазистационарности температурного поля в приземном слое воздуха (Будыко, 1956; Берлянд, 1956; и др.). Считая, что коэффициент турбулентного обмена увеличивается с высотой по линейному закону, получаем выражение

$$\alpha_T = \frac{\rho C_p K_1}{\ln \frac{a_0 + K_1 h}{a_0}}, \quad (\text{IV.58})$$

где h — высота измерения метеорологических элементов; K_1 — коэффициент турбулентного обмена на единичной высоте; a_0 — коэффициент температуропроводности воздуха.

Величина K_1 может быть рассчитана без учета влияния термической стратификации атмосферы на интенсивность турбу-

лентного обмена по известной формуле К. Россби и Р. Монтгомери:

$$K_1 = \frac{\kappa^2 u_1}{\ln \frac{1}{Z_0}} \cdot Z_1, \quad (\text{IV.59})$$

где κ — постоянная Кармана ($\kappa=0,38$); u_1 — скорость ветра на высоте 1 м; Z_0 — параметр шероховатости. На рис. 29 приведен график зависимости коэффициентов α_T и α_M от скорости ветра, построенный на основе формул (IV.57), (IV.58) при средней шероховатости пород, которая наблюдается на вскрываемых полигонах.

Испарение с поверхности пород при влажности не ниже 2/3 максимальной полевой влагоемкости происходит по тому же закону, что и с водной поверхности (Будыко, 1956; Берлянд, 1956). Так как влажность разрабатываемых мерзлых пород обычно не ниже 20—30%, упругость водяного пара у поверхности ($e_{\text{п}}$) может быть выражена уравнением

$$e_{\text{п}} = e_0 \exp \frac{17t_{\text{п}}}{235 + t_{\text{п}}}, \quad (\text{IV.60})$$

где e_0 — упругость насыщенного пара при 0° С ($e_0=6,1$ мб). Температура поверхности пород при послышной разработке обычно не превышает 20°. Для упрощения последующих вычислений аппроксимируем в интервале 0—20° экспоненциальную функцию линейной. Тогда формула (IV.60) может быть представлена в виде

$$e_{\text{п}} = e_0(1 + 0,12t_{\text{п}}). \quad (\text{IV.61})$$

Погрешность линейной аппроксимации в рассмотренном интервале составляет не более 10%. За его пределами расчеты по формуле (IV.61) дают заниженное значение упругости водя-

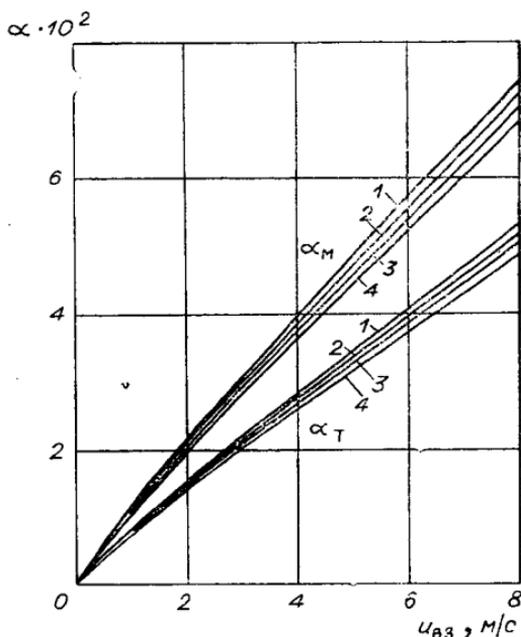


Рис. 29. Зависимость коэффициентов тепло- и массоотдачи (α_T , кал/см²·мин·град; α_M , кал/см²·мин·мб) от скорости ветра u_1 (м/с) при равновесной стратификации атмосферы и $z_0=2$ см. Температура воздуха, °С: 1 — 0; 2 — 10; 3 — 20; 4 — 30.

ного пара на 21,6% при температуре 25° и на 32,3% — при 30°. Таким образом, затраты тепла на испарение

$$LE = \alpha_m [e_0 (1 + 0,12t_{\text{п}}) - e_{\text{вз}}]. \quad (\text{IV.62})$$

Интенсивность теплового излучения поверхности пород определяется законом Стефана — Больцмана, который в интервале температур излучающей поверхности от 0 до 30° с точностью, близкой к 1%, может быть также аппроксимирован линейной зависимостью

$$I_{\text{п}} = \delta_{\text{д}} \sigma (t_{\text{п}} + 273)^4 \approx I_0 + \alpha_{\text{п}} t_{\text{п}}, \quad (\text{IV.63})$$

где $\delta_{\text{д}}$ — относительная излучательная способность поверхности ($\delta_{\text{д}} \approx 0,95$); σ — постоянная Стефана — Больцмана ($\sigma = 0,814 \cdot 10^{-10}$ кал/см²·мин·град); I_0 — излучение серой поверхности при 0° С ($I_0 = 0,428$ кал/см²·мин); $\alpha_{\text{п}} = 0,0077$ кал/см²·мин·град. Подставляя в уравнение (IV.54) значения отдельных составляющих теплообмена поверхности пород с атмосферой и мерзлыми породами, получим

$$t_{\text{п}} = \frac{P_{\text{т}}}{\alpha_{\text{эф}}} \cdot \frac{\xi}{\frac{\lambda_{\text{т}}}{\alpha_{\text{эф}}} + \xi}, \quad (\text{IV.64})$$

где

$$P_{\text{т}} = Q(1 - A) + (I_{\text{а}} - I_0) + \alpha_{\text{т}} t_{\text{вз}} + \alpha_{\text{м}} (e_{\text{вз}} - e_0);$$

$$\alpha_{\text{эф}} = \alpha_{\text{т}} + 0,76\alpha_{\text{м}} + \alpha_{\text{м}}.$$

Параметр $P_{\text{т}}$ численно равен сумме потоков тепла на поверхность породы, если ее температура равна 0°. Входящие в выражение для расчета исходные параметры могут быть определены на основании метеорологических данных.

Подставляя (IV.64) в (IV.53), после интегрирования получаем

$$\xi = -\frac{\lambda_{\text{т}}}{\alpha_{\text{эф}}} + \sqrt{\left(\frac{\lambda_{\text{т}}}{\alpha_{\text{эф}}}\right)^2 + \frac{2\lambda_{\text{т}} P_{\text{т}} \tau}{\alpha_{\text{эф}} q_w}}. \quad (\text{IV.65})$$

Применение формулы (IV.65), которая может быть рекомендована для расчета послыйного оттаивания высокотемпературных мерзлых пород, ограничено условием: $P_{\text{т}} > 0$.

Уточняя формулу (IV.65), вводим в нее тепловой поток $q_{\text{м}}(\tau)$ на нагревание мерзлой породы. Если принять, что распределение температуры в мерзлой зоне описывается интегралом вероятности

$$t_{\text{м}} = t_0 \operatorname{erf} \frac{Z - \xi}{2 \sqrt{\alpha_{\text{м}} \tau}},$$

тогда поток $q_M(\tau)$ определится выражением

$$q_M(\tau) = \frac{\lambda_M t_0}{\sqrt{\pi a_M}} \frac{1}{\sqrt{\tau_1}}, \quad (IV.66)$$

где τ_1 — время начала оттаивания.

Осредним тепловой поток к границе протаивания за период между обнажениями мерзлых пород:

$$\bar{q} = \frac{q(\tau_1) + q(\tau_1 + \tau_{от})}{2}, \quad (IV.67)$$

где $\tau_{от}$ — периодичность снятия оттаявшего слоя пород.

Условие Стефана с учетом оттока тепла в мерзлую толщу интенсивностью $\bar{q}(\tau_{от})$ примет вид

$$\lambda_T \frac{t_{\Pi}}{\xi_{\pm}} = q_w \frac{d\xi}{d\tau} - \bar{q}(\tau_{от}). \quad (IV.68)$$

После интегрирования этого уравнения ($\xi=0$ при $\tau=0$) получаем

$$t_{\Pi} = \frac{q_w \lambda_T t_{\Pi}}{q^2 \alpha_{эф}} \ln \left[\frac{\lambda (\Pi_T - \bar{q})}{\lambda (\Pi_T - \bar{q}) - \bar{q} \alpha_{эф} \xi} \right] - \frac{q_w}{\bar{q}}. \quad (IV.69)$$

У формулы (IV.69) по сравнению с (IV.65) есть некоторые преимущества при расчетах интенсивности послойного оттаивания мерзлых пород в полярных районах, характеризующихся низкой температурой. Поскольку тепловой поток на обогрев мерзлых пород имеет наибольшие значения в начале сезона оттаивания, для этого периода (первые 2—3 недели разработки) также предпочтительнее формула (IV.69).

Параметр Π_T , входящий в уравнения (IV.65), (IV.66), в основном зависит от поглощенной радиации $Q_c(1-A)$. В величине Π_T она составляет 40—60% (табл. 50), на долю турбу-

Таблица 50

Доля различных компонентов, входящих в параметр Π_T , %

Место, время наблюдений	$Q_c = (1-A)$	$I_a - I_0$	$\alpha_T t_{вз}$	$\alpha_M (t_{вз} - t_0)$
Кулар, площадка 18 (июнь-июль, 1970 г.)	$59,6 \pm 14,8$	$-0,3 \pm 11,5$	$25,0 \pm 6,1$	$15,7 \pm 5,9$
Кулар, площадки 19—20 (июль-август, 1970 г.)	$60,8 \pm 16,9$	$-6,8 \pm 7,6$	$32,6 \pm 7,5$	$13,4 \pm 6,4$
Исрелях* (август, 1958 г.)	39,7	10,8	31,0	18,5

* Рассчитано по данным В. Т. Балобаева.

лентного теплообмена приходится около 30% и на поток тепла, обусловленный испарением (конденсацией), — всего 13—18%.

Из табл. 50 видно, что влияние длинноволнового излучения атмосферы на величину Π_T , а следовательно, и на точность расчета глубины оттаивания невелико. Поэтому можно использовать для расчетов противозлучения атмосферы наиболее простые эмпирические формулы типа А. Ангстрема или Д. Брента. Учитывая, что поток суммарной радиации и альбедо поверхности определяются с достаточно высокой точностью, существенная погрешность расчета может быть обусловлена лишь схематичностью учета турбулентной составляющей теплообмена.

В реальных условиях размеры вскрываемых площадей сравнительно небольшие, скорость перемещения фронта вскрывших работ обычно не превышает 100—200 м/сутки, поэтому над вскрываемой поверхностью в приземном слое воздуха наблюдаются существенные отклонения от квазистационарного состояния. При неизменных метеорологических условиях над термически неоднородной поверхностью возникает внутренний

Таблица 51

Оценка точности расчета глубины протаивания по результатам экспериментальных наблюдений (площадки 18 и 20)

Продолжительность оттаивания, сутки	18					20				
	$\xi_{\text{ф}}$, см*	$\xi_{\text{р}}$, см	$\xi'_{\text{р}}$, см	$\frac{\xi_{\text{р}} - \xi_{\text{ф}}}{\xi_{\text{ф}}}$, %	$\frac{\xi'_{\text{р}} - \xi_{\text{ф}}}{\xi_{\text{ф}}}$, %	$\xi_{\text{ф}}$, см	$\xi_{\text{р}}$, см	$\xi'_{\text{р}}$, см	$\frac{\xi_{\text{р}} - \xi_{\text{ф}}}{\xi_{\text{ф}}}$, %	$\frac{\xi'_{\text{р}} - \xi_{\text{ф}}}{\xi_{\text{ф}}}$, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

Прииск Кулар

1	2,5	3,5	3,3	+40,0	32,0	5,2	8,0	7,9	54,0	52,0
2	4,2	5,0	4,7	19,0	11,9	9,4	12,6	12,4	34,0	32,0
3	5,3	6,3	5,9	18,8	7,5	14,1	17,0	16,6	20,6	17,7
4	6,2	8,5	8,0	37,1	29,0	17,5	20,2	19,7	15,4	12,6
5	7,3	10,6	9,9	45,1	35,6	20,5	21,6	21,0	5,4	2,5
6	9,5	13,3	12,5	40,0	31,6	23,3	24,9	24,1	6,8	3,4
7	12,3	16,1	15,2	30,9	23,6	26,5	27,9	27,0	5,3	1,9
8	15,5	19,8	18,8	27,8	21,3	27,6	30,6	29,6	10,8	7,2
9	18,0	21,6	20,4	20,0	13,3	30,3	33,1	31,9	9,3	5,3
10	21,5	23,9	22,6	11,2	5,1	32,7	35,5	34,2	8,6	4,6
11	24,5	26,2	24,8	6,9	1,2	33,2	36,8	35,4	10,8	6,6
12	26,5	29,3	28,9	14,3	9,0	34,6	38,1	36,5	10,0	5,5
13	28,0	31,5	29,8	12,5	36,4	35,2	39,3	37,6	11,6	6,8
14	29,0	32,2	30,4	11,0	4,8	36,5	40,4	38,6	10,7	5,7
15	30,3	33,0	31,0	8,6	2,3	37,8	42,1	40,2	11,4	6,3
16	31,0	34,3	32,2	10,6	3,9	38,5	43,8	41,7	13,8	8,3
17	32,5	35,6	33,4	9,5	2,8	41,0	45,4	43,2	10,7	5,4

* Здесь и далее $\xi_{\text{ф}}$, $\xi_{\text{р}}$, $\xi'_{\text{р}}$ — глубины протаивания фактические, рассчитанные по (IV.64) и (IV.69) соответственно.

