

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

399

ЭНЕРГООБМЕН
НАД ПОДСТИЛАЮЩИМИ
ПОВЕРХНОСТЯМИ
СЛОЖНОЙ СТРУКТУРЫ

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук Е. П. БОРИСЕНКОВА
чл.-корр. АН СССР В. В. БОГОРОДСКОГО

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195196 Малоохтинский пр., 98



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ ЛЕНИНГРАД 1977

294556

551.554 + 551.51

В настоящем сборнике сделана первая попытка обобщить цикл теоретических и экспериментальных исследований энергетических характеристик подстилающих поверхностей, моделируемых слоисто-неоднородными (сложными) структурами. Такие структуры суть снежно-ледяные покровы и поверхности вод Центральной Арктики и арктических морей.

Обсуждаются дистанционные методы исследования температурного поля водно-ледово-снежной поверхности; показана возможность решения обратной задачи ИК радиометрии — определения физических характеристик объекта по его собственному тепловому излучению; подчеркивается информативность ИК радиометрии в оценке тенденции изменения состояния объекта, что важно для решения прогностических задач.

Анализируются результаты экспериментального исследования характеристик теплообмена в приземном слое атмосферы над дрейфующими льдами; проведена оценка влияния полыней и разводий на энергообмен моря и атмосферы.

Рассмотрены особенности турбулентного режима приземного слоя атмосферы в прибойной зоне.

In the present seminar proceedings the first attempt has been made to generalize a series of theoretical and experimental studies on the energetic characteristics of underlying surfaces simulated by nonuniform-layer (complicated) structures. Such structures are snow-ice covers and water surfaces of the Central Arctic and arctic seas.

The papers included in the proceedings discuss remote methods for studying the temperature field of water-ice-snow surface; show the possibility to solve the inverse problem of IR radiometry — to determine the physical characteristics of an object from its inherent thermal radiation; to emphasize the informativity of IR radiometry in evaluating the tendency of object state change, which is essentially important for the solution of prediction problems.

The results are analysed of the experimental investigation of heat exchange characteristics in the atmospheric layer over drifting ice; the effect of polynias and leads on the sea-atmosphere energy exchange is estimated.

The distinctive features of the turbulent regime of atmospheric surface layer have been considered in the surf zone.

Е. П. Борисенков

ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ С ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ СЛОЖНОЙ СТРУКТУРЫ (ПОЛЯРНЫЕ РАЙОНЫ)

Проблема взаимодействия атмосферы с различными типами подстилающих поверхностей приобрела в последнее время исключительно важное научное и прикладное значение. Прежде всего это связано с развитием методов численного моделирования глобальных атмосферных процессов, с задачей долгосрочных прогнозов погоды, в особенности долгосрочных прогнозов большой заблаговременности, в связи с оценкой и прогнозом изменений климата, непреднамеренным воздействием человека на характер подстилающей поверхности и связанными с этим последствиями, климатическим режимом над различными типами поверхностей в соответствии с прикладными задачами и др. Именно по этим причинам данная проблема рассматривается как одна из ключевых во многих национальных и международных научных программах [3, 5, 19, 24, 26—29].

Различные типы подстилающих поверхностей имеют различную специфику взаимодействия с атмосферой и по-разному оказывают на нее термическое и динамическое воздействие. Сам термин подстилающая поверхность «сложной структуры» в каждом отдельном случае требует определенной конкретизации, поскольку сейчас, по-видимому, труднее ответить на вопрос, какие типы поверхностей следует относить к подстилающей поверхности простой структуры. Подстилающая поверхность испытывает непрерывные изменения естественного характера. Особенно сильно она меняется в связи с хозяйственной деятельностью человека. Однако несомненно одно, что условия взаимодействия атмосферы над однородными поверхностями существенно проще и легче поддаются параметризации и математической формализации, нежели условия взаимодействия над неоднородными типами поверхностей. Но даже и однородный тип подстилающей поверхности не всегда однозначно определяет характер ее взаимодействия с атмосферой. Так, под открытой поверхностью океана можно выделить по крайней мере три существенно различных режима ее взаимодействия с атмосферой.

Прежде всего, это взаимодействие атмосферы и океана при штилевых условиях погоды, когда основной механизм термического взаимодействия и испарения определяется процессами в очень тонкой пленке воды и тонком приводном слое атмосферы.

Существенно иной механизм взаимодействия наблюдается при скоростях ветра от нескольких метров в секунду до 10—15 м/с.

И, наконец, совершенно отличный механизм взаимодействия имеет место при штормовых условиях погоды, при скоростях ветра более 15 м/с, когда преобладающим механизмом динамического взаимодействия и в особенности тепло- и влагообмена являются брызговые облака. При этом в высоких широтах в холодную половину года главным результатом этого типа взаимодействия является исключительно высокая теплоотдача океана в атмосферу и пренебрежимо малая роль испарения. В низких широтах, наоборот, большая роль принадлежит испарениям, а не теплоотдаче [2—4, 7, 8].

Существенно меняется режим влагообмена в зависимости от характера и стадии развития растительного покрова и др.

Изучение взаимодействия атмосферы и различных типов подстилающих поверхностей предусматривает решение трех типов задач:

- 1) изучение механизмов взаимодействия в зависимости от типа подстилающей поверхности и характеристик ее состояния;
- 2) изучение проявления этих механизмов в различных географических районах в различные сезоны;
- 3) параметризация процессов взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью.

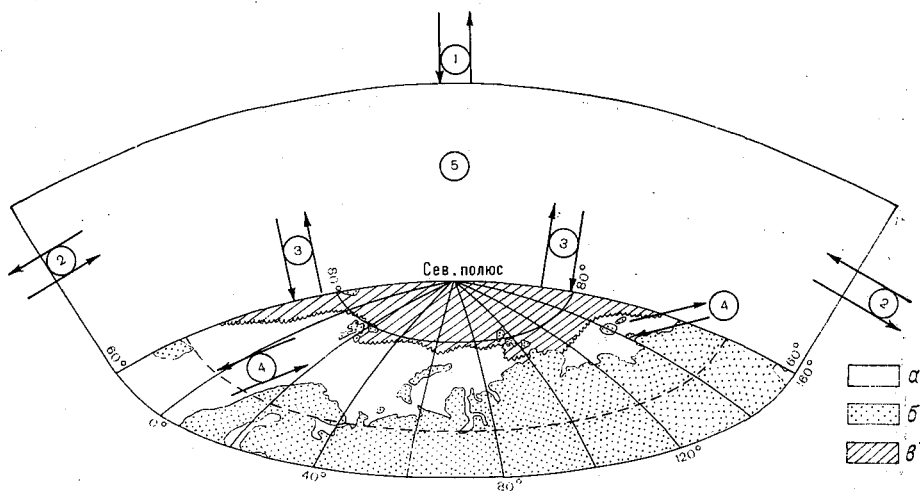
Существенные осложнения возникают в том случае, когда на сравнительно ограниченной территории имеется несколько типов подстилающей поверхности или одновременно несколько механизмов взаимодействия. Специфика данной проблемы подробно рассмотрена в таких крупных работах, как [7, 11—14, 17].

Полярные районы относятся к районам с подстилающей поверхностью наиболее сложной структуры [1, 9, 14—16, 23, 25]. Сложность взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью обусловлена здесь прежде всего наличием разнообразных типов поверхности: открытая водная поверхность (при штилевых условиях, развитии волнения или штормовых условиях погоды), сплошной ледяной покров (гладкий, заснеженный, покрытый торосами и др.), несплошной ледяной покров при наличии полыней и разводий, континентальный лед сложной орографии и др.

В международных научных программах и, в частности, проблеме взаимодействия атмосферы с океаном в полярных районах отводится особая роль [26—28]. Специфика этих районов и соответствующих этой специфике научных задач в связи с планированием и осуществлением первой и второй задач ПИГАП нашла отражение в национальной программе СССР ПОЛЭКС [5, 6], американо-канадской программе Айджекс [20, 29] и международной программе ПОЛЭКС, подготовленной по инициативе и при уча-

сти СССР [27]. В настоящее время как в СССР, так и за рубежом выполнены первые численные оценки, указывающие на важность изучения механизмов взаимодействия атмосферы с различными типами подстилающих поверхностей.

В соответствии с [5, 6, 27] к зоне полярного эксперимента было предложено отнести районы к северу от 50-й параллели. На рисунке схематически приведены основные типы энергообмена между атмосферой и океаном в этой области, а также между полярными и окружающими районами.



Специфическое представление составляющих энергетического баланса системы Земля — атмосфера.

1 — потоки приходящей и уходящей коротковолновой и длинноволновой радиации на верхней границе атмосферы, 2 — энергообмен между полярной шапкой и умеренными и низкими широтами в системе атмосферной циркуляции, 3 — энергообмен между атмосферой и подстилающей поверхностью, 4 — энергообмен в системе океанической циркуляции, включая поток скрытого тепла в виде льда, 5 — изменение энергетического баланса атмосферы полярной шапки.

a — свободная ото льда поверхность океана, *b* — поверхность суши, *v* — морской лед.

Выполненные к настоящему времени оценки показывают, что горизонтальный поток тепла в системе атмосферной циркуляции эквивалентен потоку энергии порядка $70\text{--}100 \text{ Вт/м}^2$ [27]. В то же время, по данным Вовинкеля и Орвига [27, 30], океаническая адвекция тепла составляет в пересчете на поток энергии с единицы поверхности около $5,3 \text{ Вт/м}^2$. Таким образом, океаническая адвекция тепла составляет не более 7% от переноса тепла атмосферной циркуляцией.

По данным различных авторов, вынос льда в умеренные широты, где лед тает, составляет около $2000 \text{ км}^3/\text{год}$. В пересчете на поток скрытого тепла со всей поверхности Арктического бассейна это эквивалентно величине $2 \cdot 10^{11} \text{ Вт}$. Таким образом, океанические районы умеренных и низких широт являются как источни-

ком переносимого явного тепла, так и источником, покрывающим затраты энергии на таяние льда.

Полярные районы в холодную половину года являются исключительно интенсивными зонами стока энергии. Вследствие выхолаживания в зимнее время полярная атмосфера теряет не менее 100—150 Вт/м² [20, 22, 23, 25—27]. Таким образом, горизонтальные потоки тепла в атмосфере, а тем более в океане не компенсируют потери тепла вследствие выхолаживания атмосферы полярных районов. Именно в холодное время существенным источником энергии для полярной атмосферы является поток энергии

Таблица 1

Оценка членов уравнения теплового баланса (кал/(см²·сутки)) для различных поверхностей (вода и лед)

Месяц	Вода					Лед		
	Турбулентный поток тепла	Поток скрытого тепла	Длинноволновое противозлучение атмосферы	Уходящее длинноволновое излучение системы Земля—атмосфера	Коротковолновая радиация, поглощаемая атмосферой	Турбулентный поток тепла	Поток скрытого тепла	Длинноволновое излучение
XII	486	114	56	34	—	17	4	52
I	466	101	48	30	—	18	2	45
II	811	175	62	23	—	21	3	54
III	571	122	58	29	—	20	3	56
VII	16	5	24	39	128	19	7	32

из океана. Этот поток направлен из океана в атмосферу и достигает максимальных значений. В теплое полугодие он менее существен и имеет, как правило, обратный знак,

Указанная компонента теплового баланса испытывает существенные колебания в зависимости от типа подстилающей поверхности и ее состояния. В холодную половину года при больших перепадах температуры вода — воздух турбулентные потоки явного тепла из океана в атмосферу могут достигать нескольких сотен Вт/м². В то же время надо льдом эти потоки в 20—40 раз меньше. По данным Ю. П. Доронина [9, 10], турбулентный поток тепла в декабре надо льдом составляет 27 кал/(см²·сутки) и направлен из атмосферы к подстилающей поверхности. Над открытой водной поверхностью он составляет около 660 кал/(см²·сутки) и направлен из океана в атмосферу. В январе, феврале и марте эти цифры составляют соответственно 40 и 73, 27 и 75, 23 и 66 кал/(см²·сутки). В июле эти потоки сопоставимы между собой и составляют около 10 кал/(см²·сутки) [10].

В табл. 1 приведены средние оценки составляющих уравнения теплового баланса надо льдом и водой по данным С. Орвига [18].

Из приведенных оценок легко видеть, что турбулентный приток тепла над водой в холодное время существенно превышает все остальные потоки тепла и в несколько десятков раз превышает потоки над льдом. Существенно большая роль в тепловом балансе принадлежит также уходящему длинноволновому излучению подстилающей поверхности и системы Земля — атмосфера.

В работах [21, 22] были опубликованы карты, характеризующие географическое распределение отдельных составляющих теплового баланса системы Земля — атмосфера и подстилающей поверхности для северной полярной области. Более полные данные о составляющих теплового баланса подстилающей поверхности северной полярной области были получены В. П. Хролом [21].

Из приведенных оценок видно, сколь существенна роль участков, свободных ото льда, в теплообмене между океаном и атмосферой в холодное время года. Однако следует заметить, что в холодное время года сама площадь районов, свободных ото льда, резко сокращается.

В табл. 2 приведены средние данные по Орвигу [18, 30], характеризующие свободную ото льда поверхность. (Для летних месяцев указанные в скобках цифры следует считать малодостоверными из-за больших пространств льда, покрытых талой водой.)

Таблица 2

Относительная площадь участков, свободных ото льда,
для Арктического бассейна

Месяц	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III
Площадь, свободная ото льда, %	5	5	(27,5)	(49)	11	3	3	3	3	2	2

Из сопоставления данных табл. 1 и 2 легко видеть, что хотя площадь поверхности, свободной ото льда, в холодное время года составляет несколько процентов, с этой площади обеспечивается такой же или существенно больший поток тепла в атмосферу, чем со всего Арктического бассейна. Этот факт имеет климатическое значение и в то же время оказывает влияние на более короткопериодные изменения атмосферных процессов. Особенно интенсивен этот теплообмен в незамерзающих акваториях арктических и прилегающих к ним морей.

Однако все приводимые в литературе оценки основываются преимущественно на данных расчетов. В лучшем случае для этих целей используются экспериментальные данные градиентных наблюдений.

Так, в программе Айджекс был запланирован эксперимент «Полынья». Информация о ней и некоторые научные результаты опубликованы в [29]. Специальная программа «Полынья» была осуществлена канадскими учеными [30].

В настоящее время появились возможности для прямых измерений турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения

и прямых методов измерения радиационных потоков тепла. Серия статей настоящего сборника освещает результаты этих измерений и их сопоставления с теоретическими моделями и методами расчета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П. Некоторые проблемы численного экспериментирования взаимодействия атмосферы и океана с учетом полярных льдов. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1974, вып. 43—44, с. 6—17.
2. Борисенков Е. П. Некоторые механизмы взаимодействия при штормовых условиях погоды, — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1974, вып. 43—44, с. 61—70.
3. Борисенков Е. П. Программа исследований глобальных атмосферных процессов (ПИГАП). — «Метеорология и гидрология», 1974, № 12, с. 114—117.
4. Борисенков Е. П., Кузнецов М. А. К теории тепло- и влагообмена атмосферы и океана при штормовых условиях погоды. — «Метеорология и гидрология», 1976, № 5, с. 18—26.
5. Борисенков Е. П., Трешников А. Ф. Полярный эксперимент «Проблемы Арктики и Антарктики», 1971, вып. 38, с. 8—13.
6. Борисенков Е. П., Трешников А. Ф. О роли полярных районов в проблеме глобальных исследований циркуляции атмосферы и океана. — «Труды ААНИИ», 1970, т. 298, с. 5—21.
7. Бортковский Р. С., Бютнер Э. К., Малевский-Малевич С. П., Преображенский Л. Ю. Процессы переноса вблизи поверхностей раздела океан — атмосфера. Под ред. А. С. Дубова. Л., Гидрометеиздат, 1974, с. 239.
8. Бортковский Р. С. О механизме взаимодействия океана и атмосферы при шторме. — «Труды ГГО», 1972, вып. 282, с. 187—194.
9. Доронин Ю. П. Тепловое взаимодействие атмосферы и океана в Арктике. Л., Гидрометеиздат, 1969. 299 с.
10. Доронин Ю. П. Влияние ледяного покрова на теплообмен атмосферы с океаном. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1974, вып. 43—44, с. 52—60.
11. Зилитинкевич С. С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1970. 292 с.
12. Китайгородский С. А. Физика взаимодействия атмосферы и океана. Л., Гидрометеиздат, 1970. 284 с.
13. Краус Е. Б. Взаимодействие атмосферы и океана. Пер. с англ. Под ред. А. С. Дубова, Э. К. Бютнер. Л., Гидрометеиздат, 1976. 295 с.
14. Климат полярных районов. Сб. статей под ред. С. Орвига. Перевод с англ. Под ред. Е. П. Борисенкова. Л., Гидрометеиздат, 1973. 443 с.
15. Лайхтман Д. Л. Закономерности физических процессов пограничного слоя атмосферы в Арктике. — В кн.: Современные проблемы метеорологии приземного слоя воздуха. Л., Гидрометеиздат, 1958, с. 26—60.
16. Лайхтман Д. Л., Ключникова Л. А. Роль разводов в тепловом балансе Арктики. — «Труды ГГО», 1957, вып. 69, с. 77—79.
17. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1970. 270 с.
18. Орвиг С. К проблеме трансформации воздушной массы над польнями. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1974, вып. 43—44, с. 161—164.
19. Советская программа исследования глобальных атмосферных процессов (ПИГАП). М., Изд-во МСГГ, 1973. 200 с.
20. Трешников А. Ф., Борисенков Е. П., Волков Н. А., Никифоров Е. Г. Американский проект «Объединенный эксперимент по изучению динамики Арктических льдов (Айджекс)» — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1971, вып. 38, с. 14—21.
21. Хрол В. П. Обмен энергией между океаном и атмосферой в Северной полярной области. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1974, вып. 43—44, с. 78—83.

22. Borisenkow Ye. P., Chernukhin M. Sh. Estimation of the energy balance elements of the polar zone of the northern hemisphere (north of 50°N). Proc. JAMAP/JAPSO/SCAR/WMO Sympos. Moscow 3—5 August. 1971.—In: WMO N 361. Geneva, 1973.
23. Climate of the Arctic. Twenty-fourth Alaska Science Conference. August 15 to 27 1973. Fairbanks, Alaska, 1975. 436 p.
24. Global Atmospheric Research Programme (GARP). Report of the Study Conference held at Stockholm, 28 June—11 July 1967. ICSU/IUGG/COSPAR/WMO, Geneva, 1967, 65 p.+appendixs.
25. Oort A. H. Year-to year variation in the energy balance of the arctic atmosphere.—„Journ. Geophys. Research”, 1974, vol. 79, N 9.
26. Parameterization of sub-grid scale processes. Rep. of the JOC Study Group. Conference in Leningrad 20—27 March 1972.—In: GARP Publ. Ser. N 8. Oct. 1972.
27. The Polar Experiment. Polex. A Polar sub-programme for the global atmospheric research program. Seattle March 1976. 94 p.
28. The physical basis of climate and climate modelling.— In: GARP Publ. Ser. N 16. ICSU/WMO April 1975. Geneva. 265 p.
29. Maykut G. A., Thorndike A. S., Untersteiner N. Aidjex scientific plan. Aidjex bulletin N 15. [s.a.] p. 40—41.
30. Vowinckel E., Orvig S. EBBA—An energy budget programme. McGill Univ. Publ. Meteorol. N 105. 1972, 50 p.+appendix.

*Е. П. Борисенков, С. И. Грушин, Г. А. Заблоцкий,
А. П. Махитас, Л. Ю. Преображенский*

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ АРКТИКИ

В связи с развитием в последние годы расчетных и прогностических моделей атмосферной циркуляции появилась необходимость более детального изучения сложных и тонких механизмов взаимодействия атмосферы с подстилающими поверхностями различных типов. Особый интерес такие исследования имеют для малоизученной и своеобразной по структуре поверхности Арктического бассейна. Происходящие здесь вблизи сложной границы раздела вода — лед — воздух физические процессы обмена тепловой и механической энергией играют решающую роль в формировании пограничных слоев по обе стороны от границы раздела и оказывают влияние на крупномасштабные процессы, происходящие во всем северном полушарии. Это влияние проявляется не только в общей изменчивости ледовитости, но и в ряде трудноучитываемых процессов, явно не связанных с глобальной изменчивостью атмосферных явлений.

К таким процессам относится, например, влияние разводов и полыней на энергообмен. Появление и исчезновение в ледяном покрове трещин, разводов и полыней должно вызывать вследствие значительного контраста температур вода — воздух заметный приток тепла в атмосферу. Возникновение разломов ледяной поверхности вызывается различными причинами: дрейфом ледяных полей под действием ветра и морских течений, подвижками льда вследствие сжатия и разряжения ледяных полей под действием ветра не только над данным районом, но и на значительном удалении, появлением «приливных» трещин при прохождении волн прилива и т. п. Большую роль в процессе образования трещин и разводов играет пространственная изменчивость шероховатости или аэродинамического сопротивления подстилающей поверхности, связанная с изменчивостью зон торошения льда, которая в свою очередь зависит от особенностей распределения льда различных возрастных форм, т. е. от предыстории формирования ледяного покрова в данном районе. Кроме того, исследование коэффициента сопротивления само по се-

бе представляет большой интерес, поскольку он является основной аэродинамической характеристикой подстилающей поверхности.

Поэтому программой экспедиционных работ ГГО и ААНИИ в Центральном Арктическом бассейне предполагалось выполнение комплекса наблюдений над ледяными полями и над разводами с целью получения экспериментальных данных о характеристиках обмена теплом и количеством движения между морем и атмосферой.

Экспедиционные работы выполнялись в октябре — декабре 1974 г. на дрейфующей научной станции «Северный полюс-22», находившейся в этот период вблизи Полюса относительной недоступности.

Таблица 1

Комплекс наблюдений и аппаратура

Вид измерений	Прибор	Порядок наблюдений	Исполнитель, начало наблюдений
Основная площадка			
Градиентные измерения средней скорости ветра на высотах 12, 9, 6, 4, 2, 1, 0,5, 0,25 м	Электроконтактные анемометры АК-2	Непрерывно в течение серии с осреднением за 30 мин	ГГО 31 X
Градиентные измерения температуры воздуха на высотах 12, 9, 6, 4, 2, 1, 0,5, 0,25 м	Термоградиентная установка Д. Ф. Тимановского [1]	То же	ГГО 4 XI
Контрольные измерения температуры воздуха на высотах 0,5 и 2 м	Психрометр Ассмана	2 отчета в час	ГГО 31 X
Радиационный баланс	Балансомер Ю. Д. Янишевского	То же	ГГО 31 X
Восходящая и нисходящая длинноволновая радиация	Радиационный термометр [4]	"	ГГО 2 XI
Температура поверхности	Радиационный термометр, почвенный термометр	"	ГГО 3 XI
Прямые измерения турбулентного потока тепла на уровне 1,5 м	Акустический анемометр и микротермометр	Непрерывно с осреднением 8 мин	ГГО 2 XII
Измерения пульсаций продольной составляющей скорости ветра в слое 0,1—2 м	Термоанемометр [5]	Отдельные записи	ГГО 18 XI
Дополнительная площадка			
Градиентные измерения средней скорости ветра на высотах 6, 4, 2, 1, 0,5, 0,25 м	Электроконтактные анемометры АК-2	Непрерывно с осреднением за 30 мин	ААНИИ 19 XI
Градиентные измерения температуры воздуха на высотах 6, 4, 2, 1, 0,5, 0,25 м	Термоградиентная установка ААНИИ	То же	ААНИИ 19 XI
Радиационный баланс	Балансомер Ю. Д. Янишевского	"	ААНИИ 19 XI
Температура поверхности	ММТ-4	"	ААНИИ 19 XI

В экспедиции принимали участие сотрудники ГГО Л. Ю. Преображенский (руководитель работ), А. В. Гроссман, С. И. Грушин, А. С. Луштак и сотрудники ААНИИ Г. А. Заблоцкий и А. П. Макшас.

Дрейфующая станция СП-22 располагалась на плавучем «ледяном острове» с толщиной льда 20—25 м. Поверхность острова ровная, без значительных возвышений. В период наблюдений остров

был окружен слабостороненным сплошным припаем. Вдоль береговой черты располагалась гряда торосов высотой до 2—3 м и шириной до 40 м.

В соответствии с поставленными задачами была выбрана следующая методика проведения наблюдений. Чтобы получить данные о строении приземного слоя над ровным многолетним льдом и над припаем, а в случае подвижек льда и над разводьем, место для наблюдений было выбрано на северном побережье острова в районе с наибольшей вероятностью появления разводий. Основная площадка для наблюдений была разбита в 150 м от бе-

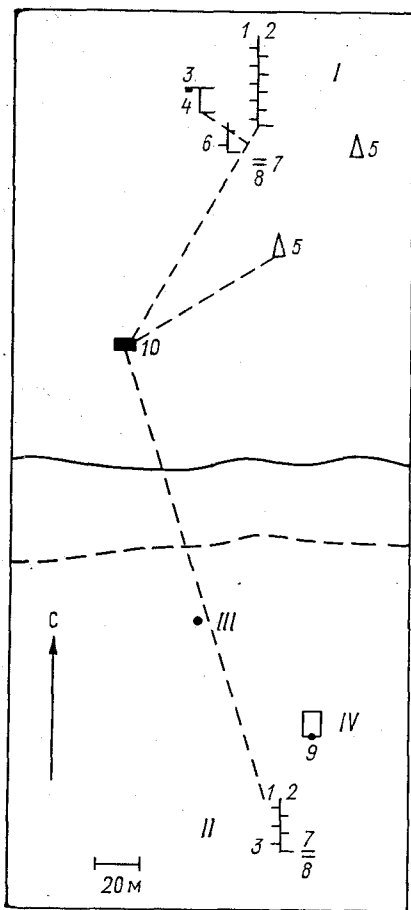


Рис. 1. Схема расположения метеоплощадки и размещения приборов.

I — основная площадка, *II* — дополнительная площадка на припае, *III* — положение дополнительной площадки во время серии № 7, *IV* — искусственная полынья.

1 — градиентные измерения скорости ветра, *2* — градиентные измерения температуры воздуха, *3* — радиационный баланс, *4* — радиационный термометр, *5* — места проведения пульсационных измерений, *6* — психрометр Ассмана, *7* — термометры для измерения температуры поверхности, *8* — термометры для измерения температуры в толще льда, *9* — расположение приборов при проведении измерений над полыньей, *10* — «домик ГГО». Сплошной линией показан берег ледяного острова, пунктиром — северная граница гряды торосов.

реговой черты и в 400 м от лагеря. Регистрирующая аппаратура располагалась в стандартном жилом домике размерами 2,5×5 м и высотой 2,5 м, установленном в 40 м от береговой черты. Здесь же размещались участники экспедиции. С юго-восточного до западного направления площадка открыта для ветров, дующих над ровной поверхностью ледяного острова. Северная половина горизонта

открыта для ветров с припая. На припаяе в 200 м от берега была устроена дополнительная площадка.

Сведения о комплексе наблюдений, о применявшейся аппаратуре и исполнителях отдельных разделов приведены в табл. 1. Кроме того, в комплекс наблюдений на обеих площадках входили измерения перепадов температуры во льду в слое 0,5 м с помощью термомпар. Расположение площадок и приборов на площадках показано на рис. 1.

Для измерения градиентов температуры воздуха на основной площадке применялась полуавтоматическая термоградиентная установка Д. Ф. Тимановского [1]. Установка позволяет непрерывно регистрировать градиенты температуры и влажности

относительно опорного уровня 2 м. В качестве чувствительных элементов применены медные термометры сопротивлением с сопротивлением 500 Ом при 20°C. Поскольку во время проведения работ температура воздуха была низкой (—15, —40°C), от измерения влажности

психрометрическим методом пришлось отказаться. Таким образом, температура воздуха на каждом уровне измерялась двумя термометрами. Постоянная времени термометров составляет около 30 с, время цикла регистрации показаний термометров 2 мин, погрешность измерения градиентов температуры $\pm 0,05^\circ\text{C}$. Термоградиентная установка была смонтирована на градиентной мачте высотой 13 м. Здесь же были установлены контактные анемометры для измерения градиентов скорости ветра.

Приборы для измерения радиационных характеристик устанавливались в 30 м от основной мачты. Датчики пульсационной аппаратуры были смонтированы на переносных стойках. Это позволяло легко менять место наблюдений и производить измерения как на ледяном острове, так и на припаяе.

Комплекс аппаратуры для измерения потоков тепла и влаги обеспечивает измерение пульсаций вертикальной составляющей скорости ветра w , пульсаций температуры T и влажности ρ_H воздуха и вычисление среднего за время от 1 до 8 мин значения сигналов от преобразователей, а также среднего значения произведений этих сигналов Tw и $\rho_H w$. В соответствии с решаемыми задачами аппаратура состоит из следующих узлов (рис. 2): ультразвукового преобразователя вертикальной составляющей скорости ветра $УА$, преобразователя пульсаций температуры воздуха $ПТ$, преобразователя пульсаций влажности воздуха $ПГ$, прибора обработки $ПО$, самописца $НЗ27/5$, блока питания $БП$.

Чувствительные элементы преобразователей установлены на общем основании, которое крепится к стойке на высоте 0,5—1,5 м,

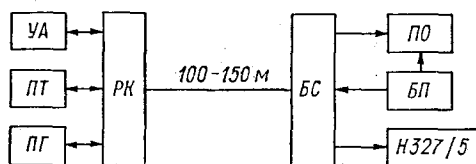


Рис. 2. Блок-схема аппаратуры для измерения потоков тепла и влаги.

и соединяются с блоками преобразователей кабелями длиной 7 м. Связь *УА*, *ПТ*, *ПГ* с самописцем и источником питания осуществляется через распределительную коробку *РК* со стороны датчиков и блок согласования *БС* со стороны прибора обработки. С помощью *РК* цепи питания и выходные цепи датчиков подключаются к общему кабелю. Блок согласования, кроме коммутации цепей, обеспечивает контроль состояния датчиков с помощью встроенных стрелочных приборов. Девятнадцатизильный кабель длиной 100 м между *РК* и *БС* позволяет устанавливать аппаратуру обработки и регистрации в помещении. При работе в районе искусственной поляны длина кабеля была увеличена до 150 м.

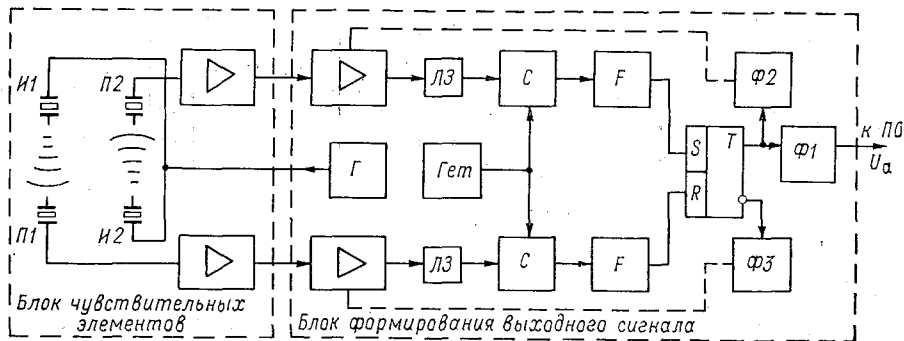


Рис. 3. Блок-схема ультразвукового анемометра.

Комплекс аппаратуры основан на идеях и конструктивных разработках [2]. В отличие от аппаратуры, описанной в работе [2], в примененном комплексе использован малоинерционный платиновый термометр сопротивления, введена трехдиапазонная система отсчетов результатов обработки, для повышения стабильности работы особенно в тяжелых климатических условиях изменены отдельные блоки. Вследствие недостаточной при низких температурах чувствительности гигрометра измерение пульсаций влажности и турбулентных потоков влаги в выполнявшихся экспериментах не производилось.

Чувствительным элементом пульсационного термометра является тонкая платиновая проволока диаметром 13 мкм с сопротивлением $R_0 = 223$ Ом при температуре воздуха 273 К. Блок-схема термометра рассмотрена в статье С. М. Персина [3]. Термометр имеет два выходных сигнала; напряжение в диапазоне ± 4 В, пропорциональное пульсациям температуры, подается на самописец, а частота следования импульсов тока в диапазоне 500—2500 Гц поступает в *ПО*. Возможность изменения чувствительности обеспечена путем включения перед преобразователем напряжения в частоту дополнительного усилительного каскада с переключателем для установки коэффициента усиления. При замкнутом переключателе диапазон

измерения составляет ± 2 К, при разомкнутом переключателе $\pm 0,5$ К. Чувствительность датчика 2 В/К и 850 Гц/К при замкнутом переключателе, 9 В/К и 3820 Гц/К при разомкнутом переключателе.

В фазовом акустическом анемометре используется зависимость времени распространения ультразвука от излучателя к приемнику от скорости переноса массы воздуха. Блок-схема анемометра изображена на рис. 3.

В качестве источников *И1*, *И2* и приемников *П1*, *П2* ультразвука применены одинаковые пьезокерамические элементы с резонансной частотой 205 кГц. Излучатели питаются от генератора *Г*. Сигнал от приемников после предварительного усиления поступает на входы резонансных усилителей блока формирования выходного сигнала. Напряжение с выхода усилителей через регулируемые линии задержки подается на смесителя *С*. Частота гетеродина *Гет*, управляющего *С*, отличается от частоты генератора на 2—3 кГц. Соответственно частоту 2—3 кГц имеет сигнал на выходе смесителя. Фаза этого сигнала определяется фазой напряжения от линии задержки *ЛЗ*. Формирователи *Ф* преобразуют синусоидальные сигналы на входах в последовательности импульсов, действующих на установочные входы триггера *Т*. Время, в течение которого *Т* находится в состоянии «0» или «1», определяется сдвигом между моментами поступления импульсов на входы *Т*, т. е. разностью фаз напряжения от приемников *П1* и *П2*. Напряжение от *Т* через фильтр низких частот $\Phi 1$ поступает на выход анемометра.

Для установки начальной разности фаз между последовательностями импульсов на входе *Т* используются регулируемые линии задержки *ЛЗ*. Кроме того, предусмотрена возможность автоматической обработки медленно меняющейся составляющей разности фаз путем передачи сигналов обратной связи от *Т* на резонансные усилители через сглаживающие фильтры $\Phi 2$, $\Phi 3$ с большой постоянной времени (до 400 с). Сигнал обратной связи меняет настройку резонансного контура усилителя, в результате чего возникает дополнительный сдвиг фаз между входным и выходным напряжениями.

Напряжение на выходе анемометра пропорционально сдвигу фаз $\Delta\varphi$ между сигналами от приемников *П1* и *П2*

$$U_a = k_a \frac{\Delta\varphi}{2\pi} = \frac{2k_a d f_a}{c_{зв}^2} \omega = \frac{2k_a d f_a}{\gamma p} \rho \omega,$$

где U_a — напряжение на выходе анемометра, k_a — коэффициент пропорциональности, d — расстояние между излучателем и приемником, f_a — частота излучения, $c_{зв}$ — скорость распространения звука, p — атмосферное давление, γ — отношение теплоемкостей воздуха при постоянном давлении и постоянном объеме, ρ — плотность воздуха, ω — вертикальная составляющая скорости воздуха.

Выходное напряжение анемометра пропорционально скорости и плотности воздуха и обратно пропорционально атмосферному

давлению. При $p=1000$ мбар чувствительность анемометра составляет $8,6 \text{ В} \cdot \text{см}^2 \cdot \text{с/г}$, если измеряет произведение ρw или от 1,0 до $1,25 \text{ В} \cdot \text{с/м}$ при измерении скорости воздуха.

Поток тепла через площадку единичной площади можно вычислить по формуле

$$H_0 = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} Q w dt = \frac{c_p}{\tau} \int_0^{\tau} T \rho w dt,$$

где Q — теплосодержание единичного объема воздуха, T — температура, а c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении. Для составляющей потока тепла, обусловленной турбулентным перемешиванием, можно записать

$$H_T = \frac{c_p}{\tau} \int_0^{\tau} (T - \bar{T}) (\rho w - \overline{\rho w}) dt.$$

Здесь

$$\bar{T} = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} T dt; \quad \overline{\rho w} = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} \rho w dt.$$

Последняя формула показывает, что, в случае когда имеются нецентрированные значения величин T и ρw , H_T можно определить как разность среднего значения произведений этих величин и произведения средних значений T и ρw . Такой прием вообще неизбежен при обработке одновременно с экспериментом, так как средние значения известны лишь в конце периода интегрирования. Кроме того, он оказывается полезным при технической реализации прибора обработки ПО, поскольку позволяет не думать о среднем значении показаний термометра и анемометра.

Прибор обработки обеспечивает вычисление пяти интегралов:

$$\frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} T dt; \quad \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} T \rho w dt; \quad \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} \rho w dt; \quad \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} \rho_n dt; \quad \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} \rho_n w dt.$$

Результат интегрирования накапливается в двоичных счетчиках. Считывание состояния счетчиков производится после окончания интервала интегрирования с помощью преобразователя код—напряжение. Для повышения точности отсчетов состояние каждого счетчика определяется в три этапа: сначала четыре старших разряда, затем три следующих и пять младших разрядов. Частота поступления импульсов в счетчики пропорциональна величинам, стоящим под знаком интеграла.

От датчиков температуры и влажности в ПО передаются сигналы в виде частоты следования импульсов, а от анемометра—в виде напряжения, которое в ПО преобразуется в длительность импульса. Частота преобразования задается камертонным генератором. На время включения преобразователя напряжения в длительность

импульса разрешается поступление на входы двух счетчиков импульсов от термометра и гигрометра. Таким образом определяются интегралы произведений $T\rho\omega$ и $\rho\pi\omega$. Для вычисления среднего значения сигнала от анемометра тот же промежуток времени заполняется импульсами от камертонного генератора частотой 1,5 кГц. Время интегрирования может изменяться от 30 с до 8 мин. Расчет потока тепла выполняется по формуле

$$H_T = k \left(\frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} T \rho \omega dt - \frac{1}{36 \tau^2} \int_0^{\tau} \rho \omega dt \int_0^{\tau} T dt \right).$$

Поскольку результат интегрирования получается в делениях шкалы прибора преобразователя код—напряжение, коэффициент k , учитывающий чувствительность преобразователя напряжения в длительность импульса и другие характеристики ПО, имеет размерность «поток/деление»; $k=0,32$ кал/(см²·мин·дел) и $k=0,07$ кал/(см²·мин·дел) при чувствительности термометра соответственно 850 и 3820 Гц/К.

Пульсации продольной составляющей скорости ветра измерялись термоанемометрами с платиновой нитью диаметром 13 мкм. Измерения производились в слое 0,1—1,5 м (уровни 0,1, 0,7, 1,5 м). В качестве регистратора использовался пятиканальный самописец НЗ27/5. В тех случаях, когда производились измерения пульсаций вертикальной составляющей скорости ветра и пульсаций температуры, один из термоанемометров устанавливался в 10 см от акустического анемометра.

На дополнительной площадке (см. рис. 1) была установлена специально сконструированная передвижная градиентная мачта высотой 6 м. Мачта была закреплена на полозьях, что позволяло быстро перемещать приборы на новое место измерений или эвакуировать на остров в случае разлома припайного льда. Здесь измерения температуры воздуха на 6 уровнях производилось с помощью термоградиентной установки ААНИИ. В качестве датчиков в установке использовались аспирационные психрометры ЭПГ-70 (чувствительные элементы—термисторы ММТ-4). Регистрация всех метеорологических характеристик, кроме скорости ветра, производилась модернизированным прибором КСП-4. Изменение схемы последнего позволило на одном приборе регистрировать показания датчиков, имеющих своим выходом сопротивление (термисторы) и напряжение (радиационный баланс). Вследствие малого значения сигнала от балансомера чувствительность регистратора была повышена на порядок. Для увеличения разрешающей способности прибора при измерении температуры воздуха весь диапазон измерения температур (—10, —40°С) был разбит на три поддиапазона с автоматическим их переключением. Это дало возможность измерять температуру в пределах —10, —30 и —20, —40°С с разрешением 0,1°С. Регистрация сигналов от каждого датчика производилась через 144 с.

Работы на основной и дополнительной площадках проводились сериями длиной от суток и более непрерывных наблюдений. В табл. 2 приводятся сведения об объеме выполненных работ. Было выполнено 10 серий наблюдений, причем результаты измерений на дополнительной площадке в сериях 7 и 9 не вошли в обработку,

Таблица 2

Характеристика серий наблюдений

Номер серии	Дата, время		Длительность измерений, ч	Площадка	Примечание
	начала серии	конца серии			
1	31 X 02 ч 00 мин	1 XI 02 ч 00 мин	24	Основная	
2	2 XI 02 ч 00 мин	2 XI 14 ч 30 мин	12	"	
3	4 XI 05 ч 30 мин	4 XI 18 ч 00 мин	12,5	"	
4	9 XI 08 ч 30 мин	11 XI 01 ч 30 мин	41	"	
5	12 XI 08 ч 00 мин	13 XI 11 ч 00 мин	27	"	
6	19 XI 03 ч 00 мин	22 XI 06 ч 00 мин	75	Основная и дополнительная	
7	29 XI 11 ч 00 мин	2 XII 15 ч 00 мин	76	Дополнительная	Наблюдения проводились в 40 м от гряды торосов (точка № 2)
8	2 XII 15 ч 00 мин	4 XII 14 ч 30 мин	47,5	Основная и дополнительная	С 5 ч 2 XII проводились наблюдения над искусственной польней (точка № 3)
9	5 XII 07 ч 00 мин			Дополнительная	Приборы вынесены на гряде торосов
10	8 XII 06 ч 20 мин	12 XII 11 ч 00 мин	101	Основная и дополнительная	Наблюдения проводились с часовым осреднением

так как в первом случае градиентная мачта располагалась в зоне влияния гряды торосов, а во втором — была установлена на самой гряде.

Погодные условия во время проведения работ характеризовались следующим: температура воздуха менялась от -15 до -40°C , скорость ветра во время измерений составляла $1-14$ м/с, влажность воздуха была небольшой $e=0,5-1,0$ мбар.

Программой наблюдений предусматривалось исследование влияния польней и разводий на процессы, происходящие в приземном

слое атмосферы Арктики. Такие измерения производились с 28 ноября по 2 декабря над разводьем, образовавшимся на припае в 1,5 км от лагеря. Наблюдения здесь проводились по сокращенной программе из-за удаленности от базы. Более детальные наблюдения были выполнены над искусственной полыней во время серии № 8 2—4 декабря. Подробные сведения о методике постановки измерений и полученных результатах приведены в [6].

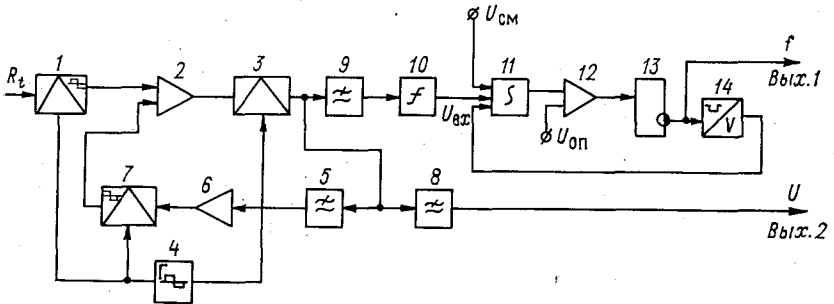
В заключение авторы приносят глубокую благодарность начальнику дрейфующей станции СП-22 П. Т. Морозову за помощь в работе и ценные консультации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тимановский Д. Ф. Полевой прибор для полуавтоматического измерения профилей температуры. — «Метеорология и гидрология», 1971, № 4, с. 105—108.
2. Комплекс аппаратуры для измерения турбулентных потоков тепла и влаги в приземном слое атмосферы. Л., Гидрометеоиздат, 1976. 68 с. Авт.: Ю. А. Пещанский, М. Н. Яккер, Л. А. Кащенко, Б. А. Дмитриев.
3. Перси С. М. Пульсационный термометр. — См. наст. сб.
4. Малевский-Малевиц С. П. Методика радиационных измерений температуры водной поверхности. — «Труды ГГО», 1966, вып. 206, с. 106—124.
5. Преображенский Л. Ю. Некоторые характеристики воздушного потока в нижнем слое атмосферы над морем. — «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1968, т. 4, № 9, с. 994—999.
6. Борисенков Е. П., Макштас А. П., Преображенский Л. Ю. Опыт экспериментального исследования влияния полыней и разводий на энергообмен моря с атмосферой в высоких широтах. — См. наст. сб.