пограничный слой, в котором закономерно распределены нарушения метеорологических полей — температуры, влажности воздуха, скорости ветра (Лайхтман, 1961). Высота внутреннего пограничного слоя зависит от интенсивности турбулентного обмена и времени, в течение которого воздух находится в новых условиях.

Высота внутреннего пограничного слоя составляет 1,0—1,9 м на расстоянии 100—300 м от края вскрываемой полосы. Инверсионные градиенты температур воздуха в этом слое будут выше рассчитанных из условия квазистационарности. Влияние горизонтальной диффузии в направлении, перпендикулярном скорости ветра, существенно лишь при ширине вскрываемой полосы менее 10 м (Лайхтман, 1961). Такие условия в горной практике довольно редки, обычно ширина полигонов превышает 100 м.

Хорошее совпадение фактических и расчетных глубин протаивания (табл. 51, 52) свидетельствует о том, что предложенная схематизация процессов энерго- и массообмена удовлетворительно соответствует наблюдаемой в реальных условиях. Расхождения в глубинах оттаивания не превышают 2—3 см, что находится в пределах точности измерений. Сравнение с результатами натур-

Таблица 52
Оценка точности расчета глубины протаивания по формуле (IV.65), по результатам экспериментальных наблюдений (Балобаев, 1961)

Продолжительность оттаивания, сутки	Площадки								
	2		3		4		5		
	ξ_{ϕ} , см	ξ_p , см	$\frac{\xi_p - \xi_{\phi}}{\xi_{\phi}}$, %	ξ_{ϕ} , см	ξ_p , см	$\frac{\xi_p - \xi_{\phi}}{\xi_{\phi}}$, %	ξ_{ϕ} , см	ξ_p , см	$\frac{\xi_p - \xi_{\phi}}{\xi_{\phi}}$, %
1	6,2	6,2	0	6,0	5,5	-8,4	7,0	5,9	-15,4
2	9,1	41,5	26,4	8,6	40,6	23,3	9,9	9,4	-5,0
3	10,3	13,9	35,0	9,8	11,9	21,4	12,8	12,6	1,5
4	—	—	—	—	—	—	14,2	14,6	3,0
5	—	—	—	—	—	—	15,6	17,0	9,0
6	—	—	—	—	—	—	17,0	19,4	14,1
7	—	—	—	—	—	—	17,7	21,4	20,9
							<i>Прииск Иеревая</i>		
							7,9	6,0	-24,1
							44,3	9,5	-16,0
							13,7	12,7	-7,3
							15,1	14,6	-3,3
							16,3	17,2	5,5
							18,0	19,6	8,9
							19,0	21,8	14,7

ных измерений говорит о более высокой точности предложенных формул (IV.65), (IV.69) по сравнению с известными (Рейнок, 1968; Балобаев, 1963).

Рассмотрим возможность упрощения уравнения (IV.64) путем использования осредненного значения $\bar{\alpha}_{эф}$.

Подставляя значение $t_{п}$ из формулы (IV.64) в выражение

$$q_w = \lambda_{\tau} \frac{t_{п}}{\xi}$$

и разрешая его относительно $\bar{\alpha}_{эф}$, получим

$$\bar{\alpha}_{эф} = \frac{\frac{P_{\tau}}{q_w} - 1}{\frac{\xi}{\lambda_{\tau}}} \quad (IV.70)$$

В среднем за весь период исследований $\bar{\alpha}_{эф} = 4,2 \cdot 10^{-2}$ кал/см²·мин·град с коэффициентом вариации $K_B = 40,6\%$, т. е. $\bar{\alpha}_{эф} = (4,2 \pm 1,68)$ кал/см²·мин·град.

Рассмотрим на конкретном примере, каким образом коэффициент теплоотдачи может повлиять на результаты расчетов глубины протаивания по формуле (IV.64). Исходные данные для расчета: $P_{\tau} = 0,4$ кал/см²·мин; $\lambda_{\tau} = 0,2$ кал/см²·мин·град; $w_{л} = 0,4$ г/см³ ($w = 25\%$).

Т а б л и ц а 53

Относительная погрешность расчета глубины послойного оттаивания в зависимости от продолжительности оттаивания τ (мин) и величины эффективного коэффициента теплоотдачи $\bar{\alpha}_{эф}$ (кал/см²·мин·град)

τ	$\bar{\alpha}_{эф} = 2,52 \cdot 10^{-2}$		$\bar{\alpha}_{эф} = 4,20 \cdot 10^{-2}$		$\bar{\alpha}_{эф} = 5,88 \cdot 10^{-2}$	
	ξ , см	$\xi - \xi_0/\xi$, %	ξ , см	ξ , см	$\xi - \xi_0/\xi_0$, см	
$1 \cdot 10^2$	1,2	9,1	1,1	1,06	-3,6	
$1 \cdot 10^3$	8,3	16,9	7,1	6,42	-9,6	
$1 \cdot 10^4$	37,2	24,0	30,0	26,0	-13,3	

Результаты расчетов (табл. 53) показывают, что использование усредненного значения $\bar{\alpha}_{эф}$ несущественно сказывается на точности расчетов глубины оттаивания при периодичности снятия талого слоя, меньшей двух суток, или при скоростях ветра, больших 2 м/с. Средняя скорость ветра чаще всего превы-

шает 2 м/с. В этом случае формулу (IV.67) можно упростить:

$$\xi = -\frac{\lambda_T}{\alpha_{\text{эф}}} + \sqrt{\left(\frac{\lambda_T}{\alpha_{\text{эф}}}\right)^2 + \frac{2\lambda_T U_T \tau}{\alpha_{\text{эф}} \cdot q_w}}, \quad (\text{IV.71})$$

где $\bar{\alpha}_{\text{эф}} = 4,2 \cdot 10^{-2}$ кал/см²·мин·град.

Таким образом, несмотря на довольно приближенную схематизацию процессов турбулентного обмена в пограничном слое, предложенные формулы, в частности (IV.71), обеспечивают необходимую для практики точность расчета скорости оттаивания. Это объясняется слабым влиянием величины $\bar{\alpha}_{\text{эф}}$ на скорость оттаивания в начале процесса, когда отмечаются наибольшие отклонения от квазистационарного режима в связи с существованием внутреннего пограничного слоя. В дальнейшем влияние $\bar{\alpha}_{\text{эф}}$ на скорость оттаивания возрастает, но разница между температурой поверхности вскрываемого и прилегающего к нему участка уменьшается. Поэтому величина $\bar{\alpha}_T$, а следовательно и $\bar{\alpha}_{\text{эф}}$ приближается к наблюдаемому в естественных условиях, т. е. к рассчитанному из условий квазистационарности приземного слоя.

Данные табл. 51, 52 показывают, что расчетные глубины оттаивания по сравнению с наблюдаемыми систематически завышены. Одна из причин такого завышения — осадка сильнольдистых пород в процессе оттаивания. В связи с этим рассмотрим задачу определения скорости оттаивания с движущейся границей раздела воздух — порода.

В общем случае осадка талых пород описывается довольно сложными дифференциальными уравнениями — например, уравнением консолидации идеальных глин (Терцаги, 1961).

Оттаивание пород с высоким содержанием льда сопровождается возникновением неустойчивых в механическом отношении систем. Сразу после оттаивания суглинистые породы уплотняются до пористости, близкой к 0,48—0,53, а крупносkeletalные — до 0,40 (по наблюдениям в условиях прииска Кулар). В дальнейшем осадка замедляется. В первом приближении можно пренебречь временем релаксации и считать, что процессы оттаивания и уплотнения происходят одновременно, причем величина осадки зависит лишь от глубины оттаивания и физических свойств мерзлых пород.

Коэффициент осадки $s_{\text{ос}}$ может быть найден по известной формуле

$$s_{\text{ос}}^f = 1 - \frac{1 - n_{\text{н}}}{1 - n_{\text{к}}}, \quad (\text{IV.72})$$

где $n_{\text{н}}$ и $n_{\text{к}}$ — начальная и конечная пористость пород. Для суглинистых пород $n_{\text{к}}$ можно принять равным 0,5; для крупносkeletalных — 0,4.

В то же время при принятых предпосылках в любой момент времени

$$s_{oc} = \frac{\varepsilon}{\xi} = \frac{\xi - \eta}{\xi}, \quad (IV.73)$$

где ε — величина осадки; ξ — полная глубина оттаивания ($\xi = \varepsilon + \eta$); η — наблюдаемая глубина оттаивания.

На основании формулы (IV.72) можно рассчитать коэффициент осадки пород (табл. 54).

Таблица 54

Зависимость коэффициента осадки от влажности w_c (%) и льдистости $w_{л}$ (кг/м³) влагонасыщенных пород

$w_{л}$	w_c	s_{oc}	
		суг-линка	галечника
400	26,7	0,00	0,07
500	41,7	0,11	0,26
600	66,7	0,33	0,44
700	116,0	0,55	0,63
800	267,0	0,78	0,81

Составляя уравнение теплового баланса на границе раздела фаз, исходим из предположения, что температура мерзлых пород равна 0°. Значение теплового потока в породе в момент времени τ находим, подставляя $t_{п}$ из (IV.68) в уравнение

$$q_{\tau} = \lambda \frac{t_{п}}{\xi}.$$

Тогда

$$q(\tau) = \frac{\lambda_{\tau} \Pi_{\tau}}{\frac{\lambda_{\tau}}{\alpha_{\partial\Phi}} + \eta}. \quad (IV.74)$$

За время $d\tau$ глубина протаивания η возрастает на величину $d\xi - d\varepsilon$. Поэтому тепловой поток в породе на момент $\tau + d\tau$ составляет

$$q(\tau + d\tau) = \frac{\lambda_{\tau} \Pi_{\tau}}{\frac{\lambda_{\tau}}{\alpha_{\partial\Phi}} + \eta + d\xi - d\varepsilon}. \quad (IV.75a)$$

Количество тепла, поступившее к границе раздела фаз за период $d\tau$, равно

$$Q_1 = \frac{1}{2} [q(\tau) + q(\tau + d\tau)] d\tau. \quad (IV.75b)$$

Преобразуя это уравнение путем подстановки в него величины $q(\tau)$ и $q(\tau + d\tau)$ и замены $\eta = \xi - \varepsilon = (1 - s_{oc})\xi$ и $d\varepsilon = s_{oc}d\xi$, получим

$$Q_1 = \frac{1}{2} \frac{\lambda_{\tau}}{\alpha_{\partial\Phi}} \Pi_{\tau} \left[\frac{1}{\frac{\lambda_{\tau}}{\alpha_{\partial\Phi}} + (1 - s_{oc})\xi} + \frac{1}{\frac{\lambda_{\tau}}{\alpha_{\partial\Phi}} + (1 - s_{oc})(\xi + d\xi)} \right] d\tau. \quad (IV.76)$$

Тепло Q_1 поглощается на границе раздела фаз. За период времени $d\tau$ глубина протаивания возрастает на величину $d\xi$. При этом поглощенное количество тепла составит

$$Q_2 = q_w d\xi. \quad (IV.77)$$

Пренебрегая потоком тепла, переносимым дренирующей водой в процессе осадки при оттаивании по сравнению с затратами тепла на фазовые превращения, можно приравнять величины Q_1 и Q_2 . Тогда

$$\frac{1}{2} \frac{\lambda_T}{\alpha_{эф}} \Pi \left[\frac{1}{\frac{\lambda_T}{\alpha_{эф}} + (1-s_{oc}) \xi} + \frac{1}{\frac{\lambda_T}{\alpha_{эф}} + (1-s_{oc}) (\xi + d\xi)} \right] = q_w d\xi. \quad (IV.78)$$

В левой части равенства можно пренебречь бесконечно малой величиной $d\xi$ по сравнению с конечной величиной ξ , и уравнение (IV.78) примет вид

$$\frac{\frac{\lambda_T}{\alpha_{эф}} \Pi d\tau}{\frac{\lambda_T}{\alpha_{эф}} + (1-s_{oc}) \xi} = q_w d\xi. \quad (IV.79)$$

Разделив переменные ξ и τ , после интегрирования получим:

$$\xi = \frac{\lambda_T}{\alpha_{эф} (1-s_{oc})} + \sqrt{\left[\frac{\lambda_T}{\alpha_{эф} (1-s_{oc})} \right]^2 - \frac{2\lambda_T \Pi \tau}{\alpha_{эф} q_w (1-s_{oc})}}. \quad (IV.80)$$

Наблюдаемую глубину оттаивания вычислим по формуле

$$\eta = -\frac{\lambda_T}{\alpha_{эф}} + \sqrt{\left(\frac{\lambda_T}{\alpha_{эф}} \right)^2 + \frac{2\lambda_T \Pi \tau (1-s_{oc})}{\alpha_{эф} q_w}}, \quad (IV.81)$$

а величину осадки—по формуле

$$\epsilon = -\frac{\lambda_T s_{oc}}{\alpha_{эф} (1-s_{oc})} + \sqrt{\left[\frac{\lambda_T s_{oc}}{\alpha_{эф} (1-s_{oc})} \right]^2 + \frac{2\lambda_T \Pi s_{oc} \tau}{\alpha_{эф} q_w (1-s_{oc})}}. \quad (IV.82)$$

Полученные уравнения нельзя применять для расчетов скорости оттаивания чистого льда при удовлетворительных ус-

ловиях стока воды, так как при $s_{oc}=1$ они утрачивают физический смысл.