ПУЛЬСАЦИОННЫЙ ТЕРМОМЕТР

Наиболее простым методом измерения пульсаций температуры является терморезисторный. Известные трудности здесь представляет только получение малой инерционности датчика при условии его достаточной механической прочности и устойчивости к агрессивному воздействию исследуемой газовой среды. Нередко для обеспечения нужной полосы пропускания используются различные методы коррекции динамических характеристик датчика (использование двух приборов, коррекция по производной и т. д.) [1, 2]. Однако такие схемы обычно сложны, недостаточно эффективны и уменьшают помехоустойчивость прибора.



Структурная схема пульсационного термометра

В качестве чувствительного элемента в описываемом приборе используется тонкая платиновая проволока, свободно намотанная между двумя легкими фторопластовыми кольцами, сидящими на одной оси. Сопротивление термометра порядка 250 Ом. Для повышения механической прочности и устойчивости к воздействиям среды, а также для уменьшения инерции и габаритов здесь представляет интерес точечный термометр из микропровода.

Структурная схема пульсационного термометра приведена на рисунке.

Термометр сопротивления включен в схему неравновесного моста 1. Выходное напряжение моста после усилителя переменного тока 2 поступает на демодулятор 3. Питание измерительного моста и управление демодулятором осуществляется напряжением прямоугольной формы с частотой порядка 2 Гц, получаемым с генератора 4. Постоянная составляющая напряжения с выхода демодулятора выделяется фильтром нижних частот 8 (с постоянной времени 3 мс) и поступает на выход прибора.

Для ограничения полосы пропускания устройства в области нижних частот, т. е. для исключения влияния низкочастотных составляющих температуры, используется инерционная цепь отрицательной обратной связи, включающая фильтр 5 с большой постоянной времени, повторитель 6 и модулятор 7 (управляемый напряжением с той же частотой). Устройства 9—14 представляют собой преобразователь напряжение-частота. Прибор имеет два выходных параметра: напряжение и частоту, пропорциональные пульсациям температуры.

Усилитель 3 имеет дифференциальный вход, на который подаются сигналы с двух плеч моста. Такая схема позволяет заземлить источник питания моста и датчик и уменьшить уровень помех. Напряжение питания моста — 2В, максимальное напряжение на выходе мостовой схемы для двух диапазонов измерения (± 2 и $\pm 0,5^\circ\text{C}$) порядка 1 и 0,25 мВ.

Усилитель 3 собран на двух микросхемах типа 1УТ401Б. Для стабилизации усиления в обоих каскадах используется глубокая отрицательная обратная связь. Общий коэффициент передачи усилителя и демодулятора K составляет 2500 (10 000), т. е. рабочий диапазон усилителя, соответствующий шкале прибора, около $\pm 2,5$ В. Линейность прибора обеспечивается в диапазоне ± 4 В.

Для получения высокого входного сопротивления (нужного при большой постоянной времени фильтра нижних частот 5) повторитель 6 собран на полевом триоде. Выходной сигнал с модулятора поступает на вход усилителя (сигнал обратной связи). В устройстве предусмотрены три режима работы: без обратной связи и с обратной связью при малой и большой постоянной времени цепи обратной связи (эта постоянная может регулироваться не только постоянной времени фильтра T , но и глубиной обратной связи β' ;

$$\beta(P) = \frac{\beta'}{1 + TP}$$

Передаточная функция усилителя с обратной связью в области низких частот выражается формулой

$$K_{oc}(P) = \frac{K}{1 + K\beta(P)} = \frac{K}{1 + K\beta'} \frac{1 + TP}{1 + \frac{T}{1 + K\beta'} P}$$

В режиме большой обратной связи $T \approx 2000$ с; при $K = 2500$ и $\beta' = 1/25$ нижняя граничная частота такого усилителя 0,01 Гц,

постоянная составляющая входного сигнала уменьшается в 100 раз (статическая ошибка 1%).

Преобразователь напряжение — частота работает следующим образом. Сигнал с выхода демодулятора 3 после фильтра нижних частот 9 (с постоянной времени 1 мс) и ограничителя 10 поступает на интегратор 11. Напряжение $U_{см}$ обеспечивает однополярность суммарного ($U_{вх} + U_{см}$) сигнала на входе интегратора. Когда напряжение на выходе интегратора достигает опорного уровня ($U_{оп}$), усилитель 12 выходит из состояния насыщения и запускает одновибратор 13. Под воздействием последнего формирователь 14 выдает экспоненциальный импульс с эталонным зарядом q , воздействующий на интегратор в сторону, обратную напряжению $U_{вх} + U_{см}$. В установившемся режиме заряд емкости интегратора напряжением $U_{вх} + U_{см}$ и ее разряд эталонными импульсами компенсируют друг друга, т. е. результирующая частота $f = K_1 \frac{U_{см} + U_{вх}}{q}$ линейно зависит от $U_{вх}$. На погрешность преобразования практически не влияют нестабильность $U_{оп}$ и постоянной времени интегратора и дрейф усилителя 12.

Интегрирующий усилитель 11 и усилитель 12 выполнены на схемах 1УТ401Б. Формирователь 14 не содержит усилительных элементов и собран на двух транзисторных ключах, переключающих образцовую емкость на заряд и разряд.

Приведем основные характеристики прибора. Диапазон измеряемых температурных пульсаций $\pm 0,5$ и $\pm 2^\circ\text{C}$, масштабный коэффициент по аналоговому выходу 5 и $1,25 \text{ В}/^\circ\text{C}$, масштабный коэффициент по частотному выходу 2800 и $700 \text{ Гц}/^\circ\text{C}$, диапазон температур от -50 до $+60^\circ\text{C}$; частотный диапазон (на уровне 0,7) 0,01—40 Гц.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шукшинов В. Е. Корректирующие звенья в устройствах измерения нестационарных температур. М., «Энергия», 1970.
2. Песчанский Ю. А., Яккер М. Н., Колценко Л. А., Дмитриев Б. А. Аппаратура для измерения турбулентных потоков тепла и влаги в приземном слое атмосферы. Л., Гидрометеозиздат, 1975.

Л. Ю. Преображенский

ОЦЕНКА СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРКТИКИ

Экспериментальное определение составляющих теплового баланса деятельных поверхностей различного типа и соотношения между этими составляющими при различных условиях необходимо для более полного учета процессов энергообмена на деятельной поверхности в задачах численного моделирования крупномасштабной циркуляции атмосферы. К настоящему времени выполнено большое количество теплораспределительных наблюдений над снежной и ледяной поверхностями в умеренных широтах. Применительно к северным полярным районам информации такого рода недостаточно. Специальные измерения вблизи границы раздела вода — лед — воздух, включающие градиентные, радиационные и пульсационные, малочисленны. Впервые такие измерения выполнялись сотрудниками ГГО и АНИИ в 1955—1956 гг. на дрейфующих станциях «Северный полюс-4» и «Северный полюс-5» [1—4]. Можно отметить экспериментальные работы, выполненные Г. Н. Яковлевым в центральной Арктике [4], С. Д. Смитом в различных пунктах Северного Ледовитого океана [5], Б. Хольмгреном в Баффиновом заливе [6], М. Т. Торпе и др. [7], и другие работы, выполненные в окраинных морях Арктики. Большая часть перечисленных работ производилась в весенне-летний период. Данных подробного исследования поведения составляющих теплового баланса в зимний период мало. Этот пробел в некоторой степени могут восполнить измерения, проводившиеся в октябре — декабре 1974 г. во время экспедиции ГГО на дрейфующей станции «Северный полюс-22». Полученные данные позволили оценить соотношения радиационных и турбулентных составляющих теплового баланса поверхности многолетнего льда в условиях полярной ночи.

В комплекс наблюдений входили градиентные измерения профилей ветра и температуры воздуха в слое от поверхности до 12 м; пульсационные измерения (вертикальная составляющая скорости ветра w' и температура воздуха T'), прямые определения турбу-

летного потока тепла $P' = -\overline{c_{\text{пр}} \omega' T'}$ на высоте 1,5 м, радиационные наблюдения: радиационный баланс и излучение земли и атмосферы (R , E_z и E_a), измерения температуры заснеженной поверхности радиометром и срочными термометрами. Более подробные сведения о комплексе наблюдений, расположении приборов, применявшейся аппаратуре и порядке измерений приводятся в [8].

Ниже рассматриваются результаты наблюдений на «основной» площадке, расположенной на ледяном острове толщиной около 20 м [8], с ровной, покрытой слоем плотного слежавшегося снега, поверхностью.

Таблица 1

Составляющие теплового баланса деятельной поверхности (октябрь — декабрь) в кал/(см²·мин) (средние значения за серию наблюдений)

Но- мер се- рии	Дата	P_0	R	$E_{z\phi}$	E_z	E_a	Ri	$T_1, ^\circ\text{C}$	u_{10} м/с	B
1	31 X—1 XI	-0,016	-0,054	—	—	—	0,018	-24,1	6,5	0,038
2	2 XI	-0,005	-0,048	—	—	—	0,005	-15,8	6,6	0,043
3	4 XI	-0,012	-0,054	0,080	0,305	0,225	0,004	-23,9	9,1	0,042
4	9—11 XI	—	-0,050	0,029	0,259	0,230	—	—	1,6	—
5	12—13 XI	-0,027	-0,049	0,080	0,295	0,215	0,005	-25,8	9,3	0,022
6	19—22 XI	-0,010	-0,052	0,062	0,253	0,191	0,067	-35,0	2,9	0,042
8	2—4 XII	-0,012	-0,044	—	0,263	—	0,058	-31,9	4,5	0,041
10	8—12 XII	-0,005	-0,020	—	0,281	—	0,023	-30,6	5,6	0,015

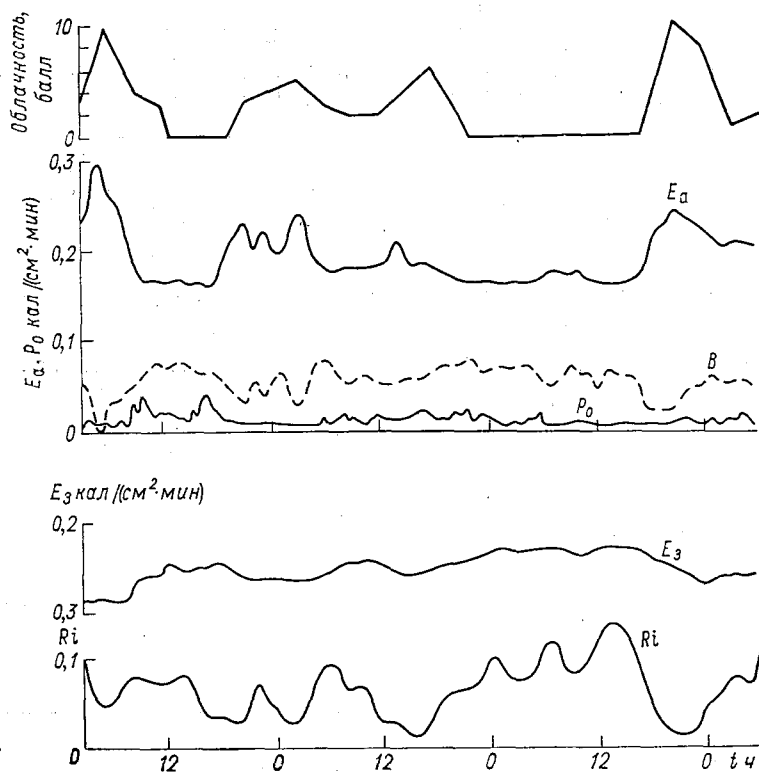
Наблюдения проводились при характерных для осенне-зимнего периода в Центральной Арктике условиях. Температура воздуха составляла -15 , -25°C в начальный период экспедиции и -30 , -45°C в конечный. Скорость ветра менялась в диапазоне 1 — 15 м/с. Абсолютная влажность воздуха за время наблюдений невелика и в среднем составляла $0,5$ — $1,0$ мбар. Термическая стратификация приземного воздуха в среднем устойчива. Диапазон изменения градиентного числа Ричардсона $Ri = \frac{g}{T} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} / \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 = 0 \div 0,2$. Здесь g —ускорение силы тяжести, T —абсолютная температура воздуха на уровне 1 м, dT/dz и du/dz —градиенты температуры и скорости ветра в слое от $0,5$ до $2,0$ м.

Все наблюдения проводились в условиях полярной ночи, т. е. при отсутствии коротковолновой солнечной радиации. В этом случае уравнение теплового баланса подстилающей поверхности в наиболее упрощенной форме имеет вид

$$E_z - E_a + P_0 + LE + B = 0. \quad (1)$$

Здесь E_a и E_3 — длинноволновое излучение атмосферы и деятельной поверхности, P_0 — турбулентный поток тепла, LE — затраты тепла на испарение, B — поток тепла в почву.

Длинноволновое излучение поверхности и атмосферы измерялось радиационным термометром с германиевым фильтром [9]. Полоса пропускания прибора 2—30 мкм. Измерения производились



Временной ход составляющих теплового баланса ледовой поверхности 19—22 ноября 1974 г. (серия № 6).

1—2 раза в час в середине часового срока наблюдений. В те же сроки определялись значения радиационного баланса по стандартному балансомеру Ю. Д. Янишевского. Средние за серию наблюдений значения радиационных компонент теплового баланса приведены в табл. 1.

При отсутствии коротковолнового излучения значения радиационного баланса R , полученные из измерений с помощью балансомера, должны совпадать с величиной $E_{\text{эф}} = E_a - E_3$, рассчитанной по данным радиометрических измерений. Из таблицы видно, что R и $E_{\text{эф}}$ отличаются приблизительно на 10—20%, причем показания

Составляющие теплового баланса подстиляющей поверхности ледяного острова в кал/(см²·мин)

Дата	Время мск, ч мин	R	E _{эф}	E _з	E _а	P ₀	Rl	T, °C	u ₁₀ м/с	Облачность, баллы
31 X	2 00—2 30					-0,012	0,023	-26,2	6,0	0/0
	3 00—3 30					-0,007	0,016	-26,2	5,9	0/0
	3 30—4 00							-26,1	5,5	
	4 00—4 30	-0,075						-26,3	5,7	
	4 30—5 00					-0,007	0,013	-26,2	5,7	
	5 00—5 00					-0,012	0,067	-26,2	5,7	
	5 30—6 00	-0,065				-0,006	0,027	-25,9	6,0	
	6 00—6 30					-0,019	0,021	-25,9	6,2	0/0
	6 30—7 00					-0,023	0,031	-25,7	6,5	
	7 00—7 30					-0,020	0,014	-25,8	7,0	
	7 30—8 00					-0,015	0,017	-25,8	6,5	
	8 00—8 30	-0,070				-0,016	0,026	-25,2	6,1	
	8 30—9 00					-0,000	0,000	-25,4	6,9	
	9 00—9 30					-0,020	0,019	-24,8	6,1	3/0 Ac tr.
	9 30—10 00					-0,017	0,014	-25,4	7,0	
	10 00—10 30					-0,017	0,015	-26,0	6,5	
10 30—11 00					-0,017	0,015	-25,9	6,2		
11 00—12 00					-0,006	0,037	-26,0	6,2		
12 00—12 30	-0,080				-0,000	0,000	-24,4	6,6	5/0 Ci, Ac tr.	
12 30—13 00					-0,015	0,004	-24,9	7,6		

Серия I

13 30—14 00	-0,063				-0,025	0,020	-24,8	7,0	2/0 Ci, Ac tr.
14 30—15 00	-0,073				-0,011	0,006	-25,1	6,4	
15 00—15 30	—				0	0	-26,5	5,8	
16 00—16 30	-0,060				-0,009	0,009	-26,4	6,0	
16 30—17 00	-0,010				0	0	-24,2	7,7	
17 00—17 30	-0,044				-0,011	0,005	-23,8	7,5	
17 30—18 00	-0,014				-0,015	0,010	-21,5	6,8	10/10 ≡
18 00—18 30	-0,057				-0,015	0,017	-21,7	6,4	
18 30—19 00	-0,053				-0,024	0,023	-22,0	6,9	
19 00—19 30	-0,062				0	0	-22,5	7,4	
19 30—20 00	-0,059				-0,020	0,026	-22,6	6,8	
20 00—20 30	-0,058				-0,018	0,024	-22,8	6,6	
20 30—21 00	-0,052				-0,091	0,009	-22,6	6,9	$\frac{10}{10}/\frac{10}{10} \equiv$
21 00—21 30	-0,052				-0,020	0,019	-22,2	6,9	
21 30—22 00	—				-0,028	0,016	-21,2	7,1	
22 00—22 30	-0,046				-0,020	0,014	-21,5	6,6	
22 30—23 00	—				-0,019	0,021	-21,3	7,0	
23 00—23 30	-0,044				-0,020	0,014	-21,4	6,9	0/0
23 30—00 00	-0,014				-0,020	0,019	-21,1	6,8	
00 00—00 30	-0,030				-0,014	0,019	-21,4	6,1	
00 30—01 00	-0,058				-0,020	0,019	-21,9	6,2	
01 00—01 30	—				-0,014	0,044	-22,0	5,8	
01 30—02 00	-0,042				-0,010	0,038	-22,5	5,8	
Серия 2									
2 00—2 30	-0,006				0	0	-14,6	8,4	
2 30—3 00	0				0	0	-15,2	8,2	$\frac{10}{10}/\frac{10}{10}$ St, Sc

1 XI

2 XI

Дата	Время мск, ч мин	R	$E_{эф}$	E_3	E_a	P_0	RI	T_1 °C	u_{10} м/с	Облачность, баллы
	3 00—3 30	0				0	0	-15,2	7,6	
	3 30—4 00	0				0	0	-15,1	7,5	
	4 00—4 30	0				0	0	-15,2	7,0	
	4 30—5 00	0				0	0	-15,1	7,2	
	5 00—5 30	0				0	0	-15,2	6,9	
	5 30—6 00	0				0	0	-15,2	6,4	10/10 Sc
	6 00—6 30	0				0	0	-15,3	6,4	
	6 30—7 00	0				0	0	-15,4	6,8	
	7 00—7 30	-0,006				0	0	-15,4	5,8	
	7 30—8 00					-0,010	0,019	-15,3	5,6	
	8 30—9 00					0	0,001	-15,0	5,6	10/10 Sc
	9 00—9 30	0				-0,005	0,005	-14,9	6,0	
	9 30—10 00	0				-0,005	0,002	-14,8	7,4	
	10 00—10 30	0				-0,007	0,011	-14,7	5,2	
	10 30—11 00	0				-0,010	0,015	-14,6	6,2	
	11 00—11 30					-0,020	0,008	-15,6	7,4	
	11 30—12 30	-0,090				-0,018	0,011	-16,6	6,8	
	12 30—13 00	-0,090				-0,017	0,012	-17,6	6,6	
	13 00—13 30					-0,008	0,008	-18,4	5,4	
	13 30—14 00					-0,006	0,019	-20,0	5,5	
	14 00—14 30					-0,007	0,010	-20,0	5,4	0/0
					Серия 3					
4 XI	5 30—6 30	-0,075	0,103	0,303	0,200	-0,010	0,006	-24,5	7,2	0/0
	6 30—7 00	-0,069	0,101	0,299	0,198	-0,015	0,008	-24,8	6,0	

 $\frac{10}{10} / \frac{10}{10} | Sc tr.$

7 00—730													7,2	0/0
7 30—8 00	-0,068	0,102	0,299	0,197	-0,013	0,010	-25,1						7,6	0/0
8 00—9 00	-0,069	0,102	0,298	0,196	-0,022	0,009	-25,2						8,1	0/0
9 00—9 30					-0,018	0,008	-25,1						8,4	
9 30—10 00	-0,068	0,103	0,360	0,197	-0,020	0,007	-24,9						8,4	
10 00—10 30					-0,010	0,006	-24,4						8,1	
10 30—11 00	-0,070	0,104	0,302	0,198	-0,023	0,004	-24,5						8,4	
11 00—11 30					-0,014	0,005	-24,1						9,2	
11 30—12 00	-0,078	0,111	0,301	0,190	-0,020	0,006	-24,0						8,8	
12 30—13 00	-0,077	0,109	0,299	0,190	-0,018	0,007	-24,1						8,7	
13 00—13 30					-0,015	0,005	-23,9						9,2	
13 30—14 00	-0,060	0,095	0,305	0,210	-0,015	0,005	-23,8						9,0	
14 00—14 30					-0,023	0,001	-23,5						10,4	
14 30—15 00	0	0,005	0,318	0,323	0	0	-23,2						10,0	7/0 Cl, Sc tr.
15 00—15 30	0				0	0	-22,8						11,7	
15 30—16 00					0	0	-22,8						11,6	
16 00—16 30	-0,022	0,032	0,317	0,285	0	0	-22,7						10,6	
16 30—17 00					0	0	-22,8						10,0	
17 00—17 30	+0,013	0,004	0,322	0,326	0	0	-22,6						11,5	
17 30—18 00					0	0	-22,7						10,5	<u>10/6</u> Ac, Sc
Серия 4														
9 XI	8 30—9 00	-0,056	0,072	0,253	0,181								2,6	
	9 00—9 30	-0,048	0,059	0,254	0,195								2,7	5/0 Cl
	9 30—10 00	-0,048	0,059	0,253	0,194								2,4	
	10 30—11 00	-0,048	0,059	0,253	0,201								2,2	
	11 30—12 00	-0,055	0,053	0,254									2,3	

Дата	Время мск, ч мин	R	E _{эф}	E _з	E _а	P _о	RI	T, °C	и ₁₀ Мс	Облачность, баллы
	12 30—13 00	-0,060	0,050	0,252	0,202				2,3	4/0 Ci
	13 30—14 00	-0,057							2,1	
	14 30—15 00	-0,055	0,050	0,251	0,201				2,1	2/0 Ci
	15 30—16 00	-0,054	0,050	0,249	0,199				1,8	
	17 00—17 30	-0,061	0,047	0,251	0,204				3,8	
	18 00—18 30	-0,064	0,046	0,252	0,206				1,7	3/0 Ci
	19 00—19 30	-0,066	0,043	0,249	0,206				2,1	
	20 00—20 30	-0,060	0,040	0,250	0,210				1,8	
	21 00—21 30	-0,063	0,039	0,251	0,212				1,7	2/0 Ci
	22 00—22 30	-0,060	0,023	0,253	0,230				1,4	
	23 00—23 30	-0,064	0,025	0,252	0,227				1,4	
	00 00—00 30	-0,060	0,027	0,255	0,228				1,4	0/0
	01 00—01 30	-0,055	0,025	0,253	0,228				1,4	
	02 00—02 30	-0,062	0,024	0,251	0,227				1,4	
	03 00—03 30	-0,048	0,025	0,253	0,228				1,4	0/0
	04 00—04 30	-0,048	0,028	0,255	0,227				1,4	
	05 00—05 30	-0,058	0,027	0,256	0,229				1,5	
	06 00—06 30	-0,076	0,030	0,257	0,227				1,8	0/0
	07 00—07 30	-0,047	0,024	0,257	0,233				1,7	
	08 00—08 30	-0,066	0,026	0,258	0,232				1,8	
	09 00—09 30	-0,052	0,022	0,259	0,237				1,5	0/0
	10 00—10 30	-0,040	0,018	0,261	0,243				1,6	
	11 00—11 30	-0,065	0,020	0,265	0,245				1,9	0/0
	12 00—12 30	-0,053	0,018	0,265	0,247				1,9	

13 00—13 30	—0,048	0,018	0,269	0,251	—	—	0/0
14 00—14 30	—0,052	0,018	0,269	0,251	1,6	1,6	0/0
15 00—15 30	—0,062	0,022	0,264	0,242	1,6	1,6	0/0
16 00—16 30	—0,060	0,022	0,261	0,239	1,4	1,4	5/0 Ci
17 00—17 30	—0,049	0,018	0,262	0,244	1,4	1,4	5/0 Ci
18 00—18 30	—0,034	0,017	0,264	0,257	1,3	1,3	5/0 Ci
19 00—19 30	—0,019	0,013	0,269	0,256	1,0	1,0	5/0 Ci
20 00—20 30	—0,019	0,004	0,274	0,270	0,8	0,8	10/0 Ac op.
21 00—21 30	—0,016	0,002	0,276	0,274	1,0	1,0	10/0 Ac op.
22 00—22 30	—0,029	0,004	0,276	0,272	1,0	1,0	10/0 Ac op.
23 00—23 30	0	0,003	0,271	0,269	4,1	4,1	10/0 Ac op.
00 00—00 30	0	0,002	0,268	0,266	4,0	4,0	10/0 Ac op.
01 00—01 30	—	0,061	0,256	0,197	—	—	—

11 XI

		Серия 4					
08 00—08 30	—0,052	0,085	0,325	0,240	—0,040	0,005	10,7
08 30—09 00	—	—	—	—	—0,032	0,003	10,5
09 00—09 30	—0,054	0,087	0,316	0,229	—0,035	0,003	11,2
09 30—10 00	—	—	—	—	—0,023	0,002	10,5
10 00—10 30	—0,054	0,104	0,305	0,201	—0,031	0,004	10,2
10 30—11 00	—	—	—	—	—0,043	0,004	9,8
11 00—11 30	—0,053	0,094	0,296	0,203	—0,032	0,006	9,8
11 30—12 00	—	—	—	—	—0,029	0,004	10,0
12 00—12 30	—0,052	0,074	0,296	0,222	—0,016	0,004	9,4
12 30—13 00	—	—	—	—	—0,040	0,005	9,6
13 00—13 30	—0,042	0,071	0,301	0,230	—0,028	0,004	9,2
13 30—14 00	—	—	—	—	—0,043	0,006	9,6

12 XI

Дата	Время мес, ч мин	R	E _{эф}	E _з	E _а	P _е	Rl	T _г °C	и ₁₀ мс	Облачность, баллы
	14 00—14 30	-0,034	0,057	0,300	0,243	-0,028	0,007	-24,8	9,5	5/0 Ac tr.
	14 30—15 00	-0,060	0,105	0,296	0,191	-0,017	0,004	-25,2	8,9	
	15 00—15 30	-0,060	0,105	0,296	0,191	-0,044	0,010	-25,6	8,5	
	15 30—16 00	-0,038	0,061	0,296	0,235	-0,028	0,007	-26,0	8,5	
	16 00—16 30	-0,050	0,081	0,292	0,211	-0,033	0,004	-27,0	9,5	
	16 30—17 00	-0,050	0,081	0,292	0,211	-0,028	0,003	-26,2	10,5	
	17 00—17 30	-0,056	0,083	0,290	0,207	-0,030	0,004	-26,4	9,3	
	17 30—18 00	-0,056	0,083	0,290	0,207	-0,027	0,006	-26,4	9,2	
	18 00—18 30	-0,050	0,082	0,294	0,212	-0,028	0,008	-26,6	8,6	
	18 30—19 00	-0,050	0,082	0,294	0,212	-0,028	0,007	-26,3	8,5	
	19 00—19 30	-0,056	0,091	0,295	0,204	-0,037	0,006	-26,0	8,5	
	19 30—20 00	-0,056	0,091	0,295	0,204	-0,041	0,006	-25,9	8,9	
	20 00—20 30	-0,068	0,112	0,290	0,178	-0,028	0,007	-25,7	8,9	
	20 30—21 00	-0,062	0,100	0,290	0,190	-0,026	0,008	-26,0	8,6	
	21 00—21 30	-0,062	0,100	0,290	0,190	-0,052	0,011	-26,1	8,9	
	21 30—22 00	-0,053	0,082	0,288	0,206	-0,028	0,007	-26,4	8,7	
	22 00—22 30	-0,028	0,048	0,292	0,244	-0,027	0,008	-26,8	8,7	
	22 30—23 00	-0,028	0,048	0,292	0,244	-0,028	0,007	-26,8	8,7	
	23 00—23 30	-0,028	0,048	0,292	0,244	-0,034	0,010	-26,8	8,3	
	23 30—00 00	-0,028	0,048	0,292	0,244	-0,017	0,004	-26,5	8,7	
	00 00—00 30	-0,029	0,052	0,294	0,242	-0,028	0,007	-26,2	8,5	
	00 30—01 00	-0,029	0,052	0,294	0,242	0	0	-26,0	8,5	
	01 00—01 30	-0,029	0,052	0,294	0,242	-0,016	0,004	-26,1	8,3	
	01 30—02 00	-0,029	0,052	0,294	0,242	-0,018	0,003	-25,8	8,5	

									$\frac{110}{10}$ Ac tr.
02 00--02 30	-0,037	0,061	0,294	0,233	0	-	-	-	8,2
02 30--03 00	-0,044	0,067	0,293	0,226	-0,008	0,002	-26,2	-26,2	9,0
03 00--03 30	-0,042	0,066	0,294	0,228	-0,016	0,004	-26,2	-26,2	8,2
03 30--04 00	-0,052	0,083	0,292	0,209	-0,026	0,005	-26,8	-26,8	8,6
04 00--04 30	-0,038	0,065	0,292	0,227	0	0	-26,8	-26,8	9,2
04 30--05 00	-0,050	0,079	0,289	0,210	-0,019	0,003	-28,8	-28,8	8,8
05 00--05 30	-0,042	0,067	0,288	0,221	-0,043	0,006	-27,2	-27,2	9,0
05 30--06 00	-0,046	0,078	0,288	0,210	-0,018	0,003	-27,0	-27,0	8,9
06 00--06 30	-0,052	0,086	0,283	0,197	-0,027	0,004	-27,1	-27,1	9,1
06 30--07 00	-0,042	0,067	0,288	0,221	-0,043	0,006	-27,2	-27,2	9,2
07 00--07 30	-0,046	0,078	0,288	0,210	-0,017	0,004	-27,5	-27,5	9,2
07 30--08 00	-0,052	0,086	0,283	0,197	-0,018	0,003	-27,5	-27,5	8,8
08 00--08 30	-0,042	0,067	0,288	0,221	-0,027	0,004	-27,4	-27,4	9,2
08 30--09 00	-0,046	0,078	0,288	0,210	-0,017	0,004	-27,7	-27,7	8,6
09 00--09 30	-0,052	0,086	0,283	0,197	-0,027	0,005	-27,7	-27,7	8,9
09 30--10 00	-0,042	0,067	0,288	0,221	-0,031	0,006	-27,2	-27,2	8,8
10 00--10 30	-0,046	0,078	0,288	0,210	-0,029	0,006	-27,2	-27,2	8,8
10 30--11 00	-0,052	0,086	0,283	0,197	-0,029	0,064	-27,4	-27,4	8,6

 $\frac{110}{10}$ Sc tr. $\frac{110}{10}$ Sc tr.

3/0 Ac, Sc tr.

Серия 6

									$\frac{110}{10}$ Sc tr.
03 00--03 30	-0,042	0,058	0,284	0,226	-0,005	0,136	-26,8	-26,8	3,4
03 30--04 00	-0,020	0,025	0,288	0,263	-0,014	0,052	-27,1	-27,1	2,6
04 00--04 30	-0,002	0,007	0,187	0,294	-0,008	0,082	-26,4	-26,4	2,6
04 30--05 00	-0,022	0,034	0,291	0,257	-0,010	0,046	-26,1	-26,1	2,9
05 00--05 30	-0,042	0,058	0,284	0,226	-0,009	0,030	-25,4	-25,4	2,0
05 30--06 00	-0,046	0,078	0,288	0,210	-0,013	0,039	-25,8	-25,8	2,4
06 00--06 30	-0,052	0,086	0,283	0,197	-0,005	0,095	-26,4	-26,4	1,8

Дата	Время мск. ч мин	R	Eэф	Eз	Eа	P ₀	RI	T ₁ °C	u ₁₀ м/с	Облачность баллы
	06 30—07 00					-0,005	0,137	-26,4	2,2	
	07 00—07 30	-0,025	0,040	0,291	0,251	-0,009	0,030	-26,7	2,0	
	07 30—08 00					-0,005	0,110	-27,5	2,3	
	08 00—08 30	-0,040	0,060	0,280	0,220	-0,016	0,067	-27,5	2,0	
	08 30—09 00					-0,028	0,069	-28,5	2,2	4/0 Ac tr.
	09 00—09 30	-0,072	0,073	0,262	0,189	-0,018	0,099	-30,7	2,3	
	09 30—10 00					-0,040	0,068	-31,7	2,5	
	10 00—10 30	-0,066	0,092	0,258	0,166	-0,027	0,086	-32,2	2,5	
	10 30—11 00					-0,020	0,065	-32,3	2,8	
	11 00—11 30	-0,070	0,092	0,259	0,167	-0,016	0,075	-32,7	3,0	
	11 30—12 00					-0,023	0,058	-33,6	2,4	3/0 Ac tr.
	12 00—12 30	-0,065	0,087	0,251	0,164	-0,020	0,060	-34,1	2,6	
	12 30—13 00					-0,016	0,075	-33,9	3,0	
	13 00—13 30	-0,064	0,085	0,251	0,166	-0,013	0,074	-33,9	3,0	0/0
	13 30—14 00					-0,012	0,080	-33,3	3,6	
	14 00—14 30	-0,067	0,087	0,254	0,167	-0,013	0,074	-33,8	3,2	
	14 30—15 00					-0,010	0,079	-34,9	3,0	0/0
	15 00—15 30	-0,060	0,090	0,253	0,163	-0,023	0,044	-34,7	2,8	
	15 30—16 00					-0,017	0,064	-35,4	2,7	0/0
	16 00—16 30	-0,063	0,089	0,252	0,163	-0,027	0,039	-35,2	2,6	
	16 30—17 00					-0,040	0,028	-35,4	2,8	0/0
	17 00—17 30	-0,057	0,089	0,250	0,161	-0,023	0,040	-35,2	2,5	
	17 30—18 00					-0,024	0,028	-35,2	2,7	
	18 00—18 30	-0,049	0,071	0,244	0,173	-0,015	0,035	-35,3	2,9	0/0

18 30-19 00								0,032	-35,2	2,8	
19 00-19 30							0,201	0,038	-34,8	2,8	
19 30-20 00		0,253	0,052					0,024	-34,0	2,6	
20 00-20 30		0,258	0,048				0,210	0,020	-33,2	2,7	3/0 Ac tr.
20 30-21 00								0,071	-33,2	2,5	
21 00-21 30		0,263	0,035				0,228	0,022	-32,7	2,9	
21 30-22 00								0,069	-32,6	3,1	
22 00-22 30		0,263	0,062				0,201	0,063	-33,0	3,0	
22 30-23 00								0,071	-33,0	2,9	
23 00-23 30		0,264	0,046				0,218	0,028	-32,5	2,8	
23 30-24 00								0,045	-32,2	2,7	4/0 Ac tr.
00 00-00 30		0,263	0,062				0,201	0,045	-32,2	2,9	
00 30-01 00								0,045	-32,4	3,1	
01 00-01 30		0,264	0,070				0,194	0,042	-32,7	2,9	
01 30-02 00								0,022	-32,7	3,2	
02 00-02 30		0,265	0,041				0,224	0,022	-33,4	3,0	
02 30-03 00								0,034	-32,3	2,9	5/0 Ac tr.
03 00-03 30		0,267	0,028				0,239	0,034	-31,9	2,8	
03 30-04 00								0,053	-31,9	2,6	
04 00-04 30		0,226	0,055				0,211	0,042	-32,0	2,5	
04 30-05 00								0,068	-32,5	2,7	
05 00-05 30		0,262	0,078				0,184	0,113	-33,7	2,6	
05 30-06 00								0,064	-34,2	2,5	3/0 Ac tr.
06 00-06 30		0,257	0,079				0,178	0,132	-35,0	2,3	
06 30-07 00								0,119	-35,4	2,4	
07 00-07 30		0,251	0,078				0,173	0,081	-35,5	2,4	

Дата	Время мск, ч мин	R	$E_{5\phi}$	E_3	E_R	P_0	RU	T_1 °C	μ_{10} мс	Облачность баллы
	07 30—08 00	—0,072	0,069	0,247	0,178	—0,017	0,058	—35,9	2,6	2/0 Ac tr.
	08 00—08 30					—0,010	0,064	—36,7	2,8	
	08 30—09 00	—0,064	0,068	0,247	0,179	—0,013	0,054	—36,7	2,8	
	09 00—09 30					—0,010	0,064	—46,9	2,8	
	09 30—10 00	—0,060	0,067	0,247	0,180	—0,006	0,080	—37,1	2,7	
	10 00—10 30					—0,010	0,056	—36,7	3,0	
	10 30—11 00	—0,066	0,064	0,246	0,182	—0,010	0,064	—36,4	3,0	
	11 00—11 30					—0,013	0,047	—35,7	3,5	2/0 Ac tr.
	11 30—12 00	—0,060	0,061	0,249	0,188	—0,012	0,023	—35,2	4,1	
	12 00—12 30					—0,010	0,027	—34,8	4,8	
	12 30—13 00	—0,046	0,057	0,254	0,197	—0,070	0,028	—34,4	4,4	
	13 00—13 30									4/0 Ac tr.
	13 30—14 00	—0,043	0,050	0,257	0,207	—0,012	0,023	—34,4	4,5	
	14 00—14 30	—0,068	0,070	0,254	0,184	—0,018	0,014	—34,3	4,9	
	15 00—15 30					—0,021	0,011	—34,2	4,8	
	15 30—16 00	—0,062	0,076	0,257	0,181	—0,023	0,016	—34,4	4,6	
	16 00—16 30					—0,017	0,016	—34,5	4,5	
	16 30—17 00	—0,065	0,068	0,254	0,186	—0,015	0,018	—34,8	4,2	
	17 00—17 30					—0,012	0,034	—35,2	3,8	6/0 Ac tr.
	17 30—18 00	—0,060	0,078	0,252	0,174	—0,013	0,041	—35,5	3,6	
	18 00—18 30					—0,010	0,056	—36,5	3,0	
	18 30—19 00	—0,060	0,080	0,249	0,169	—0,010	0,056	—37,0	2,8	
	19 00—19 30					—0,010	0,056			
	19 30—20 00									

20 XI

20 00—20 30	—0,082	0,078	0,245	0,167	—0,010	0,064	—37,2	2,7
20 30—21 00					—0,028	0,028	—37,2	3,0
21 00—21 30	—0,075	0,079	0,243	0,164	—0,006	0,080	—37,0	3,0
21 30—22 00					—0,014	0,054	—37,0	3,2
22 00—22 30	—0,060	0,080	0,242	0,162	—0,004	0,224	—37,5	2,5
22 30—23 00					—0,010	0,072	—38,2	2,4
23 00—23 30	—0,044	0,076	0,238	0,162	—0,014	0,055	—38,8	2,2
23 30—24 00					—0,010	0,080	—39,5	2,2
00 00—00 30	—0,068	0,074	0,237	0,163	—0,008	0,113	—40,1	2,3
00 30—01 00					—0,005	0,137	—40,1	2,4
01 00—01 30	—0,076	0,073	0,233	0,160	—0,004	0,105	—40,5	2,0
01 30—02 00					—0,004	0,139	—40,0	2,1
02 00—02 30	—0,071	0,075	0,234	0,159	—0,008	0,077	—39,3	2,4
02 30—03 00					—0,008	0,054	—39,1	2,8
03 00—03 30	—0,055	0,073	0,236	0,163	—0,006	0,069	—38,9	2,5
03 30—04 00							—39,2	
04 00—04 30	—0,068	0,073	0,236	0,163	—0,006	0,070	—39,7	2,3
04 30—05 00					—0,004	0,140	—40,4	1,9
05 00—05 30	—0,067	0,073	0,233	0,160	—0,010	0,065	—40,3	2,1
05 30—06 00					—0,007	0,096	—40,1	2,1
06 00—06 30	—0,064	0,068	0,233	0,165	—0,017	0,065	—40,3	2,0
06 30—07 00					—0,005	0,116	—40,4	2,2
07 00—07 30	—0,040	0,055	0,233	0,177	—0,004	0,151	—40,4	2,1
07 30—08 00					—0,004	0,145	—39,9	2,2
08 00—08 30	—	—	—	—	—	—	—39,3	—
08 30—09 00					—	—	—	—

0/0

0/0

0/0

0/0

Дата	Время мск, ч мин	R	E _{эф}	E _з	E _a	P ₀	Ri	T ₁ °C	и ₁₀ м/с	Облачность баллы
	09 00—09 30	-0,057	0,074	0,241	0,167	-0,004	0,051	-39,0	2,4	
	09 30—10 00					-0,004	0,051	-39,6	2,0	
	10 00—10 30	-0,068	0,067	0,242	0,175	-0,006	0,081	-39,4	2,2	
	10 30—11 00					-0,010	0,072	-39,5	2,2	
	11 00—11 30	-0,069	0,068	0,234	0,166	-0,005	0,135	-40,7	2,0	
	11 30—12 00					-0,005	0,135	-40,7	2,0	0/0
	12 00—12 30	-0,052	0,068	0,229	0,161	-0,023	0,059	-40,9	2,1	
	12 30—13 00					-0,005	0,117	-41,1	2,1	
	13 00—13 30	-0,055	0,070	0,229	0,159	-0,004	0,215	-41,2	2,2	
	13 30—14 00					-0,004	0,239	-40,9	1,9	
	14 00—14 30	-0,064	0,066	0,228	0,162	-0,004	0,082	-41,7	2,2	
	14 30—15 00					—	—	—	2,6	0/0
	15 00—15 30	-0,047	0,066	0,229	0,163	-0,004	0,194	-40,7	2,6	
	15 30—16 00					-0,004	0,091	-40,8	2,4	
	16 00—16 30	-0,049	0,064	0,232	0,268	-0,006	0,070	-40,2	3,1	
	16 30—17 00					-0,005	0,093	-39,6	3,2	
	17 00—17 30	-0,053	0,065	0,237	0,172	-0,004	0,072	-39,1	3,3	
	17 30—18 00								3,1	0/0
	18 00—18 30	-0,027	0,033	0,244	0,211	-0,004	0,128	-37,4	2,8	
	18 30—19 00					-0,004	0,008	-36,9	3,5	
	19 00—19 30	-0,025	0,025	0,250	0,225	-0,004	0,036	-36,4	3,6	
	19 30—20 00					-0,006	0,016	-35,6	3,8	
	20 00—20 30	-0,030	0,026	0,254	0,228	-0,004	0,023	-34,7	4,0	
	20 30—21 00					-0,006	0,016	-34,6	4,5	<u>10/110</u> Sc tr.

22 XI	21 00—21 30	—0,014	0,018	0,361	0,243	—	—	4,2	8/8 Sc tr.
	21 30—22 00	—0,030	0,037	0,266	0,229	—0,006	0,016	4,6	
	22 00—22 30	—0,045	0,044	0,269	0,225	—0,008	0,009	4,4	
	22 30—23 00	—0,056	0,052	0,269	0,217	—0,012	0,023	4,4	
	23 00—23 30	—0,058	0,055	0,266	0,211	—0,008	0,024	3,6	
	23 30—24 00	—0,065	0,064	0,265	0,201	—0,004	0,034	4,0	
	00 00—00 30	—0,068	0,059	0,264	0,205	—0,004	0,070	4,1	
	00 30—01 00	—0,064	0,060	0,264	0,204	—0,004	0,056	4,2	
	01 00—01 30	—0,063	0,060	0,262	0,202	—0,010	0,047	4,1	
	01 30—02 00	—0,048	0,048	0,274	0,204	—0,013	0,040	3,9	
	02 00—02 30	—0,033	0,033	0,277	0,201	—0,004	0,084	3,9	
	02 30—03 00	—0,056	0,056	0,272	0,205	—0,006	0,068	3,9	
	03 00—03 30	—0,052	0,052	0,272	0,205	—0,006	0,068	4,3	
	03 30—04 00	—0,052	0,052	0,272	0,205	—0,004	0,106	4,2	
	04 00—04 30	—0,052	0,052	0,263	0,204	—0,010	0,055	3,8	
	04 30—05 00	—0,063	0,060	0,262	0,202	—0,008	0,047	3,6	
05 00—05 30	—0,063	0,060	0,262	0,202	—0,004	0,106	3,7		
05 30—06 00	—0,052	0,052	0,263	0,204	—0,013	0,085	4,5		
2 XII	15 00—15 30	—0,048	0,048	0,274	0,204	—0,018	0,030	5,4	10/10 St
	15 30—16 00	—0,033	0,033	0,277	0,201	—0,012	0,039	5,0	
	16 00—16 30	—0,056	0,056	0,272	0,205	—0,018	0,034	5,2	
	16 30—17 00	—0,052	0,052	0,272	0,205	—0,009	0,046	5,2	
	17 00—17 30	—0,052	0,052	0,272	0,205	—0,015	0,086	4,5	
	17 30—18 00	—0,052	0,052	0,272	0,205	—0,025	0,047	4,1	
	18 00—18 30	—0,052	0,052	0,263	0,204	—0,013	0,085	4,5	
	18 30—19 00	—0,052	0,052	0,263	0,204	—0,013	0,085	4,5	
Серия 8									
1/0 Ci									
2/0 Ci									

Дата	Время мск, ч мин	R	$E_{9\phi}$	E_s	E_a	P_o	Rl	$T_1, ^\circ\text{C}$	$u_{10}, \text{м с}$	Облачность баллы
	18 30—19 00					-0,025	0,055	-31,6	4,5	
	19 00—19 30	-0,044		0,262		-0,032	0,053	-32,0	4,4	
	19 30—20 00					-0,048	0,058	-32,2	4,6	
	20 00—20 30	-0,052		0,264		-0,027	0,035	-32,4	4,2	
	20 30—21 00					-0,019	0,061	-32,2	4,6	0/0
	21 00—21 30	-0,048		0,261		-0,010	0,091	-32,4	4,7	
	21 30—22 00					-0,010	0,091	-32,4	4,4	
	22 00—22 30	-0,052		0,259		-0,048	0,045	-32,6	4,4	
	22 30—23 00					-0,050	0,036	-32,2	4,4	
	23 00—23 30	-0,047		0,261		-0,033	0,062	-32,6	3,8	
	23 30—24 00					-0,038	0,081	-33,8	4,0	2/0 Cl
	00 00—00 30	-0,047		0,255		-0,004	0,149	-34,2	4,0	
	00 30—01 00					-0,020	0,070	-34,8	4,0	
	01 00—01 30	-0,041		0,252		-0,005	0,125	-35,2	4,2	
	01 30—02 00					-0,010	0,091	-34,8	4,0	
	02 00—02 30	-0,043		0,256		-0,006	0,034	-34,2	4,6	
	02 30—03 00					-0,010	0,091	-34,0	3,8	4/0 Cl
	03 00—03 30	-0,043		0,261		-0,008	0,094	-33,2	3,2	
	03 30—04 00					-0,004	0,067	-32,0	5,0	
	04 00—04 30	-0,043		0,264		-0,003	0,112	-32,0	4,3	
	04 30—05 00					-0,001	0,116	-32,0	4,4	
	05 00—05 30	-0,045		0,265		0	0	-31,8	4,2	
	05 30—06 00					-0,001	0,140	-31,8	4,2	8/0 Cl
	06 00—06 30	-0,048				-0,004	0,067	-31,6	3,7	
	06 30—07 00					-0,005	0,046	-31,4	4,4	
	07 00—07 30	-0,045				-0,004	0,067	-31,2	4,5	

3 XII

07 30—08 00							10/10 St
08 00—08 30	-0,092		-0,005	0,045	-30,8	4,7	10/10 St
08 30—09 00			-0,005	0,034	-31,0	4,2	
09 00—09 30	-0,033		-0,003	0,042	-31,0	4,3	
09 30—10 00			-0,005	0,033	-30,6	4,2	
10 00—10 30	0		-0,005	0,028	-30,2	4,3	
10 30—11 00			-0,003	0,034	-30,0	4,0	
11 00—11 30	-0,022		-0,002	0,045	-29,9	4,5	10/10 Sc tr.
11 30—12 00			0	0	-29,5	4,9	
12 00—12 30	-0,022		-0,007	0,011	-29,4	4,4	
12 30—13 00			-0,005	0,022	-29,1	4,5	
13 00—13 30	-0,044		-0,005	0,033	-29,3	4,4	
13 30—14 00			-0,008	0,031	-29,4	5,2	
14 00—14 30	-0,047		-0,008	0,024	-29,6	5,4	
14 30—15 00			-0,008	0,046	-29,7	5,2	10/0 Cs
15 00—15 30	-0,065		-0,013	0,023	-30,0	5,2	
15 30—16 00			-0,005	0,018	-30,0	5,0	
16 00—16 30	-0,077		-0,008	0,047	-31,3	4,6	
16 30—17 00			-0,015	0,031	-32,2	4,6	
17 00—17 30	-0,073		-0,004	0,068	33,1	4,6	
17 30—18 00			-0,006	0,038	33,2	4,4	5/0 Ci
18 00—18 30	-0,073		-0,008	0,039	33,9	4,9	
18 30—19 00			-0,005	0,085	34,6	4,4	
19 00—19 30			-0,003	0,015	34,8	4,5	
19 30—20 00	-0,064		-0,004	0,079	34,6	5,1	
20 00—20 30			-0,006	0,056	34,1	4,4	2/0 Ci
20 30—21 00			-0,007	0,071	34,6	4,6	
21 00—21 30	-0,062		-0,003	0,070	34,7	4,4	
21 30—22 00	-0,061		-0,011	0,034	35,0	4,3	

Дата	Время мск, ч мин	R	$E_{эф}$	E_3	E_a	P_0	RI	T_1 °C	u_{10} м/с	Облачность баллы
4 XII	22 00—22 30					-0,014	0,040	34,9	4,0	
	22 30—23 00	-0,055				-0,010	0,114	35,4	3,8	0/0
	23 00—23 30					-0,007	0,079	35,6	4,1	
	23 30—24 00	-0,056				-0,010	0,074	35,2	4,2	0/0
	00 00—00 30							35,2		
	00 30—01 00							35,7		
	01 00—01 30							35,4		
	01 30—02 00	-0,022				-0,006	0,075	33,6	4,5	
	02 00—02 30					-0,009	0,027	32,0	4,6	
	02 30—03 00	-0,054				-0,005	0,019	31,5	4,8	10/10 Sc tr.
	03 00—03 30					-0,011	0,034	31,8	4,3	
	03 30—04 00	-0,042				-0,012	0,058	32,7	5,0	
	04 00—04 30					-0,012	0,069	32,1	5,0	
	04 30—05 00	-0,059				-0,020	0,047	31,8	5,1	
	05 00—05 30					-0,027	0,042	32,0	5,0	2/0 Ac tr.
	05 30—06 00								4,7	
	06 00—06 30	-0,057				-0,020	0,062	32,6	4,4	
	06 30—07 00					-0,012	0,058	31,9	4,4	
	07 00—07 30	-0,054				-0,013	0,063	31,9	4,4	
	07 30—08 00					-0,010	0,074	31,6	4,5	
08 00—08 30	-0,021				-0,345	0,345	30,3	4,6	9/0 Ac tr.	
08 30—09 00										
09 00—09 30	-0,022						29,0			
09 30—10 00					-0,022	0,012	28,8	4,4		
10 00—10 30	-0,023				-0,008	0,023	28,4	4,0		
10 30—11 00					-0,008	0,038	28,9	4,0		
11 00—11 30	-0,040				-0,012	0,045	29,3	4,0		

11 30—12 00						0,039	-39,6	4,0	6/0 Ac tr.
12 00—12 30		-0,040				0,067	-30,4	4,0	
12 30—13 00						0,069	-29,9	4,1	
13 00—13 30		-0,020				0,039	-29,0	4,4	
13 30—14 00		-0,008				0,054	-28,9	3,6	
Серия 10									
06 20—07 20								4,4	6/6 Sc tr.
07 20—08 40								3,1	
08 40—09 20								5,5	8/0 Ac tr.
09 20—10 20								3,9	
10 20—11 00								3,6	8/3 Ac, Sc
11 00—13 00		-0,052				0,083	-31,8	3,5	
13 00—14 00		-0,050				0,040	-31,9	3,8	
14 00—15 00						0,024	-33,4	3,6	10/10 St
15 00—16 00		-0,059			0,252	0,047	-33,6	3,9	
16 00—17 00		-0,055		0,252		0,028	-33,8	4,2	
17 00—18 00		-0,037		0,265		0,071	-33,8	5,0	10/10 St
18 00—19 00		-0,040		0,260		0,034	-33,6	4,3	
19 00—20 00		-0,042		0,259		0,045	-33,8	4,9	
20 00—21 00		-0,055		0,255			-33,9		10/10 St
21 00—22 00		-0,065		0,250		0,016	-34,6	5,8	
22 00—23 00		-0,069		0,248		0,016	-35,4	5,4	
23 00—24 00		-0,067		0,246		0,028	-36,1	5,7	0/0
00 00—01 00		-0,066		0,240		0,011	-36,6	5,7	0/0
01 00—02 00		-0,067		0,242		0,008	-37,1	5,6	0/0
02 00—03 00		-0,062		0,241		0,012	-37,6	4,8	0/0
03 00—04 00		-0,065		0,240		0,010	-37,9	5,3	0/0
04 00—05 00		-0,062		0,237		0,048	-38,0	3,4	0/0
05 00—06 00		-0,064		0,236		0,097	-38,5	3,9	0/0
06 00—07 00		-0,057		0,238		0,035	-38,7	3,7	0/0

8 XII

9 XII

Дата	Время мск, ч мин	R	E _{эф}	E _з	E _а	P ₀	RI	T °C	u ₀ м/с	Облачность баллы
	07 00—08 00	-0,058		0,237		-0,002	0,036	-39,0	3,5	0/0
	08 00—09 00	-0,044		0,239		-0,002	0,072	-38,8	3,2	0/0
	09 00—10 00	-0,029		0,246		—	—	-38,2	2,9	0/0
	10 00—11 00	-0,017		0,250		0	0,145	-37,4	2,8	$\frac{10}{10} // \frac{10}{10}$ Sc tr.
	11 00—12 00	-0,008		0,256		0	0	-35,6	2,6	
	12 00—13 00	-0,047		0,259		-0,002	0,018	-34,7	3,4	
	13 00—14 00	-0,017		0,261		-0,001	0,106	-34,5	3,1	
	14 00—15 00	-0,034		0,264		-0,002	0,035	-34,7	3,5	$\frac{10}{10} // \frac{10}{10}$ Sc tr.
	15 00—16 00	-0,006		0,264		-0,003	0,028	-33,2	3,3	
	16 00—17 00	-0,001		0,272		—	—	—	4,2	
	17 00—18 00	-0,024		0,278		—	—	—	4,7	
	18 00—19 00	-0,023		0,278		-0,017	0,013	-30,0	4,6	
	19 00—20 00	-0,032		0,276		-0,020	0,019	-29,4	5,0	
	20 00—21 00	-0,046		0,272		-0,006	0,037	-30,2	4,2	7/8 Ac tr.
	21 00—22 00	-0,046		0,274		-0,010	0,046	-30,7	4,4	
	22 00—23 00	-0,004		0,278		-0,008	0,023	-30,6	5,0	10/10 Sc
	23 00—24 00	-0,009		0,282		-0,003	0,008	-29,6	5,1	
	00 00—01 00	0		0,286		-0,004	0,005	-28,4	6,0	
	01 00—02 00	-0,013		0,287		-0,004	0,006	-28,2	5,6	
	02 00—03 00	-0,020		0,285		-0,003	0,008	-27,8	5,4	10/10 Sc
	03 00—04 00	-0,056		0,277		-0,010	0,015	-28,7	5,7	
	04 00—05 00	-0,054		0,278		-0,027	0,018	-30,2	6,1	
	05 00—06 00	-0,052		0,272		-0,021	0,017	-31,0	6,1	0/0
	06 00—07 00	-0,013		0,273		-0,020	0,014	-31,4	5,8	
	07 00—08 00	-0,007		0,280		-0,009	0,006	-30,1	7,0	

10 XII

08 00-09 00	-0,014	0,283	-0,007	0,002	-29,4	7,2	19/9 Sc tr.
09 00-10 00	-0,011	0,284	-0,006	0,003	-29,3	7,0	
10 00-11 00	-0,013	0,284	0	0	-29,2	7,8	
11 00-12 00	-0,008	0,286	0	0	-28,8	8,1	10/10 Sc tr.
12 00-13 00	-0,003	0,286	0	0	-28,5	7,6	
13 00-14 00	-0,002	0,285	0	0	-28,8	7,4	
14 00-15 00	-0,002	0,286	-0,007	0,003	-28,4	6,9	10/10 Sc op.
15 00-16 00	-0,012	0,284	-0,007	0,003	-28,5	7,3	
16 00-17 00	0	0,286	-0,009	0,009	-29,0	6,7	
17 00-18 00	-0,002	0,291	0	0	-28,2	6,7	10/10 Sc op.
18 00-19 00	0	0,291	0	0	-27,4	6,9	
19 00-20 00	-0,007	0,293	0	0	-27,1	7,4	
20 00-21 00	-0,004	0,297	0	0	-26,8	7,5	10/10 Sc op.
21 00-22 00	-0,004	0,295	0	0	-	7,6	
22 00-23 00	0	0,296	0	0	-26,4	7,8	
23 00-24 00	-0,012	0,295	0	0	-26,3	7,3	10/6 Ac, Sc
00 00-01 00	-0,002	0,298	-0,007	0,002	-26,4	8,1	
01 00-02 00	-0,002	0,297	-0,008	0,002	-26,1	8,2	
02 00-03 00	-0,003	0,299	-0,009	0,002	-25,6	9,1	10/10 Sc tr.
03 00-04 00	-0,003	0,299	0	0	-25,4	8,5	
04 00-05 00	0	0,298	0	0	-25,5	8,7	
05 00-06 00	-0,004	0,302	0	0	-25,5	8,4	10/10 Sc tr.
06 00-07 00	-0,005	0,301	0	0	-25,2	8,8	
07 00-08 00	-0,012	0,304	0	0	-		
08 00-09 00	-0,012	0,305	-0,007	0,003	-25,4	7,5	10/10 Sc op.
09 00-10 00	-0,021	0,304	-0,006	0,003	-25,4	7,3	

Дата	Время мск, ч мин	R	F _{эф}	E _з	E _a	P ₀	R _l	T ₁ °C	u ₁₀ м/с	Облачность баллы
	10 00—11 00	-0,016		0,302		-0,013	0,006	-25,7	6,8	
	11 00—12 00	-0,015		0,301		-0,010	0,017	-25,4	6,8	10/10 Sc op.
	12 00—13 00	-0,022		0,303		-0,008	0,011	-24,7	6,8	
	13 00—14 00	-0,005		0,304		-0,007	0,013	-24,8	6,3	
	14 00—15 00	-0,031		0,302		0	0	-24,5	6,0	10/10 Sc op.
	15 00—16 00	-0,003		0,304		-0,009	0,026	-24,5	5,0	
	16 00—17 00	-0,007		0,304		-0,006	0,027	-24,5	4,5	
	17 00—18 00	-0,007		0,304		-0,006	0,015	-23,9	4,6	10/10 Sc op.
	18 00—19 00	-0,028		0,302		-0,006	0,027	-23,8	4,4	
	19 00—20 00	-0,006		0,310		-0,008	0,054	-23,8	4,3	
	20 00—21 00	-0,005		0,309		-0,003	0,051	-23,7	5,0	10/10 Sc op.
	21 00—22 00	-0,002		0,312		0	0	-23,1	6,2	
	22 00—23 00	-0,002		0,312		0	0	-23,5	6,6	
	23 00—24 00	-0,003		0,315		-0,004	0,005	-22,7	6,5	10/10 Sc op.
12 XII	00 00—01 00	0		0,312		0	0	-22,8	6,0	
	01 00—02 00	-0,002		0,312		-0,015	0,004	-22,9	7,4	
	02 00—03 00	-0,008		0,316		-0,004	0,005	-22,9	6,4	10/10 Sc op.
	03 00—04 00	-0,001		0,314		0	0	-22,7	5,6	
	04 00—05 00	-0,002		0,315		0	0	-22,4	5,2	
	05 00—06 00	-0,003				-0,005	0,022	-22,1	4,5	10/10 Ns
	06 00—07 00	-0,003				-0,005	0,018	-22,1	4,1	
	07 00—08 00	0				-0,003	0,011	-21,8	3,9	
	08 00—09 00	0				-0,003	0,034	-22,0	3,4	10/10 Sc op.
	09 00—10 00	0				0	0,172	-22,3	2,2	
	10 00—11 00	-0,004				0	0,179	-22,4	1,9	10/10 Sc tr.

радиометра оказываются завышенными. Такое расхождение наблюдалось обычно и ранее и объясняется различиями в градуировке обоих приборов [10].

Как видно из табл. 1, значение радиационного баланса за время наблюдений составляет $-0,04$, $-0,06$ кал/(см²·мин), по данным радиометра оно несколько выше: $-0,06$, $-0,08$ кал/(см²·мин). Эти значения близки к величине, характерной для Центральной Арктики в зимнее время [4, 11]. Как и следовало ожидать, в условиях полярной ночи никаких изменений в суточном ходе составляющих радиационного баланса не наблюдается. Изменчивость этих характеристик главным образом определяется облачностью. На рисунке показан пример поведения компонент теплового баланса поверхности ледяного покрова поля, когда в течение всей серии наблюдений длительностью 75 ч (серия № 6) температура воздуха и скорость ветра менялись в относительно нешироком диапазоне ($u_{10}=2,0 \div 4,6$ м/с, $T_1=26 \div 35^\circ\text{C}$). Из рисунка видно, что E_a , а вслед за ним и P_0 в существенной степени зависят от характера облачности. Подробные данные измерений приведены в табл. 2.

Поскольку прямые измерения турбулентного потока тепла $P'_0 = \overline{c_p \rho w' T'}$ начались в конечный период экспедиции [8], то основная информация об этой составляющей теплового баланса получена на основании градиентных наблюдений.

Потоки тепла P_0 и количества движения v_* рассчитывались по данным измерений градиентов температуры воздуха и скорости ветра по методике Л. Р. Орленко, основы которой изложены в [12, 13]. Для расчета использовались номограммы, построенные на основе формул:

$$P_0 = \rho c_p \kappa^2 \frac{\Delta T}{\ln z_2/z_1} \frac{\Delta u}{\ln z_2 - z_1} \frac{\alpha_T}{\Phi_u^2}, \quad (2)$$

$$v_* = \kappa z \frac{\partial u}{\partial z} \cdot \frac{1}{\Phi_u^2}. \quad (3)$$

Здесь κ — постоянная Кармана; ΔT и Δu — перепад температуры и скорости ветра в слое от z_1 до z_2 ; $\alpha_T = k_T/k_u$ — отношение коэффициентов турбулентности для потоков тепла и количества движения; $\Phi_u = f(Ri)$ — эмпирическая функция, величина которой зависит от стратификации приземного воздуха. Она определяется формулой (3). Входящая в (2) эмпирическая зависимость $\kappa^2 \frac{\alpha_T}{\Phi_u^2} = f(Ri)$ получена авторами [12, 13] на основе большого числа экспериментальных данных и обобщения литературных источников.

Результаты расчетов приведены в табл. 1 и 2. Турбулентный поток тепла оказывается очень малым. Значение его меняется от 0 до $-0,03$ кал/(см²·мин), причем изменчивость связана с флуктуациями поля температуры, которые в свою очередь в значительной степени зависят от поведения радиационных составляющих

Результаты прямых измерений турбулентного потока тепла
в кал/(см².мин). Декабрь

Дата	Время, ч	P'_0	P_0	ΔT°	Δu м/с	$T_1^\circ C$	u_1 м/с
3 XII	1—2	-0,075	-0,075	0,90	0,70	-35,0	2,10
4	13—14	-0,063	-0,010	0,35	0,65	-29,0	2,40
9	8—9	-0,006	-0,002	0,20	0,40	-38,8	2,50
	9—10	-0,003	—	0,25	0,20	-38,8	2,45
	10—11	-0,001	0	0,10	0,20	-37,4	2,40
	11—12	+0	0	0,00	0,30	-35,6	2,15
	12—13	-0,006	-0,002	0,05	0,40	-34,7	2,65
	13—14	-0,014	-0,001	0,30	0,40	-34,5	2,40
	14—15	-0,001	-0,002	0,10	0,40	-34,7	2,80
	15—16	-0,012	-0,003	0,10	0,45	-33,2	2,45
	16—17	-0,001	—	—	0,60	—	3,15
	17—18	-0,001	—	—	0,75	—	3,50
	18—19	-0,004	-0,017	0,15	0,80	-30,0	3,20
	19—20	-0,006	-0,002	0,25	0,85	-29,4	3,60
	20—21	-0,004	-0,006	0,20	0,55	-30,2	2,95
	21—22	-0,020	-0,010	0,35	0,65	-30,7	3,35
22—23	-0,006	-0,008	0,15	0,60	-30,6	3,90	
10	23—0	-0,003	-0,003	0,05	0,60	-29,6	4,10
	0—1	-0,005	-0,004	0,05	0,75	-28,4	4,70
	1—2	0	-0,004	0,05	0,70	-28,2	4,50
	2—3	-0,010	-0,003	0,05	0,60	-27,8	4,40
	3—4	0,007	-0,010	0,15	0,75	-28,7	4,50
	4—5	-0,008	-0,027	0,30	0,95	-30,2	4,50
	5—6	-0,025	-0,021	0,25	0,90	-31,0	4,65
	6—7	-0,016	-0,020	0,20	0,90	-31,4	4,30
	7—8	0	-0,009	0,10	1,00	-30,1	5,40
	8—9	-0,002	-0,007	0,05	1,05	-29,4	5,50
	9—10	-0,004	-0,006	0,05	0,80	-29,3	5,60
	10—11	-0,002	0	0,00	1,00	-29,2	6,00
	11—12	-0,003	0	0,00	1,20	-28,8	6,10
	12—13	-0,001	0	0,00	1,00	-28,5	6,00
	13—14	-0,001	0	0,00	0,95	-28,8	5,90
	14—15	-0,005	-0,007	0,05	0,70	-28,4	6,00
15—16	-0	-0,007	0,05	0,90	-28,5	5,80	
16—17	-0,008	-0,009	0,10	0,80	-29,0	5,35	

Дата	Время, ч	P'_0	P_0	ΔT°	Δu м/с	$T_1^\circ C$	u_1 м/с
11	17—18	+0	0	0,00	0,80	-28,2	5,40
	18—19	-0,001	0	0,00	0,95	-27,4	5,30
	19—20	-0,002	0	0,00	1,00	-27,1	5,70
	20—21	-0,004	0	0,00	0,85	-26,8	6,10
	21—22	-0,008	0	0,05	0,85	—	6,10
	22—23	-0,004	0	0,00	1,05	-26,4	6,00
	23—0	-0,002	0	0,00	0,75	-26,3	6,05
	0—1	-0,006	-0,007	0,05	1,05	-26,4	6,35
	1—2	-0,007	-0,008	0,05	0,90	-26,1	6,50
	2—3	-0,009	-0,009	0,05	1,30	-25,6	7,00
	3—4	-0,006	0	0,00	1,00	-25,4	6,85
	4—5	—	—	—	—	—	—
	9—10	+0	-0,006	0,05	0,85	-25,4	5,85
	10—11	-0,015	-0,013	0,10	1,00	-25,7	5,50
	11—12	-0,009	-0,010	0,15	0,70	-25,4	5,50
	12—13	+0	-0,008	0,10	0,70	-24,7	5,60
	13—14	+0	-0,007	0,10	0,65	-24,8	5,20
	14—15	+0	0	0,00	0,70	-24,5	5,10
	15—16	-0,009	-0,009	0,20	0,65	-24,5	3,85
	16—17	-0,012	-0,006	0,15	0,55	-24,5	3,55
	17—18	-0,001	-0,006	0,10	0,50	-23,9	3,75
	18—19	-0,004	-0,006	0,15	0,55	-23,8	3,50
	19—20	-0,003	-0,008	0,30	0,55	-23,8	3,30
20—21	+0	-0,003	0,15	0,40	-23,7	4,05	
21—22	+0	0	0,00	0,70	-23,1	5,00	
22—23	+0	0	0,00	0,70	-23,5	5,30	
23—0	+0	-0,004	0,05	0,70	-22,7	5,35	
12	0—1	+0	0	0,00	0,60	-22,8	4,90
	1—2	-0,010	-0,015	0,10	1,10	-22,9	5,50
	2—3	+0	-0,004	0,05	0,70	-22,9	5,25
	3—4	-0	0	0,00	0,55	-22,7	4,75
	4—5	-0,005	0	0,00	0,50	-22,4	4,40
	5—6	0	-0,005	0,10	0,50	-22,1	3,60
	6—7	+0	-0,005	0,10	0,45	-22,1	3,35
	7—8	0	-0,003	0,05	0,40	-21,8	3,20
	8—9	-0,004	-0,003	0,10	0,40	-22,0	2,65

(см. рисунок и табл. 1 и 2). Из-за крайней малости турбулентного потока тепла вычисления производились с точностью до 10^{-3} кал/(см²·мин), хотя методика обработки градиентных наблюдений позволяет надежно определять P_0 с точностью до 10^{-2} кал/(см²·мин). Третий знак после запятой необходимо рассматривать как ориентировочное значение.

В табл. 3 приведены результаты прямых измерений турбулентного потока тепла P'_0 . Здесь же для сравнения приведены величины P_0 , рассчитанные на основе градиентных измерений, и данные, послужившие основой для этих расчетов, а именно: ΔT — перепад температуры в слое 0,5—2,0 м, Δu — перепад скорости ветра в том же слое, T_1 и u_1 — температура воздуха и скорость ветра на высоте 1 м. Прямые измерения производились непрерывно в течение серии наблюдений 4 раза в час. Время осреднения отдельного измерения составляло 8 мин. В табл. 2 приведены средние за час значения P'_0 . К сожалению, наблюдения проводились в условиях, когда потоки, определенные обоими методами, малы (0—0,02 кал/(см²·мин)). Вследствие этого разброс экспериментальных значений очень велик и не позволяет провести подробного сравнения. Однако сопоставление средних суточных значений P_0 и P'_0 показывает, что согласование расчетных и измеренных прямым методом величин удовлетворительно.

Специальных измерений влажности воздуха во время экспедиции не проводилось из-за сложности такого рода наблюдений при низких температурах. Мы располагали только показаниями гигрометра, установленного на метеорологической станции СП-22. Абсолютная влажность, как указывалось выше, была невелика и не превышала 1 мбар. Приближенные оценки затрат тепла на испарение показывают, что этот член уравнения теплового баланса пренебрежимо мал. Оценки были сделаны из обработки профилей влажности при насыщении, рассчитанных из профилей температуры воздуха.

Поток тепла в почве вычислялся, как остаточный член уравнения (1). Величина его достигает $-0,02$, $-0,05$ кал/(см²·мин).

Приведенные данные показывают, что основной вклад в баланс тепла ледовой подстилающей поверхности Центральной Арктики в условиях полярной ночи вносят радиационные его составляющие. Уходящее от поверхности длинноволновое излучение E_3 составляет $0,25$ — $0,30$ кал/(см²·мин). Тепло, приходящее к поверхности, определяется излучением атмосферы ($E_a = 0,19 \div 0,23$ кал/(см² × мин)), потоком тепла из моря ($B = -0,02$, $-0,04$ кал/(см²·мин)), турбулентным потоком тепла ($P_0 = 0$, $-0,03$ кал/(см²·мин)).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кучеров Н. В., Стернзат М. С. Аппаратура и методика исследований на станциях «Северный полюс-4» и «Северный полюс-5». — «Труды ААНИИ и ГГО», 1959, вып. 226, с. 5—18.

2. Орленко Л. Р., Сметенникова А. В. К вопросу о расчете составляющих теплового баланса в зимнее время. «Труды ААНИИ и ГГО», 1959, вып. 226, с. 48—60.

3. Беспалов Д. П. О теплообмене между атмосферой и океаном в Центральной Арктике. — «Труды ААНИИ и ГГО», 1959, вып. 226, с. 30—41.

4. Доронин Ю. П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л., Гидрометеоздат, 1969. 298 с.

5. Smith S. D. Wind stress and turbulence over a flat ice floe.—,J. Geophys. Res.", 1972, vol. 77, N 21, p. 3886—3901.

6. Holmgren B. The energy exchange in the superimposed ice zone of Devon island ice cap in summer.—In: WMO Tech. note N 129. 1973, p. 2—24.

7. Thorpe M. R., Vanke E. G., Smith S. D. Eddy correlation measurement of evaporation and sensible heat flux over arctic sea ice.—,J. Geophys. Res.", 1973, vol. 78, N 18, p. 49—60.

8. Борисенков Е. П., Грушин С. И., Заблоцкий Г. А., Макштас А. П., Преображенский Л. Ю. Экспериментальные исследования приземного слоя атмосферы в высоких широтах Арктики.— См. наст. сб.

9. Малевский-Малевиц С. П. Методика радиационных измерений температуры водной поверхности. — «Труды ГГО», 1966, вып. 206, с. 106—124.

10. Гирдюк Г. В. Об использовании радиометра ГГО для измерения эффективного излучения поверхности моря. — «Труды ГГО», 1966, вып. 206, с. 125—128.

11. Климат полярных районов. Сб. статей под ред. С. Орвига. Пер. под ред. Е. П. Борисенкова. Л., Гидрометеоздат. 1973. 441 с.

12. Леготина С. И., Орленко Л. Р. Тепловой баланс подстилающей поверхности в период экспедиции КЭНЭКС-71. — «Труды ГГО», 1973, вып. 296, с. 46—56.

13. Орленко Л. Р. Строение планетарного пограничного слоя атмосферы. Автореф. дисс. на соиск. учен. степени д-ра физ.-мат. наук. Л., 1975. 26 с. (ГГО им. А. И. Воейкова).

Л. П. Быкова, Л. Ю. Преображенский

АЭРОДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ АРКТИЧЕСКИХ РАЙОНОВ

Коэффициент аэродинамического сопротивления подстилающей поверхности C_u и связанный с ним параметр шероховатости z_0

$$C_u = \frac{v_*^2}{u_z^2}; \quad z_0 = e^{\ln z - \kappa C_u^{-1/2}}, \quad (1)$$

где $v_* = \sqrt{\tau/\rho}$ — динамическая скорость, τ — поток количества движения, ρ — плотность воздуха, u_z — скорость ветра на высоте z , $\kappa = 0,4$ — постоянная Кармана, являются важнейшими динамическими характеристиками поверхности, необходимыми при расчетах и моделировании дрейфа ледных полей, прогнозировании обстановки, расчетах давления льда на суда и береговые сооружения. Обычно величину C_u относят к высоте 10 м от поверхности.

Коэффициент аэродинамического сопротивления ледовой подстилающей поверхности в очень большой степени зависит от формы, геометрических размеров и размещения имеющихся на ней неровностей (заструги, торосы, гряды торосов). Сопротивление формы, возникающее при обтекании воздушным потоком этих неровностей, как показывают лабораторные и специальные полевые измерения [1—3], может в 5—7 раз превышать касательное напряжение ровной поверхности. Кроме того, сопротивление ледовой поверхности зависит от состояния снежного покрова [4], от наличия поземка и снегопадов [4—6], от стратификации приземного воздуха. Поэтому полный коэффициент сопротивления и параметр шероховатости ледяной поверхности оказываются чрезвычайно изменчивыми во времени и по пространству Центральной Арктики в зависимости от метеорологических характеристик и распределения зон торошения и подвижек льда, чем объясняется большой

разброс экспериментальных коэффициентов сопротивления и параметров шероховатости ледового покрова Арктики.

По данным Ю. П. Доронина [7], основанным на градиентных измерениях на дрейфующих станциях СП-4 и СП-5 в 1955-56 г., среднее значение $C_{10} = 1,64 \cdot 10^{-3} \pm 0,16$, z_0 изменялось в диапазоне $(4,3 \div 6,7) \cdot 10^{-2}$ см. Станции находились на широте 82° с. ш. Унтерштайнер и Бэджли [8], проводившие градиентные измерения на американской станции «Альфа» в течение года, получили следующие средние значения коэффициента сопротивления, отнесенного к уровню 10 м, и параметра шероховатости: $C_{10} = 1,4 \cdot 10^{-3}$, $z_0 = 2 \cdot 10^{-2}$ см. Разброс значений при этом составлял: $C_{10} = (0,76 \div 4,2) \cdot 10^{-3}$, $z_0 = 5 \cdot 10^{-4} \div 2$ см. Поверхность льда во время наблюдений была ровная, без значительных торосов, заснеженная. В работе [9] приводятся результаты прямых измерений коэффициента сопротивления в заливе Св. Лаврентия в феврале 1969 г. над льдом сплоченностью 8—9 баллов. Высота плоских, рыхлых льдин составляла 30—50 см. Для условий нейтральной термической стратификации $C_{10} = 2,4 \cdot 10^{-3}$. Прямые измерения Смита [10] на дрейфующем ледяном поле в заливе Св. Лаврентия в марте 1970 г. над ровным заснеженным ледяным полем (средняя квадратическая высота неровностей поверхности $E = 6$ см) при стратификации приземного воздуха, близкой к нейтральной, дают среднее значение $C_{10} = 1,42 \cdot 10^{-3}$ в диапазоне скоростей ветра $3,4—18,9$ м/с. Ланглебен [11] из измерений на границе двух ледяных полей (относительно ровного и сильно восторошенного) получил существенно различные значения C_{10} и z_0 для этих двух типов подстилающей поверхности: $C_{10} = (1,4 \div 2,5) \cdot 10^{-3}$, $z_0 = 2 \cdot 10^{-2} \div 2 \cdot 10^{-1}$ см (ровное поле) и $C_{10} = (1,9 \div 3,4) \cdot 10^{-3}$, $z_0 = 0,1 \div 1$ см (торосистое поле, характерная высота торосов 1 м). Градиентные измерения Зайферта и Ланглебена [5] над относительно ровным ледяным полем дали: $C_{10} = (1,0 \div 2,3) \cdot 10^{-3}$. Большой экспериментальный материал приводится в статье Бэнке и Смита [4]. Здесь излагаются результаты прямых измерений турбулентных потоков в море Бофорта, в Центральной Арктике и в проливе Роберсона около Гренландии. По данным измерений в море Бофорта в июне 1970 г. (70° с. ш. и 131° з. д.) среднее значение коэффициента сопротивления составило $2,6 \cdot 10^{-3}$. Наблюдения над сравнительно ровной ($E = 14 \div 24$ см) заснеженной поверхностью моря Бофорта (74° с. ш., 131° з. д.) в марте—апреле 1971 г. дали среднее значение C_{10} в диапазоне $(1,5 \div 1,7) \cdot 10^{-3}$. Термическая устойчивость приземного воздуха во время измерений менялась в широких пределах: $z/L = +0,38 \div -0,18$ (L —масштаб длины Монины—Обухова). По данным измерений Бэнке и Смита в Северном Ледовитом океане в марте—апреле 1972 г. (75° с. ш., 150° з. д.) над слабовосторошенной поверхностью ($E = 15 \div 16$ см) $C_{10} = (1,8 \div 1,9) \cdot 10^{-3}$. Проводившие здесь же градиентные наблюдения Ланглебен и Паундер получили для двух точек измерений средние значения: $C_{10} \cdot 10^3 = 1,58 \pm 0,19$ и $1,74 \pm 0,25$. Измерения производились при $z/L = 0,056 \div 0,050$. В июле 1972 г. над неровной ($E = 28$ см) поверхностью пролива Роберсона

(82° с. ш., 60° з. д), покрытой влажным, рыхлым снегом, коэффициент сопротивления при нейтральной и устойчивой стратификации оказался равным $2,08 \cdot 10^{-3}$. Авторы [4] на основании экспериментальных данных получили зависимость C_{10} от характерной высоты неровностей на поверхности:

$$C_{10} \cdot 10^3 = 1,2 + 0,26E,$$

Относительно влияния снегопадов и поземка на характер обтекания заснеженной ледяной поверхности воздушным потоком экспериментальных данных мало.

В экспедиции ГГО на СП-22 был собран довольно большой материал о коэффициенте сопротивления ледяного поля. Методика проведения наблюдений, применявшаяся аппаратура и размещение приборов описаны в [12]. Здесь отметим только, что ниже будут представлены результаты градиентных измерений, проводившихся на основной площадке в октябре — декабре 1974 г. Градиентная мачта располагалась на ледяном острове в 150 м от берега и в 400 м от лагеря. Разгон ветра над поверхностью ледяного острова (ветер южных румбов) составлял 2 км и более. Вдоль береговой черты проходила гряда сглаженных торосов шириной 20—40 м. Высота торосов достигала 2—3 м. Поверхность ледяного острова ровная, без значительных возвышений, покрыта слоем плотноупакованного слежавшегося снега. Характерные размеры застрогов, наблюдавшихся на поверхности в период измерений, следующие: высота 2—5 см, ширина 15—30 см, длина 1—2 м. Такой же характер имел снежный покров сплошного припайного льда, примыкавшего к ледяному острову. На поверхности припая наблюдались редкие торосы высотой до 30—50 см. В период измерений ледовая обстановка вблизи места наблюдений оставалась спокойной.

Для расчета коэффициента сопротивления из всех полученных данных были отобраны случаи нейтральной и близкой к нейтральной термической стратификации, т. е. случаи, когда градиентное число Ричардсона $Ri = \frac{\partial \sigma}{\partial z} / \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2$ менялось в пределах от 0 до 0,02.

Всего для получения значений v_* и u_{10} было использовано 267 профилей ветра, полученных с получасовым и часовым осреднением в слое от поверхности до 13 м. Обработка профилей производилась обычным образом, причем постоянная Кармана k была принята равной 0,4. Скорость ветра на высоте 10 м определялась путем экстраполяции логарифмического профиля с нижних уровней на высоту 10 м.

Результаты расчетов приведены на рис. 1. Точками на графике обозначены средневесовые C_{10} , осредненные по диапазонам средней скорости ветра (1 м/с). Здесь же показан среднеквадратичный разброс значений C_{10} . Зависимость $C_{10}(u_{10})$, показанная на рисунке, получена из осреднения всех данных измерений независимо от направления ветра. Здесь же приведены результаты прямых измере-

ний [4, 9, 10] над ледовой подстилающей поверхностью различного типа. При построении графика использованы данные [4, 9, 10] для случая нейтральной термической стратификации.

При слабых и умеренных ветрах (3—7 м/с) величина C_{10} , как видно из рисунка, не зависит от скорости ветра. Среднее значение коэффициента C_{10} в этом диапазоне скоростей составляет $(1,37 \pm 0,2) \cdot 10^{-3}$, что близко к результатам [5, 8, 10, 11], полученным для случая ровной подстилающей поверхности. Следует отметить, что никакой зависимости величин C_{10} от направления ветра при

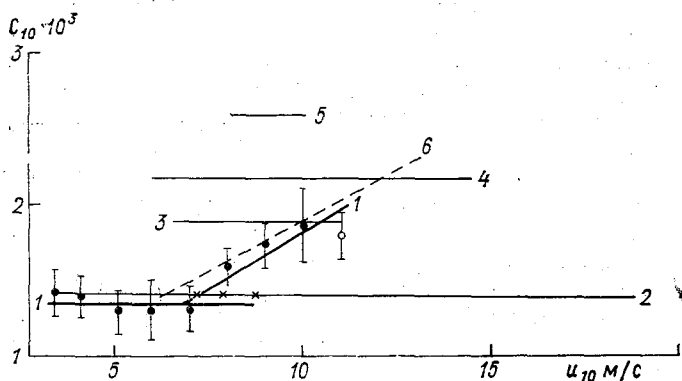


Рис. 1. Зависимость C_{10} (u_{10}) по данным измерений.

1 — в районе Полюса относительной недоступности (СП-22), 2 — в заливе Св. Лаврентия (ровное ледяное поле) [10], 3 — в Северном Ледовитом океане (слабо шероховатое поле) [4], 4 — в проливе Роберсона (шероховатое ледяное поле) [4], 5 — в заливе Св. Лаврентия (плавающий лед 8—9 баллов [9]), 6 — теоретическая зависимость Э. К. Бютнер [6, 13].

$u_{10}=3-7$ м/с обнаружить не удастся. При дальнейшем усилении ветра наблюдается равномерный рост коэффициента сопротивления примерно до $2 \cdot 10^{-3}$ при $u_{10}=11$ м/с. Это объясняется увеличением сопротивления подстилающей поверхности, вызванным выносом снежных частиц с поверхности и появлением поземка. Последний начинает образовываться при скоростях ветра на высоте 10 м от 5 до 7 м/с.

Влияние поземка на строение приземного слоя теоретически исследовалось Э. К. Бютнер [6, 13]. Ею получены зависимости полного напряжения Рейнольдса от скорости ветра и параметров снежных частиц, переносимых потоком (см. рис. 1). Совпадение теоретических и экспериментальных значений C_{10} в диапазоне скоростей ветра 7—11 м/с удовлетворительно. Заметим, что данные о C_{10} в этом диапазоне скоростей получены преимущественно для случаев, когда воздушный поток формировался над ровной поверхностью ледяного острова.

Сведения о поведении C_{10} и z_0 при снегопадах по данным измерений в Арктике противоречивы. Ряд авторов указывает на тенденцию к уменьшению C_{10} в этом случае [4, 5, 8 и др.]. Количественной оценки влияния снегопада по нашим данным сделать не удастся, так как измерения производились при редких и слабых снегопадах. Можно только отметить тенденцию к уменьшению C_{10} . На рис. 1 звездочками показаны средние значения C_{10} при слабых и умеренных снегопадах 2 ноября и 9—12 декабря (ветер в обоих случаях с припая).

Приведенные результаты показывают, что влияние поземка и снегопадов на измеренные величины C_{10} и z_0 может вызывать большой разброс экспериментальных значений. Нужно еще учитывать, что интенсивность и начальная скорость образования поземка зависят от расположения имеющихся на поверхности неровностей (застрогов) по отношению к действующему ветру. По мере усиления ветра происходит переориентация застрогов и вынос снега с поверхности замедляется — поверхность «подстраивается» к воздушному потоку. Во время измерений на СП-22 отмечались случаи, когда при длительном действии ветра в одном направлении поземок не наблюдался при скоростях ветра 6—8 м/с.

Значение $C_{10} = 1,4 \cdot 10^{-3}$, которое наблюдается при умеренных ветрах, т. е. при отсутствии поземка, можно рассматривать как характерную величину коэффициента аэродинамического сопротивления для ровных ледяных полей. Подробное сравнение экспериментальных значений, характеризующих подстилающую поверхность ледяного острова (ветер с острова) и поверхность припая вместе с грядой торосов, расположенной у береговой черты (ветер с припая), показывает, что величины C_{10} в обоих случаях оказываются близкими и никакого систематического расхождения данных не наблюдается. Это говорит, во-первых, о том, что для ровных ледяных полей острова и припая коэффициенты сопротивления оказываются близкими и, во-вторых, что искажающее влияние гряды торосов, расположенной в 150 м от точки измерений, на структуру поля ветра в приземном слое пренебрежимо мало. На меньших расстояниях искажающее влияние гряды торосов заметно. Об этом можно судить на основании результатов профильных измерений, проводившихся в 40 м от гряды с подветренной стороны. Профили, осредненные по диапазонам скоростей ветра в равновесных условиях, имеют характерный изгиб на высотах 2—4 м (см. рис. 3).