Пренебрегая затратами тепла на нагрев льда, баланс тепла на поверхности можно выразить так:

$$P_{\tau}d\tau = q_0\gamma_{\text{л}}d\varepsilon, \quad (\text{IV.83})$$

откуда

$$\varepsilon = \frac{P_{\tau}\tau}{q_0\gamma_{\text{л}}}. \quad (\text{IV.84})$$

Из формул (IV.75) — (IV.77) видно, что осадка льдонасыщенных пород при $w_{\text{л}} \geq 500$ кг/м³ может существенно влиять на скорость оттаивания и способствовать увеличению общей глубины оттаивания ξ примерно в $\sqrt{\frac{1}{1-s_{oc}}}$ раз и в то же время

уменьшению мощности разрабатываемого слоя η в $\sqrt{1-s_{oc}}$ раз.

Учет вероятной осадки пород на площадках 18—20 позволяет увеличить точность расчета глубины оттаивания на 10—15% даже в первые пять суток после обнажения мерзлых пород.

Достоинство полученных формул (IV.65), (IV.69), (IV.80) для определения скорости оттаивания при послойной разработке по сравнению с известными заключается в том, что они учитывают все метеорологические факторы — поток суммарной радиации, температуру и влажность воздуха, скорость ветра. Формула (IV.69) учитывает также влияние температуры мерзлых пород, необходимой для расчета $q_{\text{м}}$, а формула (IV.80) — осадку льдонасыщенных пород при оттаивании.

Анализ процесса послойного оттаивания позволил выяснить, в какой степени тепловые свойства и мощность разрабатываемых слоев влияют на коэффициент использования атмосферного тепла q/P_{τ} . В частности, из формулы (IV.74) следует, что

$$\frac{q}{P_{\tau}} = \frac{1}{1 + \alpha_{\text{эф}} \frac{\xi}{\lambda_{\tau}}}. \quad (\text{IV.85})$$

Обработка экспериментальных данных в координатах q/P_{τ} , ξ/λ_{τ} свидетельствует о существовании корреляции между этими параметрами (рис. 30) и, следовательно, устойчивости величины $\alpha_{\text{эф}}$ в процессе оттаивания.

Поскольку параметр P_{τ} зависит от сочетания многих метеорологических факторов, изменяющихся во времени, поглощение атмосферного тепла протаивающими породами более удоб-

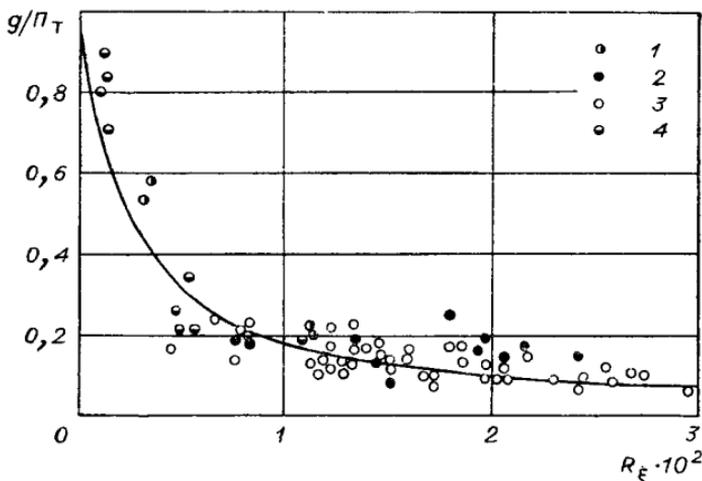


Рис. 30. Связь между параметрами q/Π_T (доли единицы) и $R_\xi = \frac{\xi}{\lambda_T}$ ($\text{см}^2 \cdot \text{мин} \cdot \text{град}/\text{кал}$).

Данные по Кулару: 1 — площадка 18; 2 — 19; 3 — 20; 4 — данные по Иереляху (получены В. Т. Балобасвым).

по оценивать при помощи коэффициента использования потока суммарной радиации q/Q_c .

В летний период поток суммарной радиации практически не зависит от широты местности. Однако величины q_T/Q_c в различных районах золотодобычи неодинаковы вследствие изменения климатических условий (табл. 55).

4. Протаивание мерзлых пород под пленочным покровом

Прогноз скорости протаивания пород под пленочным покровом можно сделать лишь на основе некоторой схематизации взаимосвязанных процессов тепло- и массообмена в приземном слое воздуха, воздушной прослойке между пленкой и поверхностью пород, протаивающем и мерзлом слое. Эта схематизация включает и усреднение параметров внешнего и внутреннего теплообмена.

Составим уравнения теплового баланса для трех уровней: на поверхности пленки ($z = -r$)

$$\Delta E_k + \Delta E_d + (I_a + \delta_d \sigma T_{\Pi}^4 - 2\delta_d \sigma T_{\Pi\lambda}^4) + \alpha_1 (t_{\Pi} - t_{\Pi\lambda}) + \alpha_2 (e_{\Pi} - e_{\Pi\lambda}) - \alpha_T (t_{\Pi\lambda} - t_{\text{вз}}) = 0; \quad (\text{IV.86})$$

Таблица 55

Зависимость коэффициента полезного использования тепла солнечной радиации q_T/Q_c (%) при различной мощности оттаивающего слоя для некоторых районов Якутии ($\lambda_T = 1,5$ ккал/м²·ч·град)

Комбинат (поселок)	Месяц	Толщина талого слоя, см							
		1	2	5	10	15	20	30	50
«Алданзолото» (Алдан)	Май	77,0	65,4	34,7	16,2	13,5	12,5	10,4	8,02
	Июнь	146,0	124,3	64,2	30,4	25,7	23,65	20,8	15,2
	Июль	199,0	169,1	87,4	41,4	35,0	32,2	28,3	20,7
	Август	202,0	171,3	88,5	41,9	35,4	32,6	28,6	21,0
	Сентябрь	97,3	82,7	42,8	20,2	17,1	15,8	13,8	10,1
«Джугджурзолото» (Аллах-Юнь)	Май	45,8	38,9	20,6	9,52	8,04	7,40	6,5	4,76
	Июнь	106,0	90,0	46,6	22,05	18,6	17,14	15,06	11,0
	Июль	145,9	124,0	64,0	30,3	25,6	23,6	20,7	15,2
	Август	122,4	104,0	53,8	25,5	21,5	23,6	17,4	12,7
	Сентябрь	55,2	46,9	24,9	11,5	9,7	8,93	7,84	5,74
«Индибирзолото» (Усть-Нера)	Май	51,7	44,0	23,3	10,8	9,09	8,37	7,35	5,38
	Июнь	145,3	123,6	63,8	30,2	25,5	23,5	20,65	15,1
	Июль	198,1	168,4	87,0	41,2	34,8	32,8	28,2	20,6
	Август	166,1	141,1	73,0	34,6	29,2	26,9	23,6	17,3
	Сентябрь	49,2	41,8	22,2	10,2	8,65	7,95	7,0	5,12
«Якуталмаз» (Иерелях)	Май	56,0	47,5	25,2	11,6	9,82	9,05	7,95	5,82
	Июнь	165,7	140,9	72,8	34,4	29,1	26,8	23,6	17,2
	Июль	230,0	195,7	103,7	47,9	40,4	37,2	32,7	24,0
	Август	214,0	181,7	93,9	44,4	37,5	34,60	30,4	22,2
	Сентябрь	99,5	8,45	4,37	2,07	1,75	1,61	1,42	1,04
«Янзолото» (Депутат- ский)	Май	14,6	12,4	6,42	3,04	2,57	2,36	2,08	1,52
	Июнь	110,0	93,4	48,3	22,8	19,3	17,8	15,63	11,4
	Июль	130,7	111,0	57,4	27,2	23,0	21,1	18,6	13,6
	Август	112,5	95,6	49,4	23,4	19,8	18,20	16,0	11,7
	Сентябрь	5,54	4,7	2,9	1,15	0,97	0,9	0,79	0,58

на поверхности пород ($z=0$)

$$G + I_a P'_F + \delta_d \sigma T_{пл}^4 - \delta_d \sigma T_{п}^4 - \alpha_1 (t_{п} - t_{пл}) - \alpha_2 (e_{п} - e_{пл}) - \lambda_{\tau} \frac{t_{п}}{\xi} = 0; \quad (IV.87)$$

на границе раздела фаз ($z=\xi$)

$$\lambda_{\tau} \frac{t_{п}}{\xi} = q_w \frac{d\xi}{d\tau}, \quad (IV.88)$$

где $\Delta E_{к}$, $\Delta E_{д}$ — поглощенная пленкой коротковолновая и длинноволновая радиация; α_1 , α_2 — коэффициенты теплоотдачи поверхности пород под пленкой, обусловленные тепло- и массообменными процессами; α_{τ} — коэффициент конвективной теплоотдачи поверхности пленки в атмосферу; G — поглощенная поверхностью пород коротковолновая радиация; P'_F — интегральная функция пропускания диффузного длинноволнового излучения пленкой; $T_{п}$, $T_{пл}$ — температура поверхности пород и пленки, °K; $e_{п}$, $e_{пл}$ — парциальное давление пара на уровне поверхности пород и пленки (с нижней стороны).

Входящие в систему уравнений (IV.86) — (IV.88) параметры могут быть рассчитаны следующим образом.

Пренебрегая эффектом многократного отражения потока радиации под пленкой (отраженный от нижней поверхности пленки поток примерно на два порядка меньше поступающего из атмосферы), поток коротковолновой радиации, поглощенный поверхностью пород, находим из формулы

$$G = Q_c [(1-m)P_F + mP_j] \cdot (1-A), \quad (IV.89)$$

где m — доля направленной радиации в потоке суммарной, $m = S'/Q_c$.

Параметры P_j и P_F учитывают различие в поглощающей способности пленки по отношению к направленному и диффузному излучению. Функция пропускания коротковолнового излучения:

направленного

$$P_j = \exp(-K_{\lambda} W_{п} \sec \vartheta),$$

диффузного

$$P_F = \exp(-K_{\lambda} W_{п} \sec 53^{\circ}),$$

где K_{λ} , $W_{п}$ — коэффициент поглощения и оптическая плотность пленки; ϑ — зенитный угол Солнца.

Поглощение коротковолновой радиации пленкой рассчитываем по формуле

$$\Delta E_{\kappa} = Q(1 - A_{\text{пл}}) - G, \quad (\text{IV.90})$$

где $A_{\text{пл}}$ — альbedo пленки, а длинноволновой — из выражения

$$\Delta F_{\text{д}} = (1 - A_{\text{пл}})(1 - P'_F)(\delta\sigma T_{\text{п}}^4 - I_{\text{а}}). \quad (\text{IV.91})$$

Коэффициент α_{T} приближенно находим графическим путем (см. рис. 29).

Если допустить, что вынужденная конвекция под пленкой отсутствует, величина

$$\alpha_1 = \frac{\lambda_{1,\kappa}}{r}. \quad (\text{IV.92})$$

Согласно исследованиям Д. М. Бояринцева (1950), коэффициент $\lambda_{1,\kappa}$ определяется следующими зависимостями:

$$\lambda_{1,\kappa} = 0,089\lambda_0(\text{Pr} \cdot \text{Gr})^{1/3}; \quad (0,33 \cdot 10^4 \leq \text{Pr} \cdot \text{Gr} \leq 0,33 \cdot 10^7), \quad (\text{IV.93})$$

$$\lambda_{1,\kappa} = 0,29\lambda_0(\text{Pr} \cdot \text{Gr})^{1/4}; \quad (0,33 \cdot 10^7 \leq \text{Pr} \cdot \text{Gr} \leq 0,33 \cdot 10^{10}), \quad (\text{VI.94})$$

$$\lambda_{1,\kappa} = \lambda_0 \quad (\text{Pr} \cdot \text{Gr} \leq 0,33 \cdot 10^3), \quad (\text{IV.95})$$

где Pr , Gr — критерии теплового подобия Прандтля и Грасгофа ($\text{Pr} = \frac{\nu}{a}$, $\text{Gr} = \frac{\beta \cdot g \cdot r^3}{\nu^2} \Delta t$); λ_0 — коэффициент молекулярной теплопроводности воздуха; $\lambda_{1,\kappa}$ — коэффициент теплопроводности воздуха при свободной конвекции; r — толщина слоя воздуха между пленкой и поверхностью пород; ν — коэффициент кинематической вязкости; a — коэффициент температуропроводности воздуха; β — коэффициент температурного расширения; g — ускорение силы тяжести; Δt — разность температур между поверхностью пород и пленкой ($\Delta t = t_{\text{пл}} - t_{\text{п}}$).

Разность температур между поверхностью пород и пленкой можно определить на основании данных теплобалансовых измерений на экспериментальных площадках, используя формулу

$$R_{\text{д}} = \delta_{\text{д}}\sigma(t_{\text{п}} + 273)^4 \exp(K_{\lambda} W_{\text{п}} \sec 53^\circ) + \delta_{\text{д}}\sigma(t_{\text{пл}} + 273)^4 - I_{\text{а}}. \quad (\text{IV.96})$$

Значения $t_{\text{п}} - t_{\text{пл}}$ и $(t_{\text{п}} - t_{\text{пл}})^{\frac{1}{3}}$ на площадке 8 (1969 г.), °C

Разность температур	Август				Сентябрь		Среднее
	10-15	16-20	21-25	26-31	1-5	6-10	
$t_{\text{п}} - t_{\text{пл}}$	1,2	2,10	2,40	1,50	3,90	0,40	1,92
$(t_{\text{п}} - t_{\text{пл}})^{\frac{1}{3}}$	1,06	1,28	1,34	1,14	1,57	0,74	1,18

Составляющая длинноволнового излучения, выражаемая первым членом правой части, близка к нулю на площадках, покрытых полихлорвиниловой пленкой, хорошо задерживающей длинноволновое излучение.