Ниже делается попытка теоретической оценки влияния гряд торосов на структуру воздушного потока. Приближенная теория турбулентного течения над восторошенными ледяными полями была развита Эрья [2]. Им были предложены соотношения для расчета полного сопротивления формы и параметра шероховатости препятствий типа ледяных торосов, исходя из данных лабораторного эксперимента и общих представлений о физике процесса. Однако корректная теоретическая оценка влияния ледяных торосов на характер турбулентного течения может быть выполнена лишь на осно-

ве решения замкнутой системы уравнений, описывающих трансформацию потока над неоднородной поверхностью. Численная модель стационарного двумерного течения над поверхностью сложной структуры была построена в работе [14]. В настоящей статье эта модель использована применительно к изучению влияния ледяных торосов на характеристики приземного слоя атмосферы.

Гряда торосов представляется в виде зоны шероховатости с равномерно расположенными препятствиями. Характеристиками препятствий являются их средняя высота (h), поверхность в единице объема (s) и коэффициент аэродинамического сопротивления (c_d). Модель учитывает взаимодействие пограничного слоя атмосферы с элементами шероховатости. В результате такого взаимодействия некоторая доля кинетической энергии среднего движения превращается в энергию турбулентных вихрей. В этом случае динамика стационарного, нейтрально-стратифицированного пограничного слоя атмосферы над снежной поверхностью может быть описана следующей системой уравнений:

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z} + f v - \begin{cases} c_d s |c| u, & z \leq h, \\ 0, & z > h, \end{cases} \quad (2)$$

$$u \frac{\partial v}{\partial x} + w \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial v}{\partial z} - f(u - G) - \begin{cases} c_d s |c| v, & z \leq h, \\ 0, & z > h, \end{cases} \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (4)$$

Здесь u , v , w — составляющие средней скорости ветра по осям x , y , z соответственно; $c = \sqrt{u^2 + v^2}$ — модуль горизонтальной скорости; G — скорость геострофического ветра; f — параметр Кориолиса; k — коэффициент турбулентного обмена по вертикали для количества движения.

Наибольшие трудности при физической постановке задач пограничного слоя связаны с выбором схемы замыкания. Очевидно, что при построении моделей горизонтально неоднородного потока характеристики турбулентности должны быть связаны с пространственной структурой течения в пограничном слое. С этой точки зрения значительный интерес представляют схемы замыкания, основанные на использовании дифференциальных уравнений для моментов второго порядка. Так, в работе Ханьялича и Лаундера [15] для замыкания системы уравнений движения предложено использовать уравнения переноса энергии турбулентности, напряжения турбулентного трения и скорости диссипации. Полученное в этой работе соотношение для скорости диссипации вместе с уравнением баланса турбулентной энергии было использовано Е. Д. Надежиной [16] при построении модели пограничного слоя атмосферы. При этом полученные результаты достаточно удовлетворительно совпадали с измеренным распределением метеозадач, что дало нам основание для применения указанных соотношений в задаче о трансформации потока над сложной поверхностью.

В соответствии со сказанным замыкание системы уравнений (2) — (4) осуществляется с помощью соотношений:

$$u \frac{\partial b}{\partial x} + w \frac{\partial b}{\partial z} = k \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \alpha_b \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial b}{\partial z} - \varepsilon + \begin{cases} c_{dS} |c|^3, & z \leq h, \\ 0, & z > h, \end{cases} \quad (5)$$

$$u \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} + w \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = c_0 c_\varepsilon b \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \alpha_\varepsilon \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} - c'_\varepsilon \frac{\varepsilon^2}{b}, \quad z > h, \quad (6)$$

$$\varepsilon = c_0 b^{3/4} l, \quad k = c_0^{1/4} l \sqrt{b}, \quad (7)$$

где b — средняя энергия турбулентных пульсаций; ε — скорость диссипации энергии турбулентности; l — масштаб турбулентности; α_b , α_ε , c_0 , c_ε , c'_ε — эмпирические константы. Уравнение баланса энергии турбулентности (5) записано для всего пограничного слоя. Последний член в этом уравнении характеризует дополнительный приток турбулентной энергии за счет вихреобразования на препятствиях. Уравнение Ханьялича и Лаундера для средней скорости диссипации турбулентной энергии (6) используется только на высотах, превышающих высоту неровностей. Чтобы замкнуть систему, необходимо иметь дополнительную информацию о поведении какой-либо характеристики турбулентности внутри зоны шероховатости. В этой области потока мы использовали выражение для масштаба турбулентности, принятое в работе [14]:

$$l = \frac{xz}{1 + 2,5z \sqrt{\frac{c_{dS}}{h}}}, \quad z \leq h. \quad (8)$$

Эта зависимость была получена на основе экспериментальных данных для растительного покрова. Однако она может быть применена при моделировании процессов внутри слоя шероховатости другого характера. Основанием для этого служит следующее обстоятельство. В предельном случае высоких и густых препятствий соотношение (8) принимает вид

$$l = 0,16 \sqrt{\frac{h}{c_{dS}}}.$$

Такое же выражение для пути смещения (с коэффициентом 0,14) было получено Сегинером [17], исходя из результатов лабораторного эксперимента на модели из жестких вертикальных цилиндров. Отсюда следует, что соотношение (8) с некоторым приближением может быть принято при исследовании взаимодействия потока с препятствиями, моделирующими ледяные торосы.

Задача решена при следующих граничных условиях.
при $z=z'_0$ (некоторая малая высота у основания препятствий)

$$u = v = w = 0, \quad \alpha_b k \frac{\partial b}{\partial z} = 0, \quad l = \kappa z'_0; \quad (9)$$

при $z=H$ (верхняя граница расчетной области — 1,5 км)

$$u = G, \quad v = 0, \quad b = 0, \quad \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = 0; \quad (10)$$

при $x=0$ (в набегающем потоке) метеорологические характеристики находятся из решения системы уравнений (2)—(10) при отсутствии адвективных чисел.

В качестве исходных данных приняты геометрические характеристики гряды торосов, измеренные на СП-22: средняя высота торосов составила 2,7 м, ширина гряды 40 м. Торосы моделируются в виде равномерно ориентированных конусов со средним диаметром осно-

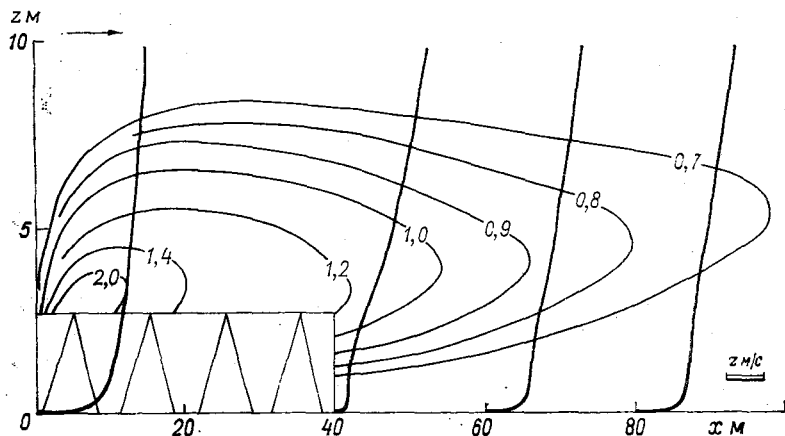


Рис. 2. Изолинии энергии турбулентности ($\text{м}^2/\text{с}^2$) и профили скорости ветра в потоке, обтекающем ледяные торосы. Расчет выполнен при $G=1 \text{ м/с}$.

вания 2,3 м. Плотность расположения — один торос на 50 м^2 . Предполагается, что гряда торосов имеет бесконечную протяженность в направлении, перпендикулярном потоку. Коэффициент сопротивления формы (c_d) конусообразных выступов согласно данным лабораторных измерений [18] близок к единице. Решение выполнено при следующих значениях постоянных: $c_0=0,046$, $\alpha_b=0,73$, $\alpha_z=0,93$, $c'_z=1,45$, $c'_z=2,0$.

Перейдем к анализу результатов расчета по модели.

Под влиянием взаимодействия с грядой торосов существенно изменяется структура турбулентного потока — крупные турбулентные вихри разбиваются на более мелкие, в то же время интенсивность турбулентности резко возрастает. Из рис. 2, на котором проведены изолинии энергии турбулентности, можно видеть, что за грядой

вдоль по потоку распространяется зона повышенной интенсивности турбулентности. От степени развития этой зоны зависит горизонтальное расстояние, до которого распространяется влияние торосов. Непосредственно за грядой (от подстилающей поверхности до высоты порядка h) поток определенное время сохраняет свойства, которые сформировались при прохождении его внутри гряды. Скорость ветра здесь ослаблена, напряжение турбулентного трения растет с высотой, и, следовательно, в этой области потока основные соотношения теории подобия для пристеночного течения не могут быть

использованы. На этом же рисунке показаны рассчитанные по модели профили ветра в набегающем потоке и на различном удалении от торосов.

Сравнение результатов расчета скорости потока с данными наблюдений, выполненных на расстоянии 40 м от гряды торосов в различном диапазоне скоростей (рис. 3), показывает, что совпадение теоретических и экспериментальных профилей вполне удовлетворительно. Напомним, что геометрические характеристики торосов в данном расчетном примере соответствовали измеренным на СП-22. Расчетные и измеренные коэффициенты сопротивления в невозмущенном потоке также совпали ($C_{10} = 1,4 \cdot 10^{-3}$). Значение коэффициента C_{10} над ледяными торосами по расчетам составило $3,5 \cdot 10^{-3}$.

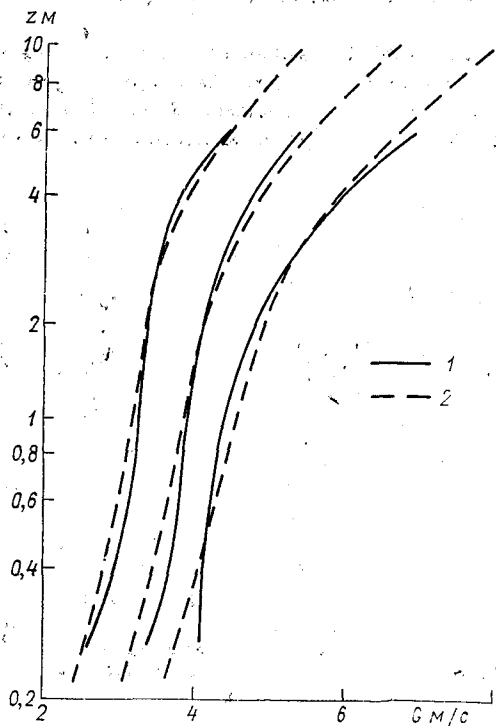


Рис. 3. Сравнение профилей ветра измеренных (1) с расчетными (2) на расстоянии 40 м от торосов.

Расчеты выполнены при $G=6, 8, 10$ м/с.

В данном расчетном примере параметр шероховатости при переходе с одной поверхности на другую изменялся в 100 раз. Именно такой скачок шероховатости имел место в эксперименте Бредли [19], что позволило нам провести сравнение расчетов по модели с результатами этого эксперимента. На рис. 4 показаны относительные изменения напряжения турбулентного трения при натекании потока со снежной поверхности на торосы и при обратном переходе. По оси x отложено расстояние от границ гряды торосов, выражен-

ное в ее высотах. Обнаруживается в целом неплохое согласование результатов расчета с экспериментальными данными. Как видно из рис. 4, напряжение трения резко изменяется при переходе потока с одной подстилающей поверхности на другую. Эти изменения носят характер резкого всплеска, а затем напряжение трения постепенно приближается к своему равновесному значению. Величина τ достигает экстремального значения на расстоянии порядка h .

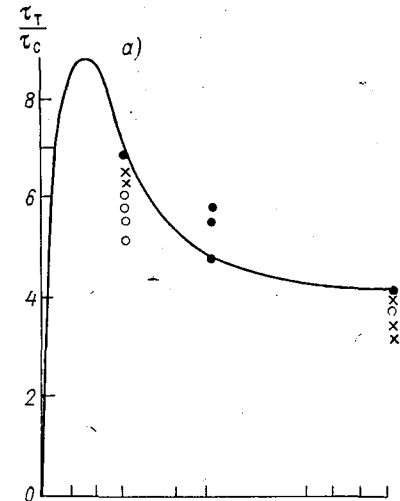
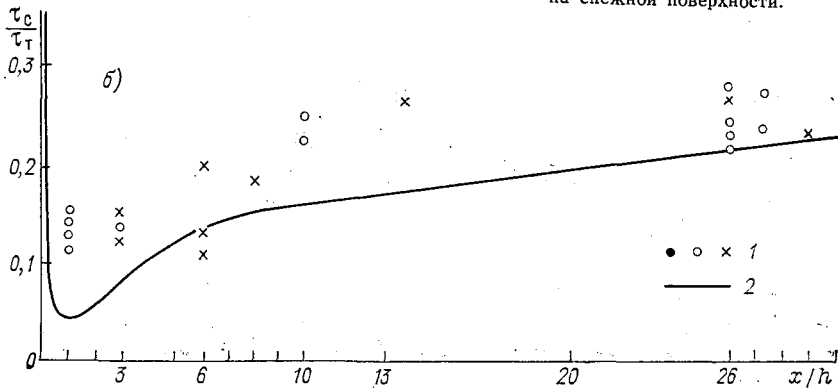


Рис. 4. Относительные изменения напряжения турбулентного трения при натекании потока воздуха со снежной поверхности на торосы (а) и при переходе с торосов на снежную поверхность (б).

1 — экспериментальные данные Бредли, 2 — расчет по модели.
 τ_T — напряжение турбулентного трения на верхней границе торосов, τ_c — напряжение трения на снежной поверхности.



В работе Эрья [2] приведены теоретические оценки относительного параметра шероховатости поверхности, на которую набегает поток, в зависимости от плотности расположения препятствий и шероховатости исходной поверхности. Результаты его расчетов нанесены пунктирными линиями на рис. 5. Теория Эрья построена для случая относительно редко расположенных и невысоких препятствий ($\lambda = 2sh < 0,05$). В природе часто встречаются гораздо более плотные препятствия, к такому типу относится и наблюдавшаяся

на СП-22 прибрежная гряда торосов. Значения параметра шероховатости для плотно расположенных и относительно высоких препятствий, рассчитанные нами на основе приведенной выше модели, показаны на рис. 5 сплошной линией. Для построения этого графика были выполнены расчеты при различных значениях высоты и плотности торосов. Из рис. 5 видно, что в отличие от случая редко рас-

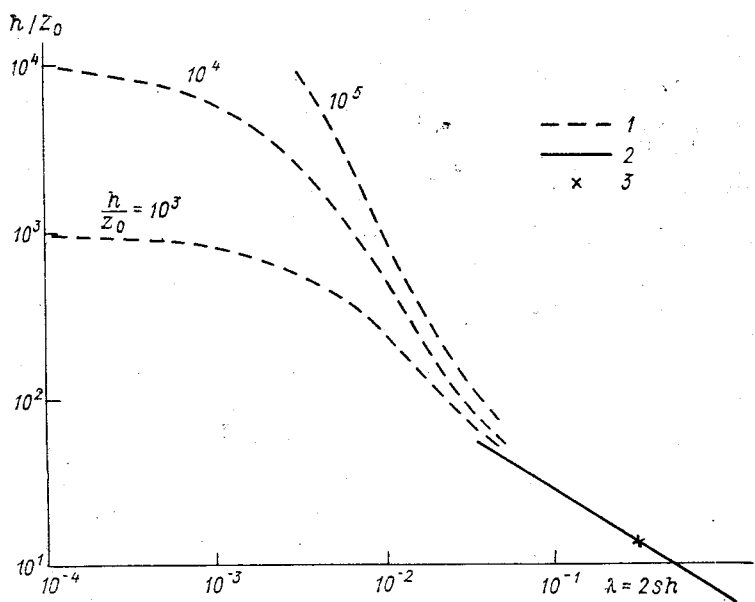


Рис. 5. Связь относительного параметра шероховатости с безразмерным параметром λ , характеризующим густоту и плотность расположения препятствий.

1 — расчетные кривые Эрья [2], 2 — результаты расчета по модели, 3 — шероховатость, рассчитанная для конкретных торосов на СП-22.
 z_0 — шероховатость поверхности, с которой набегаёт поток, Z_0 — параметр шероховатости зоны препятствий; $\lambda = 2sh$.

положенных препятствий параметр шероховатости плотных препятствий не зависит от характеристик поверхности, с которой набегаёт поток (в теоретических схемах принято, что характеристики исходной поверхности и поверхности между препятствиями в зоне шероховатости одинаковы). Полученная нами кривая находится в соответствии с общей направленностью кривых Эрья и с достаточной точностью служит их продолжением.

На основании полученных результатов можно сделать вывод о том, что данная модель в целом правильно отражает процессы динамической трансформации воздуха над полярными районами. Такого рода расчеты могут быть полезными при определении крупномасштабного параметра шероховатости районов Арктики. Для решения этой задачи необходимы сведения о пространственном

распределении торосов и динамике зон торования. За «фоновую» шероховатость ровных заснеженных ледяных полей можно принять величину $z_0 = 2,2 \cdot 10^{-2}$ см, соответствующую $C_{10} = 1,4 \cdot 10^{-3}$. Эта величина получена по данным наших измерений и подтверждается данными других авторов для ровной подстилающей поверхности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Arya S. P. S. Air friction and form drag on arctic sea ice.—„AIDJEX Bull.”, 1973, vol. 9, p. 43—57.
2. Arya S. P. S. A drag partition theory for determining the large-scale roughness parameter and wind stress on arctic pack ice.—„AIDJEX Bull.”, 1975, vol. 28, p. 29—47.
3. Banke E. G., Smith S. D. Measurement of form drag on ice ridges.—„AIDJEX Bull.”, 1975, vol. 28, p. 21—27.
4. Banke E. G., Smith S. D. Wind stress on arctic sea ice.—„J. Geophys. Res.”, 1973, vol. 78, N 33, p. 7872—7883.
5. Seifert W. J., Langleben M. P. Air drag coefficient and roughness length of a cover of sea ice.—„J. Geophys. Res.”, 1972, vol. 77, p. 2708—2113.
6. Бютнер Э. К. Динамические характеристики приземного слоя воздуха при наличии переноса песка у поверхности. — «Труды ГГО», 1975, вып. 326, с. 70—83.
7. Доронин Ю. П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л., Гидрометеоиздат, 1969. 299 с.
8. Untersteiner N., Badgley F. I. The roughness parameters of sea ice.—„J. Geophys. Res.”, 1965, vol. 70, p. 4573—4577.
9. Smith S. D., Banke E. G., Johannssen O. M. Wind stress and turbulence over ice in the Gulf of St. Lawrence.—„J. Geophys. Res.”, 1970, vol. 72, N 15.
10. Smith S. D. Wind stress and turbulence over a flat ice floe.—„J. Geophys. Res.”, 1972, vol. 77, N 21, p. 3886—3901.
11. Langleben M. P. A study of roughness parameters of sea ice from wind profiles.—„J. Geophys. Res.”, 1972, vol. 77, p. 5935—5944.
12. Борисенков Е. П., Грушин С. И., Заблоцкий Г. А., Луштак А. С., Преображенский Л. Ю. Экспериментальные исследования приземного слоя атмосферы в высоких широтах Арктики. — См. наст. сб.
13. Бютнер Э. К. Горизонтальный перенос тяжелых частиц воздушным потоком. — «Труды ГГО», 1975, вып. 362, с. 59—71.
14. Быкова Л. П., Дубов А. С. Влияние лесных полос на распределение концентрации пыли при пыльных бурях. — «Метеорология и гидрология», 1974, № 7, с. 34—41.
15. Hanjalić K., Launder B. E. A Reynolds stress model of turbulence and application to thin shear flows.—„J. Fluid Mech.”, 1972, vol. 52, N 4, p. 609—638.
16. Надежина Е. Д. Об использовании дифференциальных уравнений для вторых моментов в моделях пограничного слоя атмосферы. — «Труды ГГО», 1975, вып. 362, с. 3—14.
17. Seginer I. Aerodynamic roughness of vegetated surfaces.—„Boundary—Layer Meteorol.”, 1974, vol. 5, N 4, p. 383—393.
18. Plate E. J., Lin C. W. The velocity field downstream from a two-dimensional model hill. Pt. 1, 2. Boulder, Colorado, 1965, 317 p.
19. Bradley E. F. A micrometeorological study of velocity profiles and surface in the region modified by a change in surface roughness.—„Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.”, 1968, vol. 94, N 401, p. 361—379

Е. П. Борисенков, А. П. Макштас, Л. Ю. Преображенский

ОПЫТ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ВЛИЯНИЯ ПОЛЫНЕЙ И РАЗВОДИЙ НА ЭНЕРГООБМЕН МОРЯ С АТМОСФЕРОЙ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ

Программой экспедиционных работ ГГО и ААНИИ на дрейфующей станции СП-22 [1] было предусмотрено экспериментальное исследование влияния полыней и разводий в ледовом покрове на тепло- и влагообмен между морем и атмосферой в высоких широтах. Исследований такого рода к настоящему времени выполнено крайне мало. Это — наблюдения Бэджли [2] над искусственной полыньей шириной 20 м в районе мыса Барроу и Смита [3], изучавшего динамические и термические процессы в верхнем слое моря при наличии полыней. Кроме того, в литературе имеется общее описание проекта научно-исследовательской программы «Полынья», выполнение которой планировалось на март — апрель 1974 г. [4].

Ледовая обстановка вблизи дрейфующего ледяного острова, на котором базировалась станция СП-22, весь период наблюдений была спокойной. Заметные подвижки припайного льда наблюдались только 28 ноября, когда на припае в 1—2,5 км от лагеря образовалась система разводий длиной около 10 км и шириной от 5 до 10 м. Поэтому во время экспедиции более или менее подробные метеорологические измерения удалось провести над этим разводьем, а затем над искусственной полыньей, образованной в непосредственной близости к метеоплощадкам.

Наблюдения над разводьем были начаты 28 ноября через 4 часа после прекращения подвижек льда. Место для наблюдений было выбрано примерно в 1,5 км от лагеря и площадок для наблюдений. Значительное удаление от станции и трудности перемещения оборудования по встороженному припайному льду в условиях полярной ночи не позволили поставить достаточно подробный эксперимент.

Наблюдения над разводьем проводились с помощью спиртовых термометров и ручных анемометров. Профили температуры воз-

духа и скорости ветра определялись поочередно на подветренном берегу разводья, затем на наветренном и снова на подветренном. Температура воздуха измерялась в слое от 1 см до 2 м. Полный комплекс измерений занимал 1—2 часа. Наблюдения проводились в течение четырех суток (1—2 измерения в сутки). Результаты измерений приведены на рис. 1. Здесь показаны профили темпера-

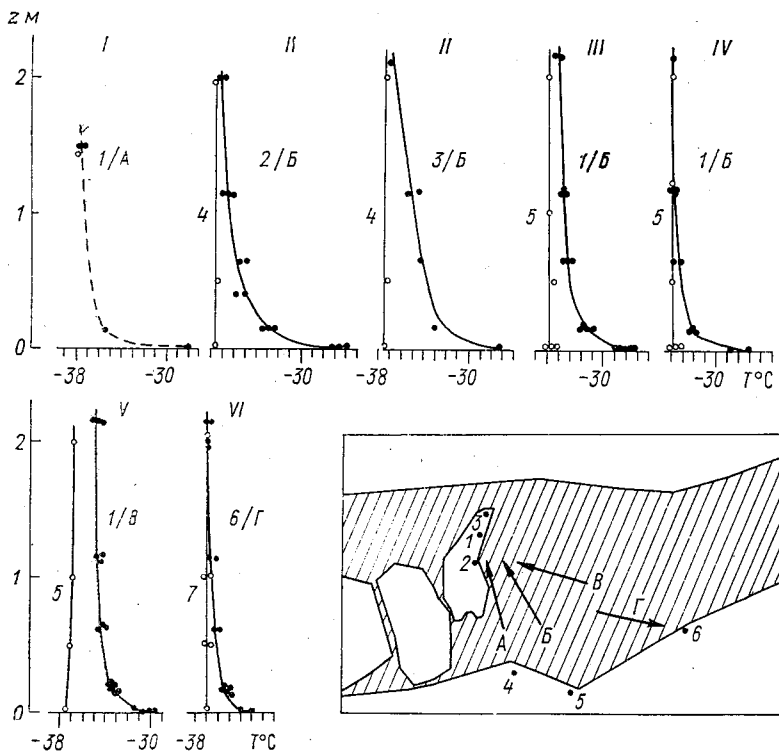


Рис. 1. Профили температуры воздуха перед разводьем (светлые точки) и за разводьем (темные точки).

I — 28 ноября, 11 ч; II — 28 ноября, 16 ч; III — 29 ноября, 3 ч; IV — 29 ноября, 13 ч; V — 30 ноября, 4 ч; VI — 1 декабря 3 ч.

Числитель — точка измерений, знаменатель — направление ветра (см. врезку, на которой приведен план разводья в масштабе 1 : 1000).

туры в набегающем потоке и за разводьем. На врезке к рисунку показаны места измерений и направление ветра. Из рисунка видно, что вертикальное распределение температуры воздуха за разводьем в значительной степени зависит от пути, проходимого воздушным потоком над разводьем, и от перепада температуры на поверхности разводья и твердого льда. Наблюдения проводились при слабых ветрах (1—2 м/с), температуре воздуха -34 , -38°C и термической стратификации, близкой к нейтральной.

В начале наблюдений (через 4 часа после прекращения подвижек) поверхность разводья была покрыта рыхлым, только что образовавшимся льдом толщиной 2 см. Температура поверхности составляла -28°C , температура воды подо льдом $-1,9^{\circ}\text{C}$. Через 9 часов после образования разводья (профили II на рис. 1) толщина льда равнялась 3—4 см. Через 20 часов (профиль III) она составляла 8 см, через 30 часов (профиль IV) — 10 см и через 45 часов (профиль V) — 20 см.

Более детальное исследование процессов, происходящих при образовании полыней и разводий в дрейфующем льду, было проведено 3—4 декабря над искусственной полыней.

Искусственная полынья прямоугольной формы размером $4,5 \times 11$ м была образована путем взрыва припайного льда в 4 ч 40 мин 3 декабря при выполнении серии № 8 [1]. Она располагалась на припае на расстоянии 250 м от основной площадки для наблюдений. Подробная схема расположения метеоплощадок и оборудования приведена в [1]. Толщина льда в месте образования полыньи составляла 80—100 см. Поверхность полыньи после взрыва оказалась покрытой слоем битого льда толщиной 30—50 см.

Наблюдения над полыней и сопутствующие им фоновые наблюдения на основной площадке начались через 20 мин после взрыва. Для этого градиентная мачта дополнительной площадки была вынесена на подветренный край полыньи так, чтобы приборы располагались над ее поверхностью. Сюда же были перенесены пульсационная установка и радиационный термометр. Принятая методика позволила провести довольно подробный комплекс измерений, включающий определение следующих характеристик:

— средние скорости ветра на уровнях 25, 50, 100, 200, 400, 550 см (непрерывные измерения с получасовым осреднением);

— температура воздуха на высотах от поверхности полыньи до 10, 35, 85, 185, 400 и 550 см (непрерывные измерения с получасовым осреднением);

— температура поверхности полыньи.

Измерения проводились радиационным термометром непрерывно с интервалом сначала 10 мин, а в конце серии 30 мин;

— вертикальный турбулентный поток тепла $P = -c_p \rho \omega' T'$ прямым способом. В течение первого часа наблюдений измерения производились на высоте 1,5 м от поверхности, затем в течение часа — на высоте 0,6 м и затем до конца наблюдений — на уровне 0,4 м.

В качестве фоновых служили наблюдения на основной площадке, где измерялись:

— средние скорости ветра на уровнях 25, 50, 100, 200, 400, 600, 900, 1200 см непрерывно с получасовым осреднением,

— температура воздуха на высотах 25, 50, 100, 200, 1200 см также непрерывно с получасовым осреднением,

— температура подстилающей поверхности один раз в час,

— радиационный баланс один раз в полчаса.

Постановка такого комплекса измерений позволяет получить более или менее полное представление о характере процесса пе-

реноса вблизи полыньи. Подробная информация о методике и применявшейся аппаратуре приводится в [1].

Измерения производились при средней скорости ветра 2—4 м/с и температуре воздуха -28 , -36°C . Направление ветра было бла-

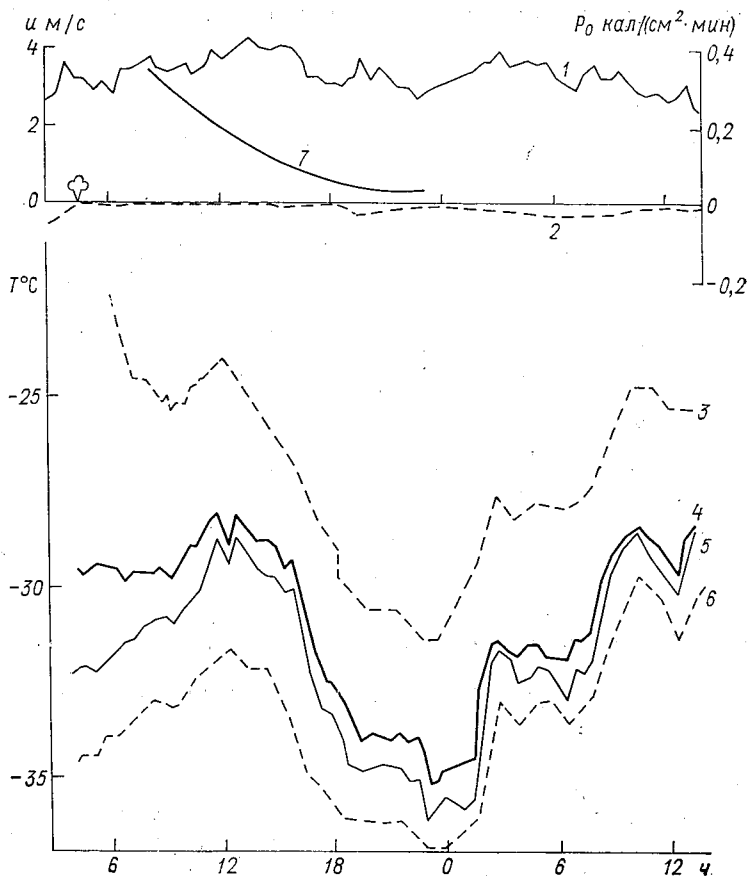


Рис. 2. Временной ход метеорологических характеристик во время наблюдений над искусственной полыньей.

1 — скорость ветра на уровне 1 м, 2 — поток тепла в набегающем потоке P_0 , 3 — температура поверхности полыньи, 4 — температура воздуха на подветренном берегу полыньи на высоте 0,5 м, 5 — температура воздуха на высоте 0,5 м в набегающем потоке, 6 — температура поверхности льда, 7 — поток тепла по данным прямых измерений.

гоприятным для проведения измерений: основная площадка всегда находилась с наветренной стороны от полыньи, т. е. не оказывалась под ее влиянием. Кроме того, длинная ось полыньи в течение всего периода наблюдений была расположена в среднем вдоль по направлению ветра. Изменчивость ветра по направлению

не превышала 15—20°. Следует заметить, что при образовании полыньи не наблюдалось возникновения тумана.

Общее представление об условиях эксперимента можно получить из рис. 2, иллюстрирующего поведение скорости ветра, температуры воздуха, температуры подстилающей поверхности и вертикального турбулентного потока тепла над полыньей и в обла-

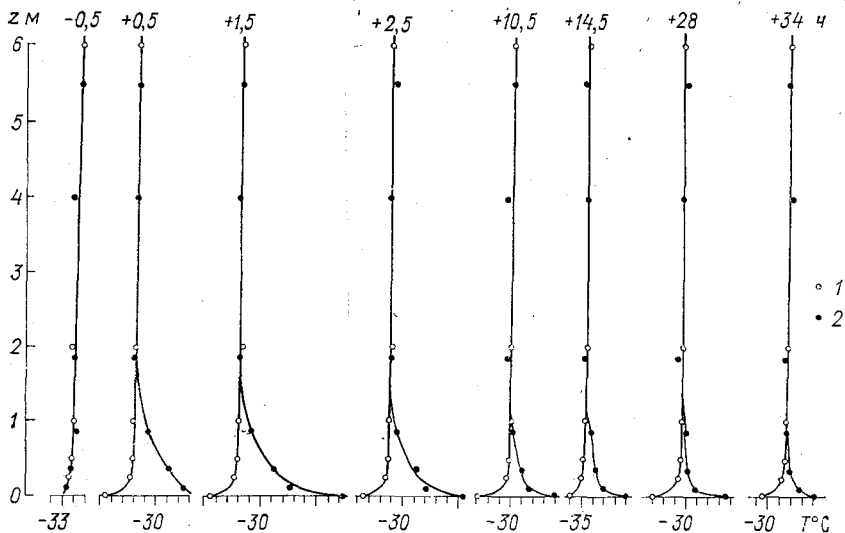


Рис. 3. Характерные профили температуры воздуха в набегающем потоке (1) и за полыньей (2).

Цифры над профилями — время с момента образования полыньи.

сти, не искаженной влиянием полыньи. Турбулентные вертикальные потоки тепла над полыньей получены прямым методом с осреднением во времени, равным 8 мин. Фоновый поток тепла рассчитывался по данным градиентных измерений на основной площадке по методике Л. Р. Орленко [3].

О характере изменения профилей температуры над полыньей можно судить на основании рис. 3, где показаны характерные профили температуры воздуха в набегающем потоке и над полыньей. Как видно из рисунков, тепловое влияние полыньи распространяется на высоту около 2 м в начале действия полыньи и убывает до 0,5 м в конце измерений. Перепады температуры в начале измерений превышают 10° и резко убывают в первые 6—7 часов, затем выравнивание температур поверхности полыньи и ледяной поверхности замедляется.

Вообще, время действия замерзающей полыньи или разводья довольно велико. По нашим наблюдениям, над разводьем, образовавшимся 28 ноября, через четверо суток после образования

разность температур поверхности льда на припае и на замерзшем разводье составляла 4° . Поверхность искусственной полыньи замерзла менее чем через час после образования полыньи, и теплообмен происходил через слой битого смерзающегося льда.

На основе полученных данных можно оценить приток тепла в атмосферу с поверхности полыней и разводий. В [6] показано, что основной вклад в приток тепла с поверхности полыньи составляет приток за счет адвекции

$$E_a = \rho c_p \int_0^z u(z) \frac{\partial T(z)}{\partial x} dz,$$

где ρ и c_p — плотность и удельная теплоемкость воздуха, $u(z)$ и $T(z)$ — скорость ветра и температура на высоте z . По данным градиентных наблюдений (см. рис. 3) легко вычислить величины E_a . В результате вычислений оказалось, что в начале действия искусственной полыньи, т. е. для случая чистой воды, величина E_a составляет 1 кал/(см²·мин) и более. Эта величина согласуется с экспериментальными данными Бэджли [2], который получил значение, близкое к 0,95 кал/(см²·мин).

Значения притока тепла в атмосферу с поверхности разводья оказываются близкими к 0,3—0,6 кал/(см²·мин).

Как видно, приток тепла с поверхности чистой воды в зимнее время очень велик. В литературе имеются данные о соотношении чистой воды и сплошного льда в Центральном Арктическом бассейне. По данным разных авторов [7—9], площадь трещин, полыней и разводий составляет в среднем от 0,1 до 5% общей площади поверхности Центральной Арктики. Вынос тепла с этой поверхности может оказаться значительным.

Как известно [7, 8], суммарный приток энергии в атмосферу Арктики в зимнее время практически полностью является радиационным. Величина радиационного баланса в это время в среднем близка к $-0,05$, $-0,07$ кал/(см²·мин). Удельный вклад потока тепла от поверхности чистой воды по отношению ко всему теплу, переходящему от моря к атмосфере, можно оценить, считая его пропорциональным площади чистой воды в единице поверхности. Тогда, приняв относительную площадь чистой воды равной 1%, получим, что относительный вклад притока тепла от полыней, разводий и трещин в зимнее время близок к 15—20% полного притока тепла в атмосферу с поверхности Центральной Арктики. При изменении относительной площади чистой воды в пределах 0,1—5% этот вклад может составлять от 2 до 70% и более.

Эти приближенные оценки показывают, что учет эффекта разводий при климатологических оценках и построения моделей энергообмена моря с атмосферой в высоких широтах нельзя пренебрегать. Более надежные оценки можно сделать при наличии подробной информации о распределении трещин и разводий на ледовой поверхности и о их повторяемости в зависимости от метеорологических и гидрологических условий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П., Грушин С. И., Заблоцкий Г. А., Макштас Л. Ю., Преображенский Л. Ю. Экспериментальные исследования приземного слоя атмосферы в высоких широтах Арктики. — См. наст. сб.
2. Badgley F. J. Heat budget at the surface at the arctic ocean.—In: Proc. at the simposium on the arctic heat budget and atmospheric circulation. Santa Monica, Calif. 1966, p. 267—277.
3. Smith J. D., Oceanographic investigations during the AIDJEX lead experiment.—„AIDJEX Bull.”, 1974, N 27, p. 125—134.
4. Heiberg P. AIDJEX lead experiment 1974, field operations report.—„AIDJEX Bull.”, 1974, N 26, p. 23—33.
5. Леготина С. И., Орленко Л. Р., Тепловой баланс подстилающей поверхности в период экспедиции КЭНЭКС-71.—«Труды ГГО», вып. 296. с. 46—56.
6. Преображенский Л. Ю. Характеристики теплообмена вблизи поверхности полыней и разводий. — См. наст. сб.
7. Климат полярных районов. Сб. статей под ред. С. Орвига. Пер. под ред. Е. П. Борисенкова. Л., Гидрометеоздат, 1973. 441 с.
8. Доронин Ю. П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л., Гидрометеоздат, 1969. 298 с.
9. Доронин Ю. П., Хейсин Д. Е. Морской лед. Л., Гидрометеоздат, 1975. 318 с.

Л. Ю. Преображенский

ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕПЛООБМЕНА ВБЛИЗИ ПОВЕРХНОСТИ ПОЛЫНЕЙ И РАЗВОДИЙ

При построении моделей энергообмена моря с атмосферой в высоких широтах необходима подробная информация о процессах, происходящих вблизи сложной границы раздела море—лед—атмосфера. Одной из особенностей ледовой подстилающей поверхности является наличие в ней разломов, т. е. участков открытой воды. Эти разломы (трещины, разводья, полыньи) постоянно присутствуют на поверхности ледового покрова. Появление их определяется целым комплексом факторов: циркуляцией воздушных и водных масс, приливными явлениями, динамическими и физическими характеристиками ледового покрова.

Вынос тепла и влаги с поверхности разводий и трещин может оказывать заметное влияние на общий энергообмен моря с атмосферой. Особенно важным это влияние должно быть в зимний период, когда контраст температур вода—воздух в Арктике составляет $30\text{—}40^\circ$ и более.

В результате проведения экспедиционных работ на дрейфующей станции «Северный полюс-22» в октябре—декабре 1974 г. были получены экспериментальные данные о процессе энергообмена между морем и атмосферой при наличии полыней и разводий. Было проведено инструментальное обследование разводья и искусственной полыньи. Во втором случае были получены более подробные экспериментальные данные.

Искусственная полынья располагалась на припае толщиной $80\text{—}100$ см и имела размеры $4,5 \times 11$ м. Измерения проводились 3—4 декабря в течение 34 часов. Длинная ось полыньи при выполнении работ совпадала с направлением ветра. С подветренной стороны полыньи измерялись профили ветра— $U(z)$, температуры воздуха— $T(z)$, турбулентный поток тепла— P' (прямым методом) и температура поверхности— T_0 (радиационный термометр). Сведения о неискаженном влиянием полыньи воздушном потоке были получены из проводившихся параллельно наблюдений на метеоплощадке, располагавшейся в 250 м с наветренной стороны от полыньи. Здесь проводились градиентные измерения скорости вет-

ра и температуры воздуха, наблюдения за радиационным балансом и температурой поверхности ледового покрова. Подробное описание методики проведения измерений, комплекса применявшейся аппаратуры и результаты наблюдений приведены в [1, 2].

Экспериментальные работы проводились при низких температурах воздуха -29 , -36°C , скоростях ветра $2,5$ — $4,5$ м/с и слабоустойчивой термической стратификации приземного воздуха. Результаты измерений характеристик набегающего потока приведены в [3].

Полученные данные позволяют оценить приток тепла от искусственной полыньи в атмосферу. При оценках будем предполагать, что профиль ветра не трансформируется при пробегании воздушного потока над полыньей малого размера (длина пробега в нашем случае 11 м). В самом деле, как показывают данные профильных измерений, систематических расхождений в форме профиля ветра до и после полыньи не наблюдается. Приближенные оценки можно сделать на основании уравнения теплопроводности, которое для нашего случая может быть записано в виде

$$\begin{aligned} \rho c_p \frac{dT}{dt} &= \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} + \rho c_p U \frac{\partial T}{\partial x} = \\ &= -\rho c_p \frac{\partial}{\partial z} \overline{\omega' T'} - \rho c_p \frac{\partial}{\partial x} \overline{u' T'} + Q. \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь ρ и c_p — плотность и удельная теплоемкость воздуха, T и T' — средняя и пульсационная составляющие температуры воздуха, U — средняя скорость ветра, ω' и u' — вертикальная и продольная составляющие пульсаций скорости ветра, Q — приток тепла, связанный с фазовыми переходами влаги, радиационными явлениями и т. д. Ось x направлена по ветру.

Чтобы получить полный приток тепла от полыньи в столб единичного сечения, необходимо проинтегрировать (1) по высоте от поверхности до некоторой высоты z , на которой влияние полыньи исчезает:

$$\begin{aligned} \rho c_p \int_0^z \frac{\partial T}{\partial t} dz + \rho c_p \int_0^z U \frac{\partial T}{\partial x} dz = \\ = -\rho c_p \overline{\omega' T'}|_z + \rho c_p \overline{\omega' T'}|_{z=0} - \rho c_p \int_0^z \frac{\partial}{\partial x} \overline{u' T'} dz \pm \int_0^z Q dz. \end{aligned} \quad (2)$$

По данным измерений над искусственной полыньей [1], высота, до которой распространяется ее тепловое влияние, составляет 2 — $2,5$ м в начальный период наблюдений и около $0,5$ м в конечный.

Члены левой части уравнения (2) вычислялись по данным градиентных измерений температуры воздуха и скорости ветра на подветренном и наветренном берегах полыньи. Соответствующие интегралы вычислялись графически. То обстоятельство, что для определения характеристик набегающего воздушного потока на на-

ветренном берегу использовались результаты измерений на метеоплощадке, удаленной на расстояние 250 м от полыньи, вызывало в ряде случаев затруднения в интерпретации экспериментальных данных. Из-за значительного удаления точек измерений возникает дополнительный разброс экспериментальных значений, вызванный пространственной неоднородностью полей температуры и ветра. Средние температуры воздуха, измеренные над полыньей и на основной площадке на уровнях выше зоны влияния полыньи, могут

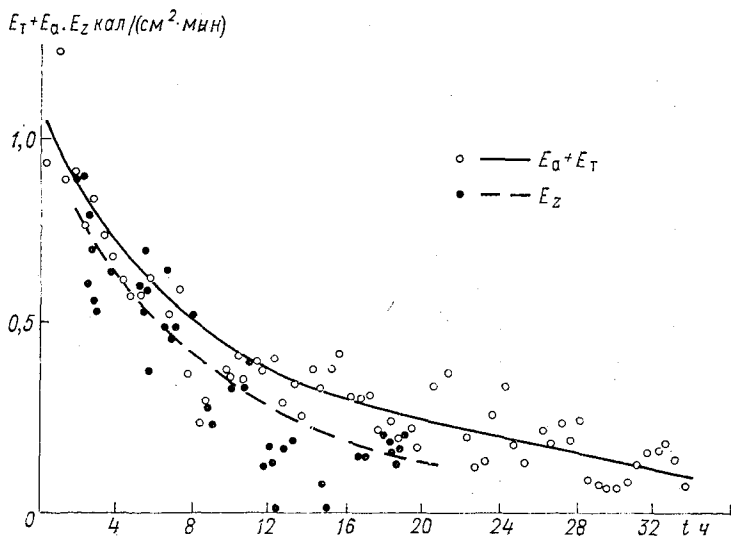


Рис. 1. Приток тепла с единицы поверхности искусственной полыньи в атмосферу.

различаться на 0,3—0,6°. В этих случаях профили температуры «склеивались» по верхним участкам (высоты от 2 до 6 м). Температура воздуха на соответствующем уровне принималась равной среднему значению.

В результате расчетов оказалось, что член, характеризующий нестационарность процесса E_T , очень мал. Он имеет порядок $(2 \div 5) \cdot 10^{-4}$ кал/(см²·мин). Основной приток тепла в атмосферу происходит за счет адвекции E_a . Величина E_a меняется от 1 кал/(см²·мин) в начале действия полыньи до 0,05 кал/(см²·мин) в конце наблюдений. Результаты расчетов приведены на рис. 1. Как видно, интегральный вынос тепла с полыньи, представляющий собой сумму членов левой части уравнения (2), т. е. $E_T + E_a$, резко убывает в течение первых 6—7 часов. Затем приток тепла в атмосферу замедляется. Следует отметить, что после образования искусственной полыньи поверхность ее оказалась покрытой слоем мелкобитого мокрого льда толщиной 30—50 см. Менее чем через 1 час самый поверхностный слой смерзся, и теплообмен в дальнейшем

Результаты прямых измерений турбулентного потока тепла
над искусственной льдыней 3 декабря 1974 г.

Время, ч мин	$-\overline{c_p \rho \overline{w' T'}}$ кал/(см ² ·мин)	Высота измерения, м	Интервал осреднения, мин	h м	T ₀ - T _h град	P ₀ кал/(см ² ·мин)
01 50	-0,075	1,2	30	0,0	—	-0,010
02 25	-0,100	1,2	30	0,0	—	-0,010
05 25	+0,145	1,5	4	2,0	—	0,000
05 30	0,185	1,5	4	2,0	—	
05 36	0,165	1,5	4	2,0	—	
05 45	0,044	1,5	4	1,9	—	-0,001
05 52	0,044	1,5	4	1,9	10,0	
06 25	0,270	0,6	4	1,9	9,3	-0,004
06 32	0,193	0,6	4	1,9	9,4	
06 39	0,206	0,6	4	1,8	9,4	
06 44	0,158	0,6	4	1,8	9,4	-0,005
06 51	0,162	0,6	4	1,8	8,8	
06 58	0,176	0,6	4	1,8	8,0	
08 00	0,320	0,4	4	1,8	6,1	-0,005
09 10	0,295	0,4	4	1,9	5,4	
09 16	0,305	0,4	4	1,9	5,4	-0,003
09 22	0,264	0,4	4	1,9	5,3	
09 28	0,346	0,4	4	1,9	5,3	
09 35	0,180	0,4	4	1,7	5,2	-0,005
10 25	0,268	0,4	4	2,0	5,2	-0,005
10 35	0,342	0,4	4	2,0	5,2	
10 50	0,246	0,4	4	—	5,2	-0,003
10 57	0,250	0,4	4	2,2	5,0	
11 50	0,050	0,4	4	1,7	4,8	
11 57	0,230	0,4	4	1,7	4,8	
12 50	0,115	0,4	4	1,7	4,5	-0,005
12 57	0,100	0,4	4	1,7	4,5	
13 50	0,155	0,4	4	1,9	4,1	-0,008
13 57	0,176	0,4	4	1,9	4,0	
14 50	0,162	0,4	4	1,5	3,7	-0,008
14 57	0,155	0,4	4	1,5	3,8	
15 50	0,017	0,4	4	1,3	4,3	-0,010
15 57	0,066	0,4	4	1,3	4,4	
16 05	0,044	0,4	4	1,3	4,4	
16 12	0,000	0,4	4	1,3	4,4	-0,008

Время, ч мин	$-\rho c_p \overline{\omega' T'}$ кал/(см ² ·мин)	Высота измерения, м	Интервал осреднения, мин	h м	$T_0 - T_h$ град	P_0 кал/(см ² ·мин)
16 50	0,044	0,4	4	1,2	4,6	-0,015
16 57	0,053	0,4	4	1,2	4,6	
18 50	0,030	0,4	4	1,7	4,5	-0,005
18 55	0,000	0,4	4	1,7	4,5	
20 45	0,053	0,4	4	1,5	4,1	-0,007
20 53	0,053	0,4	4	1,5	4,1	
22 00	0,100	0,4	4	1,6	3,9	-0,014
22 08	0,088	0,4	4	1,6	3,9	
22 25	0,070	0,4	4	1,2	3,7	-0,014
22 33	0,040	0,4	4	1,2	3,7	
22 50	0,040	0,4	4	1,1	3,7	-0,010
22 58	0,048	0,4	4	1,1	3,7	
23 25	—	—	4	1,1	3,8	-0,007
23 45	—	—	4	1,0	3,6	-0,010

происходил через слой замерзающего битого льда. Поэтому приведенные на рис. 1 значения притока тепла от полыньи в атмосферу только в первые 1—2 часа относятся к случаю собственно полыньи.

Интересно оценить соотношение членов правой части уравнения (2). Мы располагаем данными прямых измерений вертикального турбулентного потока тепла на высотах 0,4, 0,6 и 1,5 м над поверхностью полыньи $P'(z) = -\rho c_p \overline{\omega' T'}$ и значениями потока тепла P_0 , рассчитанными по данным градиентных измерений в набегающем потоке [3]. Эти данные показаны в табл. 1. Здесь же приведена информация о высоте внутреннего пограничного слоя на подветренном уровне полыньи h и о перепаде температуры в этом слое ($T_0 - T_h$). На основании этих данных можно оценить приток тепла в слой за счет турбулентного обмена по вертикали

$$E_{z_1} = -(\rho c_p \overline{\omega' T'}|_{z=h} - \rho c_p \overline{\omega' T'}|_{z=z_1}) \quad (3)$$

и сопоставить его с адвективным притоком в слое от z_1 до h и притоком за счет нестационарности в этом же слое

$$E_{\Sigma} = \rho c_p \int_{z_1}^h U \frac{\partial T}{\partial x} dz + \rho c_p \int_{z_1}^h \frac{\partial T}{\partial t} dz. \quad (4)$$

Здесь z_1 — высота, на которой измерялся турбулентный поток тепла прямым методом, h — высота, на которой влияние полыньи не сказывается. При оценках за величину турбулентного потока на высоте h принято значение потока, определенное из данных гра-

диентных наблюдений в набегающем потоке (метеоплощадка). Величины E_z рассчитывались графически. Из рис. 2, на котором показаны результаты расчетов, видно, что величины E_z и E_{z_1} близки, причем E_{z_1} оказывается в среднем примерно на $0,05 \text{ кал}/(\text{см}^2 \times \text{мин})$ меньше, чем E_z .

На рис. 1 сплошными точками показаны значения притока в слой от 0 до h за счет вертикального турбулентного потока тепла. Эти значения получены на основе результатов прямых измерений на уровнях 0,4, 0,6 и 1,5 м над полыней, пересчитанных с помощью корреляционного графика рис. 2 на весь слой, охваченный влиянием полыни. Близость величин E_z и E_{z_1} указывает на малость остальных членов правой части уравнения (2).

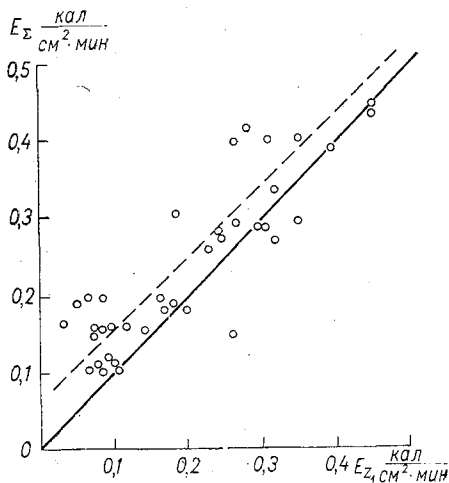


Рис. 2. Корреляционный график E_z и E_{z_1} .

Действительно, сделанные Ф. Н. Шехтер [4] оценки радиационного притока тепла в слой, подверженный влиянию полыни, показывают, что эта величина имеет порядок $0,01 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$. Кроме того, при выносе теплого влажного воздуха с поверхности открытой воды должен происходить дополнительный приток тепла в атмосферу за счет конденсации влаги, переносимой

в более сухой воздух. Поскольку градиентных измерений влажности воздуха не проводилось вследствие сложности таких измерений при температурах $-30, -40^\circ\text{C}$, можно сделать только приближенную максимальную оценку. Будем считать, что весь водяной пар, вынесенный с полыни, конденсируется полностью, а над самой полыней он насыщен. Вычислив профили влажности при температуре насыщения по данным о вертикальном распределении температуры воздуха, получим значения притока тепла за счет конденсации водяного пара из графического решения уравнения

$$E_k = \rho L \int_0^h U \frac{\partial q}{\partial x} dz. \quad (5)$$

Здесь q — удельная влажность насыщенного воздуха (г/г), L — удельная теплота испарения. В результате расчетов оказалось, что максимальные значения E_k не превышают $0,01 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$, т. е. составляют около 1% от интегрального притока тепла.

Вообще, как видно из сопоставления величин E_z и E_{z_1} , суммарное влияние потока влаги, радиационных притоков и горизонтального турбулентного потока тепла невелико, по крайней мере для

полыней малых размеров. Как видно из рис. 1 и 2, соответствующий приток тепла, если рассматривать его равным $E_x - E_z$, в начальный период существования полыньи близок к $0,05 \text{ кал}/(\text{см}^2 \times \text{мин})$. Следует, однако, иметь в виду, что точность определения составляющих уравнения притока тепла невелика. Расхождение величин E_x и E_z может поэтому оказаться просто погрешностью измерений.

Дополнительная информация о влиянии участков открытой воды на теплообмен покрытого льдом моря с атмосферой была получена из эксперимента над естественным разводьем, образовавшимся 28 ноября на припае. В этом случае, в отличие от искусственной полыньи, наблюдения проводились над постепенно замерзающей поверхностью чистой воды. Толщина льда за период

Таблица 2

Значения притока тепла от разводья в атмосферу

Дата	Время, ч	$E_a \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$	$x \text{ м}$	$\Delta T_0, ^\circ\text{C}$	Толщина льда, см
28 XI	16	0,38	30	11,4	3—4
28	16	0,57	43	10,2	3—4
29	3	0,39	40	6,8	8
29	13	0,11	40	6,7	10
30	3	0,35	55	7,6	20
1 XII	2	0,05	100	4,0	—

наблюдений изменилась от 2—3 до 20 см и более. Вследствие изменения направления ветра длина пробега воздушного потока над полыней менялась от 20 до 50 м. Подробное описание эксперимента и фактические данные приведены в [1]. Необходимо отметить, что высота внутреннего пограничного слоя на подветренном берегу разводья, т. е. высота h , на которой тепловое влияние разводья исчезает и где

$$T(z, x)|_{z>h} = T(z), \quad (6)$$

оказывается, как правило, выше слоя, в котором проводились измерения. Для отыскания h была использована эмпирическая зависимость

$$h = 0,4L_p^{-1/3} x^{4/3}, \quad (7)$$

полученная на основе данных наблюдений над искусственной полыней. Здесь h — высота внутреннего пограничного слоя, x — разгон ветра над разводьем, а масштаб $\frac{1}{L_p} = \frac{g}{T} \frac{T}{U^2}$. Входящие в L_p параметры легко определяются по данным, полученным из измерений над разводьем: T — абсолютная температура воздуха на

высоте 0,5 м в набегающем потоке, ΔT — разница температур воздуха в набегающем потоке и над подветренным урезом разводья на высоте 0,5 м, U — скорость ветра на уровне 0,5 м. Зависимость (7) получена на основании 46 наиболее надежных парных профилей температуры. Разброс экспериментальных значений довольно велик, так как сама высота h определяется с точностью 10—20%.

Профили температуры экстраполировались до определенной с помощью зависимости (7) высоты h . Полученные таким образом профили температуры обрабатывались так же, как и в случае искусственной полыньи. Полученные в результате расчетов значения E_a приведены в табл. 2.

Здесь ΔT_0 — разница температур поверхности припайного льда и поверхности разводья.

Полученные оценки показывают, что участки чистой воды в ледяном покрове могут вносить заметный вклад в теплообмен моря с атмосферой в высоких широтах. Количество тепла, поступающее в атмосферу с единицы поверхности искусственной полыньи и естественного разводья за полное время их существования, оказывается близким к 750 и 1500 кал/см² соответственно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П., Макштас А. П., Преображенский Л. Ю. Опыт экспериментального исследования влияния полыней и разводий на энергообмен моря с атмосферой в высоких широтах. — См. наст. сб.
2. Борисенков Е. П., Грушин С. И., Заблоцкий Г. А., Макштас А. П., Преображенский Л. Ю. Экспериментальные исследования приземного слоя атмосферы в высоких широтах Арктики. — См. наст. сб.
3. Преображенский Л. Ю. Оценка составляющих теплового баланса поверхности ледового покрова Центральной Арктики. — См. наст. сб.
4. Шехтер Ф. Н. Влияние разводий на радиационный режим Арктики. — См. наст. сб.

Ф. Н. Шехтер

ВЛИЯНИЕ РАЗВОДИЙ НА РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ АРКТИКИ

Образование разводий в ледовом покрове Арктики — процесс непрерывный. По данным различных авторов средняя площадь открытой воды составляет от 1% зимой до 3,5% летом [3]. Естественно вопрос, в какой степени это обстоятельство влияет на тепловой режим Арктики. Частично данный вопрос рассмотрен в работах [3, 4]. В [4], например, по материалам наблюдений на СП-4 и СП-5 оценено различие между составляющими теплового баланса поверхности открытой воды и ледяного покрова.

В настоящей статье сделана попытка оценить влияние открытой воды на радиационный баланс подстилающей поверхности и атмосферы по материалам наблюдений на дрейфующей станции СП-22. Во время работы этой станции была образована искусственная полынья и производились измерения температуры в приземном слое воздуха над ней и на основной площадке с характерной для данного района ледовой поверхностью [6]. Наличие таких наблюдений вместе с данными радиозондирования позволило провести расчеты радиационных потоков надо льдом и над полыньей.

Из-за низких температур различие во влагосодержании столба воздуха от поверхности до любой высоты надо льдом и над полыньей (в предположении, что над ней влажность воздуха равна 100%) настолько мало, что практически не сказывается на поглощении радиации. Благодаря этому обстоятельству можно преобразовать формулы для расчета радиационных потоков таким образом, чтобы сразу вычислять разницы между потоками надо льдом и над полыньей.

Формулы для вычисления добавочных радиационных потоков, обусловленных разностью температур над полыньей и надо льдом, будут иметь такой же вид, как и для расчета самих потоков [1, 7], если в них $\sigma T^4(z)$ заменить на $4\sigma T^3 \Delta T(z)$, где $\Delta T(z)$ — разность температур.

В таблице приведено сравнение рассчитанного радиационного баланса ледового покрова с наблюдаемым. Кроме сроков с без-

облачным небом, было выбрано несколько случаев со сплошной облачностью, когда была известна высота облаков. В работе [5] указывается, что излучательная способность облаков нижнего яруса в Арктике при температуре нижней границы облака в пределах $-22, -26^{\circ}\text{C}$ равна 0,85. Однако нам удалось получить хорошее совпадение с наблюдениями лишь при значении излучательной способности облаков, равной 0,70 при высоте облаков 500 м и 0,78, если предположить, что нижняя граница облаков расположена на 220 м. Возможно, что из-за очень малой влажности воздуха облака в этом районе в зимнее время более прозрачны для

**Наблюденный и рассчитанный радиационный баланс
ледовой поверхности и превышение радиационного баланса
поверхности разводья над ледовой**

Дата	Время, ч мин	Облач- ность, балл	R кал/(см ² ·мин)		t_4^1	$\Delta T(0)$	$\frac{\Delta R}{R}$ кал/(см ² ·мин)	$\frac{\Delta R}{R}\%$
			расч.	набл.				
3 XII	5 00—5 30			—0,045	1	12,0	—0,052	127
	8 00—8 30			—0,032	4	8,2	—0,039	122
	12 00—12 30			—0,022	8	7,6	—0,034	155
	16 00—16 30	Ясно	—0,076	—0,077	12	7,9	—0,037	48
	17 00—17 30	"	—0,075	—0,073	13	7,2	—0,031	42
	18 00—18 30	"	—0,072	—0,073	14			
4 XII	1 30—2 00	10	—0,021	—0,022	21,5	4,8	—0,022	100
	13 00—13 30	10	—0,023	—0,020	33	5,4	—0,024	120
	13 30—14 00	10, ≡		—0,008	33,5	4,7	—0,023	
28 XI					30,0	—0,165		
2 XII						10,0	—0,049	

¹ t_4 — время существования полыньи.

длинноволновой радиации, чем рассмотренные в [4]. Это предположение подтверждается имеющимся в [3] указанием на то, что водность слоистых и слоисто-кучевых облаков заметно уменьшается с приближением к полюсу.

Хорошее совпадение рассчитанных и наблюдаемых величин радиационного баланса ледовой поверхности позволяет отнестись с доверием к расчетам добавочных радиационных потоков, обусловленных наличием полыньи.

Из таблицы видно, что влияние разводий на радиационный баланс поверхности весьма существенно. Увеличение баланса составляет около 40% в ясные дни и 100—150% при сплошной облачности. Последние два столбца таблицы относятся к естественному разводью шириной 40 м и протяженностью около 10 км. Оно об-

разовалось 28 ноября и просуществовало четверо суток. После образования разводя температура его поверхности была около -2°C , через четверо суток она понизилась до -20°C . Если принять температуру ледовой поверхности равной -30°C , то окажется, что увеличение радиационного баланса даже при ясной погоде может превосходить 200%.

Проведенные расчеты при значениях $\Delta T(z)$, заимствованных из работы [6], и значении эффективной излучательной способности подстилающей поверхности, равной 0,98, показали, что с точностью до 0,001 кал/(см²·мин) добавочные потоки радиации обусловлены различием температур поверхности. Это обстоятельство значительно облегчает анализ результатов расчета, поскольку влияние облачности учтено автоматически в самой величине $\Delta T(0)$.

Следует отметить, что точность в 0,001 кал/(см²·мин) недостаточна для прилегающего к подстилающей поверхности слоя воздуха толщиной несколько сантиметров. Например, если приток радиации в слой 0—10 см равен 0,001 кал/(см²·мин), то температура воздуха в этом слое будет изменяться за счет радиации со скоростью 20 град/ч. Поэтому вблизи поверхности необходимо учитывать изменение противоизлучения атмосферы и, как это ни парадоксально, собственного излучения прилегающего к поверхности тонкого слоя воздуха. Учет изменения с высотой лишь добавочного излучения подстилающей поверхности приводит к радиационному нагреву этого слоя. Однако результаты работы [2] позволяют утверждать, что в тонком приповерхностном слое воздуха над разводьем из-за большого градиента величины $\Delta T(z)$ в нем должно иметь место охлаждение воздуха за счет радиации, а выше — нагрев, уменьшающийся с высотой. Поскольку над разводьями влажность воздуха близка к 100%, то в результате радиационного выхолаживания могут возникнуть стелющиеся по поверхности туманы.

Для рассмотрения влияния полыньи на радиационный режим воздуха в соответствии с полученными выше результатами схематизируем ее «тепловым пятном», температура которого на $\Delta T(0)$ выше окружающего фона. Из-за ограниченных размеров пятна необходимо рассматривать радиационные процессы над его центром и вблизи краев отдельно.

Введем понятие характерного размера, под которым будем понимать в первом случае диаметр круга, площадь которого равна площади пятна, во втором — радиус полукруга, равного площади пятна.

Учитывая лишь ослабление излучения от подстилающей поверхности, получим следующие простые формулы для расчета добавочного потока радиации (ΔF), приходящего на единичную горизонтальную площадку на высоте z над центром пятна [7]:

$$\Delta F(z) = \Delta E(0) \left[D(m) - \cos^2 \theta \cdot D\left(\frac{m}{\cos \theta}\right) \right]. \quad (1)$$

В формуле (1) величина $\Delta E(0)$ — разность излучения абсолютно черного тела при температурах пятна и фона; $D(x)$ — функция пропускания; m — поглощающая масса столба атмосферы от поверхности до высоты z ; θ — угол, под которым видно пятно с высоты z , $\operatorname{tg}\theta = \frac{d}{2z}$; d — диаметр круга.

Изменение добавочного потока радиации с высотой в случае пятна ограниченного размера происходит не только за счет поглощения энергии на пути луча, но и из-за изменения его углового размера. Ослабление радиации вследствие поглощения определяется частной производной от потока по массе. Из формулы (1) получаем, что

$$\frac{\partial \Delta F}{\partial m} = \Delta E(0) \left[D'(m) - \cos \theta \cdot D' \left(\frac{m}{\cos \theta} \right) \right], \quad (2)$$

где $D'(x)$ — производная от функции пропускания по аргументу.

Интегрируя формулу (2) по высоте, получим добавочное по отношению к фону поглощение радиации в слое от поверхности до высоты z :

$$\delta(\Delta F) = -\Delta E(0) \left[1 - D(m) + \int_0^m \cos \theta \cdot D' \left(\frac{m}{\cos \theta} \right) dm \right]. \quad (3)$$

Зная приток тепла в слое, можно определить скорость изменения температуры этого слоя за счет радиации:

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho c_p} \frac{\delta(\Delta F)}{\Delta z} \quad (4)$$

(ρc_p — объемная теплоемкость воздуха).

Добавочный поток радиации на единичную горизонтальную площадку, расположенную на высоте z над краем теплового пятна, будет определяться выражением

$$\Delta F(z) = 0,5 \Delta E(0) \left[D(m) - \cos^2 \alpha \cdot D \left(\frac{m}{\cos \alpha} \right) \right] \quad \text{при } z > 0. \quad (5)$$

На поверхности, однако, добавочный поток равен, как и в предыдущем случае, величине $\Delta E(0)$.

Приток тепла в слой будет определяться формулой

$$\delta(\Delta F) = -0,5 \Delta E(0) \left[1 - D(m) + \int_0^m \cos \alpha \cdot D' \left(\frac{m}{\cos \alpha} \right) dm \right]. \quad (6)$$

Угол α связан с характерным размером пятна соотношением $\operatorname{tg} \alpha = r/z$; r — радиус полукруга.

Характерные размеры пятна при рассмотрении процессов радиационного теплообмена над его центром и вблизи края связаны между собой соотношением $d = r\sqrt{2}$. Поэтому добавочные притоки тепла над центром пятна будут не точно в 2 раза больше притоков тепла над его краем.

При вычислении интегралов, входящих в формулы (3) и (6), надо учитывать параметрическую связь между поглощающей мас-

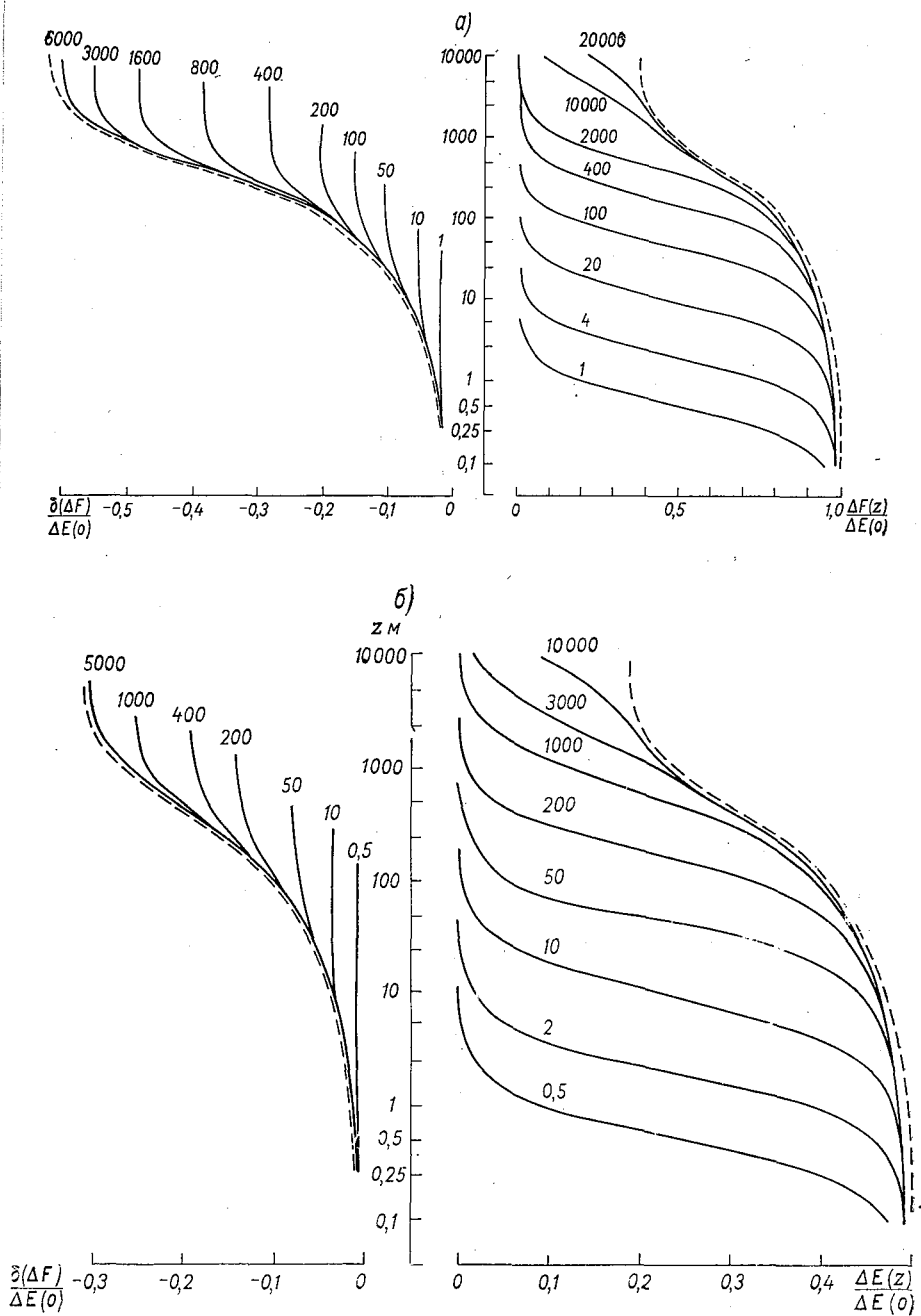


Рис. 1. Изменение с высотой нормированных на $\Delta E(0)$ добавочных значений полного потока радиации (справа) и притока тепла в слой от поверхности до высоты z (слева).

Цифры на кривых — характерные размеры пятна. Пунктирная кривая — неограниченное пятно.

а) над центром, б) над краем.

сой (m) и углом θ (или α). Из-за неопределенности величины $D'(x)$ при $x=0$ интегралы вычислялись не от поверхности, а от некоторой малой высоты. Это равносильно предположению, что в прилегающем к поверхности тонком слое можно пренебречь изменением угла $\theta(\alpha)$ с высотой.

Результаты расчетов изменения с высотой потоков радиации и притоков тепла в слой от поверхности до высоты z представлены на рис. 1. Хорошо видно, что поглощение радиации в приземном слое на порядок меньше общего ослабления. С высотой это различие уменьшается, но не исчезает. Кроме того, слой теплового влияния, обусловленный только поглощением радиации, тоньше слоя, в котором происходит изменение полных потоков. Например, при характерном размере пятна, равном 100 м, приток тепла над его центром прекращается уже на высоте 150 м, в то время как полный поток на этой высоте составляет еще почти 10% от наземного (рис. 1 а).

Разность между высотой полного влияния разводя и теплового зависит от влажности воздуха и тем меньше, чем он суше. Рисунок 1 относится к зимним условиям в Центральном Арктическом бассейне при характерной поглощающей массе во всем атмосферном столбе воздуха около 0,2 см осаждающей воды.

Из формул (1) и (5) легко получить максимально возможную, т. е. без учета поглощения радиации, высоту влияния теплового пятна ($z_{кр}$). Полагая $\Delta F(z)/\Delta F(0) = a$ и принимая за характерный размер пятна его площадь (s), получим, что $z_{кр} = \sqrt{\frac{1-a}{a} \cdot \frac{s}{\pi}}$ над центром и $\sqrt{\frac{1-a}{a} \cdot \frac{s}{\pi}}$ над краем. Оба выражения дают приблизительно одинаковые соотношения:

$$z_{кр} = \begin{cases} 5,6\sqrt{s} & \text{при } a = 0,01, \\ 1,6\sqrt{s} & \text{при } a = 0,1. \end{cases} \quad (7)$$

Из анализа рис. 1 видно, что изменение с высотой полного потока радиации и притока тепла в слой происходит неравномерно. Существует некоторая зона высот, внутри которой эти величины меняются весьма заметно, оставаясь ниже и выше почти постоянными.

Аппроксимация реального разводя кругом или полукругом не всегда удобна, например, когда отношение поперечного размера к продольному мало. В этом случае может оказаться удобнее, приняв за характерные размеры ширину и длину разводя, найти по рис. 1 соответствующие им величины $\Delta F(d_1)/\Delta E(0)$ и $\Delta F(d_2)/\Delta E(0)$. Искомое $\Delta F(z)/\Delta E(0)$ для любой высоты будет находиться между ними, причем $\frac{\Delta F(d_1)}{\Delta E(0)} < \frac{\Delta F(z)}{\Delta E(0)} < \frac{\Delta F(d_2)}{\Delta E(0)}$, если $d_1 < z < d_2$. Такое же неравенство имеет место и для притоков тепла в слой $(0-z)$.

Применим полученные результаты к конкретным разводя, наблюдавшимся на СП-22 [6]. Площадь искусственной полыньи

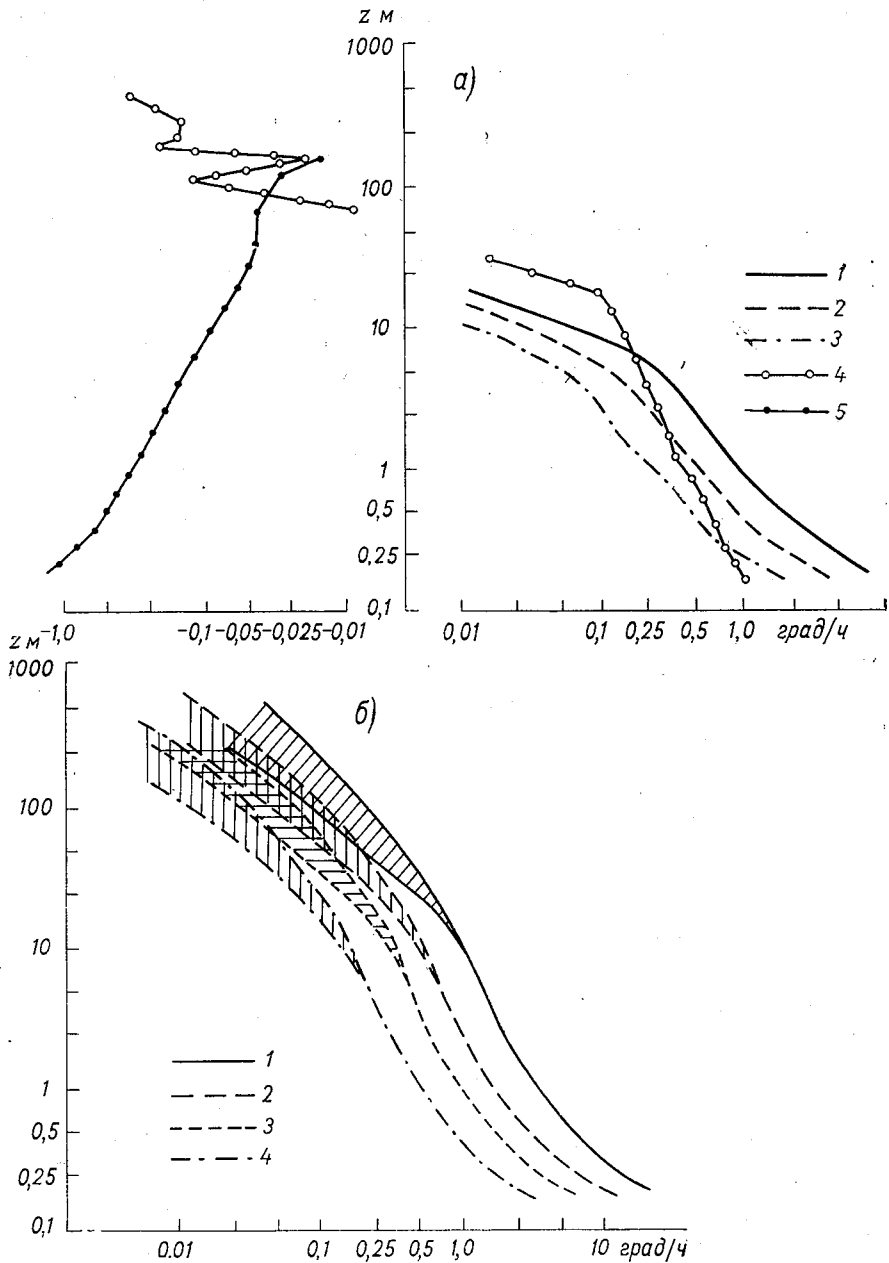


Рис. 2. Скорость радиационного изменения температуры воздуха.

а) над ледовой поверхностью и искусственной полыней: 1 — над центром полыни через час после ее образования, 2 — через сутки над центром и через час над краем, 3 — через сутки над краем, 4 — над окружающим льдом в пасмурную погоду, 5 — в ясную погоду; б) над естественным разлодом: 1 и 3 — в день образования и через 4 суток над его серединой, 2 и 4 — то же над его краями.

49,5 м²; следовательно, ее характерные размеры $d=8$ м и $r=6$ м. За характерные размеры естественного разводья примем его ширину (40 м) и длину (10 км). На рис. 2 приведены добавочные скорости изменения температуры над разводьями в разные моменты времени. Там же для сравнения нанесены dT/dt над сплошной ледовой поверхностью в ясную погоду и при сплошной нижней облачности.

Из анализа рис. 2 следует что в приземном слое даже над маленькой искусственной полыней полностью ликвидируется радиационное охлаждение воздуха, которое имеет место над ледовой поверхностью в ясную погоду. В пасмурную же погоду нагрев воздуха увеличивается примерно в 2 раза. Над естественным разводьем возникает весьма заметный радиационный нагрев воздуха. В приземном слое кривые dT/dt для обоих характерных размеров 40 и 10 000 м практически совпадают, выше они расходятся. Действительные dT/dt лежат в пределах заштрихованных площадей.

Скорость изменения температуры воздуха быстро уменьшается с понижением температуры поверхности разводья: через сутки она уже в 2 раза меньше, чем через час после его образования. Далее этот процесс замедляется: двухкратное уменьшение происходит уже в течение последующих трех суток.

Из проведенного исследования следует, что влияние разводий наиболее ярко проявляется в весьма значительном увеличении радиационного баланса поверхности и охлаждении тонкого прилегающего к поверхности слоя воздуха. Этот процесс приводит к возникновению приземных радиационных туманов. Применением радиационного режима воздуха в нижней половине пограничного слоя также нельзя пренебречь, особенно в случае крупных, долго существующих разводий.

Автор приносит искреннюю благодарность Л. Ю. Преображенскому за предоставление материалов наблюдений и постоянное внимание к работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вагер Б. Г., Шехтер Ф. Н. Программа для вычисления потоков длинноволновой радиации. — «Труды ГГО», 1972, вып. 282, с. 79—85.
2. Каждан Р. М., Шехтер Ф. Н. Некоторые результаты расчета радиационного изменения температуры в пограничном слое атмосферы. — «Труды ГГО», 1962, вып. 127, с. 26—34.
3. Климат полярных районов. Под ред. С. Орвига. Пер. с англ. Л., Гидрометеоздат, 1973, 443 с.
4. Лайхтман Д. Л., Ключникова Л. А. Роль разводий в тепловом балансе Арктики. — «Труды ГГО», 1957, вып. 69, с. 77—79.
5. Маршунова М. С. О расчете баланса длинноволновой радиации при пасмурном небе в Арктике. — «Труды ААНИИ», 1959, т. 226, с. 109—112.
6. Преображенский Л. Ю. Характеристики теплообмена вблизи поверхности полыней и разводий; — См. наст. сб.
7. Шехтер Ф. Н. Расчет лучистых потоков длинноволновой радиации из ограниченного телесного угла и полупространства. — «Труды ГГО», 1953, вып. 39, с. 284—289.

В. В. Богородский, Е. А. Мартынова, В. А. Спицын

ИССЛЕДОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ СОБСТВЕННОГО ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ СНЕЖНО-ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ЗАДАЧАМ ИК РАДИОМЕТРИИ

Важность информации о состоянии и толщине ледяного покрова очевидна как для решения чисто практических задач: обеспечения подводной и надводной навигации, составления ледовых прогнозов, строительства ледовых аэродромов, так и для научных исследований, касающихся вопросов взаимодействия атмосферы и океана. Современные дистанционные методы исследования природных объектов, в частности ИК радиометрия, позволяют получать требуемую информацию оперативно и на больших территориях.

В основе ИК радиометрии лежит регистрация собственного теплового излучения, интенсивность которого определяется температурой объекта и его коэффициентом излучения. Рассматривая собственное излучение снежно-ледяной поверхности в предположении постоянства коэффициента излучения льда (снега), можно предположить, что при прочих равных условиях (температура воздуха, высота снежного покрова на льду, теплофизические характеристики и т. д.) существование тепловых контрастов на поверхности ледяного покрова обусловлено различием в толщине льда. Следовательно, величина зарегистрированной ИК радиации будет характеризовать соотношение толщин ледяного покрова (его возрастные стадии).

Возможность индикации толщины плавающего ледяного покрова по его собственному тепловому излучению была подтверждена экспериментально работами по ИК съемке поверхности морских и пресных льдов сканирующими и несканирующими ИК радиометрами [5, 7, 13, 14, 19]. На рис. 1 показан фрагмент записи ИК радиометром, сделанный во время авиатермосъемки водно-ледяной поверхности морей восточного сектора Арктики. Зарегистрированный сигнал позволяет отчетливо различить воду и ряд возрастных градаций морского льда: нилас (толщина 3—5 см), серый лед (10—15 см), белый лед (30—70 см). Однако результаты экспериментальных исследований показали неоднозначность интер-

претации количественной связи между толщиной ледяного покрова и соответствующим ей зарегистрированным сигналом в зависимости от температуры воздуха над подстилающей поверхностью, степени заснеженности льда. Кроме того, в ряде случаев наблюдаемый диапазон экспериментальных значений для одной и той же разновидности морского льда мог быть обусловлен различием в тепло-

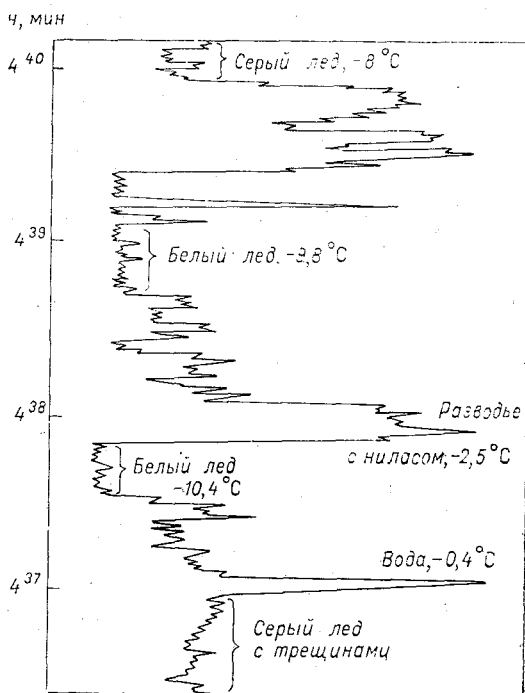


Рис. 1. Фрагмент записи ИК радиометром. Галс м. Анисий-Тикси. 17 октября 1974 г. Высота полета 100 м, скорость 240 км/ч, $T_{\text{возд}} = -9^{\circ}\text{C}$.

физических характеристиках снега (льда), величинах теплового баланса поверхности снежно-ледяного покрова, динамикой приповерхностной температуры воздуха и т. д. Было отмечено также экранирующее влияние снега на выявление тепловых контрастов вплоть до полного их сглаживания при сильной заснеженности ледяного покрова. Наблюдалось ослабление регистрируемых тепловых контрастов при температурах воздуха, близких к температуре замерзания воды. В связи с этим целесообразно рассмотреть и оценить вклад основных факторов, формирующих собственное тепловое излучение снежно-ледяной поверхности, и определить границы применимости ИК радиометрии для дистанционной индикации толщины плавающего заснеженного ледяного покрова.

1. Температурные контрасты поверхности плавающего снежно-ледяного покрова при стационарных гидрометеорологических условиях

Представление о значениях температурных контрастов заснеженного морского льда и факторах, вариации которых сказываются на структуре теплового поля снежно-ледяной поверхности, можно получить, решив уравнение теплопроводности, описывающее распределение температуры в снегу и во льду:

$$c_j \rho_j \frac{\partial T_j}{\partial t} = \lambda_j \frac{\partial^2 T_j}{\partial z^2}, \quad (1)$$

где c_j — теплоемкость; ρ_j — плотность; λ_j — коэффициент теплопроводности; T_j — температура; индекс $j=2, 3$ указывает, что данная величина относится соответственно к снегу и льду; t — время; z — вертикальная координата. Для морского льда уравнение (1) при учете внутренних источников тепла будет иметь вид [10]:

$$\frac{\partial T_3}{\partial t} = K(T_3) \frac{\partial^2 T_3}{\partial z^2}, \quad 0 \leq z \leq H(t), \quad (2)$$

где $K = \frac{\lambda_3}{c'_3 \rho_3 \left(1 + \frac{l a S_{\text{л}}}{c'_3 T_3^2}\right)}$, l — удельная теплота плавления морского льда; $a=50^\circ$ согласно [11]; $S_{\text{л}}$ — соленость льда; c'_3 — средняя весовая теплоемкость морского льда; H — толщина льда.

На границах воздух — снег и лед — вода задаются условия баланса тепла и равенство температур соприкасающихся сред; на границе снег — лед задается условие склейки:

$$\text{при } z=0 \quad -c_1 \rho_1 \kappa \frac{\partial T_1}{\partial z} - L \rho_1 \kappa \frac{\partial q}{\partial z} - \lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z} = R, \quad T_1 = T_2; \quad (3)$$

$$\text{при } z=h \quad \lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z} = \lambda_3 \frac{\partial T_3}{\partial z}, \quad T_2 = T_3; \quad (4)$$

$$\text{при } z=h+H \quad l \rho_3 \frac{\partial H}{\partial t} = \lambda_3 \frac{\partial T_3}{\partial z} - \Phi_{\text{в}}, \quad T_3 = \Theta. \quad (5)$$

Начальное условие: при $t=0$ $T_j(0, z) = f_j(z)$, где R — радиационный баланс поверхности снега (льда); $\Phi_{\text{в}}$ — теплообмен между водой и нижней поверхностью льда; Θ — температура замерзания воды; κ — коэффициент турбулентного обмена при $z=0$; L — удельная теплота испарения (конденсации) снега (льда); d — удельная влажность воздуха; h — толщина снежного покрова; c_1, ρ_1, T_1 — теплоемкость, плотность, температура воздуха.

Решение уравнения (3) в общем случае ввиду подвижности границы раздела лед — вода, изменчивости теплофизических параметров морского льда, наличия дополнительных источников тепла

вследствие фазовых переходов представляет значительные трудности. В монографии Ю. П. Доронина [10] дан подробный анализ работ, посвященных решению данной задачи как приближенными, так и численными методами с использованием ЭВМ.