Прозрачность пленок других типов в длинноволновом участке спектра зависит от количества конденсата на поверхности пленки, что сильно затрудняет расчет. Приблизительно оценить величину Δt можно на основании следующих измерений (табл. 56).

Данные табл. 56 позволяют оценить пределы изменения величины Gr и получить зависимость произведения $\text{Pr} \cdot \text{Gr}$ от высоты подвески пленки (рис. 34).



При $r=2-10$ см, наблюдаемом при покрытии пленкой слабо укатанной поверхности пород, $\text{Pr} \cdot \text{Gr}$ изменяется от $2 \cdot 10^3$ до $2 \cdot 10^6$ и

$$\alpha_1 = 0,089 \lambda_0 \left(\frac{g\beta}{\nu a_0} \right)^{1/3} (t_{\text{п}} - t_{\text{пл}})^{1/3}. \quad (\text{IV.97})$$

Разность $(t_{\text{п}} - t_{\text{пл}})^{1/3}$ мало отличается от единицы (см. табл. 55), поэтому уравнение (IV.97) можно упростить, избавившись от зависимых переменных в правой части. Тогда

$$\alpha_1 \approx 0,1 \lambda_0 \left(\frac{g\beta}{\nu a_0} \right)^{1/3}. \quad (\text{IV.98})$$

При покрытии пленкой хорошо укатанной поверхности ($Z_0 < 2$ см)

$$\alpha_1 \approx \frac{\lambda_0}{r}, \quad (\text{IV.99})$$

при подвешивании пленки на высоту более 10 см

$$\alpha_1 = \frac{0,29\lambda_0}{\sqrt[4]{r}} \left(\frac{g\beta}{va_0} \right)^{1/4} \quad (\text{IV.100})$$

и коэффициент теплопередачи уменьшается обратно пропорционально $\sqrt[4]{r}$.

Величину α_2 можно оценить, воспользовавшись аналогией процессов тепло- и массопереноса под пленкой. Отношение парциальных давлений пара и воздуха под пленкой близко к нулю (0,01—0,02). Следовательно, влиянием потока влаги между поверхностью пород и пленкой на распределение скоростей, температур и парциальных давлений в пограничных слоях можно пренебречь, и механизм влагообмена может быть описан уравнением

$$P_{\text{пл}}^* = \beta_0 L (e_{\text{п}} - e_{\text{пл}}), \quad (\text{IV.101})$$

где коэффициент массоотдачи β_0 определяется из соотношения Льюиса (Гребер, Эрк, Григуль, 1958)

$$\beta_0 = \frac{\alpha_1}{C_p}. \quad (\text{IV.102})$$

Учитывая, что в пограничных слоях

$$e_{\text{п}} = e_0 \exp \frac{17t_{\text{п}}}{235 + t_{\text{п}}},$$

$$e_{\text{пл}} = e_0 \exp \frac{17t_{\text{пл}}}{235 + t_{\text{пл}}},$$

то

$$P_{\text{пл}}^* = \frac{\alpha_1 L}{C_p} e_0 \left(\exp \frac{17t_{\text{п}}}{235 + t_{\text{п}}} - \exp \frac{17t_{\text{пл}}}{235 + t_{\text{пл}}} \right). \quad (\text{IV.103})$$

Ограничиваясь первыми членами разложения экспоненциальных функций и пренебрегая слагаемыми $t_{\text{п}}$ и $t_{\text{пл}}$ в знаменателе (они малы по сравнению с 235), получаем выражение для конвективного теплового потока, обусловленного переносом водяного пара:

$$P_{\text{пл}}^* = \frac{L \cdot e_0 \cdot 17}{C_p \cdot 235} \alpha_1 (t_{\text{п}} - t_{\text{пл}}). \quad (\text{IV.104})$$

При измерении l_0 в миллибарах формула (IV.104) имеет вид

$$P_{\text{пл}}^* = 0,59\alpha_1 (t_{\text{п}} - t_{\text{пл}}). \quad (\text{IV.105})$$

Поскольку $P_{\text{пл}}' = \alpha_1 (t_{\text{п}} - t_{\text{пл}})$, конвективный поток тепла под пленкой, входящий в уравнение (IV.86), можно выразить уравнением

$$\alpha_1(t_{\text{п}} - t_{\text{пл}})\alpha_2 + (e_{\text{п}} - e_{\text{пл}}) = 1,59\alpha_1(t_{\text{п}} - t_{\text{пл}}). \quad (\text{IV.106})$$

После аппроксимации функции $\delta_{\text{д}}\sigma T^4$ линейной зависимостью $I_0 + \alpha_{\text{л}}t$ можно найти решение системы уравнений (IV.86) — (IV.88):

$$\xi = -\lambda_{\text{т}}C_2 + \sqrt{(\lambda_{\text{т}}C_2)^2 + \frac{2\lambda_{\text{т}}C_1\tau}{q_w}}, \quad (\text{IV.107})$$

где

$$C_1 = (C_Q + C_j + C_p)C_2, \\ C_Q = G(1 - K_{\alpha}) + QK_{\alpha}(1 - A_{\text{пл}}),$$

$$C_j = I_a [P'_F + K_{\alpha}(1 - K_{\text{д}})] - I_0K_{\alpha}(1 - K_{\text{д}}), \quad C_p = \alpha_{\text{т}}K_{\alpha}t_{\text{вз}},$$

$$C_2 = \frac{1}{K_{\alpha}(\alpha_{\text{л}} + \alpha_{\text{т}} - \alpha_{\text{л}}K_{\text{д}})},$$

$$K_{\alpha} = \frac{\alpha_{\text{л}} + 1,59\alpha_1}{2\alpha_{\text{л}} + 1,59\alpha_1 + \alpha_{\text{т}}},$$

$$K_{\text{д}} = (1 - A_{\text{пл}})(1 - P'_F).$$

Из формулы (IV.107) видно, что увеличить скорость оттаивания под пленками можно лишь воздействием на величину параметра C_1 путем выбора пленок с минимальным коэффициентом отражения, имеющих наибольший коэффициент пропускания как коротковолновой, так и длинноволновой радиации — величина C_j возрастает с увеличением функции пропускания длинноволнового излучения P'_F и уменьшением коэффициента поглощения пленки $K_{\text{д}}$.

Этот вывод подтверждается экспериментальными данными, полученными в районе прииска Кулар. Поглощение пленкой длинноволновой радиации приводит к некоторому снижению эффективного излучения площадки, покрытой пленкой, но в то же время сопровождается значительным ростом конвективных потерь тепла поверхностью пленки. По-видимому, это объясняется тем, что при наблюдаемых средних скоростях ветра (2—3 м/с) коэффициент конвективной теплоотдачи $\alpha_{\text{т}}$ в несколько раз превосходит коэффициент лучистой теплоотдачи $\alpha_{\text{л}}$, поэтому положительная роль радиационного эффекта может проявляться лишь при полном безветрии. Увеличение воздушного зазора под пленкой более 2—10 см не приводит к сущест-

венному снижению коэффициента теплоотдачи поверхности, так как этот коэффициент уменьшается с увеличением высоты подвески пленки довольно медленно — пропорционально $\sqrt[4]{V}$ от толщины слоя воздуха.

Уточним формулу (IV.107) путем учета затрат тепла на нагрев мерзлых пород. Тепловой поток в мерзлые породы может быть найден по способу, предложенному Лейбензоном

$$q_m = -\lambda_m \frac{\partial t_m}{\partial z} = \frac{C_3}{\sqrt{\tau}}. \quad (\text{IV.108})$$

Из совместного решения уравнений (IV.86) — (IV.87) получим выражение для теплового потока в талой зоне

$$q_\tau = \frac{C_1}{C_2 + \xi}. \quad (\text{IV.109})$$

Баланс потоков тепла на границе раздела фаз можно выразить так:

$$\frac{\lambda_\tau C_1}{\lambda_\tau C_2 + \xi} + \frac{C_3}{\sqrt{\tau}} = q_w \frac{d\xi}{d\tau}. \quad (\text{IV.110})$$

Решение уравнения по методу В. Т. Балобаева позволяет получить решение в виде

$$\xi = -\lambda_\tau C_2 \sqrt{(\lambda_\tau C_2)^2 + \frac{2\lambda_\tau C_1 \tau}{q_w}} + C_4 \tau^2 + C_4 \sqrt{\tau}, \quad (\text{IV.111})$$

где

$$C_4 = \frac{\lambda_m t_{om}}{q_w \sqrt{\pi a_m}}$$

Из анализа полученных решений можно сделать следующие выводы:

наиболее целесообразно для тепловой мелиорации использовать полиэтиленовые пленки;

высоту подвески пленок над поверхностью почвы нецелесообразно увеличивать более 10 см;

во избежание интенсивного перемешивания воздуха под пленкой при вибрации ее под действием ветра лучше применять сравнительно толстые (0,1—0,2 мк) или твердеющие на воздухе пленки;

существенного уменьшения скорости протаивания можно достичь, используя жесткие непрозрачные непродуваемые покрытия;

удовлетворительных результатов от применения светопрозрачных пленок, хорошо поглощающих длинноволновое излучение, можно ожидать лишь на участках, где скорость ветра близка к нулю, или в районах со слабыми ветрами.

ВЫЯВЛЕНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ПРИМЕНЕНИЯ СОЛЯНЫХ РАСТВОРОВ ДЛЯ ОСЛАБЛЕНИЯ СМЕРЗАНИЯ ПОРОД В УСЛОВИЯХ СУРОВОГО КЛИМАТА

Прочностные свойства мерзлых дисперсных горных пород практически определяются их льдистостью (содержанием льда). Одним из активных методов искусственного уменьшения льда в мерзлых породах, а следовательно, и снижения их прочности является засоление. Путем засоления можно предохранить породы от промерзания или ускорить их оттаивание. Оно используется в районах с умеренным климатом и даже с суровым, как в Ангарске, Братске, Иркутске, Новосибирске, Западной Якутии (Паптелеев, 1964; Гордиенко, 1966; Далматов, Ласточкин, 1966; Далматов и др., 1967; Батенчик и др., 1968; Улицкий, 1968; и др.). Однако следует заметить, что засоление пород с производственной целью использовалось в основном в строительной практике при небольших объемах земляных работ. Сведений о применении этого метода в горнодобывающей промышленности, особенно в условиях Крайнего Севера и Северо-Востока страны, почти нет.

Возможны два направления практического применения засоления. Первое — предварительное засоление талой породы для понижения температуры ее смерзания. В зимний период общее количество льда в засоленных породах меньше, чем в незасоленных; в весенний период происходит более раннее оттаивание засоленных пород при температурах более низких, чем температура оттаивания незасоленных пород. Второе — введение в мерзлую породу раствора соли такой концентрации, при которой температура замерзания ее ниже температуры породы. Лед при соприкосновении с раствором соли начинает растворяться (таять) до тех пор, пока концентрация раствора, введенного в породу, не понизится за счет разбавления при таянии льда настолько, что температура замерзания его станет равной температуре породы.

В обоих случаях максимальное количество соли, необходимое для введения в породу, находится исходя из равновесной для данной температуры концентрации раствора, которую

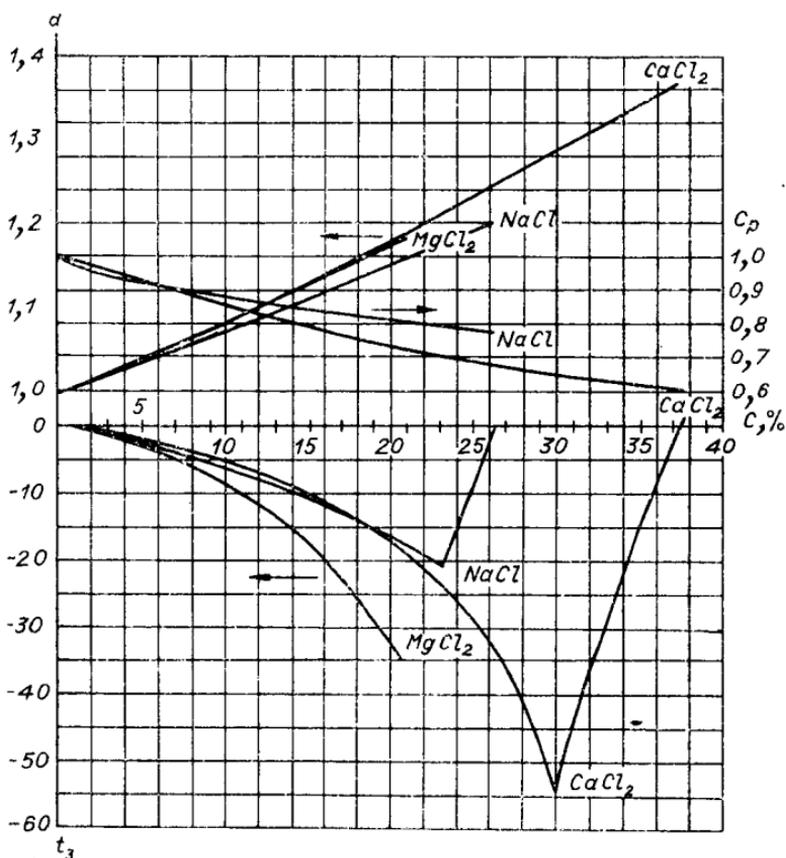


Рис. 32. Температура замерзания (t_3^0 , C), удельная теплоемкость при 0°C (C_p , кал-град) и удельный вес при 15° (d , г/см³) растворов солей хлористого натрия, кальция и магния. Концентрация растворов (c) выражена в процентах.

нужно достичь при засолении. Фазовые диаграммы, приведенные на рис. 32, дают равновесные концентрации некоторых солей.

Анализ сведений о производственном опыте использования искусственного засоления показывает, что наибольшее распространение получает первый вариант — предохранение тонкодисперсных пород от промерзания и уменьшение их смерзаемости. К настоящему времени изучены основные свойства засоленных пород (температура замерзания, фазовый состав, прочностные характеристики), даны некоторые рекомендации о способах введения соли в породу, сроках засоления, нормах расхода соли (Алексеев, Липсон, 1966; Далматов, Ласточкин, 1966; Назаров, 1966; Гордиенко, 1966; Ухов, 1959, 1964; и др.). Из-за высокой фильтрационной способности средне- и крупнодисперсных пород может произойти проникновение соли на большую глубину, чем это необходимо. В результате эффективность использования соли заметно снижается.

О втором способе следует сказать, что засоление мерзлых средне- и крупноскелетных пород используется пока не так широко, хотя возможности его применения имеются. В немногочисленной литературе, посвященной этому способу, есть сведения лишь о технических приемах. Так, А. И. Пантелеевым (1964) показана целесообразность использования концентрированных растворов с температурой 60—70° С непосредственно перед разработкой небольших объемов мерзлых гравелистых, гравийно-песчаных, песчаных и супесчаных пород, если температура их на глубине 20 см не ниже — 10°, глубина промерзания не более 2 м, а в легких суглинках независимо от влажности пород 0,8 м. В табл. 57 приведены нормы засоления,

Таблица 57

Расход раствора соли, концентрация и сроки выдержки пород при их засолении (Пантелеев, 1964)

Порода	Глубина промерзания, м	Максимальный расход раствора, л/м ²	Концентрация раствора, г/л	Минимально допустимая температура раствора, °С	Срок выдержки грунта, сутки	Способ введения раствора в грунт
Гравелисто-галечниковая	1,0	40	200	60	1—2	С поверхности
	2,0	50	200	70	2—3	
Гравийно-песчаная	1,0	40	200	60	1—2	»
	2,0	60	230	70	3—4	
Песчаная	1,0	40	200	60	5—7	»
	2,0	80	230	70	6—10	
Супесчаная	1,0	50	200	70	8—10	С поверхности
	2,0	80	230	70	12—15	
Легкосуглинистая	До 0,8	60	230	70	6—7	»

предложенные А. Н. Пантелеевым (1964). При увеличении объемов разработки мерзлых пород внимание практиков может привлечь блочный способ, рекомендованный У. Г. Емельяновым: концентрированные растворы соли заливают не по всей поверхности пород, а в специально прорезанные на определенном расстоянии борозды. В результате порода как бы «разрезается» на блоки, которые затем можно захватить ковшом экскаватора. При этом способе разработку пород можно производить быстрее, к тому же соли требуется примерно в два раза меньше, чем при сплошном засолении.

В литературе плохо освещены следующие вопросы, которые необходимо решить для оценки воздействия засоления на ослабление смерзания пород:

1) истинная скорость растворения (таяния) и скрытая теплота перехода льда в жидкую фазу в растворе соли хлористого

натрия (как наиболее часто употребляемой на практике) в зависимости от концентрации и температуры раствора;

2) скорость оттаивания мерзлых образцов породы (песок, смесь гравия с песком) при засолении в отсутствие внешнего теплового воздействия;

3) процессы теплс- и массопереноса предварительно засоленных пород при промерзании.

Следует отметить, что скорость растворения льда в растворе соли в отсутствие внешнего температурного воздействия характеризует потенциальные возможности искусственного засоления при оттаивании мерзлых пород.

При таянии льда в неперемешиваемом растворе у поверхности его образуется пограничный слой плавления, в котором концентрация, плотность и температура раствора ниже, чем в основной массе. Скорость таяния льда будет, очевидно, зависеть от характера тепло- и массообмена в этом пограничном слое плавления.

При интенсивном перемешивании раствора можно считать, что у поверхности льда практически мгновенно восстанавливаются исходная концентрация и выравнивается температура всех частей системы лед—раствор, а пограничный слой плавления уменьшается до минимальных размеров.

Изучение скорости растворения льда в условиях интенсивного перемешивания раствора хлористого натрия в зависимости от его концентрации проводилось калориметрическим методом. На рис. 33 приведены скорости растворения льда, полученные в наших опытах и рассчитанные по формуле А. И. Пеховича и И. Н. Шаталиной (1968), предложенной им на основании экспериментального изучения таяния ледяных пластин в спокойном растворе хлористого натрия:

$$v = 0,95 \cdot 10^4 \left(\frac{T_p - T_3}{T_p} \right)^{1,7(1+0,9c)}$$

где v — линейная скорость таяния льда, см/сутки; T_3 — абсолютная температура замерзания раствора, °К; T_p — абсолютная температура раствора, в котором проходило таяние льда, °К; c — весовая концентрация раствора, отн. ед.

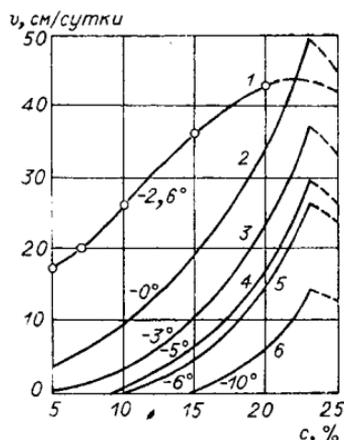


Рис. 33. Скорость таяния льда в растворах хлористого натрия различной концентрации.

1 — экспериментальные данные Л. В. Чистотинова и Л. Г. Роговской; 2—6 — данные А. И. Пеховича и И. Н. Шаталиной.

Приведем также результаты расчетов, выполненных авторами на основе опытных данных А. С. Невского и А. И. Малышевой (1968) по изучению скорости таяния цилиндрических образцов льда в условиях вынужденного движения раствора хлористого натрия с концентрацией 16,8% вдоль их боковой поверхности при разных температурах раствора:

Средняя температура раствора, °С	—7,3	—4,5	—2,9	—2,0	—1,2
Скорость таяния льда, см/сутки	11,4	22,1	30,4	36,0	44,2

Анализ этих данных показывает, что скорость таяния льда в растворе хлористого натрия сильно зависит от температуры раствора и его концентрации. Общий характер этих зависимостей принципиально одинаков как для условий интенсивного перемешивания, так и спокойного раствора. С повышением температуры раствора скорость таяния льда увеличивается. Возрастает она и с ростом концентрации, однако до определенного предела — эвтектической концентрации, после чего постепенно уменьшается. Основной же результат заключается в том, что скорость таяния льда в растворах при прочих одинаковых условиях в значительной степени определяется характером тепло- и массообмена в пограничном слое плавления. Очевидно, что скорость таяния льда в условиях интенсивного перемешивания раствора наибольшая. В отсутствие вынужденного перемешивания она заметно уменьшается. Тем не менее все эти данные показывают довольно значительную (до нескольких десятков сантиметров в сутки) линейную скорость растворения льда в растворах хлористого натрия. Следовательно, метод засоления перспективен для практического использования при оттаивании мерзлых пород.

Опытные работы по изучению скорости оттаивания песчаных пород при их искусственном засолении хлористым натрием проводились на площадках в подземной лаборатории Института мерзлотоведения, где естественная отрицательная температура постоянна, и на образцах в термостатированных условиях. Лабораторные опыты проводились с небольшими цилиндрическими образцами высотой 6 см, диаметром 10 см, влажностью 13—15%, при температурах —3, —6, —10° С, концентрациях растворов соли 14—16, 20 и 26%. Размер опытных площадок составлял 1 м², влажность естественного грунта около 28%, температура —2,9° С. Количество соли или заливаемого раствора и его концентрация были следующими: на первой площадке — 46 л раствора с концентрацией 75 г/л, на второй — 30 л при 175 г/л, на третьей — 30 л при 300 г/л, на четвертой — 11 кг/м³ соли, увлажненной 5 л раствора слабой концентрации.

Кроме того, в подземной лаборатории были поставлены опыты с мерзлыми образцами смеси гравия с песком, составленной в соотношении 4 : 1 по объему влажностью 25%.

Размеры образцов: высота 35—40 см, диаметр 28 см. Оттаивание проводили увлажненной солью с нормой около 11 кг/м³ и 26%-ным раствором соли. Количество соли и раствора для опытов брали из такого расчета, чтобы равновесная концентрация порового раствора установилась по всему объему образцов после полного их оттаивания. Опыты начинались после предварительного выстаивания образцов и приготовленных растворов до температур, при которых эти опыты проводились, и длились до прекращения оттаивания.

В результате проведенных экспериментальных исследований установлено, что наибольшая скорость оттаивания песчаных образцов наблюдалась в течение первых 5—10 часов; составило 0,1—0,2 от общего времени опыта. За этот срок оттаивало 0,5—0,7 всей глубины протаивания. В дальнейшем процесс оттаивания существенно замедлялся. Это связано с тем, что, во-первых, при оттаивании происходит общее постоянное разбавление первоначальной концентрации раствора в порах пород и на его поверхности; во-вторых, этот процесс в сильной степени ограничивается скоростью диффузии ионов соли в поровом растворе пород, за счет которой должно происходить выравнивание концентрации по глубине и восстановление ее дефицита на границе оттаивания.

В целом динамика оттаивания образцов мерзлых пород под воздействием растворов хлористого натрия по характеру зависимости от температуры и концентрации принципиально одинакова с динамикой таяния льда в спокойном растворе. Однако количественные характеристики, в частности средняя скорость оттаивания мерзлых пород, приблизительно на порядок меньше, чем скорость таяния льда в растворе, и составляют всего 1—3 см/сутки. И только в первые моменты, когда условия оттаивания образцов мерзлых пород и таяния льда в растворе приблизительно одинаковы, скорости этих процессов примерно равны. В дальнейшем в результате общего разбавления исходного раствора и осложнений за счет снижения интенсивности диффузии ионов соли в породах по сравнению с диффузией в объеме раствора скорость оттаивания мерзлых пород значительно снижается.

Еще медленнее шло оттаивание на естественных площадках, где скорость их протаивания в среднем составляла 0,17; 0,16; 0,22 и 0,31 см/сутки. Очевидно, большая монолитность и ненарушенность структуры мерзлых пород в естественном сложении, его более высокая влажность значительно ухудшают условия проникновения соли в породу, замедляют протаивание.

Из сравнения относительного протаивания на этих площадках получалась такая закономерность: чем больше соли вводили в породу, тем более интенсивно шло протаивание. Однако, абсолютная скорость оттаивания возрастает

не пропорционально количеству вводимой соли в породу (т. е. не пропорционально увеличению нормы расхода соли), а значительно медленнее. Из этих опытов можно сделать вывод, что наиболее рациональный расход соли, при котором достигается наилучшее ее использование, приблизительно составляет около 2,5—5 кг/м² при концентрации раствора 170—250 г/л.

Объяснение этому, по-видимому, следует искать в том, что происходящие при засолении процессы обменной адсорбции, агрегирования и диспергирования могут изменять фильтрационные и диффузионные свойства пород. Поэтому наиболее подходящими для искусственного размораживания связанных пород считают хлористый кальций и магний (Бойко, 1970). Двухвалентные катионы кальция вызывают коагуляцию коллоидных минеральных частиц, препятствуют набуханию оттаявшей породы, способствуют сохранению высоких фильтрационных свойств. Еще более сильным коагулирующим действием обладают трехвалентные ионы, например, железа. Поэтому в состав солевых растворов для оттаивания мерзлых связанных пород рекомендуют вводить наибольшие добавки хлорного железа.

С уменьшением дисперсности пород скорость оттаивания значительно возрастает. Так, протаивание образцов мерзлой смеси гравия с песком быстро достигло расчетной глубины: применяя 26%-ный раствор, весь образец высотой 40 см оттаял за 4 суток, а под воздействием увлажненной соли (высота образца 35 см) — за 8 суток. Средние скорости оттаивания составили соответственно 10 и 4,4 см/сутки. Как видим, оттаивание смеси гравия с песком с использованием увлажненной соли шло медленнее, чем под воздействием раствора, так как увлажненная соль медленнее, чем соль в растворе, проникает в породу. Для крупнодисперсных пород следует ожидать, что наилучших результатов можно достигнуть, применяя солевые растворы с концентрацией 20—25%. При этом раствор соли быстрее проникает по крупным порам в глубь массива пород, что способствует увеличению поверхности контакта раствора с мерзлой породой и ускорению ее оттаивания.

Таким образом, протаивание мерзлой породы под воздействием соли зависит в значительной степени от дисперсности. Для мелкодисперсных однородных пород протаивание сильно осложняется зависимостью от диффузионных и физико-химических процессов. В этом случае увеличение расхода соли не всегда может быть рациональным. По данным Ю. М. Ведяева и др. (1969), на слабофильтрующихся илистых отложениях скорость фильтрации значительно отстает от скорости естественного протаивания. Поэтому их засоление не способствует ускорению протаивания. Опыты показали также, что при поверхностном засолении водонасыщенных мерзлых песков по достижению некоторой глубины протаивания наблюдалось

прекращение ошутимого дальнейшего протаивания вне зависимости от количества раствора над поверхностью площадки.