Однако для выявления и оценки влияния факторов, формирующих поверхностное распределение температуры льдов разной толщины, может быть использована упрощенная модель стационарной теплопроводности. Рассматривается осенне-зимний период в Арктике. В расчете приняты следующие допущения: в пределах выбранного промежутка времени резкие изменения температуры воздуха отсутствуют, начальное распределение температуры в снегу и во льду — линейность вертикального профиля температуры — не нарушается; сочетание метеорологических условий и притока тепла от воды к нижней поверхности льда таково, что нарастания льда за рассматриваемый промежуток времени не происходит; влияние внутренних источников тепла, связанных с фазовыми превращениями в морском льду, на температурное поле льда не учитывается; горизонтальная теплопередача во льду и снегу мала по сравнению с вертикальной и ею пренебрегаем.

В случае стационарного распределения температуры уравнение теплопроводности (1) принимает вид

$$\frac{\partial^2 T_j}{\partial z^2} = 0, \quad (6)$$

граничное условие (6) упрощается:

$$\text{при } z = H + h \quad \lambda_3 \frac{\partial T_3}{\partial z} = \Phi_в, \quad T_3 = \Theta. \quad (7)$$

Общее решение уравнения будет

$$T_j(z) = C_{1j}z + C_{2j}.$$

Определяя постоянные C_{1j} и C_{2j} из граничных условий и получив последовательно вертикальное распределение температуры в слое льда и снега, находим, воспользовавшись условием склейки (4), температуру поверхности снега ($T_{2z=0} = T_{\text{пов}}$) как функцию толщины льда и снежного покрова на нем:

$$T_{\text{пов}} = \Theta - \left(-c_1 \rho_1 \times \frac{\partial T}{\partial z} - L \rho_1 \times \frac{\partial q}{\partial z} - R \right) \left(\frac{H}{\lambda_3} + \frac{h}{\lambda_2} \right). \quad (8)$$

Для получения зависимости температуры поверхности от температуры воздуха над ней в явном виде необходимо найти градиенты температуры и влажности воздуха на уровне поверхности снега. Согласно работе [10], исходя из логарифмичности профиля метеорологических элементов в пограничном подслое атмосферы, указанные градиенты можно определить через температуру и влажность воздуха на некоторой высоте σ и на уровне рассматрива-

емой поверхности; удельная влажность при этом представляется зависимостью

$$q_z - q_0 \approx 0,622 \frac{E_0}{P} e^{\alpha T_1} [r - 1 - \alpha(T_{\text{пов}} - T_1)], \quad (9)$$

где E_0 — упругость водяного пара при 0°C ; P — атмосферное давление; $\alpha = 0,086$ град $^{-1}$; r — относительная влажность воздуха; $r_{z=0} = 1$.

Подставляя найденные градиенты в выражение (8), получаем формулу, позволяющую рассчитать распределение температуры поверхности снега на льду разной толщины при различной высоте снежного покрова на нем в требуемом диапазоне температур воздуха над поверхностью и оценить влияние изменчивости гидрометеорологических условий:

$$T_{\text{пов}} = \frac{H'}{1 + \delta H'} \left(\frac{\theta}{H'} + R + \delta T_1 + \beta \psi e^{\alpha T_1} \right), \quad (10)$$

где

$$H' = \frac{H}{\lambda_3} + \frac{h}{\lambda_1} \text{ — приведенная толщина двухслойной среды снег — лед,}$$

$$\delta = \beta \left(1 + 0,622 \frac{E_0}{P} \frac{L}{c_1} \alpha e^{\alpha T_1} \right),$$

$$\beta = \frac{c_1 \rho_1 k'}{1 + \frac{k}{\alpha}}, \quad k = \alpha + k'z \text{ — коэффициент турбулентного обмена,}$$

$$\psi = 0,622 \frac{E_0}{P} \frac{L}{c_1} (r - 1).$$

Таким образом, тепловые контрасты снежно-ледяного покрова, а следовательно, и его собственное ИК излучение, определяются многими факторами, которые условно можно разделить на две группы. Первую группу составляют основные, формирующие тепловой рельеф исследуемой поверхности, факторы, стационарные для рассматриваемого промежутка времени, — толщина льда, высота снежного покрова на нем, их теплофизические характеристики, температура воздуха. Ко второй группе следует отнести факторы, подверженные значительной изменчивости в течение выбранного отрезка времени (например, продолжительность ИК съемки), — радиационный баланс и турбулентный обмен снежно-ледяной поверхности. В этой связи целесообразно вначале установить зависимость тепловых контрастов от температуры воздуха, толщины и теплофизических характеристик снега и льда при заданных радиационном режиме и турбулентном обмене, а затем проанализировать возможные изменения тепловых контрастов снежно-ледяного покрова при вариациях радиационного баланса и интенсивности турбулентного обмена.

Расчет температуры поверхности двухслойной модели плавающего снежно-ледяного покрова был выполнен на ЭВМ «Минск-22» для диапазона толщин льда от 0,1 см до 4 м, снега от 0 до 60 см при изменении температуры воздуха от 0 до -40°C . Приведенная на рис. 2 расчетная зависимость температуры поверхности морского льда (снежный покров отсутствует) от его толщины для различных температур воздуха показывает существование значительных температурных контрастов для тонких

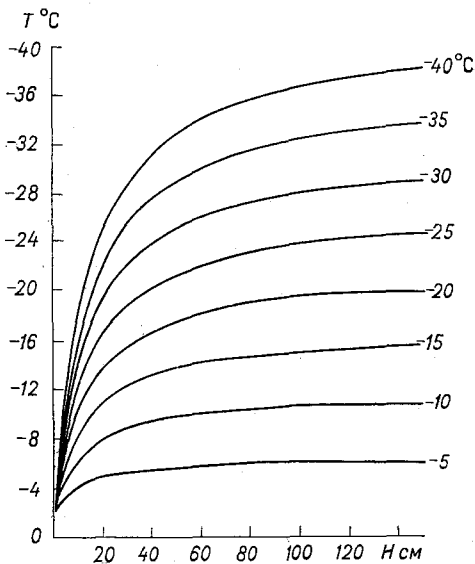


Рис. 2. Распределение температуры на поверхности льда (снежный покров отсутствует).

льдов различной толщины и постепенное их сглаживание для льдов толщиной более 1 м. Величины температурных контрастов, обусловленных различием в толщинах льда, определяются температурой воздуха; с понижением температуры воздуха контрасты возрастают.

На рис. 3 представлено распределение температуры поверхности снега на морском льду разной толщины при различной высоте снежного покрова на нем. Видно ярко выраженное экранирующее влияние снега, приводящее к ослаблению зависимости температуры заснеженной поверхности льда от его толщины. При слое снега более 20 см температурные контрасты на поверхности снежного покрова практически отсутствуют. Аналогичные распределения были построены для всего рассматриваемого диапазона температур воздуха. При этом отмечено уменьшение экранирующего влияния снега с понижением температуры воздуха.

Как известно, теплофизические свойства снега, в частности коэффициент теплопроводности, изменяются в широких пределах и зависят от плотности и структуры снега. Для оценки влияния плотности снежного покрова на тепловой контраст снежно-ледяной поверхности были выбраны три разновидности снега: свежавыпавший, уплотненный мелкозернистый и фирнизованный, коэффициенты теплопроводности которых соответственно равны $4,9 \times 10^{-4}$ и $7,1 \cdot 10^{-4}$ и $9,3 \cdot 10^{-4}$ кал/(см²·с·град). Как и следовало ожидать, расчеты показали сильное влияние плотности снега на формирование тепловых контрастов поверхности заснеженного льда. Как видно из представленной зависимости, экранирующее

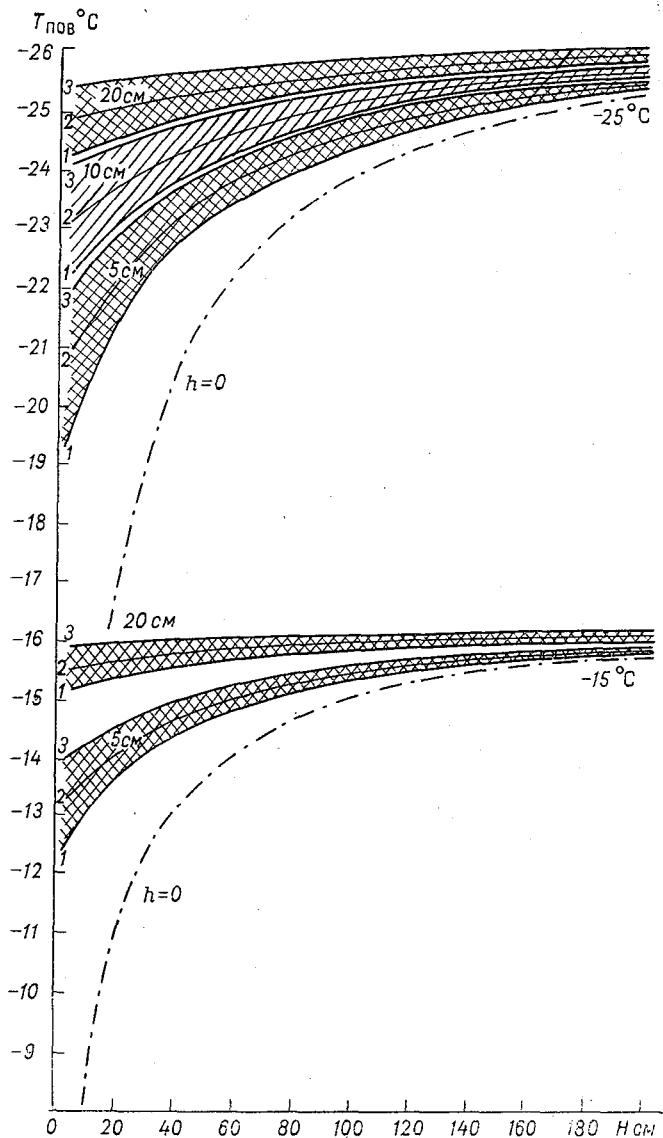


Рис. 3. Распределение температуры поверхности снега на морском льду разной толщины при различной высоте и плотности снежного покрова.

1 — фирнизованный снег, 2 — уплотненный мелкозернистый, 3 — свежесвыпавший снег.

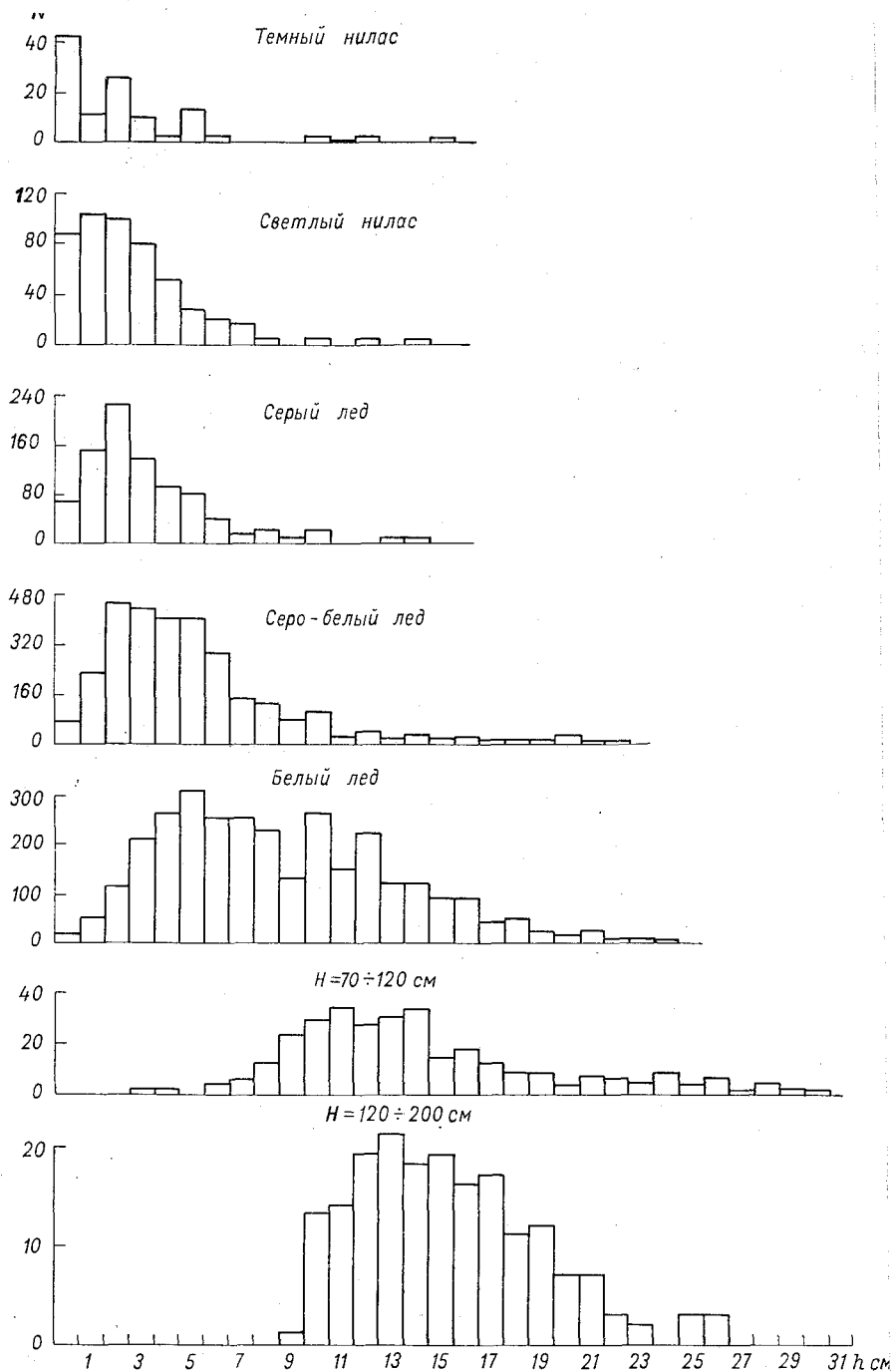


Рис. 4. Гистограммы распределения высоты снежного покрова (h) на льду разного возраста.

влияние снежного покрова максимально проявляется для свежевыпавшего снега, что объясняется его низкой теплопроводностью. Наличие свежевыпавшего снега вызывает такое же ослабление тепловых контрастов, как и слой фирнизованного снега удвоенной толщины.

Теплопроводность морского льда изменяется в меньших по сравнению с теплопроводностью снега пределах. Морской лед является сложной многофазной системой, содержащей, помимо пресного

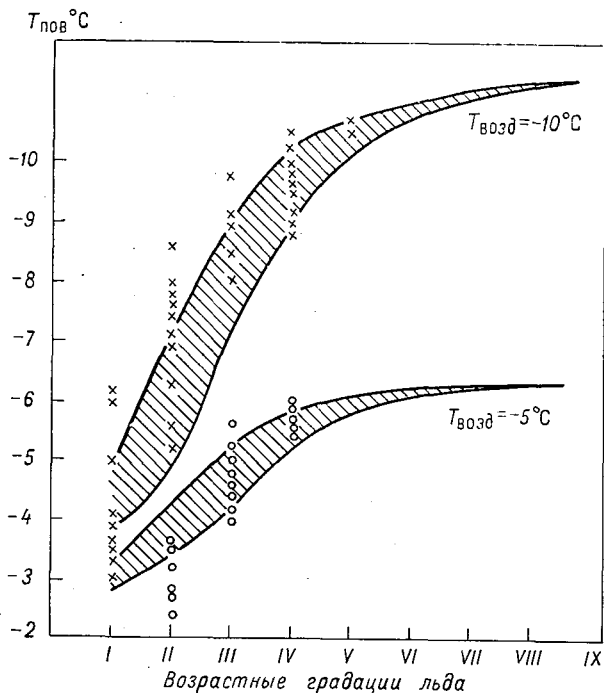


Рис. 5. Сопоставление расчетных и экспериментальных значений температуры заснеженного морского льда различного возраста.

I — темный нилас, $H=3\div 5$ см, II — светлый нилас, $H=5\div 10$ см, III — серый лед, $H=10\div 15$ см, IV — серо-белый лед, $H=15\div 30$ см, V — белый лед, $H=30\div 70$ см, VI—VII — однолетний лед, соответственно $H=70\div 120$ см и $H=120\div 200$ см, VIII — двухлетний лед, $H=200\div 250$ см, IX — многолетний лед, $H>250$ см.

льда и воздушных включений, определенное количество твердых солей и рассола. Вследствие различия теплопроводности этих компонентов меняется теплопроводность морского льда. Концентрация воздушных включений и содержание рассола, распределение их по вертикали, помимо условий ледообразования, температуры, определяются возрастом льда. Следовательно, при рассмотрении тепловых контрастов на поверхности льда надо иметь в виду, что льды

различной толщины будут отличаться теплопроводностью. С целью оценки влияния различия теплопроводности у льдов разных возрастных градаций на распределение температуры поверхности заснеженного ледяного покрова был произведен расчет тепловых контрастов, учитывающий диапазон изменения теплопроводности от $5,38 \cdot 10^{-3}$ до $4,82 \cdot 10^{-3}$ кал/(см²·с·град). Расчет показал, что учет различия коэффициента теплопроводности в соответствии с возрастными градациями морского льда практически не сказывается

Оценка возможности индикации

Толщина снежного покрова, см	Возраст								
	Темный иллас 3—5 см	Светлый иллас 5—10 см	Серый лед 10—15 см	Серо-белый лед 15—30 см	Белый лед 30—70 см	Средний одно- летний 70—120 см	Однолетний толстый 120 см—2 м	Двухлетний 2—2,5 м	Многолетний выше 2,5 м
	$T_{\text{возд}} = -15^{\circ}\text{C}, \Delta T_{\text{мин}} = 0,3^{\circ}\text{C}$								
0	-5,5	-7,3	-9,2	-11,4	-13,6	-15,0	-15,5	-15,8	-16,0
0,5	-7,8	-8,9	-10,3	-11,9	-13,9	-15,1	-15,5	-15,8	-16,0
1	-9,3	-10,1	-11,1	-12,4	-14,1	-15,1	-15,6	-15,8	-16,0
2	-11,2	-11,6	-12,2	-13,1	-14,3	-15,2	-15,6	-15,9	-16,0
3		-12,6	-13,0	-13,6	-14,6	-15,3	-15,6	-15,9	-16,1
4		-13,2	-13,6	-14,0	-14,7	-15,4	-15,7	-16,0	-16,1
6			-14,2	-14,5	-15,0	-15,5	-15,8	-16,0	-16,1
8					-15,2	-15,6	-15,8	-16,0	-16,1
10						-15,7	-15,9	-16,0	-16,1
15						-15,8	-16,0	-16,1	-16,2
20							-16,1	-16,2	-16,2
40								-16,3	-16,3
60								-16,3	-16,4

на величинах тепловых контрастов заснеженного льда. В случае отсутствия снежного покрова разность в температуре поверхности для двух крайних значений λ составляет десятые доли градуса и незначительно возрастает с повышением температуры. Учитывая, что в природных условиях лед практически всегда заснежен, влиянием неоднородности коэффициента теплопроводности по возрастным градациям льда можно пренебречь и считать при анализе факторов, формирующих тепловой рельеф поверхности снежно-ледяного покрова, $\lambda_{\text{л}} = 5 \cdot 10^{-3}$ кал/(см²·град) согласно [10].

Расчитанное распределение температуры на поверхности заснеженного ледяного покрова охватывает весь набор высот снега (от 0 до 60 см) для каждой заданной толщины льда. Между тем

при рассмотрении экранирующего влияния снега на выявление возрастных градаций льда методами ИК радиометрии следует исходить из факта неодинаковой заснеженности льдов различных возрастных стадий. В работе [4] приведены отдельные сведения о высотах снежного покрова на льдах определенного возраста. Ю. П. Доронин в своих расчетах [10] принимает следующие соотношения толщины льда и снега на нем: на льду толщиной до 5 см снег отсутствует, для льда толщиной до 20 см снежный покров составляет $1/20$ его толщины, для более толстого льда $h/H=0,1$.

Таблица 1

толщины ледяного покрова

льда								
Темный иллас 3—5 см	Светлый иллас 6—10 см	Серый лед 10—15 см	Сере-белый 15—30 см	Белый лед 30—70 см	Средний одно- летний 70—120 см	Однолетний толстый 120 см—2 м	Двухлетний 2—2,5 м	Многолетний свыше 2,5 м
$T_{\text{возд}} = -25^{\circ}\text{C}, \Delta T_{\text{мин}} = 0,4^{\circ}\text{C}$								
-7,5	-10,3	-13,5	-17,2	-21,4	-23,8	-24,7	-25,3	-25,6
-11,2	-13,1	-15,4	-18,2	-21,8	-23,9	-24,7	-25,3	-25,6
-13,7	-15,1	-16,8	-19,0	-22,0	-24,0	-24,8	-25,3	-25,7
-16,9	-17,7	-18,8	-20,3	-22,5	-24,1	-24,8	-25,4	-25,7
	-19,3	-20,1	-21,3	-22,9	-24,3	-24,9	-25,4	-25,7
	-20,5	-21,0	-21,8	-23,2	-24,4	-25,0	-25,5	-25,7
		-22,3	-22,8	-23,8	-24,7	-25,1	-25,6	-25,8
				-24,1	-24,8	-25,3	-25,6	-25,8
					-25,0	-25,4	-25,7	-25,9
					-25,3	-25,5	-25,7	-25,9
						-25,7	-25,8	-26,0
							-26,1	-26,2
							-26,2	-26,3

С целью уточнения характерных высот снега на льду данной толщины нами были обработаны материалы наблюдений за снежным покровом на полярных станциях Арктического бассейна в среднем за период 8—10 лет. На рис. 4 представлены гистограммы распределения высоты снежного покрова на льду разного возраста, позволяющие выбрать характерные для каждой возрастной градации льда толщины снега. Вследствие неодинаковой заснеженности льдов различного возраста в реальных условиях экранирующее влияние снежного покрова будет проявляться слабее за счет того, что малая толщина снега на тонком льду и увеличивающаяся заснеженность льда с увеличением его толщины приведут к усиле-

нию контрастов собственного теплового излучения подстилающей поверхности.

Полученные сведения позволили наиболее полно сопоставить экспериментальные и расчетные значения температуры поверхности естественного морского льда (рис. 5). Здесь сплошными линиями показаны расчетные зависимости, причем двоянные кривые учитывают соответственно максимальные и минимальные толщину снега на льдах данного вида, а точками различной конфигурации представлены значения отдельных измерений температуры поверхности, полученные при авиатермосъемке поверхности морей Арктики с использованием ИК радиометра типа PRT-5 фирмы «Varnes Engineering Company».

Очевидно, что оценка возможности дистанционной индикации толщины заснеженного ледяного покрова по его собственному ИК излучению должна производиться на основании сопоставления рассчитанных тепловых контрастов исследуемой поверхности с температурной разрешающей способностью ИК радиометров. Приводимая ниже табл. 1 отражает расчетное распределение температуры поверхности заснеженного морского льда по его возрастным градациям в зависимости от высоты снежного покрова и температуры воздуха над ним. Таблица составлена с учетом выбранных из гистограмм характерных толщин снега; в ней приведены значения минимально обнаруживаемого ИК аппаратурой перепада температур ($\Delta T_{\text{мин}}$), рассчитанные для соответствующих температур воздуха. Сопоставляя температурные контрасты, обусловленные различием льда на толщине, и величины $\Delta T_{\text{мин}}$, можно судить о различности возрастных стадий льда при конкретных заснеженности льда и температуре воздуха.

Анализ полученного материала показал, что возможность индикации толщины заснеженного льда ограничена областью температур воздуха, близких к температуре водной среды, значительными высотами снежного покрова и толщинами льда более 1 м. При этом были определены границы применимости метода ИК радиометрии для индикации толщины ледяного покрова морей Арктики: диапазон индицируемых толщин льда — от тонкой пленки до 1 м; верхний предел температуры воздуха, при котором различимы все возрастные градации льда (до $H=1$ м), -6°C , в интервале температур воздуха от -6 до -2°C возрастные градации льда различимы частично, при температуре воздуха выше -2°C тепловые контрасты снежно-ледяной поверхности находятся за пределом чувствительности существующей ИК аппаратуры. Однако рассмотрение распределения годовых температур воздуха по средним многолетним данным показывает, что в 73% случаев в осенне-зимний период температура воздуха в Арктике ниже -15°C . Область температур, превышающих -5°C , ограничена периодом вторая половина мая — середина сентября. Таким образом, в осенне-зимний период метод ИК радиометрии позволяет различить практически все указанные возрастные градации плавающего снежно-ледяного покрова арктических морей.

2. Оценка влияния изменчивости радиационного режима и турбулентного обмена снежно-ледяной поверхности на поле ее собственного теплового излучения

Как уже отмечалось выше, интерпретация и использование данных ИК радиометрии при исследовании тепловой структуры снежно-ледяной поверхности, для решения задачи дистанционного определения возрастных стадий ледяного покрова требует анализа

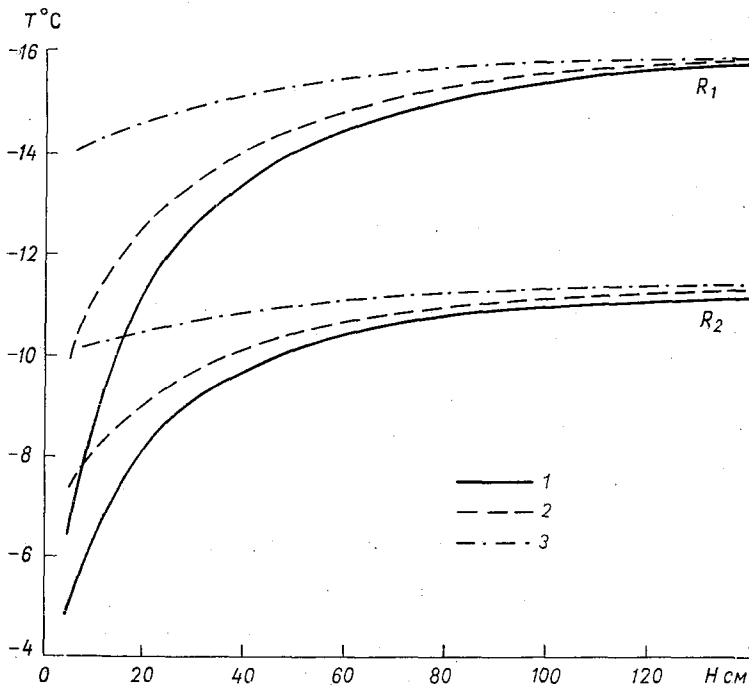


Рис. 6. Влияние изменения радиационного баланса.
 $T_{\text{возд}} = -15^{\circ}\text{C}$, $R_1 = -0,05 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$, $R_2 = 0,07 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$.
 1) $h = 0$, 2) $h = 1 \text{ см}$, 3) $h = 5 \text{ см}$.

влияния изменчивости всех элементов взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности на формирование поля ее собственного излучения. Полученное выражение для термодинамической температуры поверхности снежно-ледяного покрова (10) позволяет оценить вариации тепловых контрастов в случае изменения радиационного баланса и турбулентного обмена. Затратами тепла, связанными с влагообменом снежно-ледяной поверхности с атмосферой в осенне-зимний период, можно пренебречь. Действительно, при сопоставлении вклад члена $\beta \psi e^{\alpha T_1}$ оказывается на порядок меньше по сравнению с остальными слагаемыми второго сомножи-

теля формулы (10); с понижением температуры воздуха величина $\beta \varphi e^{aT}$; заметно убывает.

Радиационный баланс (R) снежно-ледяного покрова является существенным фактором, воздействующим на формирование поверхностных тепловых контрастов снежно-ледяного покрова. Составляющие радиационного баланса подстилающей поверхности по величине и знаку претерпевают значительные изменения в зависимости от высоты солнца, количества, характера и изменчивости облачности, стратификации атмосферы, характеристик подстилающей поверхности [15, 17]. При анализе влияния возможной изменчивости радиационного баланса вследствие перечисленных выше

Значения радиационного баланса по срокам наблюдений в кал/(см²·мин) периода

Станция	15 сентября						15 ноября					
	0	6	9	12	15	18	0	6	9	12	15	18
о. Визе	-0,02	0,00	0,07	0,06	0,04	0,01	-0,06	-0,04	-0,04	-0,04	-0,02	-0,03
о. Голомяный	-0,03	-0,07		-0,01		-0,03	-0,05	-0,05		-0,03		-0,05
о. Уединения	-0,03	0,00		0,06		0,01	-0,05	-0,06				-0,05
о. Диксон	-0,01	-0,01	+0,06	+0,11	+0,07	-0,02	-0,04	-0,05	-0,06	-0,05	-0,08	-0,04
м. Челюскин	-0,01	+0,01	0,03	0,05	0,00	-0,01	-0,01	-0,01	-0,08	0,00	-0,06	-0,09
$R_{\text{макс}}$	-0,01	+0,01	0,07	0,11	0,07	0,01	-0,01	-0,01	-0,04	0,00	-0,02	-0,03
$R_{\text{мин}}$	-0,03	-0,07	0,03	-0,01	0,00	-0,03	-0,06	-0,06	-0,08	-0,05	-0,08	-0,09

Экстремальные значения радиационного баланса за сутки

Станция	15 сентября		15 октября		15 октября		15 декабря	
	$R_{\text{макс}}$	$R_{\text{мин}}$	$R_{\text{макс}}$	$R_{\text{мин}}$	$R_{\text{макс}}$	$R_{\text{мин}}$	$R_{\text{макс}}$	$R_{\text{мин}}$
о. Визе	0,07	-0,02	-0,02	-0,06	-0,05	-0,07	-0,05	-0,08
о. Голомяный	-0,01	-0,07	-0,03	-0,05	-0,06	-0,08	0,00	-0,08
о. Уединения	0,06	-0,03	-0,05	-0,06	-0,05	-0,06	-0,05	-0,07
о. Диксон	0,11	-0,02	-0,04	-0,08	-0,01	-0,05	0,00	-0,07
м. Челюскин	0,05	-0,01	0,00	-0,09	0,00	-0,09	0,00	-0,08

факторов следует особо подчеркнуть связь радиационного баланса с облачностью. С одной стороны, облачность— фактор, влияющий на суммарную радиацию, с другой стороны, облачность наряду с парами воды и газовыми компонентами атмосферы определяет противоизлучение атмосферы и, следовательно, эффективное излучение подстилающей поверхности. В работе [10] получены выражения, позволяющие определить влияние изменения высоты и температуры облаков на противоизлучение атмосферы и эффективное

излучение. Отмечено, что изменение этих параметров облачности должно существенно сказываться на значениях указанных составляющих радиационного баланса в случае низких облаков. При высокой облачности даже значительные изменения ее высоты не должны оказывать заметного влияния на противоизлучение атмосферы и эффективное излучение. Как указывают Н. Т. Черниговский и М. С. Маршунова [17], наиболее существенные изменения в распределении облачности по ярусам происходят в зимний период. В практике ИК радиометрии большее значение, видимо, будут иметь вариации радиационного баланса не столько в случае

Таблица 2

на полярных станциях Карского моря в отдельные дни осенне-зимнего 1973 г.

15 ноября						15 декабря					
0	6	9	12	15	18	0	6	9	12	15	18
-0,07	-0,07	-0,06	-0,05	-0,05	-0,06	-0,06	-0,08	-0,06	-0,06	-0,06	-0,05
-0,06	-0,07		-0,08		-0,07	0,00	-0,01		-0,07		-0,08
-0,06	-0,06		-0,05		-0,06	-0,05	-0,05		-0,07		-0,05
-0,03	-0,01	-0,03	-0,05	-0,05	-0,05	-0,07	-0,07	-0,03	0,00	-0,02	-0,05
-0,06	0,00	-0,07	-0,09	-0,07	-0,06	-0,08	-0,04	0,00	0,00	0,00	-0,02
-0,03	0,00	-0,03	-0,05	-0,05	-0,05	-0,00	-0,01	0,00	0,00	0,00	-0,02
-0,07	-0,07	-0,07	-0,09	-0,07	-0,07	-0,08	-0,08	-0,06	-0,07	-0,06	-0,08

полностью покрытого облаками или безоблачного неба, сколько в случае переменной облачности.

Для выяснения зависимости регистрируемых тепловых контрастов от радиационного баланса был произведен расчет распределения температуры на поверхности снежно-ледяного покрова различной толщины для ряда значений R , заимствованных из работы В. Л. Гаевского [6]. На рис. 6 представлен вариант расчета при температуре воздуха -15°C . Видно, что при отсутствии снежного покрова изменение радиационного баланса оказывает меньшее влияние на величину теплового контраста тонких льдов; по мере увеличения толщины льда изменение R сказывается сильнее. Однако при наличии снега и увеличении заснеженности, вследствие экранирующего влияния снега, роль радиационного баланса в формировании температуры поверхности тонких льдов существенно возрастает. С понижением температуры воздуха вариации R на тепловых контрастах сказываются сильнее.

При решении задачи дистанционной индикации толщины ледяного покрова вызывает интерес оценка возможной изменчивости радиационного баланса за время проведения ИК съемки по маршруту полета. Представление о возможных вариациях R дает обобщенный в качестве примера материал по измерениям радиационного баланса в одинаковые сроки на полярных станциях Карского

моря за период с сентября по декабрь 1973 г. (табл. 2). Заметный суточный ход R приводит к выводу о том, что при проведении ИК съемки данного участка снежно-ледяной поверхности в разные временные интервалы можно зарегистрировать различные температурные контрасты, в действительности обусловленные одними и теми же возрастными градиентами льда. «Пространственное» изменение R может привести к ошибке в дешифровке толщины снежно-ледяного покрова по трассе разовой ИК съемки. О возможных значениях подобных ошибок можно судить по максималь-

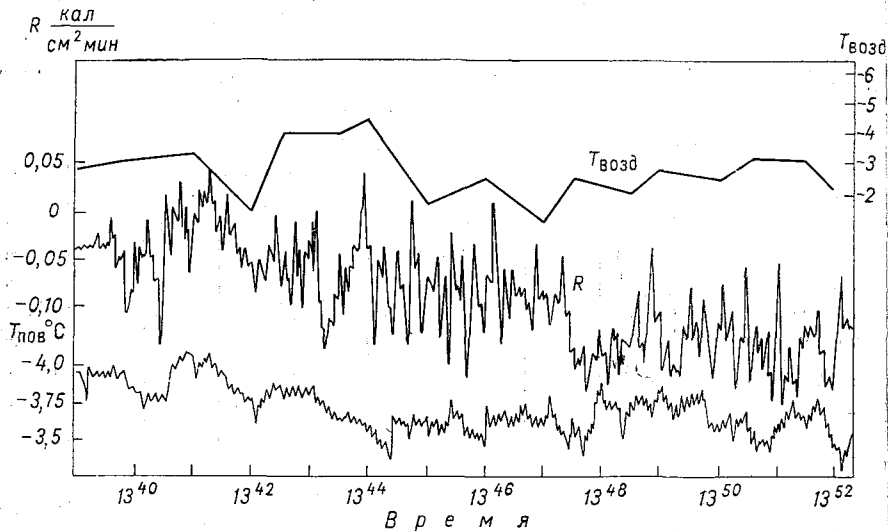


Рис. 7. Фрагмент синхронной регистрации температуры снежно-ледяного покрова и радиационного баланса.

ному разбросу суточных и «пространственных» вариаций R и соответствующему распределению температуры снежно-ледяной поверхности. Сопоставление наглядно показывает необходимость учета радиационного баланса в ИК радиометрии снежно-ледяных покровов. На рис. 8 приведен фрагмент синхронной записи радиационного баланса, температуры воздуха и температуры снежно-ледяного покрова Ладожского озера, зарегистрированной ИК радиометром. Отчетливо прослеживается взаимосвязь процессов.

Другим фактором, существенно влияющим на формирование тепловой структуры снежно-ледяной поверхности, является турбулентный теплообмен с атмосферой. Как отмечено в работе [12], в Арктике турбулентность зависит от динамических факторов: ветра и шероховатости подстилающей поверхности z_0 . Следовательно, если считать параметр шероховатости для снежного покрова маломеняющимся в течение осенне-зимнего периода [10], то можно рассматривать изменение поверхностного распределения

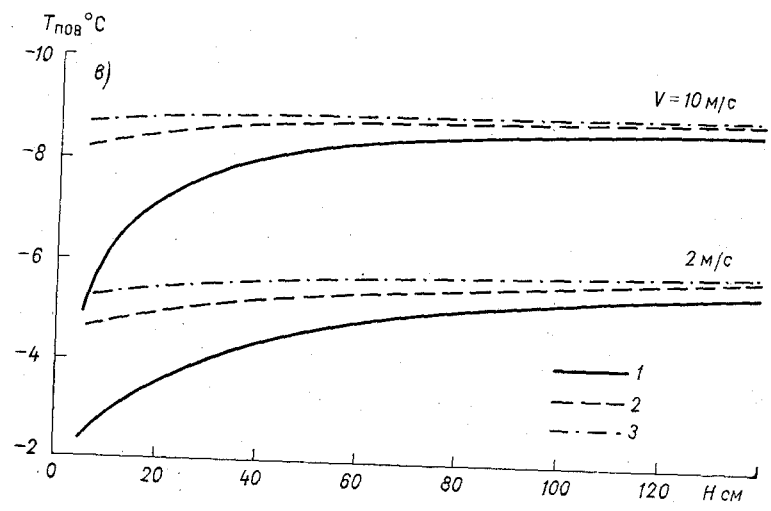
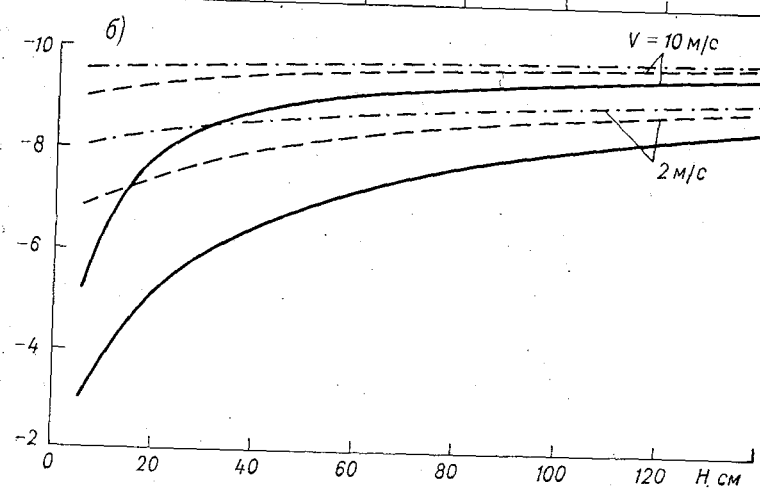
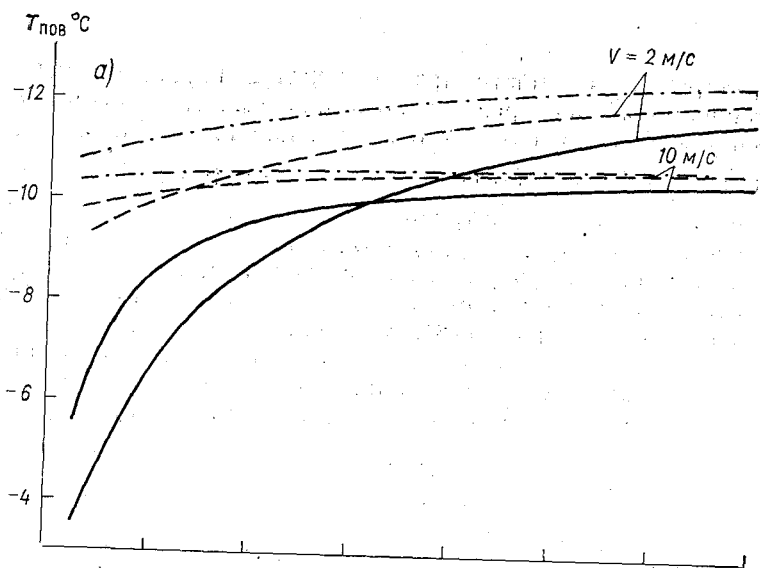
температуры заснеженного льда вследствие вариаций турбулентного теплообмена непосредственно в зависимости от скорости ветра. Действительно, входящий в выражение для температуры поверхности (формула (10)) множитель $\delta = \beta(1 + 0,622 \frac{E_0}{P} \frac{L}{c_1} \alpha e^{aT_1})$ (если исключить из рассмотрения зависимость от температуры воздуха) через параметр $\beta = c_1 \rho_1 k' / \ln(k/\kappa)$ непосредственно определяется коэффициентом турбулентного обмена. Изменение коэффициента турбулентности может быть задано по схеме М. И. Юдина и М. Е. Швеца $k = \kappa + k'z$ [18]. Как показал М. И. Будыко [3] на основании материала наблюдений над снежным покровом, использование этой схемы дает значения, удовлетворительно согласующиеся с фактическими. При этом согласно [12] $k' = \omega^2 v / \ln(z_1/z_0)$ и соответственно $k = \kappa + \omega^2 v z / \ln \frac{z_1}{z_0}$, где v — скорость ветра на уровне z_1 (флюгера); $\omega = 0,38$ — постоянная Кармана; z_0 — шероховатость подстилающей поверхности;

Используя указанные соотношения, можно показать, что при изменении скорости ветра от 2 до 10 м/с параметр δ меняется примерно в 4 раза. При этом, как видно из выражения (10), должно происходить существенное перераспределение тепловых контрастов снежно-ледяной поверхности.

С целью оценки влияния ветрового воздействия на формирование тепловых контрастов заснеженного льда был произведен расчет распределения температуры поверхности ледяного покрова различной толщины и заснеженности в зависимости от скорости ветра над ней. В расчете были рассмотрены случаи положительного, отрицательного и нулевого значений радиационного баланса.

На рис. 8 представлены варианты расчета при температуре воздуха -10°C . Из приведенных графиков следует, что ход кривых определяется знаком радиационного баланса, в зависимости от которого усиливающееся ветровое воздействие выхолаживает поверхность снежно-ледяного покрова или вызывает повышение ее температуры. Рассмотрим случай отрицательного радиационного баланса.

Отрицательный радиационный баланс приводит к тому, что температура поверхности вследствие радиационного выхолаживания, начиная с определенных толщин льда и степени его заснеженности, становится ниже температуры воздуха над ней. Ясно, что усиливающийся обдув более теплым воздухом будет вызывать повышение температуры поверхности льда. Участки снежно-ледяного покрова, температура которых была выше температуры воздуха, с увеличением скорости ветра будут выхолаживаться. Таким образом, существует точка перехода, где увеличение обдува начинает оказывать противоположное первоначальному воздействию на тепловую структуру снежно-ледяной поверхности. В точке перехода температура поверхности не зависит от скорости ветра над нею. Положение точки перехода при данном значении радиационного



баланса определяется толщиной льда, высотой снега на нем и температурой воздуха. С увеличением заснеженности тепловые контрасты на поверхности снежно-ледяного покрова постепенно сглаживаются, приближаясь к температуре льдов большой толщины (т. е. более низкой, чем температура воздуха). Вследствие этого «обратное» действие увеличения скорости ветра проявляется для все более и более тонкого льда. Наконец, в результате экранирующего влияния слоя снега достаточной толщины устанавливается однозначное соотношение температура воздуха — температура поверхности ($T_{\text{возд}} - T_{\text{пов}} > 0$). Зависимость температуры поверхности от изменения скорости обдува для льда любой толщины становится однозначной: с увеличением скорости ветра поверхность снежно-ледяного покрова теплеет. С понижением температуры воздуха вследствие усиления температурных контрастов, обусловленных различием в толщине льда, отмеченный эффект ветрового воздействия на распределение температуры снежно-ледяной поверхности проявляется отчетливей.

Начиная с нулевого значения радиационного баланса и далее при положительном R , температура поверхности заснеженного льда в зависимости от его толщины и высоты слоя снега на нем становится на соответствующую величину выше температуры воздуха над ней. Поэтому увеличение скорости ветра в любом случае вызывает выхолаживание снежно-ледяной поверхности. Следует отметить, что по мере увеличения радиационного баланса влияние изменения скорости ветра на перераспределение тепловых контрастов поверхности заснеженного ледяного покрова усиливается.