Для крупнодисперсных пород, даже полностью насыщенных льдом, протаивание под воздействием соли может достигать 5—10 см/сутки. Благоприятным условием является то, что в крупнодисперсных породах диффузия соли в поровом растворе, очевидно, происходит практически так же, как в свободном растворе. Кроме того, имеется возможность проникновения раствора в глубь мерзлого массива по трещинам и крупным порам, что в итоге способствует убыстрению протаивания. Из результатов описанных опытов вытекает также, что из двух способов воздействия солью на мерзлую породу предпочтительнее, по-видимому, следует отдать использованию растворов, чем сухой или увлажненной соли.

Изучая процессы тепло- и массообмена предварительно засоленных тонкодисперсных пород при промерзании, основное внимание уделено выяснению характера перераспределения соли, а также влиянию засоления на миграцию влаги при промерзании. Для этого были проведены опыты с песчаной породой фракции 0,10—0,25 мм, увлажненной растворами смеси солей хлористого магния и кальция с концентрациями, равными 4, 7 и 15%. Это соответствовало засоленности грунта около 0,5; 1,0 и 2,4 г на 100 г сухого грунта. Не останавливаясь на методике проведения опытов, отметим основные результаты.

При промерзании засоленных тонкодисперсных грунтов одновременно с миграцией и перераспределением воды происходит перераспределение соли. Как и влажность, количество соли в мерзлой зоне увеличивается. Особенно много ее содержится в самых верхних, наиболее холодных участках мерзлых пород. С увеличением засоленности породы уменьшается общее количество мигрирующей влаги, а вместе с ней и солей. Так, при засоленности 2,4 г на 100 г сухой породы перераспределение воды и соли при промерзании практически полностью отсутствует.

В проведенных опытах было хорошо заметно снижение твердости и возрастание пластичности мерзлой части песчаных образцов по мере увеличения засоленности. Самый верхний слой мерзлой части, температура которого в среднем была равна -19°C , т. е. на 5° ниже температуры замерзания, было трудно отличить по внешнему виду от талых слоев. При небольших усилиях он легко деформировался и разрушался.

Анализ литературных данных показывает, что для предварительного засоления талых пород с целью предотвращения их смерзаемости лучше проводить засыпку поверхности породы сухой или слегка увлажненной солью. В среднем ее норма составляет около 10 кг/м^2 . Это обеспечивает сохранение породой пластичных свойств до глубины приблизительно 1 м. При влажности породы 20% такая норма соли при равномерном ее

распределении в объеме породы образует поровый раствор с концентрацией около 3—3,5%, температура замерзания которого около -2°C . В этом случае можно ожидать сохранения пластичных свойств породы вплоть до температур минус 4— 5°C .

Метод, при котором раствор разливали по поверхности, оказался менее эффективным. Однако внедрение раствора через скважины способствует быстрейшему его проникновению в породу и увеличению зоны засоления.

При промерзании засоленной породы большая часть солей в результате миграции влаги может концентрироваться в верхних слоях. Это благоприятно может сказаться на сохранении пластичности породы зимой даже при очень низких температурах (минус 10— 20°) и более раннем весеннем протаивании ее. С увеличением степени засоления эффект перераспределения соли при промерзании уменьшается.

В заключение, исходя из результатов проведенных экспериментальных исследований и анализа литературных данных, можно высказать следующие общие соображения об использовании засоления для уменьшения смерзаемости пород.

Использование растворов солей для оттаивания и предохранения от промерзания пород при низких температурах ограничивается их эвтектической температурой (табл. 58). Из всех испытывавшихся на практике солей и их смесей как наиболее дешевые, сравнительно быстро проникающие в грунт, хорошо растворимые, имеющие низкие эвтектические температуры, чаще всего используются хлористый натрий и кальций. Первый быстрее проникает в породу; последний же имеет значительно более низкую температуру эвтектики. Расчеты показывают, что для сохранения пластичных свойств породы при температурах, близких к эвтектической, расход соли увеличивается в 8—10 раз по сравнению с расходом соли при температурах около минус 2— 3°C .

Определяющим фактором при выборе способов засоления является дисперсность породы. Предварительное засоление целесообразнее применять в тонкодисперсных породах. В этом случае обработку талой породы рекомендуется проводить за один — три месяца (тем раньше, чем дисперснее порода и больше необходимая глубина засоления) до наступления устойчивых морозов. Однако слишком раннее засоление может привести к более глубокому проникновению соли в породу, чем это необходимо, и к снижению эффекта засоления. Крупнодисперсные породы, как показала практика, лучше засаливать в мерзлом состоянии.

Основное требование, которое необходимо прежде всего предъявлять при засолении, — следить за более полным и равномерным проникновением соли в породу, увеличением площади контакта раствора с породой. Не всегда нужно

Эвтектические температура и концентрация некоторых солей

Соль	Эвтектическая температура, С			Эвтектическая концентрация	
	(по Долматову, Ласточкину, 1966)	(Краткая химическая энциклопедия, 1964)	(по Герасимову, 1969)	(Краткая химическая энциклопедия, 1964)	(по Герасимову, 1969)
CrO_3	—	—	-105	—	57,2
ZnCl_2	—	—	-62	—	51,0
CaCl_2	-54,9	-55	-55	—	29,9
CuCl_2	—	—	-40	—	-36,3
K_2CO_3	-36,5	—	—	—	—
MgCl_2	-33,6	-33,6	—	20,6	—
NaJ	—	-31,5	—	39,5	—
$\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$	—	-28,0	—	44,0	—
NaNO_3	—	-26,0	—	38,0	—
KJ	—	-23,0	—	52,2	—
NaCl	-21,2	-21,1	-21,1	23,0	22,42
$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$	-19,0	—	-19,05	—	38,4
NaNO_2	-18,5	-18,1	—	—	—
NH_4NO_3	-17,3	—	—	—	—
NH_4Cl	-15,8	—	-16,0	—	19,4
KCl	-11,1	-10,7	-11,1	19,7	19,8
$\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$	-11,0	—	—	—	—
Na_2SO_4	-10,5	—	—	—	—
ZnSO_4	-6,5	-5,8	—	27,87	—
MgSO_4	-3,9	-3,9	—	17,0	—
KNO_3	-2,9	-2,85	-2,9	10,9	10,9
Na_2CO_3	-2,1	-2,05	—	5,7	—
FeSO_4	-1,8	—	—	—	—
Na_2SO_4	-1,2	-1,2	-1,2	3,85	3,85

стремиться к повышению концентрации растворов или использованию только сухой или слегка увлажненной соли. Эффективность их применения различна в зависимости от способов засоления.

Таким образом, технические приемы применения засоления должны разрабатываться с учетом особенностей, имеющих у каждого из рассмотренных выше способов засоления. Эффективность засоления может повыситься в сочетании с другими способами искусственного воздействия на мерзлые породы: предварительный подогрев растворов солей, использование пленочных покрытий, зачернение поверхности засоляемой породы, проведение других тепломелиоративных мероприятий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основная часть разрабатываемых россыпных месторождений полезных ископаемых находится в области распространения многолетнемерзлых пород, наличие которых неблагоприятно сказывается на работе горнодобывающих предприятий. Большие затруднения при обработке россыпей возникают вследствие недостаточной эффективности, оперативности и экономичности существующих способов оттаивания мерзлых пород, а также слабой разработки способов предохранения подготовленной горной массы от промерзания.

Методы защиты талых пород от промерзания основываются на создании на их поверхности слоя термоизоляции — промерзающего слоя воды, пенольда, ледовоздушного покрытия, щитов из пенопласта, снега. В зимний сезон эффективное излучение в несколько раз превосходит поглощенную радиацию и является главной расходной составляющей теплового баланса. Однако способы управления в производственных масштабах эффективным излучением поверхности пород без применения мощной и дорогостоящей теплоизоляции еще не разработаны.

Большинство методов искусственного оттаивания основано на непосредственном или косвенном использовании солнечной энергии. Даже в районах с самыми суровыми климатическими условиями (полярная Якутия, Чукотка) годовой приток солнечной энергии, составляющий 60—80 ккал/см²·год, достаточен для оттаивания мерзлых пород радиационным способом на глубину 12—30 м. Однако большая часть солнечной энергии расходуется на отражение, излучение, турбулентный теплообмен и испарение. За летний сезон в горные породы поступает не более 10% притока солнечной энергии. Значительные резервы в повышении эффективности радиационного способа оттаивания заключаются в снижении расхода энергии на отражение, излучение и испарение, в ускорении его распространения в протаивающих породах.

Применение в весенне-летний сезон сравнительно простых приемов тепловой мелиорации позволяет увеличить поступление тепла в мерзлые породы. Наиболее полное использование тепла солнечной радиации отмечается при периодическом удалении слоя оттаявших пород, когда источником тепла может быть не только солнечная радиация, но и атмосферный воздух, а в некоторых условиях даже излучение и конденсация водяных паров из атмосферы. Тепловой поток на протаивание пород в первые сутки после обнажения сравним с величиной радиационного баланса. Вследствие чрезвычайно высокой теплофизической эффективности послойная разработка пород применяется при обработке мерзлых пород повсеместно.

При других способах тепловой мелиорации также удается значительно изменить некоторые составляющие теплообмена протаивающих пород (например, при применении пленок альbedo поверхности увеличивается примерно в 2 раза). Однако воздействие на одну из составляющих теплового баланса нарушает установившееся в природе тепловое равновесие и вызывает нежелательные изменения других составляющих. Поэтому направленное изменение любой из составляющих в очень широких пределах приводит к не столь уж большому увеличению теплового потока в породу. Этим объясняется меньшая эффективность всех других методов тепловой мелиорации по сравнению с послойным удалением талого слоя. Однако применение и этих методов, в частности пленочных покровов, позволяет в некоторых конкретных условиях улучшить технико-экономические показатели работы горных предприятий.

В количественной оценке методов тепловой мелиорации различные авторы нередко получают противоречивые результаты. Это отчасти объясняется разнообразием природных условий, в которых проводились опыты, но в большей мере несовершенством методики исследований. Чаще всего эффективность методов оценивается по результатам определения глубин протаивания (которые имеют большие вариации даже в пределах одного участка), иногда дополненным измерением температур поверхности. Исследования показали, что необходимо располагать хотя бы еще одним параметром — тепловым потоком в породу. Однако для разработки методов прогноза важно было изучить всю совокупность различных по физической природе процессов, происходящих в приземном слое воздуха, естественном или искусственном покрове, протаивающих и мерзлых породах. Такие комплексные наблюдения проводились Институтом мерзлотоведения в условиях Северной Якутии (прииск Кулар) и Центральной Якутии (окрестности г. Якутска).

В результате натурных исследований детально изучены составляющие теплового баланса горизонтальной поверхности пород (в годичном цикле) и склонов различной ориентации (за летний сезон) с использованием пленочных покрытий из

синтетических материалов при поверхностном засолении и послойной разработке. Работы проводились на различных по составу и льдистости породах — суглинках, супесях, песках и галечниках — с самым разнообразным их увлажнением. В процессе наблюдений выявлены возможности повышения эффективности пленочных покровов для искусственного оттаивания пород путем выбора целесообразного их типа, толщины, высоты подвески, периода застилки.

В практике искусственного оттаивания пород наиболее пригодны полиэтиленовые пленки. Даже на второй год их эксплуатации они теряют свою прозрачность всего на 8—10%, тогда как прозрачность полихлорвиниловой пленки В-118 уже через месяц становится примерно в 2 раза ниже. Выявлена высокая эффективность стока осадков, скапливающихся на поверхности пленки в породу. Для горнотехнической практики целесообразно наладить выпуск полиэтиленовой пленки с перфорацией. Теплофизическая эффективность полиэтиленовой пленки при расстилке на сильнольдистых песках и суглинках (прииск Кулар) сохранялась высокой в течение всего периода их эксплуатации, на слабольдистых супесях (Центральная Якутия) со временем резко понижалась. Обоснована целесообразность применения полиэтиленовых пленок для продления сезона разработки в условиях Северной Якутии.

Получены новые формулы для расчета глубины промерзания-протаивания в естественных условиях и под теплоизоляционными покрытиями. Впервые разработан метод расчета скорости оттаивания мерзлых пород под светопрозрачными пленками. Предложена новая методика прогноза послойного оттаивания пород, учитывающая все основные метеорологические факторы. Дан способ учета влияния просадочных свойств пород на скорость оттаивания.

- Александров Б. П., Куртнер В. А.** О некоторых практических возможностях искусственного воздействия на тепловой баланс почвы. Вып. 2. ВАСХНИИ, 1937.
- Алексеев В. М., Липсон Г. А.** Химическая защита грунтов от промерзания.— В кн.: Материалы к пятому совещанию по закреплению и уплотнению грунтов. Новосибирск, 1966.
- Алпатыев А. М.** Рациональное использование осадков как основа преодоления засухи.— В кн.: Агроклиматические условия степи Украинской ССР и пути их улучшения. Киев, Изд-во АН УССР, 1950.
- Арэ Ф. Э.** Теплопроводность воздушно-ледяных покрытий.— В кн. Процессы тепло- и массообмена в мерзлых горных породах. М., «Наука», 1965.
- Арэ Ф. Э., Балобаев В. Т.** Защита грунта от зимнего промерзания при помощи воздушно-ледяного покрова.— В кн: Процессы тепло- и массообмена в мерзлых горных породах. М., «Наука», 1965.
- Атлас теплового баланса.** Под ред. М. И. Будыко. Л., Гидрометеиздат, 1963.
- Аэров М. Э., Умник Н. Н.** Коэффициенты теплопроводности в зернистом слое.— «Ж. техн. физ.», 1951, т. 21, вып. 11.
- Бакакин В. П.** Современное состояние дражного дела в Америке.— «Иностранная техника», вып. V. М., 1948.
- Бакакин В. П.** Опыт управления теплообменом деятельного слоя мерзлых горных пород в целях повышения эффективности их разработки. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Балобаев В. Т.** Процессы теплообмена на поверхности мерзлых мелкодисперсных пород при послойном оттаивании.— В кн.: Тепло- и массообмен в мерзлых почвах и горных породах. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Балобаев В. Т.** Протаивание мерзлых горных пород при взаимодействии с атмосферой.— В кн.: Тепло- и массообмен в мерзлых толщах земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Балобаев В. Т.** Влияние поверхностного покрова на тепловой режим и глубину протаивания мерзлых горных пород.— В кн.: Тепловые процессы в мерзлых горных породах. М., «Наука», 1964.
- Барашкова Е. П., Гаевский В. Л. и др.** Радиационный режим территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1961.
- Батенчук Е. Н., Бянов Г. Ф., Торопов Л. Н., Мызников Ю. Н.** Зимняя укладка связанных грунтов на Крайнем Севере (строительство плотины Вилюйской ГЭС).— «Биб-ка Гидротехника и гидроэнергетика. М., «Энергия», 1968, вып. 2.
- Бахуров В. Г., Боресков Г. К.** Эффективный коэффициент теплопроводности контактных масс.— «Ж. прикл. хим.», 1947, № 8.

- Берлянд М. Е. Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы. Л., Гидрометеоздат, 1956.
- Богомолов В. З. Труды физико-агрономического института. Сельхозгиз, 1941, т. 3.
- Богословский П. А. Температурное поле нефилтующей земляной плиты, основанной на вечной мерзлоте, после длительной ее эксплуатации. — «Тезисы и планы докладов Междудомственного совещания по мерзлотоведению, 1956 г.» М., 1956, вып. 3.
- Бойко И. В. Размораживание глинистых грунтов солевыми растворами. — В кн.: Третья научн.-техн. конференция Печорского угольного бассейна. Строительная секция. Тезисы докладов. Воркута, 1970.
- Бояринцев Д. М. Теплопередача через жидкостные и газовые прослойки. — «Ж. техн. физ.», 1950, вып. 9.
- Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеоздат, 1956.
- Будыко М. И., Ефимова Н. А., Мухенберг В. В., Строкина Л. А. Радиационный баланс северного полушария. — «Известия АН СССР. Серия геогр.», 1961, № 1.
- Бялыницкая В. Г. Опыт определения баланса тепла в грунтах в районах вечной мерзлоты. Фонды ПНИИС. М., 1949.
- Ведяев Ю. М., Оловин Б. А., Рашкин А. В., Шувалов Н. Г. Радиационный режим при оттайке пород, покрытых полиэтиленовой пленкой. — «Колыма», 1967, № 5.
- Ведяев Ю. М., Карпушенко В. П., Пятаков В. Г., Рашкин А. В. Ускорение оттаивания сезонной мерзлоты при помощи солевых растворов. — «Колыма», 1969, № 10.
- Вотякова Н. И. Сравнительная оценка формул для расчета глубины сезонного промерзания-протаивания грунта. — В кн.: Экспериментальные исследования процессов теплообмена в мерзлых горных породах. М., «Наука», 1972.
- Временная инструкция по применению прозрачного пленочного покрова для ускорения оттаивания грунта и замедления его промерзания. Магадан, 1966.
- Гаврилова М. К. Тепловой баланс таяния ледника хребта Сунтар-Хаята в 1959 г. — В кн.: Тепло- и массообмен в мерзлых почвах и горных породах. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Гаврилова М. К. Радиационный режим в лиственничных лесах Юго-Западной Якутии. — «Лесоведение», 1969, № 1.
- Гаврильев Р. И. Экспериментальное определение температурной зависимости объемной эффективной теплоемкости промерзающих-протаивающих пород методом калориметрирования. — В кн.: Методы определения тепловых свойств горных пород. М., «Наука», 1970а.
- Гаврильев Р. И. Методы приближенного определения эффективного коэффициента температуропроводности промерзающих или протаивающих пород. — В кн.: Методы определения тепловых свойств горных пород. М., «Наука», 1970б.
- Гаврильев Р. И., Елисеев С. В. Тепловые свойства торфа. — В кн.: Методы определения тепловых свойств горных пород. М., «Наука», 1970.
- Гарагуля Л. С., Чернядьев В. П. Прогноз изменения мерзлотных условий дражных полигонов Северо-Енисейского района в результате проведения тепловой и водно-тепловой мелиорации. — В кн.: Мерзлотные исследования. М., Изд-во МГУ, 1966, вып. III.
- Гвоздков Н. Н. О распространении тепла в твердом пористом теле при просачивании жидкости. — «Вестник МГУ», 1958, № 1.
- Гедройц А. Э. Геологические исследования в Забайкальской области по линии железной дороги между Сретенском и Покровской. — Геол. исслед. и развед. работы по линии Сибирской ж. д., вып. 6. СПб., 1897.
- Герасимов Я. И. Курс физической химии. Т. 1. М., 1969.

- Голубев А. В. Измерение и регистрация температуры в грунтах с помощью термоземлентов. М., «Наука», 1964.
- Гольдтман В. Г. Теплообмен в фильтрующих крупнозернистых грунтах при дренажной и игловой гидрооттайке.— «Труды ВНИИ-1». Магадан, 1958, вып. 11.
- Гольдтман В. Г. Особенности оттаивания слабопроницаемых грунтов водными иглами.— «Труды ВНИИ-1». Магадан, 1960, вып. 19.
- Гольдтман В. Г. Передовые методы оттайки многолетнемерзлых пород на дражных полигонах.— «Колыма», 1961, № 10.
- Гольдтман В. Г., Приймак А. И. Оттаивание вечномерзлых грунтов оборотной нагретой водой.— «Труды ВНИИ-1». Магадан, 1963, вып. 22.
- Гольдтман В. Г., Знаменский В. В., Чистопольский С. Д. Гидравлическое оттаивание мерзлых горных пород.— «Труды ВНИИ-1». Магадан, 1970, вып. 30.
- Гордисенко А. А. Защита грунтов от промерзания засолением хлористым натрием.— В кн.: Материалы к пятому совещанию по закреплению и уплотнению грунтов. Новосибирск, 1966.
- Гребер Г., Эрг С., Григуль У. Основы учения о теплообмене. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
- Гринберг Г. А. О статье В. Л. Шевелькова «Нахождение температурного поля в изотропной среде перед фронтом движущегося источника тепла» и о правильном решении поставленной в ней задачи.— «Ж. техн. физ.», 1951, № 3.
- Гутман С. Г. К исследованию установившегося теплового потока в составной среде из мерзлого и талого грунтов.— «Известия ВНИИГ им. Б. Е. Веденеева», 1952, т. 47.
- Гутман С. Г., Дороганевская М. А. О расчете температуры почвы, покрытой снегом.— «Известия АН СССР. Серия геофиз.», 1956, № 10.
- Далматов Б. И., Ласточкин В. С. Искусственное засоление грунтов в строительстве. М.-Л., Изд-во литературы по строительству, 1966.
- Далматов Б. И., Ласточкин В. С. и др. Исследование противопучинистых мероприятий в условиях глубокого сезонного промерзания.— В кн.: Проблемы строительства в условиях Забайкалья, вып. 1. Чита, Забайкальский филиал Геогр. об-ва СССР, 1967.
- Демидюк Л. М. Эффективное использование тепла солнечной радиации при применении дождевально-дренажного метода оттаивания мерзлых грунтов.— В кн.: Мерзлотные исследования, вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1961.
- Дербенева М. М. Зависимость прочности замороженных рассолов от химического состава, температуры и условий замораживания.— В кн.: Основания, фундаменты и подземные сооружения. М., 1967.
- Докучаев В. В. Расчет глубины сезонного протаивания.— В кн.: Планировка и застройка населенных мест Крайнего Севера. М.-Л., Госстройиздат, 1959.
- Дюбук А. Ф., Монин А. С. К прогнозу температуры почвы под снежным покровом.— «Труды ЦИП». Л., Гидрометеиздат, 1950, вып. 22(48).
- Емельянов У. Г. Новые методы разработки мерзлых грунтов.— «На стройках России», 1967, № 12.
- Иванов Н. С. Теплообмен в криолитозоне. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Иванов Н. С. Тепло- и массоперенос в мерзлых горных породах. М., «Наука», 1969.
- Иванов Н. С., Гаврильев Р. И. Теплофизические свойства мерзлых горных пород. М., «Наука», 1965.
- Камке Э. Справочник по обыкновенным дифференциальным уравнениям. М., «Наука», 1965.
- Караваев Н. М., Майков В. П. Метод определения коэффициентов теплоотдачи в слое зернистого материала.— «Известия АН СССР. ОТН», 1956, № 6.
- Кедроливанский В. Н., Стервзат М. С. Метеорологические приборы. Л., Гидрометеиздат, 1953.

- Клюкин Н. К.** Оттайка мерзлых грунтов. Практическое руководство. Магадан, Изд. отд. техн. информ. Дальстроя, 1956.
- Кожин И. А., Самохин В. Я.** Исследование лучистых характеристик полимерных пленок.— В кн.: Практические задачи строительной теплофизики крупнопанельных зданий. М., Изд-во литературы по строительству, 1968.
- Козырев Б. П.** Высокочувствительный термоэлектрический пирометр с черной приемной поверхностью и с ксенонным наполнением.— «Известия Ленингр. электротехн. ин-та им. В. И. Ульянова». Л., 1968а, вып. 72.
- Козырев Б. П.** Компенсированный термоэлектрический балансомер с белой и блестящей приемными поверхностями, защищенными от воздушных потоков полусферами из KSP-5.— «Известия Ленингр. электротехн. ин-та им. В. И. Ульянова». Л., 1968б, вып. 72.
- Колесников А. Г., Мартынов Г. А.** О расчете глубины промерзания и оттаивания грунтов.— В кн.: Материалы по лабораторным исслед. мерзлых грунтов, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Колосков П. И.** К вопросу о тепловой мелиорации в областях вечной мерзлоты.— «Материалы комиссии по изучению вечной мерзлоты АН СССР», 1930, № 80.
- Колосков П. И.** Предварительный мотивированный организационный план почвенно-мерзлотных опытно-исследовательских работ для целей золотопромышленности и программа работ на лето 1932 г. М., фонды ПНИИС, 1932.
- Колясева В. А., Пащенко Т. Е., Рожанская О. Д.** Микроклимат культивационных сооружений с пленочными покрытиями. Л., Гидрометеоздат, 1966.
- Комаров В. Д.** Лабораторное исследование водопроницаемости мерзлой почвы.— «Труды ЦИП». Л., Гидрометеоздат, 1957, вып. 54.
- Кондратьев К. Я.** Лучистый теплообмен в атмосфере. Л., Гидрометеоздат, 1956.
- Константинов А. Р.** Методика расчета испарения с почвы, воды и снега по температуре и влажности воздуха, измеренной на метеорологических станциях.— «Труды ГГИ», Л., Гидрометеоздат, 1960, вып. 81.
- Кошляков К. В.** Опыт вскрышных работ с естественной оттайкой грунта.— «Труды ВНИИ-1». Магадан, 1958, вып. 17.
- Крапин И. И.** О применении водно-тепловой мелиорации многолетнемерзлых пород на россыпных месторождениях Бодайбинского района.— В кн.: Мерзлотные исследования, вып. V. М., Изд-во МГУ, 1966.
- Краткая химическая энциклопедия.** М., 1964.
- Кудрявцев В. А.** Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. Л., Изд-во АН СССР, 1954.
- Кудрявцев В. А.** Влияние различных покрытий на глубину сезонного промерзания и протаивания почвы.— «Вопросы физ. геогр. полярных стран». М., Изд-во МГУ, 1958, вып. 1.
- Кудрявцев В. А., Достовалов Д. Н.** Общее мерзлотоведение. М., Изд-во МГУ, 1970.
- Кудрявцев Е. В., Чекалев К. Н., Шумаков Н. В.** Нестационарный теплообмен. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Кузнецов М. И.** Предохранение грунта от промерзания при разработке россыпей. Автореф. канд. дисс., 1955.
- Кутателадзе С. С., Боришанский В. М.** Справочник по теплопередаче. М.—Л., Госэнергоиздат, 1959.
- Лайхтман Д. Л.** Физика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеоздат, 1961.
- Лаппо Т. И.** Метод расчета температуры почвы под снежным покровом.— «Труды ГГО». Л., Гидрометеоздат, 1957, вып. 71.
- Лед и снег.** Свойства, процессы, использование. М., «Мир», 1966.