О величинах возможной изменчивости ветрового воздействия во время проведения ИК съемки снежно-ледяного покрова арктических морей можно судить на примере обобщения данных о скоростях ветра, измеренных на полярных станциях Карского моря (табл. 3). Сопоставление возможных пределов изменения скорости ветра с полученными зависимостями (см. рис. 9) показывает, что учет перераспределения тепловых контрастов, связанного с ветровым воздействием на снежно-ледяную поверхность, может привести к ошибкам в определении толщины ледяного покрова.

Обобщая результаты проведенного анализа влияния вариаций радиационного баланса и интенсивности турбулентного обмена на формирование собственного теплового излучения плавающего снежно-ледяного покрова, можно сделать следующий вывод. Величины радиационного баланса и интенсивности турбулентного обмена, подверженные значительным изменениям во времени и пространстве,

Рис. 8. Влияние изменения турбулентного обмена при

$$T_{\text{возд}} = -10^{\circ}\text{C}.$$

1) $h=0$, 2) $h=5$ см, 3) $h=10$ см.

а) $R = -0,04$ кал/(см²·мин), б) $R = 0$ кал/(см²·мин), в) $R = 0,04$ кал/(см²·мин).

Скорости ветра по срокам наблюдений (м/с) на полярных станциях

Станция	15 сентября								15 октября							
	0	3	6	9	12	15	18	21	0	3	6	9	12	15	18	21
о. Визе	7	6	8	6	8	9	8	7	5	4	5	6	4	4	3	4
о. Голомяный	10	10	10	12	14	12	8	14	5	7	4	7	0	0	6	5
о. Уединения	7	7	7	7	7	7	8	6	8	6	6	4	2	4	3	9
о. Диксон	9	8	9	9	8	5	10	9	7	3	7	5	5	3	6	6
м. Челюскин	9	7	6	5	5	5	14	9	8	8	8	8	8	9	15	8
макс	10	10	10	12	14	12	14	14	8	8	8	8	8	9	15	9
v_{\min}	7	6	6	5	5	5	8	6	5	3	4	4	0	0	3	4

Экстремальные скорости ветра за сутки

Станция	15 сентября		15 октября		15 ноября		15 декабря	
	v_{\max}	v_{\min}	v_{\max}	v_{\min}	v_{\max}	v_{\min}	v_{\max}	v_{\min}
о. Визе	9	6	6	3	6	4	6	1
о. Голомяный	14	8	7	0	9	3	12	7
о. Уединения	8	6	9	2	5	3	6	2
о. Диксон	10	5	7	3	4	3	9	3
м. Челюскин	14	5	15	8	6	2	5	0

затрудняют установление однозначной связи между толщиной снежно-ледяного покрова и регистрируемой ИК аппаратурой температурой поверхности. Для правильной интерпретации данных ИК радиометрии необходимы одновременная регистрация радиационного баланса, информация о скорости ветра над подстилающей поверхностью и учет этих величин при дешифровке регистрируемых сигналов.

3. Температурные контрасты поверхности снежно-ледяного покрова в случае нестационарного теплового режима, обусловленного динамикой температуры воздуха

Проведенный выше анализ тепловых контрастов поверхности заснеженного ледяного покрова относится к стационарному распределению температуры во льду (и снегу). Однако в естественных условиях вследствие динамики температуры воздуха стационарность температурного режима может нарушаться. При этом нахождение распределения температуры на поверхности ледяного покро-

Карского моря в отдельные даты осенне-зимнего периода 1973 г.

15 ноября								15 декабря							
0	3	6	9	12	15	18	21	0	3	6	9	12	15	18	21
6	6	4	4	4	5	5	6	6	6	5	4	2	2	1	1
7		9	6	6	7	6	3	12	10	12	9	9	7	10	12
3	4	3	3	4	3	5	5	6	5	4	4	3	3	2	5
4	4	3	4	4	4	3	3	6	5	8	9	7	6	3	3
4	5	6	4	3	2	3	5	1	0	1	1	3	4	5	5
7	6	9	6	6	7	6	6	12	10	12	9	9	7	10	12
3	4	3	3	3	2	3	3	1	0	1	1	2	2	1	1

ва как функции толщины льда, высоты снега на нем и температуры воздуха значительно усложняется. Решение уравнения теплопроводности целесообразно проводить операционным методом, получившим большое распространение для решения задач с разрывными коэффициентами теплопроводности (многослойные системы), когда необходимо, чтобы удовлетворялись дополнительные условия (условия стыковки на границе — равенство температур и потоков) [16].

Операционный метод заключается в переходе от всех функций, входящих в уравнение теплопроводности и граничные условия, к функциям-изображениям с помощью интеграла

$$\bar{F}(s) = \int_0^{\infty} f(t) e^{-st} dt, \quad (11)$$

где функция e^{-st} — ядро преобразования; $0-\infty$ — область интегрирования; s — комплексное число; $f(t)$ — функция-оригинал; $\bar{F}(s)$ — функция-изображение.

Соотношение (11) принято называть преобразованием Лапласа, связь между $f(t)$ и $\bar{F}(s)$ — соответствием. Совокупность всех $f(t)$ есть пространство оригиналов, совокупность всех $\bar{F}(s)$ — пространство изображений. Применение преобразования Лапласа к рассматриваемому уравнению теплопроводности в частных производных позволяет устранить частные производные по t и получить изображающее уравнение, представляющее собой обыкновенное дифференциальное уравнение. Дальнейший процесс сводится к нахождению решения преобразованной задачи, а затем к отысканию его оригинала по теореме обращения

$$f(t) = \frac{1}{2\pi i} \int_{\varepsilon-i\infty}^{\varepsilon+i\infty} e^{ts} \bar{F}(s) ds \quad \text{при } t > 0. \quad (12)$$

При переходе в пространство изображений уравнение теплопроводности и граничные условия принимают вид¹:

$$\frac{d^2 \bar{T}_j}{dz^2} - \frac{s}{a_j} \bar{T}_j = -f_j(\zeta), \quad (13)$$

$$\text{при } z=0 \quad -c_1 \rho_1 \kappa \frac{d\bar{T}_1}{dz} - L \rho_1 \kappa \frac{d\bar{q}}{dz} - \lambda_2 \frac{d\bar{T}_{\text{нов}}}{dz} = \bar{R}, \quad \bar{T}_1 = \bar{T}_{\text{нов}}, \quad (14)$$

$$\text{при } z=h \quad \lambda_2 \frac{d\bar{T}_2}{dz} = \lambda_3 \frac{d\bar{T}_3}{dz}, \quad \bar{T}_2 = \bar{T}_3, \quad (15)$$

$$\text{при } z=h+H \quad \lambda_3 \frac{d\bar{T}_3}{dz} = \bar{\Phi}_в, \quad \bar{T}_3 = \bar{\theta}, \quad (16)$$

где \bar{T}_j — функция-изображение температуры среды; a_j — коэффициент температуропроводности; $f_j(\zeta) = T_j(z, 0) \frac{1}{a_j} T_j(z, 0) = g_j + + b_j z$ — начальное распределение температуры в снегу и во льду; \bar{R} , \bar{q} — функции-изображения радиационного баланса и влажности воздуха.

Как видно из выражения (13), заданное начальное условие вошло в изображающее уравнение теплопроводности и, следовательно, учитывается в дальнейшем автоматически. Таким образом, получена краевая задача теплопроводности в пространстве изображений. Решение уравнения (13) имеет вид

$$\bar{T}_j(s, z) = C_{1j} \frac{\text{sh}(H_j^* - z) \sqrt{\frac{s}{a_j}}}{\text{sh } H_j^* \sqrt{\frac{s}{a_j}}} + C_{2j} \frac{\text{sh } z \sqrt{\frac{s}{a_j}}}{\text{sh } H_j \sqrt{\frac{s}{a_j}}} + \int_0^{H_j^*} \Gamma(z; \zeta; s) f(\zeta) d\zeta, \quad (17)$$

где

$$\Gamma(z; \zeta; s) = \begin{cases} \frac{\text{sh } \zeta \sqrt{\frac{s}{a_j}} \text{sh}(H_j^* - z) \sqrt{\frac{s}{a_j}}}{\sqrt{\frac{s}{a_j}} \text{sh } H_j^* \sqrt{\frac{s}{a_j}}} & \text{при } 0 \leq \zeta \leq z, \\ \frac{\text{sh } z \sqrt{\frac{s}{a_j}} \text{sh}(H_j^* - \zeta) \sqrt{\frac{s}{a_j}}}{\sqrt{\frac{s}{a_j}} \text{sh } H_j^* \sqrt{\frac{s}{a_j}}} & \text{при } z \leq \zeta \leq H_j^*, \end{cases}$$

$$H_{j=2}^* = h; \quad H_{j=3}^* = H.$$

¹ Допущения, принятые в разделе I, за исключением стационарности температурного режима, сохраняются.

Постоянными C_{1j} и C_{2j} для слоя снега на льду будут согласно условию нормировки соответственно $T_{\text{пов}}$ и $T_{\text{гр}} = T_2 = T_3|_{z=h}$. Используя граничное условие (14) и легко определяемую дифференцированием формулы (17) функцию-изображение градиента температуры на верхней границе снежного покрова

$$\left. \frac{d\bar{T}_2}{dz} \right|_{z=0} = \frac{d\bar{T}_{\text{пов}}}{dz},$$

получаем

$$\begin{aligned} \bar{T}_{\text{пов}} = & \left\{ \beta [(1 + \eta \alpha \gamma' r) \bar{T}_1 + \eta (r \bar{v}' - \bar{v}'')] \right\} + \bar{R} + \\ & + \lambda_2 \frac{\sqrt{\frac{s}{a_2}}}{\text{sh } h \sqrt{\frac{s}{a_2}}} \left[\bar{T}_{\text{гр}} + \frac{\sqrt{a_2}}{\sqrt{s}} \int_0^h \text{sh}(h - \zeta) \sqrt{\frac{s}{a_2}} f_2(\zeta) d\zeta \right] \times \\ & \times \left[\beta (1 + \eta \alpha \gamma'') + \lambda_2 \sqrt{\frac{s}{a_2}} \text{cth } h \sqrt{\frac{s}{a_2}} \right]^{-1}, \end{aligned} \quad (18)$$

где

$$\eta = 0,622 \frac{E_0}{P} \frac{L}{C_1}.$$

Удельная влажность при этом представлялась зависимостью

$$q_\sigma = 0,622 \frac{E_0}{P} r e^{\alpha T_1}; \quad r|_{\sigma=0} = 1$$

или, считая в определенном интервале температур справедливой аппроксимацию

$$e^{\alpha T} = v + \gamma \alpha T,$$

$$q_\sigma - q_0 = 0,622 \frac{E_0}{P} [r(v' + \gamma' \alpha T_1) - (v' + \gamma' \alpha T_{\text{пов}})]; \quad (19)$$

$\bar{T}_{\text{гр}}$ может быть найдено из условия баланса тепла (см. граничное условие (15)) через соответствующие функции-изображения градиентов температуры на нижней границе снежного покрова и на поверхности льда. Однако нахождение оригинала получаемой при этом функции-изображения $\bar{T}_{\text{пов}}$ оказывается затруднительным. В связи с этим более простым (при использовании ЭВМ) представляется последовательное нахождение $T_{\text{гр}}$ каждый раз в соответствии с той температурой поверхности снежно-ледяного покрова, которая установилась бы при изменившейся и ставшей стационарной температуре воздуха.

Оценка знаменателя в выражении (18) согласно работе [9] показывает, что в пределах рассматриваемых h и t

$$\frac{1}{\beta(1 + \eta \alpha \gamma'') + \lambda_2 \sqrt{\frac{s}{a_2}} \operatorname{cth} h \sqrt{\frac{s}{a_2}}} \approx \frac{1}{\mu + \sqrt{s}} \frac{\sqrt{a_2}}{\lambda_2}, \quad (20)$$

где

$$\mu = \frac{\beta(1 + \eta \alpha \gamma'') \sqrt{a_2}}{\lambda_2}.$$

Обозначая для краткости

$$\bar{G} = \beta[(1 + \eta \alpha \gamma' r) \bar{T}_1 + \eta(r \bar{v}' - \bar{v}'')] + \bar{R}, \quad (21)$$

выражение (18) можно переписать как

$$\begin{aligned} \bar{T}_{\text{пов}} = & \frac{1}{\mu + \sqrt{s}} \left\{ \bar{G} \frac{\sqrt{a_2}}{\lambda_2} + \frac{\sqrt{s}}{\operatorname{sh} h \sqrt{\frac{s}{a_2}}} \times \right. \\ & \left. \times \left[\bar{T}_{\text{гп}} + \frac{\sqrt{a_2}}{\sqrt{s}} \int_0^h \operatorname{sh}(h - \zeta) \sqrt{\frac{s}{a_2}} f_2(\zeta) d\zeta \right] \right\}. \quad (22) \end{aligned}$$

После преобразования с учетом профиля распределения температуры в снегу

$$f_2(z) = T_{02} + \frac{T'_{\text{гп}} - T_{02}}{h} z, \quad (23)$$

где

$$T'_{\text{гп}} = T_{02} + \frac{\Theta - T_{02}}{\frac{\lambda_2}{\lambda_3} H + h} \cdot h,$$

T_{02} и $T'_{\text{гп}}$ — температура на поверхности снежного покрова и на границе раздела снег — лед соответственно в начальный момент времени, получаем

$$\begin{aligned} \bar{T}_{\text{пов}} = & \frac{1}{\mu + \sqrt{s}} \left[\bar{G} \frac{\sqrt{a_2}}{\lambda_2} + \frac{1}{\sqrt{s}} T_{02} + \frac{\sqrt{a_2}}{s} \frac{T'_{\text{гп}} - T_{02}}{h} + \right. \\ & \left. + \frac{1}{\sqrt{s}} \frac{1}{\operatorname{sh} h \sqrt{\frac{s}{a_2}}} (T_{\text{гп}} - T'_{\text{гп}}) \right]. \quad (24) \end{aligned}$$

Пользуясь таблицами обратного преобразования Лапласа [8], находим оригинал выражения температуры поверхности снега:

$$\begin{aligned}
 T_{\text{пов}} = & \frac{\sqrt{a_2}}{\lambda_2} \left\{ \beta \left[(1 + \eta \alpha \gamma' r) \cdot \left(g_1 + \frac{b_1}{\mu^2} \right) + \eta (r v' - v'') \right] + \right. \\
 & \left. + R + \frac{\theta - T_{02}}{\lambda_2 H + h} \cdot \lambda_2 \right\} \cdot \frac{1}{\mu} [1 - e^{\mu^2 t} \operatorname{erfc}(\mu \sqrt{t})] + \\
 & + \frac{\sqrt{a_2}}{\lambda_2} \beta (1 + \eta \alpha \gamma' r) \cdot b_1 \frac{1}{\mu} t \left[1 - \frac{2}{\mu} \frac{1}{\sqrt{\pi t}} \right] + T_{02} e^{\mu^2 t} \operatorname{erfc}(\mu \sqrt{t}) + \\
 & + 2(T_{\text{гр}} - T'_{\text{гр}}) \cdot \sum_{k=0}^{\infty} e^{\mu^2 t + \mu m(2k+1)} \operatorname{erfc} \left[\frac{m(2k+1)}{2\sqrt{t}} + \mu \sqrt{t} \right], \quad (25)
 \end{aligned}$$

где

$m = h/\sqrt{a_2}$; $T_1(t) = g_1 + b_1 t$ — закон изменения температуры воздуха.

Как показано в работе [1], для $t \leq 4$ ч разность $T_{\text{гр}} - T'_{\text{гр}}$ не превышает десятых долей градуса. В этом случае величиной последнего члена формулы (25) можно пренебречь, и выражение для расчета температуры поверхности снежно-ледяного покрова значительно упростится. Для частного случая — отсутствия снежного покрова на льду — решение уравнения теплопроводности совпадает с результатом, полученным в работе [9].

Выражение (25) позволяет оценить влияние изменения температуры воздуха на распределение тепловых контрастов на поверхности заснеженного льда в предположении постоянства при этом средних значений радиационного баланса и скорости ветра. Однако при известном законе изменения R и v во времени аналогичным образом может быть получено выражение, учитывающее влияние нестационарности указанных параметров на формирование собственного теплового излучения снежно-ледяной поверхности.

При расчете распределения температуры на поверхности заснеженного льда различной толщины был принят линейный закон изменения температуры воздуха во времени. На основании анализа средних многолетних данных полярных станций о суточном ходе температуры, ее междусуточных колебаниях, а также экстремальных флуктуаций, зарегистрированных за месячный цикл измерений на СП-21 [2], были выбраны следующие скорости изменения температуры воздуха: 0,12; 0,5; 1,4 град/ч. В расчете рассматривался вариант повышения температуры воздуха как наиболее критичный для индикации толщины снежно-ледяного покрова методом ИК радиометрии вследствие сглаживания тепловых контрастов.

Представленные на рис. 9 расчетные зависимости показывают, что изменение температуры воздуха вызывает отличное от стационарного распределение тепловых контрастов на поверхности снежно-ледяного покрова различной толщины. У молодых льдов температура поверхности изменяется вследствие динамики температу-

ры воздуха в меньшей степени, чем у льдов значительной толщины. Наличие снежного покрова сглаживает указанное различие, что может быть объяснено ослаблением влияния температуры воды на формирование теплового поля поверхности тонких льдов с увеличением заснеженности. По этой же причине температурные контрасты на поверхности бесснежного льда за один и тот же времен-

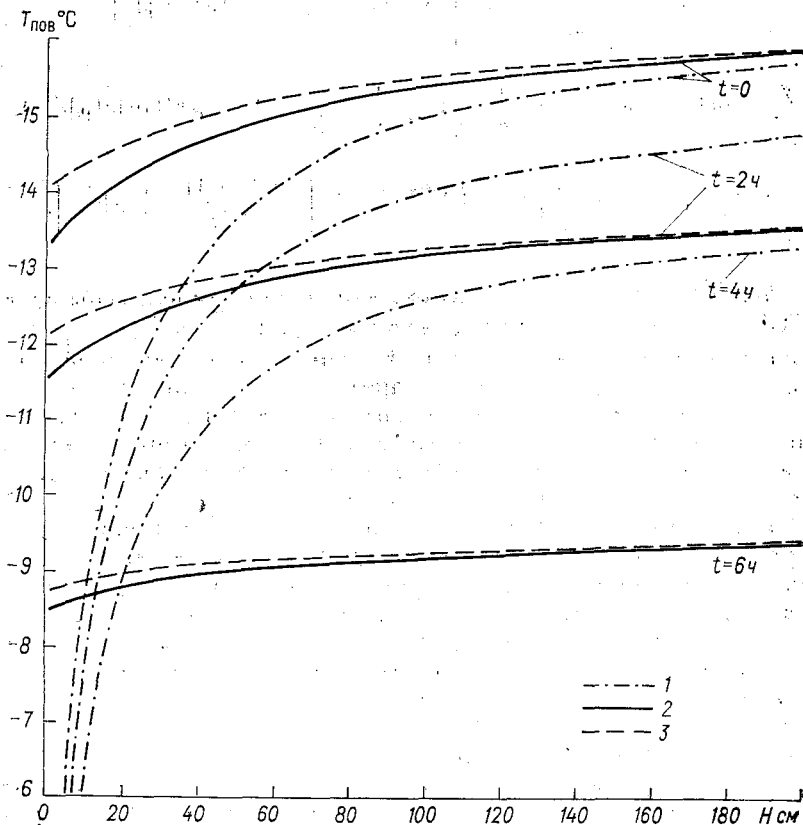


Рис. 9. Распределение температуры на поверхности снежно-ледяного покрова в случае нестационарности температуры воздуха.
 $T_{\text{возд}} = -15^\circ\text{C}$, $\partial T / \partial t = 1,4^\circ\text{C/ч}$.

1) $h=0$, 2) $h=5$ см, 3) $h=7$ см.

ной интервал претерпевают меньшее изменение, чем при наличии снежного покрова.

Из сопоставления результатов расчетов для различных температур воздуха следует, что перераспределение поверхностных тепловых контрастов вследствие нестационарности температуры воздуха зависит от исходного ее значения: чем ниже начальная тем-

пература воздуха, тем меньшее выравнивание тепловых контрастов происходит под влиянием потепления окружающего воздуха.

Расчет показал, что при малых скоростях изменения $T_{\text{возд}}$ поверхностные тепловые контрасты близки к стационарному распределению, соответствующему новому значению температуры воздуха. С увеличением скорости изменения температуры воздуха время, требуемое для установления соответствующего ей стационарного температурного режима, возрастает. В этой связи ясно, что в случае длительных, но медленных изменений температуры воздуха ошибка в интерпретации полученной ИК информации о толщинах ледяного покрова будет меньше, чем при воздействии кратковременных, но быстрых флуктуаций температуры воздуха. Анализ данных о температуре воздуха по наблюдениям на полярных станциях показывает, что в среднем суточные изменения $T_{\text{возд}}$ в осенне-зимний период невелики и происходят за длительный отрезок времени. Следовательно, суточные вариации температуры воздуха не должны существенно сказываться на результатах дистанционной индикации толщины льда, так как в этом случае можно считать возникшее перераспределение тепловых контрастов близким к стационарному для нового известного значения температуры воздуха и пользоваться им для дешифровки зарегистрированных при ИК съемке сигналов.

Таким образом, проведенный теоретический анализ влияния факторов, формирующих собственное тепловое излучение плавающего ледяного покрова, показал, что правильная интерпретация результатов дистанционной индикации толщины льда методом ИК радиометрии невозможна без учета радиационного баланса, скорости ветра и температуры воздуха вблизи подстилающей поверхности во время проведения ИК съемки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берг В. А. О неустановившемся температурном поле в снего-ледяном покрове в переменных условиях среды. — «Труды ЛГМИ», 1967, вып. 24, с. 202—210.
2. Богородский В. В., Гаврило В. П., Григорьев В. С., Гудкович Э. М., Гусев А. В., Поляков А. П. Напряженное состояние ледяного покрова и сопутствующий ему акустический эффект. — «Труды ААНИИ», 1974, т. 324, с. 69—79.
3. Бudyко М. И. Испарение в естественных условиях. Л., Гидрометеиздат, 1948.
4. Бушуев А. В., Волков Н. А., Лощилов В. С. Атлас ледовых образований. Л., Гидрометеиздат, 1974. 138 с.
5. Виноградов В. В., Лазаренко Н. Н., Миронов Л. В. Измерение радиационной температуры подстилающей поверхности северной части Берингова моря. Советско-американский эксперимент «Беринг». — В кн.: Труды заключительного симпозиума по итогам совместной советско-американской экспедиции, Л., Гидрометеиздат, 1975, с. 271—281.
6. Гаевский В. Л. О некоторых особенностях радиационного режима Центральной Арктики. — «Труды ААНИИ», 1959, т. 226, с. 142—150.
7. Галкина А. И., Спицын В. А. Измерение температуры поверхности воды, снега и льда радиационным термометром. — «Труды ААНИИ», 1970, т. 295, с. 64—68.

8. Дёч Г. Руководство к практическому применению преобразования Лапласа и z-преобразования. М., «Наука», 1971. 288 с.
9. Доронин Ю. П. К расчету весеннего ледотаяния. — «Труды ААНИИ», 1959, т. 226, с. 151—161.
10. Доронин Ю. П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л., Гидрометеиздат, 1969. 298 с.
11. Доронин Ю. П. Трансформация воздушной массы, движущейся над ледяным покровом. — «Проблемы Арктики», 1959, вып. 6, с. 43—62.
12. Доронин Ю. П. Турбулентный теплообмен между ледяным покровом и атмосферой. — «Труды ААНИИ», 1959, т. 226, с. 19—28.
13. Мартынова Е. А., Спицын В. А. Некоторые результаты испытаний сканирующей телевизионной аппаратуры для получения тепловых карт в полярных областях. — Труды ААНИИ», 1970, т. 295, с. 69—73.
14. Мартынова Е. А., Спицын В. А. Тепловые контрасты естественной водно-снежно-ледяной поверхности и возможность количественной оценки их по данным измерений ИК методами. — «Труды ААНИИ», 1974, т. 324, с. 148—150.
15. Маршунова М. С. Основные закономерности радиационного баланса подстилающей поверхности и атмосферы в Арктике. — «Труды ААНИИ», 1961, т. 229, с. 5—53.
16. Мучник Г. Ф., Рубашов И. Б. Методы теории теплообмена. Ч. 1. Теплопроводность. М., «Высшая школа», 1970. 285 с.
17. Черниговский Н. Т., Маршунова М. С. Климат Советской Арктики (радиационный режим). Л., Гидрометеиздат, 1965. 198 с.
18. Юдин М. И., Швец М. Е. Стационарная модель распределения ветра с высотой в турбулентной атмосфере. — «Труды ГГО», 1940, вып. 31.
19. Gloersen P., Ramseler, R. O., Campbell W. J., Kuhn P. M., Webster W. G. Ice thickness distribution as inferred from infrared and microwave remote sensing during the Bering sea experiment. — В кн.: Труды Заключительного симпозиума по итогам совместной советско-американской экспедиции. Л., Гидрометеиздат, 1975, с. 282—293.

В. В. Богородский, А. И. Пармонов

**ИК ДИАГНОСТИКА ВОЗРАСТНЫХ ГРАДАЦИЙ
ДРЕЙФУЮЩИХ ЛЬДОВ И ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМИКИ
ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕМПЕРАТУР ВОД В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
АРКТИКИ**

Инфракрасная техника занимает важное место в дистанционных методах изучения состояния различных подстилающих поверхностей. В последние годы ИК аппаратура стала успешно применяться для исследования температурного рельефа и теплоэнергообмена с атмосферой сложных структур водно-снежно-ледовых образований арктических морей [1, 2, 3]. Это обеспечивается как физическими особенностями взаимодействия излучения с веществом в ИК диапазоне, так и быстро прогрессирующими теоретическими и эмпирическими методами обработки и анализа результатов измерений. Независимость измерений истинных поверхностных температур от характера подстилающих поверхностей в связи с малыми отличиями и высоким значением коэффициентов излучения воды, снега, льда; максимальная энергетическая эффективность естественных объектов в ИК интервале частот, благодаря чему возможно разрешать температуры, различающиеся на сотые доли кельвина; возможность проводить измерения в окнах прозрачности атмосферы; пассивность ИК методов, т. е. отсутствие какого-либо воздействия на исследуемый объект; быстрота реакции, эксплуатационные качества и т. д. — все эти и другие, в общем-то хорошо известные преимущества ИК методов, нашли успешное применение в исследовании тепловых полей геофизических объектов в полярных районах. Вместе с тем ИК радиометрия подстилающих поверхностей обладает некоторыми особенностями, в том числе необходимостью проведения методических работ по проверке соответствия измеряемых температур истинным в заданных условиях.

С 1973 г. ежегодно в восточном секторе Арктики проводятся работы по измерению температурного рельефа водно-снежно-ледовых поверхностей морей ИК аппаратурой, установленной на самолете ледовой разведки. В 1974 г. исследовалось теплоэнергетическое состояние поверхности морских льдов различных возрастных гра-

даций с дрейфующей станции «Северный полюс-22». Получен набор экспериментальных данных по температурным рельефам льдов, отличающихся возрастом, и разработан способ определения толщин дрейфующих льдов по их собственному тепловому излучению, т. е. решена прямая и обратная задачи ИК термометрии; проведено изучение потоков тепла в периоды образования и таяния льда; установлена реальная динамическая картина теплоэнергетического взаимодействия поверхности морского льда и воды с атмосферой.

В августе — сентябре 1973 г. над Чукотским и Восточно-Сибирским морями впервые проводились регулярные наблюдения за температурой подстилающих поверхностей с использованием ИК терморadiометра [6]. При этом решались следующие задачи: определение возможности измерения температуры поверхности моря в разводьях среди льдов; получение данных о температуре поверхности льдов различного возраста; отработка методики авиатермосъемок с самолета ледовой разведки. Главной задачей была оценка точности наблюдений, проведение методических работ. Такие работы выполнялись, в частности, на реке Колыме в районе метеорологической станции Черский, где одновременно с измерениями радиационным термометром с самолета температура поверхностного слоя воды измерялась ртутным термометром с моторной лодки, проходящей по галсу самолета. В период авиатермосъемок в открытом море проводились одновременные наблюдения с борта э/с «Маяк» океанографической экспедиции ААНИИ. Для проверки точности показаний радиационного термометра осуществлялись выходы самолета на полярные станции.¹ Результаты этих измерений представлены в таблице. Большие различия температур воды, измеренные ИК радиометром с самолета и ртутным термометром с полярной станции, объясняются наличием температурного градиента от поверхности открытого моря к суше, четко зафиксированного на галсах авиатермосъемки, и свидетельствуют о невозможности тарировать ИК радиометры по показаниям прибрежных точечных измерений. Контактные измерения температуры воды с судов, находящихся в открытом море и на реке, дают сопоставимые результаты с теми, которые регистрируются самолетным ИК радиометром. Косвенные оценки точности радиационного метода по измерениям над морской водой в период образования льда также подтвердили возможность правильного определения истинных температур поверхности водно-снежно-ледовых образований ИК радиометрами с самолета. Таким образом, основная задача отработки методики авиатермосъемок и проведения тарировочных работ была решена.

Выполненные в экспедиции 1973 г. измерения подтвердили представление [3] о том, что температура льдов разной толщины различна. Такое различие является следствием уменьшения тепло-

¹ ИК авиатермосъемку выполняет совместно с ААНИИ ЛЭТИ им. Ульянова (Ленина).

вого потока от воды к атмосфере через лед с увеличением его толщины. Локальная и временная изменчивость теплофизических параметров морского льда, сложность анализа многослойных систем, какими являются водно-снежно-ледовые образования, многообразие метеорологических условий и ряд других причин препятствуют возможности строгого определения зависимости поверхностной температуры льда от его возраста. Тем не менее эту задачу для конкретных условий можно считать поставленной корректно. Пусть

Результаты методических работ

Дата	Район наблюдений	Температура, °С	
		ИК радиометр	ртутный термометр
	Полярные станции		
15 VIII	мыс Ванкарем	2,4	0,5
15	о. Колючин	2,0	0,8
15	о. Айон	2,5	1,8
20	"	1,2	0,6
15	бух. Амбарчик	11,0	9,3
20	о. Четырехстолбовой	3,2	2,3
	э/с „Маяк“		
30 VIII	Чукотское море	1,0	0,9
22 IX	То же	1,5	1,1
21 VIII	р. Колыма, Черский	11,0	10,9
31	То же	8,0	7,8
17 IX	"	1,8	1,9
21	"	2,2	2,0

температура окружающего воздуха T_0 имеет невысокие значения, $T_0 \leq 270$ К по абсолютной шкале. Будем считать, что энергией, расходуемой на испарение льда, можно пренебречь. Ледяное поле представим безграничной пластиной, процесс передачи тепла от воды к воздуху — установившимся, а теплопроводность льда Λ — постоянной. Рассмотрим систему вода — лед — атмосфера. Тогда, уравнение теплового баланса на верхней поверхности дрейфующего льда запишется в виде

$$\Lambda \frac{T_3 - T_{h=0}}{h} = \alpha(T_{h=0} - T_0) + W_{эфф}, \quad (1)$$

где $T_{h=0}$ — температура верхней поверхности льда;¹ T_3 — температура на нижней границе ледяного покрова, равная температуре перехода воды данной солености в лед; h — толщина льда; α — коэф-

¹ Здесь температуры $T_{h=0}$, T_3 , T_0 по абсолютной шкале Кельвина.

коэффициент теплообмена со средой. Радиационная энергия $W_{эфф}$ является алгебраической суммой всех излучений, взаимодействующих с верхней поверхностью льда:

$$W_{эфф} = W_{изл} - W_{пр} - k(1 - A)W_c = W_6 - k(1 - A)W_c, \quad (2)$$

где $W_{изл}$ — энергия, излучаемая льдом в атмосферу; $W_{пр}$ — входящая тепловая радиация; W_6 — радиационный баланс для $\lambda > 2,5$ мкм; W_c — падающая прямая и рассеянная солнечная радиация для $\lambda \leq 2,5$ мкм; A и k — альbedo и коэффициент поглощения льдом солнечной радиации до $\lambda \leq 2,5$ мкм.

Из соотношения (1) можно определить температуру поверхности льда как функцию его толщины или решить обратную задачу

$$T_{h=0} = \frac{h}{\Lambda + \alpha h} \cdot \left(\alpha T_0 - W_{эфф} + \frac{\Lambda T_3}{h} \right), \quad (3)$$

$$h = \frac{\Lambda(T_3 - T_{h=0})}{\alpha(T_{h=0} - T_0) + W_{эфф}}. \quad (4)$$

Анализ выражения (3) показывает, что при значительных толщинах ледяного покрова его поверхностная температура определяется разностью $\alpha T_0 - W_{эфф}$, но для тонких молодых льдов она меняется по закону, близкому к обратной пропорциональности от h .

Производная $dT_{h=0}/dh$, равная

$$\frac{\partial T_{h=0}}{\partial h} = \frac{\alpha \Lambda(T_0 - T_3) - \Lambda W_{эфф}}{(\Lambda + \alpha h)^2}, \quad (5)$$

показывает различимость поверхностной температуры для градаций льда и оказывается обратно пропорциональной квадрату его толщины. С понижением температуры воздуха и увеличением радиационного выхолаживания поверхности льда ($W_{эфф}$ принимает положительные значения) пропорционально возрастает температурный градиент между льдами, отличающимися на одну и ту же величину по толщине. Таким образом, можно считать доказанным, что дрейфующий лед различного возраста имеет свою определенную количественную и качественную тепловую структуру.

Подтверждением приведенного анализа о возможности диагностики возрастных градаций дрейфующего морского льда по температурному рельефу на его поверхности методами ИК радиометрии является экспериментальное исследование в экспедиции «Север-26» 1974 г., проведенное авторами на дрейфующей станции «Северный полюс-22». Работа проводилась в два этапа. Первый этап можно назвать лабораторным анализом в натуральных условиях для решения прямой задачи, т. е. определения температурного рельефа льда различных известных толщин. На станции СП-22 на границе двух полей однолетнего и зимнего льда была образована лунка размером приблизительно 5×3 м. На этой лунке была создана многоступенчатая по толщине конфигурация ледяного по-

крова (рис. 1). Толщины ступеней во время проведения эксперимента определялись взятием керна и отличались на 5—10 см. Температура поверхности каждой ступени льда измерялась усовершенствованной авторами статьи моделью ИК радиометра, разработанного в ЛЭТИ им. В. И. Ульянова (Ленина) на кафедре физической электроники и оптоэлектронных приборов (ФЭОП) [5]. ИК радиометр имел чувствительность по температуре 0,1 К. Температура воздуха регистрировалась с помощью ртутного метеорологического термометра, подвешенного на высоте 1,5 м рядом

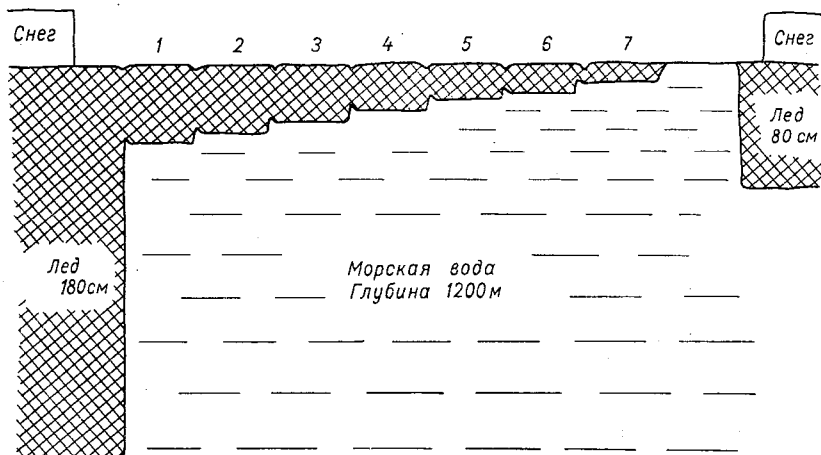


Рис. 1. Схематический разрез экспериментального поля льдов. НИС СП-22, март — май 1974 г.

с лункой и укрытого от порывов ветра. К сожалению, эффективное излучение и скорость ветра непосредственно в период эксперимента не измерялись. Для уменьшения изменений поверхностных температур льда, вызванных случайными вариациями скорости ветра и радиационного выхолаживания, исследуемое поле льдов было окружено решетчатой стеной из сложенных ледяных брусков и работа практически выполнялась в одинаковых радиационных условиях.

На рис. 2 представлен фрагмент записи на диаграммной ленте самопишущего потенциометра КСП-4 температурного рельефа такой конфигурации льдов. Льдам различных толщин соответствуют определенные значения температур. Обычно измерения для каждой температуры воздуха повторялись 20 раз и более. Статистическая обработка результатов измерений показала незначительную дисперсию отсчетов. Для молодых льдов толщиной 20—30 см с доверительной вероятностью 95% погрешность измерения толщин льдов не превышает 10%, т. е. 2—3 см.

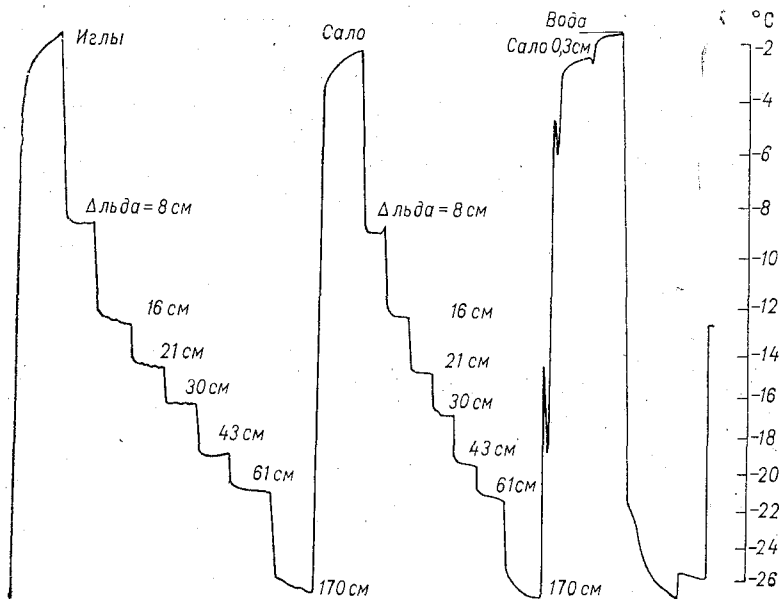


Рис. 2. Фрагмент температурного рельефа поверхности экспериментального поля льдов. СП-22, 9 апреля 1974 г.

На рис. 3 показаны экспериментальные усредненные зависимости поверхностной температуры льдов от их толщины для различных температур окружающего воздуха T_0 . Характер полученных кривых полностью подтверждает проведенный предварительно анализ. Большое изменение температуры поверхности льдов неодинаковой толщины, особенно для молодых льдов, позволяет

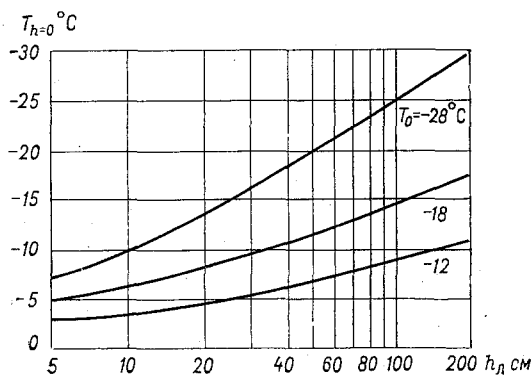


Рис. 3. Экспериментальные зависимости поверхностной температуры льдов от их толщины — возраста.

с помощью ИК, радиометра дистанционно различать возраст льда с наивысшим разрешением, недостижимым другими методами. С понижением температуры воздуха, а равно и с увеличением радиационного выхолаживания, как видно из рис. 3, градиент поверхностных температур льдов различной толщины возрастает.

Вторым этапом эмпирического исследования на СП-22 было решение обратной задачи, т. е. доказательство возможности интерпретации результатов ИК авиатермосъемок ледяного покрова в данные о возрастных градациях морского льда. Эта задача ре-

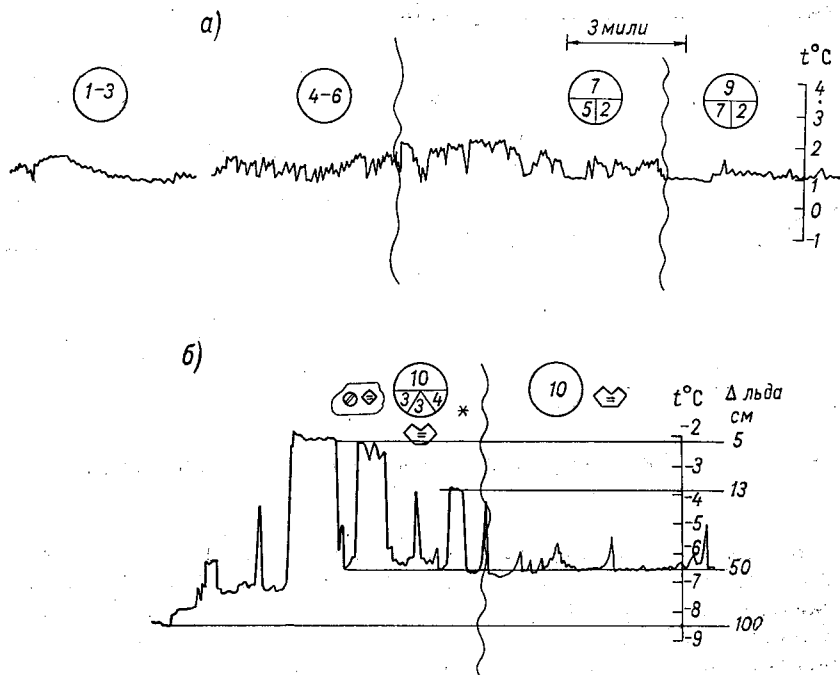


Рис. 4. Фрагменты записей температурного рельефа водно-ледовых поверхностей. Сентябрь 1975 г. Восточно-Сибирское море.

шалась при помощи той же модели ИК радиометра, но расположенной на самолете АН-2. Самолет барражировал над ледяными полями с известными толщинами, расположенными вокруг станции СП-22. Для интерпретации записей терморельефа использовались зависимости, приведенные на рис. 3. Экспериментальные измерения возраста льда ИК радиометром с самолета подтвердили результативность этого метода. Для точного определения толщины льда необходимо знание окружающей температуры и радиационного выхолаживания. Величину T_0 можно определить по самолетному термометру. Для регистрации $W_{эфф}$ надо иметь на борту авиационный вариант радиационного балансомера. Точность «инфра-

красного толщиномера льда» снижается при наличии значительного снежного покрова.

В период навигации по Северному Морскому пути 1974 и 1975 гг. ИК радиометр, как и в 1973 г., устанавливался на самолет ледовой разведки типа ИЛ-14. Большое количество измерений температур подстилающих поверхностей, в том числе и ледяных покровов, позволило сравнить метод ИК диагностики возраста льда с визуальной оценкой, даваемой гидрологами. При этом интерпретация результатов авиатермосъемки в данные о толщинах ледяных полей и крупнобитого льда производилась на основе экспериментальных зависимостей рис. 3.

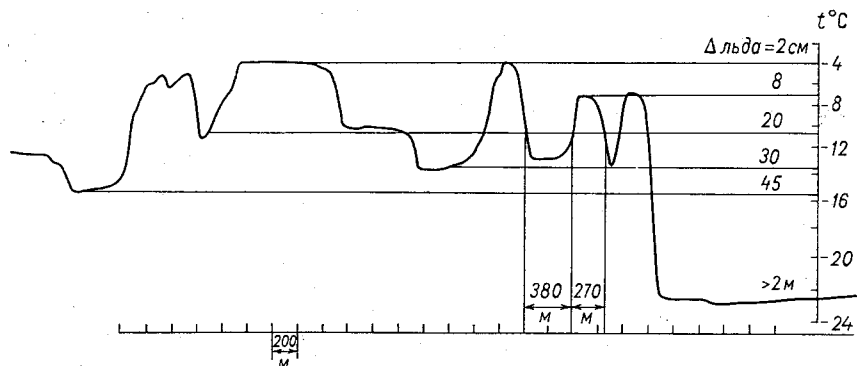


Рис. 5. Определение размеров и возраста битого льда.