- Лешков В. Г. Повышение эффективности дражных работ. М., Центр науч.-исслед. ин-т информации и технико-эконом. исслед. цветной металлургии, 1965.
- Лукьянов В. С., Головкин М. Д. Расчет глубины промерзания. М., Трансжелдориздат, 1957.
- Макарова В. С., Кузнецов В. И. О влиянии мономолекулярных пленок на испарение с водной поверхности. — «Труды Гос. гидролог. ин-та». Л., Гидрометеоздат, 1961, вып. 91.
- Макфарленд Ф. Х. С. Разработка золотоносных песков в Юконе. — В кн.: Открытые горные работы. М., «Недра», 1964.
- Мамаев А. И. Эффективность применения полиамидной пленки для ускорения оттаивания грунта. — «Колыма», 1965, № 10.
- Мамаев А. И., Ушаков В. М. Ускорение оттаивания грунтов полиамидной пленкой. — «Труды ВНИИ-1». Магадан, 1966, вып. 25.
- Мачинский В. Д. Теплотехнические основы строительства. 4-е изд. М., Стройиздат, 1949.
- Михеев М. А. Основы теплопередачи. М., Госэнергоиздат, 1956.
- Монин А. С., Обухов А. М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы. — «Труды Геофиз. ин-та АН СССР», 1954, 124(151).
- Морозов Л. Н., Ключин М. К. Солнечная оттайка песков и торфов. — «Колыма», 1942, № 4.
- Назаров А. В. Химическая защита грунтов от промерзания. — «Известия вузов. Серия «Строительство и архитектура», 1966, № 10.
- Невский А. С., Малышева А. И. Теплопередача при плавлении льда в растворах солей. — В кн.: Тепло- и массоперенос, т. 2. Минск, «Наука и техника», 1968.
- Нернин С. В., Чудновский А. Ф. Физика почвы. М., «Наука», 1967.
- Нерсесова З. А. Изменение льдистости грунтов в зависимости от температуры. — «Доклады АН СССР», 1950, т. 75, № 6.
- Новоселецкий Р. И. Влияние облачности на действие пленочного покрова грунта. — «Колыма», 1966, № 11.
- Нурок Г. А. Утепление зимних забоев для экскаваторных работ. — «Строительная промышленность», 1948, № 9.
- Оделевский В. И. Расчет обобщенной проводимости гетерогенных систем. — «Ж. техн. физ.», 1951, т. XXI, вып. 6.
- Оловин Б. А., Ведяев Ю. М., Жученко Е. Т. К выбору технологии оттаивания мерзлых пород россыпного месторождения р. Дарасун. — В кн.: Вопросы разработки рудных и россыпных месторождений. М., «Недра», 1970.
- Основы геокриологии (мерзлотоведения). Ч. II. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Павлов А. В. Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой. М., «Наука», 1965.
- Павлов А. В. Кругооборот тепла в деятельном слое почвы. II междунар. конф. по мерзлотоведению. Якутск, 1973.
- Пантелеев А. Н. Разработка мерзлых грунтов с применением хлористого натрия. М., Стройиздат, ЦБТИ, 1964.
- Пехович А. И., Шаталина И. Н. Экспериментальные исследования таяния льда в водном растворе хлористого натрия. — В кн.: Тепло- и массоперенос, т. 2. Минск, «Наука и техника», 1968.
- Порхаев Г. В., Саркисян Р. М. Влияние конвективного теплообмена в водонасыщенном слое на протаивание подстилающего мерзлого грунта. — «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры». М., Изд-во АН СССР, 1960, вып. IX.
- Приймак А. И. Изучение применимости пенопластов для предохранения грунтов от сезонного промерзания. — «Труды ВНИИ-1». Магадан, 1966, вып. 25.
- Рейнюк И. Т. Изучение теплообмена в системе атмосфера — почва — литосфера в инженерных целях. — «Труды ВНИИ-1». Сб. рефератов. Магадан, 1958.

- Роман Л. Г.** Теплофизические и механические свойства торфов и заторфованных грунтов. Автореф. канд. дисс., 1970.
- СНиП II-Б.6—66.** Строительные нормы и правила. Ч. II, разд. Б, гл.6. Основания и фундаменты зданий и сооружений на вечномёрзлых грунтах. Нормы проектирования. М., 1967.
- Стафеев П. Ф.** Глубокое рыхление дражных полигонов.— «Колыма», 1966, № 6.
- Степанов Л. Н.** Действие дренажа в мерзлых почвах. Автореф. канд. дисс. Л., 1953.
- Сулаквалидзе Г. К.** Некоторые физические свойства снежного покрова.— В кн.: Вопросы изучения снега и использование его в народном хозяйстве. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Тайбашев В. Н.** Некоторые новые прочностные и тепловые характеристики многолетнемерзлых щебенистых и галечных грунтов.— «Труды ВНИИ-1». Магадан, 1965, вып. 24.
- Тайбашев В. Н.** Механические и теплофизические характеристики многолетнемерзлых галечных и илестых грунтов.— «Труды ВНИИ-1». Магадан, 1966, вып. 25.
- Теплофизика промерзающих и протаивающих грунтов.** М., «Наука», 1964.
- Терцаги К.** Теория механики грунтов. М., Гос. изд-во литературы по строительству, архитектуре и строительным материалам, 1961.
- Тупицын Н. М.** Исследование теплофизических свойств снега, льда и мерзлого торфа при температурах, близких к 0° С.— «Совещание-семинар по обмену опытом строительства в суровых климатических условиях», т. 7, вып. 1. Красноярск, 1970.
- Улицкий В. М.** Эффективность применения некоторых мер против морозного выпучивания фундаментов.— В кн.: Механика грунтов, основания и фундаменты. (Доклады к 26-й научной конференции ЛИСИ), 1968.
- Умнов Г. З.** Опыт дражных работ в Магаданской области.— «Колыма», 1956, № 4.
- Ухов С. Б.** Об искусственном засолении суглинистых грунтов для строительства в зимнее время.— «Известия вузов. Серия «Строительство и архитектура», 1959, № 1.
- Ухов С. Б.** Предотвращение смерзания грунтов.— «Колыма», 1964, № 2.
- Ухова Н. В.** Теоретические исследования влияния естественной конвекции на теплообмен в нефилтрующих замороженных плотинах. (Тезисы докладов и аннотации на XXIII научн.-техн. конференции МИСИ им. В. В. Куйбышева). М., 1964.
- Ушкалов В. П.** Исследование работы протаивающих оснований и их расчет по предельным деформациям сооружений. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Федоров А. А.** Ацетил-целлюлозная пленка как теплоизоляционный материал для закрытия грунта.— «Труды Ленингр. физико-агрономического ин-та». Сб. 1. Изд-во ВАСХНИЛ, 1935.
- Федорович Д. И.** Способ приближенного определения зависимости коэффициента эффективной теплопроводности мерзлого грунта от температуры.— В кн.: Материалы 9-го совещания работников лабораторий геологических организаций, вып. 12. М., Изд-во Геолкомитета, 1965.
- Федосов А. Е.** Фазовый состав мерзлых грунтов.— В кн.: Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике, вып. 1. Якутское кн. изд-во, 1942.
- Фельдман Г. М.** Расчет свободной тепловой конвекции в крупнодисперсных грунтах.— В кн.: Экспериментальные исследования процессов теплообмена в мерзлых горных породах. М., Изд-во АН СССР, 1972.
- Фотиев С. М.** Способы оттаивания многолетнемерзлых пород в Американской субарктике.— «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1957, вып. 4.

- Франчук А. У.** Теплопроводность строительных материалов в зависимости от влажности. М., Стройиздат, 1941.
- Хакимов Х. Р.** Вопросы теории и практики искусственного замораживания грунтов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Харченко В. М.** Естественное оттаивание мерзлых пород на дражных полигонах. ОБТИ «Главлесо», 1957.
- Хитарян Л. Г.** Защита от промерзания дражных полигонов с помощью искусственного ледяного покрова. — «Золото и платина», 1930, № 5.
- Хрусталеv Л. Н.** Фильтрационные свойства сезоннототаивающих суглинистых грунтов в районе Воркуты. — «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры». М., Изд-во АН СССР, 1961, вып. 7.
- Цуканов Н. А.** Расчеты процессов теплопереноса при фильтрации воды методом гидравлических аналогий. (II Всес. конф. по аналоговым средствам и методам решения краевых задач. Тезисы и аннотации докладов и сообщений). М., 1965.
- Цытович Н. А.** К теории равновесного состояния воды в мерзлых грунтах. — «Известия АН СССР. Серия геогр.», 1945, № 5—6.
- Чиркин В. С.** Теплофизические свойства материалов. М., Физматгиз, 1959.
- Чистопольский С. Д.** К теории фильтрационно-иглового способа оттаивания многолетнемерзлых грунтов. — «Труды ВНИИ-1». Магадан, 1965, вып. 24.
- Чистопольский С. Д., Знаменский В. В.** К теории игловой гидрооттайки. — «Труды ВНИИ-1». Магадан, 1965, вып. 24.
- Чистопольский С. Д., Беркутова Г. Л.** Экспериментальное исследование особенностей теплопереноса при фильтрации. (Отчет, фонды ВНИИ-1). Магадан, 1965.
- Чичерин Ю. И.** Применение пленочных покрытий для оттайки грунтов. «Кольма», 1966, № 2.
- Чудновский А. Ф.** Теплообмен в дисперсных средах. М., Гостехиздат, 1954.
- Чудновский А. Ф.** Теплофизические характеристики дисперсных материалов. М., Физматгиз, 1962.
- Чудновский А. Ф.** О механизме и роли внутрипочвенной конденсации. — «Ж. техн. физ.», 1965, т. 25, вып. 1.
- Чудновский А. Ф.** Влияние переменного характера теплофизических характеристик почв по профилю на температуру почвы. — «Инж.-физ. ж.», 1970, № 7.
- Шадрин Г. С.** Исследование замораживания фильтрующих грунтов. — В кн.: Ледотермические вопросы в гидроэнергетике. Л.—М., Госэнергоиздат, 1954.
- Шалабанов А. А.** Пропускает ли воду мерзлая почва? — «Почвоведение», 1903, № 3.
- Янишевский Ю. Д.** Актинометрические приборы. Л., Гидрометеиздат, 1957.
- Aldrich H. P., Paynter H. M.** Derivation of rational formula for the prediction of frost penetration. — «Bull. Highway Res. Board.», Washington 1956, № 135, p. 145—149.
- Crank J.** The mathematical of diffusion. Oxford, at the Clarendon Press, 1956.
- Crawford I. D. e. a** Dredging for gold in Alaska. Mining a met., 1948,
- Kersten M. S.** Thermal properties of soil. Frost Action in soil. A symposium Highway Res. Board Spec. Rept. 2. Minneapolis, Washington, 1949.
- Le Fur B., Aguirre-Puente J., Szanto L.** Contribution a Letude de La congelation des argiles. — Collog. Internat. Centre nat. rech. scient., № 160. Phenomenes de Transport avec changement de phase dans les milieux poreux on colloïdана. Ed. Centre nat. rech. scient. Paris, 1966.
- Partic H. O' Neill** Arctic gold dredging. Mining Eng., 1954.
- Patty E. N.** Alluvial mining in the Yukon. Mining magazine, v. 84, 1945.
- Patty E. N.** Thawing frossen flacers. — «The mining magazine», 1951, v. 84, № 3.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Введение	3
Глава I. Состояние изученности методов оттаивания и защиты от промерзания горных пород с кратким анализом производственного опыта	6
1. Влияние климатических и мерзлотно-геологических условий на технологию разработки россыпных месторождений	—
2. Теплофизические основы искусственного оттаивания и защиты от промерзания горных пород	11
3. Производственный опыт управления оттаиванием и промерзанием пород на россыпных месторождениях	43
Глава II. Исследование процессов тепло- и влагообмена в сезонно-протаивающем слое горных пород на экспериментальных площадках теплобалансового стационара в окрестностях г. Якутска	50
1. Задачи исследований, состав наблюдений и оборудование теплобалансового стационара	—
2. Годовой ход теплообмена сезоннопротаивающих пород с атмосферой	61
3. Тепловой режим пород под светопрозрачными пленочными покрытиями	71
Глава III. Тепловая мелиорация при разработке мерзлых пород на россыпных месторождениях прииска Кулар	83
1. Общая характеристика Куларского золотоносного района	—
2. Методика экспериментальных исследований	86
3. Теплообмен протаивающих мерзлых пород с атмосферой в естественных условиях	91
4. Применение пленочных покрытий и поверхностного засоления для искусственного оттаивания мерзлых пород	95
5. Экспериментальные исследования процесса оттаивания пород при послойной разработке	116

Глава IV. Приближенные методы прогноза искусственного оттаивания и защиты от промерзания пород на россыпных месторождениях	121
1. Промерзание-протаивание пород в естественных условиях	—
2. Промерзание пород под термоизоляционными покрытиями	136
3. Протаивание мерзлых пород при послойной разработке	141
4. Протаивание мерзлых пород под пленочным покровом	153
Глава V. Выявление возможностей применения соляных растворов для ослабления смерзания пород в условиях сурового климата	161
Заключение	171
Литература	174

*Александр Владимирович Павлов,
Борис Александрович Оловин*

**ИСКУССТВЕННОЕ ОТТАИВАНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД
ТЕПЛОМ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ
ПРИ РАЗРАБОТКЕ РОССЫПЕЙ**

Ответственный редактор
Павел Иванович Мельников

Редактор *Н. Ф. Джигирис*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. В. Жикин*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *Н. Г. Примогенова, К. И. Сергеева*

Сдано в набор 28 марта 1974 г. Подписано в печать 24 октября 1974 г. МН 00200.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 2. 11,5 печ. л., 11,5 уч.-изд. л. Ти-
раж 1000 экз. Заказ 67. Цена 1 р. 15 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99. Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077. Новосибирск, 77. Станиславского 25.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

- Сейсмичность** и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке.
- Дударев А. Н.** Анализ геолого-физических условий эндогенного рудообразования.
- Лучинина В. А.** Палеоальгологическая характеристика раннего кембрия юго-востока Сибирской платформы и сопредельных территорий.
- Формационный анализ** гранитоидов Западного Узбекистана.
- Сейсмотектоника** и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна.
- Сейсмические волны** в сложнопостроенных средах.
- Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность** северо-востока Байкальской рифтовой зоны.
- Сейсмическое микрорайонирование** в условиях вечной мерзлоты.
- Экспериментальные и теоретические исследования** отраженных волн.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

Цена 1 р. 15 к.

Д4

76

47549