На следующем рисунке показаны фрагменты записи температурного рельефа ледяных покровов различного возраста при положительной ($+2^{\circ}\text{C}$, рис. 4 а) и отрицательной (-10°C , рис. 4 б) температурах окружающего воздуха. Интерпретация температур поверхности льда на рис. 4 б в значения толщин осуществлена по описанной методике. Волнистыми линиями на рисунке отделены участки, снятые с карты ледовой разведки, выполненной гидрологом. Здесь же приведены обозначения ледовой обстановки. Результаты, полученные визуально и при помощи объективного ИК метода, находятся в хорошем соответствии. При небольших положительных температурах воздуха, как следует из экспериментальных материалов и теоретических соображений, определять возрастные градации льда методом ИК термометрии не представляется возможным. Но термозапись на рис. 4 а показывает, что различной сплоченности льда соответствует специфический температурный рельеф, меняется характерный профиль температурного поля на поверхности льда при переходе от участков с одной сплоченностью к другой. Благодаря этому можно определять сплоченность льда и при некоторых положительных температурах воздуха.

На рис. 5 показана возможность регистрировать не только толщины и сплоченность, но и размеры битого льда или полей. Таким образом, приведенные экспериментальные материалы показывают, что метод ИК радиометрии поверхностей водно-ледового покрова позволяет с высокой точностью интерпретировать результаты измерений термодинамических температур в данные о возрастных грациях и сплоченности исследуемых льдов.

Из рис. 2 можно сделать вывод, что самой высокой температурной различимостью или контрастностью обладают наиболее молодые льды, начиная с их возникновения. Так, наличие льда-

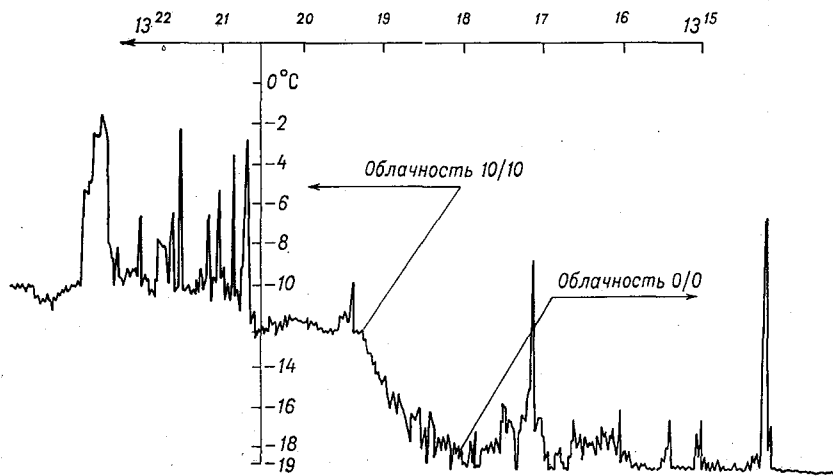


Рис. 6. Влияние облачности на температуру подстилающей поверхности ледового покрова. Сентябрь 1975 г. Чукотское море.

сала толщиной 3 мм понижает температуру поверхности приблизительно на 1К при данных условиях по сравнению с чистой водой. Применение высокочувствительного к температуре ИК радиометра позволит регистрировать скорость возникновения льда. При этом минимальная обнаружимая скорость кристаллизации будет ограничена реальной чувствительностью «инфракрасного толщинометра», т. е. зависит от чувствительности ИК радиометра, от окружающей температуры воздуха и от возраста исходного ледяного образования, на нижней поверхности которого происходит нарастание льда. Следовательно, с помощью метода ИК радиометрии можно определить скорость образования льда из морской воды, начиная с его возникновения и кончая не очень старыми льдами, когда чувствительность аппаратуры становится недостаточной.

На рис. 6 зарегистрирован момент резкого изменения температуры поверхности льда, вызванного различием облачного покрова неба в осенний период. При переходе носителя ИК аппаратуры —

самолета — от участка безоблачного чистого неба к участку, закрытому мощными кучевыми облаками нижнего и среднего яруса, существенно изменяется радиационное выхолаживание льда [4]. Известно, что в Арктике фактор мутности атмосферы Линке минимальный и равен 1,5. Поэтому нижние слои атмосферы при

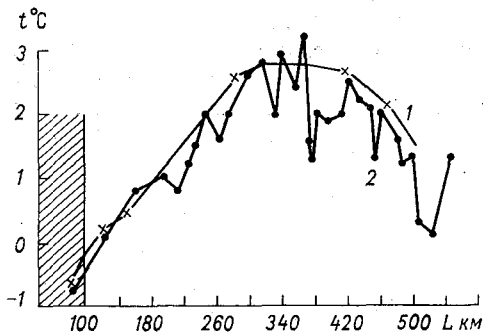


Рис. 7. Температурный рельеф участка водной поверхности (заштрихован участок, где имеются молодые льды). Октябрь 1975 г. Чукотское море.

1 — по данным измерений с э/с «Маяк», 2 — по результатам ИК авиатермосъемки.

отсутствии облачности хорошо пропускают ИК излучение. Радиационная температура верхних слоев атмосферы значительно ниже радиационной или истинной температуры ледяного покрова. В этом случае эффективное излучение $W_{эфф}$ вносит существенный вклад в понижение температуры подстилающих поверхностей и может преобладать над турбулентным выхолаживанием. Нижняя облачность имеет температуру, незначительно отличающуюся от поверхностной температуры льда, и поэтому служит хорошим экраном при обмене излучениями между льдом и верхними слоями атмосферы. Это подтверждает вывод, что для точного определения возрастных градаций льдов по их тепловому рельефу на поверхности необходимо измерять радиационный баланс между льдом и атмосферой. Конечно, такой же эффект проявляется и на поверхности морской воды. Но отсутствие турбулентного подвода тепла к верхней поверхности льда по сравнению с водой создает условия для более резких колебаний температуры, четко фиксируемых ИК радиометром. Количественная регистрация подобных тепловых процессов с помощью ИК методов позволяет более точно рассчитать энергетическое взаимодействие океана и атмосферы

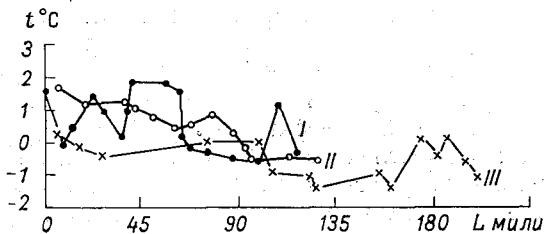


Рис. 8. Усредненные температуры по трем декадам вдоль одного галса от Мыса Шмидта над Чукотским морем. Сентябрь 1973 г.

в условиях Арктики. Решая обратную задачу, можно определить некоторые оптические характеристики самой облачности.

На рис. 7—10 приведены некоторые материалы наблюдений за поверхностной температурой моря, выполненные над водой. Изображенный на рис. 7 тепловой рельеф участка поверхности Чукот-

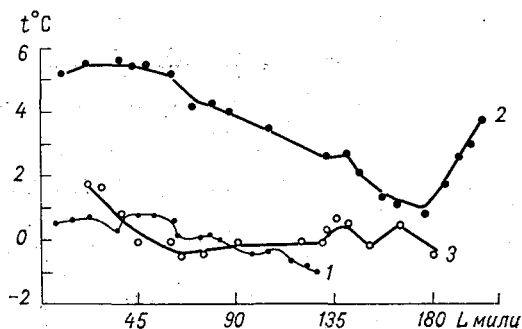


Рис. 9. Усредненные температуры за сентябрь вдоль одного галса от мыса Шмидта над Чукотским морем.
1 — 1973 г., 2 — 1974 г., 3 — 1975 г.

ского моря был измерен двумя методами. Кривая 1 проведена через точки температур, зарегистрированных на станциях э/с «Маяк». Кривая 2 построена по материалам наблюдений методом ИК авиатермосъемки по тому же разрезу и в один день с измерениями э/с «Маяк». Работа имеет методический характер и подчеркивает со-

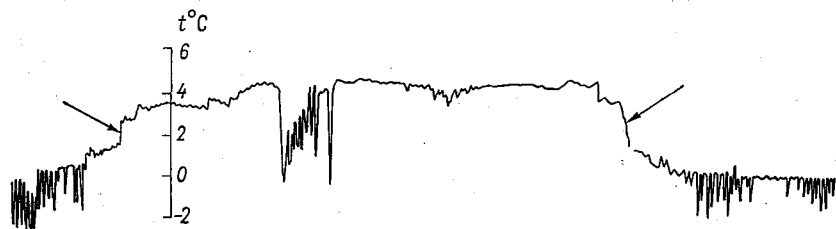


Рис. 10. Запись аномального по цвету и температуре пятна самолетным ИК радиометром. Сентябрь 1973 г. Восточно-Сибирское море.
Стрелками указаны границы пятна.

ответствие двух методов измерений: радиационного и контактного при усреднении результатов. Кроме того, вид кривой 2 позволяет сделать вывод, что на поверхности морской воды существует тепловая микроструктура. Характер и происхождение такой микроструктуры еще недостаточно исследован. Регулярные измерения поверхностных температур воды больших площадей океана при

помощи самолетных ИК радиометров помогают в решении задач по оценке теплоэнергетического взаимодействия океана с атмосферой и в определении динамики теплозапаса морской воды.

На рис. 8 изображены усредненные температуры по декадам в сентябре 1973 г. в районе Чукотского моря, зарегистрированные при авиатермосъемке. На рис. 9 приведены осредненные за весь сентябрь данные о тепловом рельефе в том же районе моря, полученные в течение трех лет. С учетом начальных и граничных условий интегрирование подобных количественных характеристик по площади и за определенные промежутки времени дает возможность определить значения тепловой энергии, перераспределяемые между атмосферой и океаном в течение суток, декад, месяцев и более длительных отрезков времени. Анализируя такие явления в динамике, можно составить представление о структуре теплового «дыхания» океана. Регистрация изменения термических характеристик морей в период их замерзания и таяния льда является необходимым физическим критерием, основой научного управления навигацией, а также имеет огромное значение при решении прогностических задач. При анализе результатов измерений, подобных приведенным на рис. 9, прослеживаются крупномасштабные явления (например, можно выделить осень 1974 г. как аномальную по срокам замерзания).

На рис. 10 приведена запись аномального по цвету и температуре пятна на поверхности моря. Точные причины возникновения подобных термических аномалий морских вод недостаточно изучены. Возможно, они являются следствием выхода на поверхность внутренних волн. Энергетические характеристики таких областей бесспорно интересны и нужны для решения многих задач физики морей.

Подводя итог проделанной работы, можно утверждать, что полученный большой массив экспериментальных данных подтвердил перспективность методов инфракрасной термометрии для диагностики возрастных градаций морских дрейфующих льдов, для определения скорости кристаллизации льда из морской воды при некоторых гидрометеорологических условиях, для оценки роли облачности в переносе тепловой энергии через атмосферу в высокоширотных районах.

ИК авиатермосъемки дают в руки исследователей способ регистрации теплового рельефа поверхности морей в его динамике. Совершенствование методов обработки результатов измерений, оснащение исследовательских самолетов более современной и разнообразной ИК аппаратурой является важной задачей на современном этапе изучения полярных районов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богородский В. В. Радиолуч — полярник. — «Правда», 1974, 1 ноября, № 305 (20544).

2. Богородский В. В., Парамонов А. И. Радиоокеанология. Л., Гидрометеоздат, 1976. 28 с.

3. Галкина А. И., Спицын В. А. Измерение температуры поверхности воды, снега и льда радиационным термометром. — «Труды ААНИИ», 1970, т. 295, с. 64—68.

4. Горелик А. Г., Калачинский С. Ф. Влияние облачности на радиационные характеристики подстилающей поверхности. — В кн.: Радиационные процессы в атмосфере и на земной поверхности. Мат-лы IX Всесоюз. совещания по актинометрии. 10—13 октября 1972 г. Киев. Л., Гидрометеоздат, 1974.

5. Козырев Б. П., Парамонов А. И. Инфракрасный радиометр ИКТЭРЛ и его применение. — «Изв. ЛЭТИ», 1970, вып. 94, с. 13—15.

6. Парамонов А. И., Горбунов Ю. А., Лосев С. М. Наблюдение за температурой поверхности моря с помощью радиационного термометра с самолета ледовой разведки. — «Труды ААНИИ», 1975, т. 326, с. 114—121.

Т. Ю. Шевелева, М. А. Кропоткин

ВЛИЯНИЕ ПЛЕНКИ НЕФТИ НА ТЕМПЕРАТУРУ ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

При расчете теплового баланса Земли, интерпретации результатов теплового зондирования водных бассейнов важно знать влияние нефтяной пленки на температуру водной поверхности. Качественно влияние пленки на поверхностную температуру воды обсуждается в работах [1—3]. Установлено, что пленка нефти существенно уменьшает потери тепла на испарение воды, приводит к перераспределению поглощенной солнечной радиации в поверхностном слое бассейна, изменяет коэффициент излучения его, успокаивает волнение.

В настоящей работе рассматривается влияние нефтяных загрязнений на поверхностную температуру вод в прибрежных мелководных районах на широтах 40° (Черное море) и 70° (побережье Арктики). При расчетах учитывается приток солнечного тепла, потери тепла за счет испарения, эффективного излучения и конвективного теплообмена с атмосферой, а также перенос тепла при турбулентном перемешивании воды.

Оценка влияния пленки нефтяных загрязнений на температуру поверхностных слоев воды выполнена на основе одномерной модели. При расчетах использовалось одномерное уравнение теплопроводности, учитывающее только вертикальные переносы тепла (в мелководных районах влиянием адвекции можно пренебречь, если длительность изучаемых явлений не превышает нескольких суток). Конвективный перенос тепла в воде учтен введением эффективных коэффициентов теплопроводности и температуропроводности. Теплообмен с атмосферой происходит по закону Ньютона. Солнечная радиация и поглощение тепла на испарение воды учтены в модели введением соответственно источника и стока тепла, алгебраическая сумма интенсивностей которых равна s .

Уравнение теплопроводности решалось при следующих граничных условиях:

$$\begin{aligned} -\lambda \frac{\partial t}{\partial x} \Big|_{x=+0} &= s + \alpha(\Theta - t|_{x=+0}), \\ t|_{x=\infty} &= t_0, \quad \tau \geq 0, \end{aligned} \quad (1)$$

где λ — эффективный коэффициент теплопроводности бассейна, x — вертикальная координата (ось x направлена от поверхности бассейна вниз), t — температура воды, Θ — температура воздуха, α — коэффициент теплоотдачи в атмосферу, τ — время. В начальный момент времени температура бассейна принята равной t_0 .

При расчетах предположено, что появление пленки нефти на поверхности водного бассейна приводит практически к полному устранению потери тепла на испарение, т. е. изменяется величина s в уравнении (1). Можно также считать, что «тонкая» (менее 100 мкм) пленка нефти практически не является тепловым сопротивлением. «Толстая» (более 0,3 мм) пленка нефти, обладая температурным сопротивлением, перераспределяет поглощенную солнечную энергию в поверхностном слое бассейна. Если толщина пленки не превышает 1 см, а температурный напор в ней менее 10 К, то выполняется неравенство $Ra_H \leq 1000$, где Ra_H — критерий Релея для нефтяной пленки. Следовательно, в пленке нефти теплоперенос осуществляется только теплопроводностью. В расчетах принято, что коэффициент теплопроводности нефти равен 0,15 Вт/(м·град). Уравнение теплопроводности для случая толстой нефтяной пленки решалось при следующих граничных условиях:

$$-\lambda_H \frac{\partial t}{\partial x} \Big|_{x=+0} = s + \alpha(\Theta - t|_{x=+0})$$

$$t|_{x=h} = t_0,$$

где h — толщина пленки, λ_H — коэффициент теплопроводности нефти.

При решении задачи приняты следующие значения теплофизических величин [4, 5]. Для прибрежных районов Черного моря эффективный коэффициент теплопроводности равен $a_0 = 0,2$ м²/ч (охлаждение воды) и $a_H = 0,05$ м²/ч (нагрев воды). В режиме сильного испарения при скорости ветра $v = 10$ м/с интенсивность стока тепла $s_H = 400 \div 600$ Вт/м², $\alpha = 50$ Вт/(м²·град), $t = 22^\circ\text{C}$. В режиме слабого испарения при $v = 5$ м/с $s_H = 100 \div 200$ Вт/м², $\alpha = 20$ Вт/(м²·град), $t = 15^\circ\text{C}$. Для прибрежных районов Арктики эффективные коэффициенты теплопроводности приняты такими же, как для тепловодного бассейна. В режиме сильного испарения при $v = 10$ м/с $s_H = 150$ Вт/м², $\alpha = 50$ Вт/(м²·град), $t = 2 \div 5^\circ\text{C}$. В режиме слабого испарения при $v = 5$ м/с $s_H = 75$ Вт/м², $\alpha = 20$ Вт/(м²·град), $t = 2^\circ\text{C}$.

В результате решения уравнения теплопроводности при указанных выше граничных и начальных условиях найдены зависимости $t_H - t_B = \Delta t = f(x, \tau)$, где t_H и t_B — температуры соответственно загрязненной нефтью и чистой воды; время τ отсчитывается с момента появления пленки нефти на поверхности бассейна. Рассчитанные зависимости приведены на рис. 1—3. Рисунок 1 показывает, как изменяется поверхностная температура водного бассейна во времени при толщине нефтяной пленки менее 100 мкм. Цифры справа от кривых указывают интенсивность потери тепла на испа-

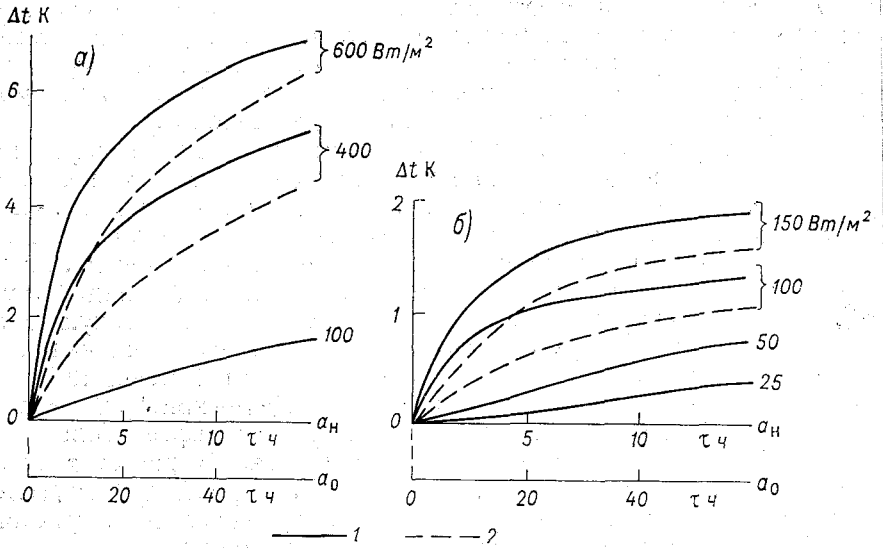


Рис. 1. Зависимость избыточной температуры поверхности бассейна от времени для широт 40° (а) и 70° (б).
 1 — без ветрового перемешивания, 2 — с ветровым перемешиванием воды в поверхностном слое.

рение в $\text{Вт}/\text{м}^2$. Справа от осей времени указано значение коэффициента температуропроводности $\alpha_n = 0,05 \text{ м}^2/\text{ч}$ и $\alpha_0 = 0,2 \text{ м}^2/\text{ч}$. Рисунок 2 иллюстрирует нарастание температуры во времени на глубине 5 м при появлении на поверхности тонкой нефтяной пленки. Рисунок 3 характеризует действие толстой нефтяной пленки на температуру поверхности бассейна. Справа над кривыми указана толщина слоя нефти.

Сравнение полученных кривых показывает, что появление плен-

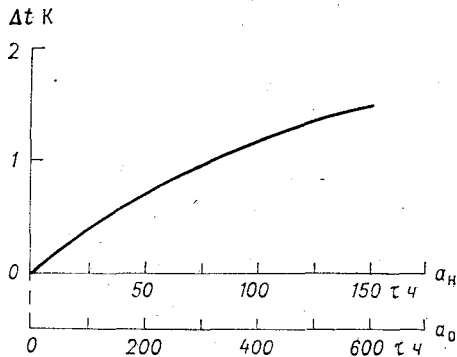


Рис. 2. Зависимость избыточной температуры воды на глубине 5 м от времени при интенсивности стока тепла на испарение $150 \text{ Вт}/\text{м}^2$.

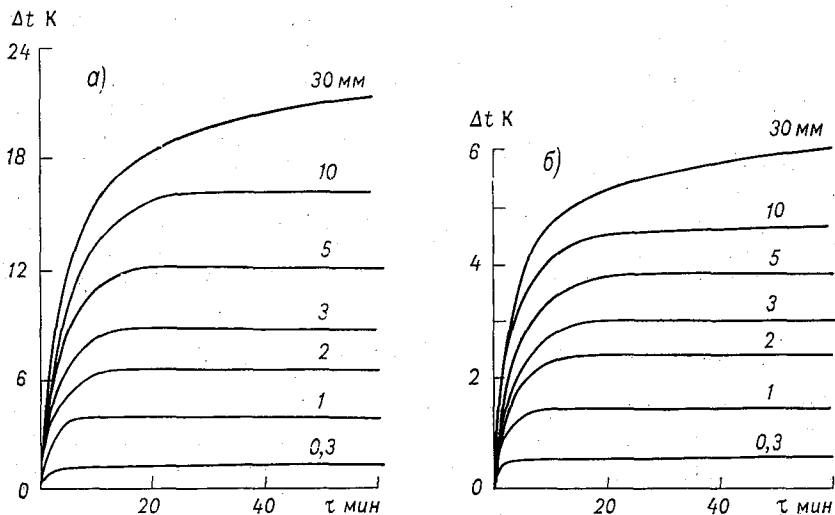


Рис. 3. Зависимости избыточной температуры поверхности бассейна от времени при толщине пленки нефти более 0,3 мм для широт 40° при интенсивности солнечной радиации $S_n = 600 \text{ Вт/м}^2$ (а) и 70° при $S_n = 300 \text{ Вт/м}^2$ (б).

ки нефти во всех случаях приводит к увеличению температуры водного бассейна. Влияние пленки нефтепродуктов на температуру весьма существенно для теплопроводных бассейнов. При температуре воды менее 5°C (арктические моря) влияние пленки незначительно и заметно проявляется только в летнее время при сильном ветре; рост температуры не превышает 1—2 К для тонких нефтяных пленок и 3—4 К для толстых (3—5 мм) сливок.

Изменение поверхностной температуры при появлении тонкой пленки нефти происходит сравнительно медленно, так что в первый час после разлива изменение температуры пренебрежимо мало. Температура воды на глубине растет значительно медленнее, чем на поверхности. Уменьшение коэффициента температуропроводности в поверхностном слое бассейна приводит к ускорению темпа нарастания температуры. Наличие сильного ветрового перемешивания в поверхностном слое замедляет темп роста температуры в 2—3 раза. Пленка нефти толщиной более 0,3 мм существенно увеличивает поверхностную температуру бассейна в дневное время, так как вызывает поглощение почти всей солнечной радиации в тонком (порядка 100 мкм) поверхностном слое нефти. Величина Δt зависит от интенсивности приходящей солнечной радиации. Следует заметить, что темп нарастания температуры весьма высокий.

Изменение температуры поверхности бассейна из-за нефтяных загрязнений вызывает изменение потерь на тепловое излучение бассейна, которое не было учтено при расчетах. Можно показать, что для тонкой пленки нефти изменение собственного излучения бассейна столь незначительно, что им можно пренебречь. В случае

толстой нефтяной пленки излучение водной поверхности увеличивается значительно и приводит к уменьшению температуры на 10—20% по сравнению с расчетными данными (см. рис. 3).

Полученные в работе аналитические оценки Δt находятся в хорошем качественном согласии с данными натуральных наблюдений [1—3]. Для более детального сравнения теории и эксперимента необходимы дополнительные расчеты, так как все экспериментальные работы по данному вопросу посвящены измерению не истинной, а радиационной температуры нефтяного слага, о которой судят по излучению исследуемой поверхности, измеряемому с но-

Таблица 1

Изменение радиационной температуры для видимого и ИК диапазонов спектра

Длина волны, мкм	$\epsilon_{\text{в}}/\epsilon_{\text{н}}$	$t_{\text{пр}} = 323 \text{ K}$		$t_{\text{пр}} < 90 \text{ K}$	
		$t = 273 \text{ K}$	$t = 293 \text{ K}$	$t = 273 \text{ K}$	$t = 293 \text{ K}$
0,63	1,022	1,45	0,75	1,5	1,6
1,2	1,019	1,25	0,65	1,3	1,4
2,75	1,046	3	1,57	3,15	3,4
4	1,018	1,2	0,63	1,2	1,3
5	1,02	1,3	0,68	1,35	1,45
8	1,024	1,57	0,82	1,65	1,75
10	1,03	1,95	1	2,05	2,2
10,6	1,032	2,1	1,1	2,2	2,35
12	1,017	1,1	0,57	1,15	1,25
14	1,002	0,13	0,07	0,13	0,15

мощью инфракрасного (ИК) радиометра. Радиационная температура зависит от излучательной способности и площади излучающего объекта. Как было указано выше, пленка нефти увеличивает температуру бассейна. Кроме того, она изменяет коэффициент излучения водной поверхности и успокаивает волнение (сокращает площадь излучения). Первый фактор увеличивает поток излучения, воспринимаемый ИК радиометром, второй и третий факторы его уменьшают. В зависимости от гидрометеороусловий контраст радиационных температур загрязненной нефтью и чистой водной поверхности $\Delta t_{\text{р}}$ может быть как положительным, так и отрицательным, в отдельных случаях он может быть равен нулю.

Уменьшение излучательной способности поверхности бассейна при появлении пленки нефти эквивалентно для приемника ИК радиации уменьшению температуры воды. В табл. 1 приведены результаты расчетов изменения радиационной температуры $\Delta t_{\text{р},\epsilon}$ для видимого и ИК диапазонов спектра, обусловленного различием излучательных свойств нефти и воды. Значения спектральных

Расчетные значения контраста радиационных температур загрязненной нефтью и чистой воды

Тепловой режим	h, мм	τ, ч	v, м/с	День				Ночь			
				Δt	Δt _{р,с}	Δt _{р,в}	Δt _р	Δt	Δt _{р,с}	Δt _{р,в}	Δt _р
				Δt	Δt _{р,с}	Δt _{р,в}	Δt _р	Δt	Δt _{р,с}	Δt _{р,в}	Δt _р
a = 0,05 м²/ч t = 22°C	0,01	1	10	-1,5	-0,5	0	2	-1,5	-0,5	0	
		5	5	-1,5	-1	-1,5	1	-1,5	-1	-1,5	
	24	10	5	-1,5	-0,5	3	5	-1,5	-0,5	3	
		5	5	-1,5	-1	0,5	3	-1,5	-1	0,5	
	2	1	10	5	-1,5	-0,5	4	2	-1,5	-0,5	0
		5	5	-1,5	-1	3,5	1	-1,5	-1	-1,5	
24	10	5	-1,5	-0,5	7	5	-1,5	-0,5	3		
	5	5	-1,5	-1	5,5	3	-1,5	-1	0,5		
a = 0,05 м²/ч t = 2,5°C	0,01	1	10	5	-1,5	-0,5	0	-1,5	-0,5	-2	
		5	5	-1,5	-1	-2,5	0	-1,5	-1	-2,5	
	24	10	5	-1,5	-0,5	-1	1	-1,5	-0,5	-1	
		5	5	-1,5	-1	-2	0,5	-1,5	-1	-2	
	2	1	10	5	-1,5	-0,5	-1	0	-1,5	-0,5	-2
		5	5	-1,5	-1	-1	0	-1,5	-1	-2,5	
24	10	5	-1,5	-0,5	1	1	-1,5	-0,5	-1		
	5	5	-1,5	-1	0,5	0,5	-1,5	-1	-2		

коэффициентов излучения нефти ϵ_H и воды ϵ_B взяты из [6, 7]. Расчет произведен по соотношению

$$-\Delta t_{p, \epsilon} = \frac{[(t^4 - t_{\text{пр}}^4)] \left(\frac{\epsilon_B}{\epsilon_H} - 1 \right)}{4t^3},$$

где $t_{\text{пр}}$ — температура приемника. Приведенные в табл. 1 цифры показывают, что при равенстве истинных температур загрязненная нефтью поверхность бассейна кажется холоднее, чем чистая вода, на 1—2 К. Величина контраста зависит от спектрального диапазона приемника излучения. Для окна прозрачности атмосферы 8—14 мкм принимаем $\Delta t_{p, \epsilon} = -1,5$ К.

Успокоение капиллярных и мелких гравитационных волн под действием пленки нефти приводит к уменьшению излучающей поверхности бассейна. Этот эффект эквивалентен уменьшению радиационной температуры водной поверхности $\Delta t_{p, \nu}$. В расчетах положено, что $\Delta t_{p, \nu} = -(0,5-1)$ К [8].

Таблица 2 иллюстрирует суммарное воздействие всех рассмотренных факторов на радиационную температуру водной поверхности, загрязненной нефтью, для диапазона длин волн 8—14 мкм. Контраст в радиационных температурах загрязненной и чистой воды Δt_p оказывается положительным для тепловодных бассейнов и отрицательным либо близким к нулю для арктических морей. Сравнивая приведенные в табл. 2 значения Δt_p с результатами экспериментов [1—3], можно сказать, что предложенная модель удовлетворительно описывает температурный режим загрязненного нефтепродуктами мелководного бассейна.

Проведенные на основе модели расчеты позволили выяснить зависимости температурного режима прибрежной части морей при появлении пленки нефти от толщины пленки и различных гидрометеорологических факторов. Анализ результатов расчета показал, что наличие нефтяных загрязнений на поверхности воды приводит к увеличению температуры бассейна. Рост температуры зависит главным образом от интенсивности испарения воды и толщины пленки и составляет приблизительно 2—5 К для тепловодных морей и 0,5—1,5 К для арктических морей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Chandler P. V. Oil pollution surveillance.—„AIAA Paper” 1971, N 1073, p. 1—8.
2. Klemas V. Detecting oil on water: a comparison of known techniques.—„AIAA Paper”, 1971, N 1068, p. 1—6.
3. Нельсон-Смит А. Загрязнение моря нефтью. Л., Гидрометеоздат, 1973.
4. Пехович А. И., Жидких В. М. Расчеты теплового режима твердых тел. Л., «Энергия», 1968.
5. Шереметевская О. Н. Графический способ расчета теплообмена на поверхности раздела вода — воздух (методическое пособие). М., 1972.
6. Богородский В. В., Кропоткин М. А., Шевелева Т. Ю. Ис-

следование влияния нефтяных загрязнений, солсности и некоторых других факторов на оптические свойства воды в инфракрасной части спектра. — «Метеорология и гидрология», 1974, № 12, с. 3—9.

7. Золотарев В. М., Михайлов Б. Н., Альперович Л. И., Попова С. Н. Дисперсия и поглощение жидкой воды в инфракрасной и радиоволновой области спектра. — «Оптика и спектроскопия», 1969, т. 27, вып. 5, с. 790—795.

8. Шифрин К. С. Влияние ветра на эффективное излучение моря. — «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1974, т. 10, № 7, с. 803—805.

Б. П. Егоров

ПАРАМЕТРЫ КАПЕЛЬНО-БРЫЗГОВЫХ ОБЛАКОВ, ОБРАЗУЮЩИХСЯ ПРИ СИЛЬНОМ ПРИБОЕ

С ростом скорости ветра над морем усиливается волнение, на гребнях волн образуются барашки и пена; затем с гребней волн начинают срываться брызги, в воде появляется большое количество воздушных пузырьков, и, наконец, исчезает четкая граница между морем и атмосферой. Основным механизмом энергообмена между атмосферой и морем становится капельно-брызговой механизм. Изучение этого механизма только начинается. Первостепенное значение здесь приобретают экспериментальные данные, однако они пока противоречивы и не полны. Начинать экспериментальное исследование этого вопроса с изучения капельно-брызговых облаков, образующихся при шторме в открытом море, трудноосуществимо, поскольку над морем летит сплошная капельно-брызговая пелена, в которой невозможно проследить эволюцию отдельного облака. Удобным оказалось начать подобные исследования с измерения параметров капельно-брызговых облаков, образующихся при сильном прибое. При этом удастся проследить эволюцию облака в пространстве и во времени и многократно измерить различные его характеристики.

Изучение параметров капельно-брызговых облаков, образующихся при прибое, проводилось в летние и осенние месяцы 1974 г. в районе гидрометеостанции Мыс Шмидта в Чукотском море. Известно, что существуют различия между накатом волн, обрушивающихся на откос и не обрушивающихся. Будут ли волны обрушиваться на откос, во многом зависит от уклона откоса и крутизны волн. В [6] показано, что уклон откоса, соответствующий средней стадии между отсутствием обрушивания и полным обрушиванием, можно определить по следующей формуле:

$$\operatorname{tg} \alpha_{\text{кр}} = \frac{8}{T} \sqrt{\frac{H}{2g}},$$

где T — период волн, H — высота волн, g — ускорение силы тяжести.

Подстановка $L_0 = gT^2/2\pi$ для длин волн приводит к зависимости

$$\left(\frac{H}{L_0}\right)_{\text{кр}} = 0,19 \text{ tg}^2 \alpha. \quad (1)$$

Обрушивание происходит в том случае, когда $(H/L_0) > (H/L_0)_{\text{кр}}$, т. е. когда волны накатываются на откосы с малым наклоном. В районе проведения эксперимента наибольшая крутизна откоса составляет $1/4$. Соответствующая критическая крутизна волн согласно

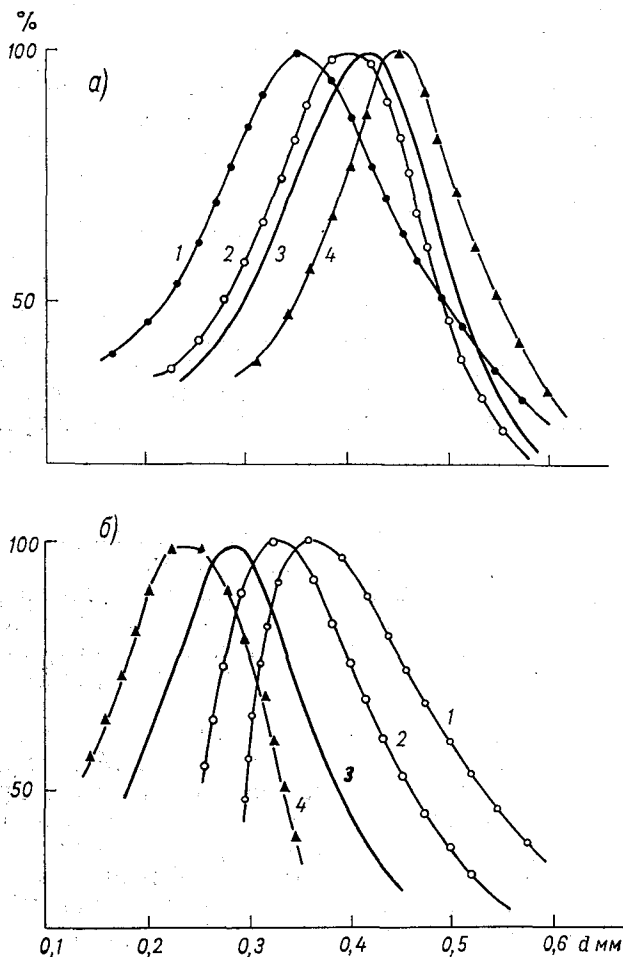


Рис. 1. Распределение капель по размерам в облаке при $l_{\text{эф}} = 8$ м (а) и $l_{\text{эф}} = 50$ м (б).

1) $H = 1,5$ м, 2) $H = 2$ м, 3) $H = 3$ м, 4) $H = 4$ м.

уравнению (1) равняется 0,012. В подавляющем большинстве случаев крутизна волн превышала критическую для данного района исследования, что обуславливало прибой с обрушиванием вершины. А именно прибой с обрушиванием вершины вызывает образование капельно-брызговых облаков.

К параметрам капельно-брызговых облаков, которые необходимо исследовать, относятся следующие: геометрические размеры облака, время его жизни, длина полета облака, общая водность капельно-брызгового облака и распределение водяных капель в облаке по размерам. Наиболее трудноопределяемым параметром брызгового облака является распределение водяных капель в облаке по размерам. Изучение этого распределения производилось путем улавливания капель на впитывающую и окрашивающуюся подложку. Эти измерения производились на различных расстояниях от зоны брызгообразования и на различных высотах. Заборники укреплялись на мачте на следующих высотах от поверхности: 1,5; 2; 3 и 4 м. Мачта устанавливалась на различных расстояниях от зоны обрушивания вершины волны (от 7 до 50 м). Было обработано 240 подложек. На рис. 1 приведено распределение капель по размерам для различных высот и различных расстояний от зоны обрушивания вершины волны. Для большей наглядности распределение капель по размерам нормировано. Образованное в момент обрушивания вершины волны брызговое облако относится ветром. При установке мачты с заборниками на расстоянии l от линии обрушивания вершины волны облако пролетит путь $l_{эф}$, равный

$$l_{эф} = l / \cos \varphi,$$

где φ — угол, образованный вектором скорости ветра с перпендикуляром к линии обрушивания вершины волны.

На рис. 1 а представлены распределения капель по размерам в начальной стадии существования капельно-брызгового облака, когда $l_{эф}$ не превышало 8—10 м. На рис. 1 б — распределения капель по размерам в конце существования облака, когда $l_{эф}$ достигало 50 м.

В момент образования брызгового облака в его верхней части заметно преобладание более крупных капель. Максимум в распределении капель по размерам на 4-метровой высоте приходится на диаметр капель, равный 0,44 мм. Наоборот, в конце существования капельно-брызгового облака в верхней его части преобладают капли меньшего диаметра. На высоте 4 м при $l_{эф}=50$ м максимум в спектре капель приходится на диаметр, равный 0,23 мм, а по мере приближения к поверхности максимум в спектре смещается в сторону больших значений: при $h=3$ м $D_m=0,29$ мм, при $h=2$ м $D_m=0,33$ мм, при $h=1,5$ м $D_m=0,37$ мм, где h — высота; D_m — диаметр капли, при котором распределение капель по размерам имеет максимум.

Из эксперимента также было установлено, что в передней части летящего облака преобладают мелкие капли, а в тыльной его

части — более крупные капли. Это различие наиболее заметно в конце существования брызгового облака. Такое распределение капель можно объяснить различным сопротивлением, которое оказывает воздух летящим каплям различного диаметра. Для рассмотрения этого эффекта ограничимся лишь случаем, когда сила сопротивления воздуха пропорциональна первой степени скорости движения капли относительно воздуха.

Выберем оси координат так, чтобы ось z была направлена вертикально вверх, а ось x — по горизонтали вдоль скорости ветра. Тогда уравнения движения капли запишутся в виде:

$$m \frac{d^2x}{dt^2} = k \left(u_0 - \frac{dx}{dt} \right), \quad (2)$$

$$m \frac{d^2z}{dt^2} = mk \frac{dz}{dt} - mg, \quad (3)$$

где m — масса капли, равная $\frac{\pi}{6} \rho_w d_k^3$; u_0 — горизонтальная составляющая скорости ветра; $k = 6\pi \mu d_k / 2m$; ρ_w — плотность воды, μ — коэффициент динамической вязкости, d_k — диаметр капли.

Эти уравнения можно проинтегрировать независимо друг от друга:

$$x = c_1 + c_2 e^{-kt} + c_3 u_0 t,$$

$$z = c_4 + c_5 e^{-kt} - \frac{gt}{k}.$$

Постоянные c_{1-5} определяются из начальных условий:

$$\text{при } t=0 \quad x_0 = 0, \quad c_1 + c_2 = 0;$$

$$z_0 = h, \quad c_4 + c_5 = h.$$

В начальный момент времени капля находится на высоте h и имеет лишь вертикальную составляющую скорости w_0 :

$$\text{при } t \rightarrow \infty \quad \dot{x}_\infty = u_0, \quad c_3 u_0 = u_0, \quad c_3 = 1;$$

$$\text{при } t=0 \quad \dot{x}_0 = k u_0, \quad c_2 k^2 = k u_0, \quad c_2 = u_0/k;$$

$$z_0 = w_0 = -c_5 k - g/k;$$

$$\dot{z}_0 = c_5 k^2 = k w_0 + g.$$

Решение, соответствующее этим начальным условиям, приобретает вид:

$$x = u_0 t - \frac{u_0}{k} (1 - e^{-kt}), \quad (4)$$

$$z = h + \left(\frac{w_0}{k} + \frac{g}{k^2} \right) (1 - e^{-kt}) - \frac{gt}{k}. \quad (5)$$

Уравнение траектории можно получить, исключив отсюда время. Подставим в (4) значение k :

$$x = u_0 t - \frac{u_0 2m}{6 \pi \mu d_k} \left(1 - e^{-\frac{6 \pi \mu d_k}{2m} t} \right). \quad (6)$$

Из формулы (6) видно, что капли различного диаметра пройдут различный путь. Для того чтобы определить характер этой зависимости, рассмотрим знак первой производной dx/dt :

$$\frac{dx}{dt} = -u_0 \frac{d_k \rho_w}{9 \mu} \left(1 - e^{-\frac{18 \mu t}{\rho_w d_k^2}} \right) - 2u_0 \frac{t}{d_k} e^{-\frac{18 \mu t}{\rho_w d_k^2}}.$$

Для всех положительных значений d_k знак этой производной будет отрицательным, т. е. функция $x(d)$ убывающая. Значит, чем больше диаметр капли, тем меньший путь она пройдет. Следовательно, во время движения капельно-брызгового облака в передней его части будут преобладать более мелкие капли, а в тыльной части — более крупные, что и было зарегистрировано экспериментально.

Действием этого эффекта объясняется не только распределение капель по диаметрам в передней части облака и в тыльной его части, но и распределение капель по размерам для различных высот облака.

В момент обрушивания вершины волны брызговое облако начинает подниматься вертикально вверх. Все его капли имеют одинаковую начальную вертикальную составляющую скорости ω_0 . Но крупные капли смогут подняться на большую высоту, что и обеспечит преобладание их в верхней части облака в начальный момент времени. Однако более крупные капли имеют и большую скорость опускания по сравнению с более мелкими, а это приводит к преобладанию в верхней части капельно-брызгового облака в конце его существования более мелких капель.

Следует заметить, что линейной зависимостью силы сопротивления воздуха от скорости можно пользоваться лишь для небольших скоростей и малых диаметров капель. В более общем случае сила сопротивления записывается следующим выражением [1]:

$$F_c = c_x \frac{\rho_a u^2}{2} s, \quad (7)$$

где c_x — коэффициент аэродинамического сопротивления капли, ρ_a — плотность воздуха, s — площадь сечения капли, перпендикулярного вектору скорости.

Коэффициент аэродинамического сопротивления для твердых сферических частиц можно рассчитать следующим образом:

$$c_x = \frac{24}{Re} + \frac{4}{Re^{0,33}} \quad \text{для } Re \leq 500, \quad (8)$$

$$c_x = \frac{4,3}{(1g \operatorname{Re})^2} \quad \text{для } \operatorname{Re} > 500, \quad (9)$$

где $\operatorname{Re} = \frac{u d_k}{\nu} \rho_a$ — число Рейнольдса.

В капельно-брызговом облаке, образующемся в прибое, число Рейнольдса для капель не превышает 150. Это указывает на необходимость пользоваться при расчетах лишь формулой (8). Во время полета капли число Рейнольдса уменьшается до нескольких десятков. В первую очередь это определяется уменьшением скорости движения капли относительно воздуха, а также уменьшением диаметра капли за счет испарения, однако уменьшение мало и им обычно пренебрегают. Зависимость расстояния, которое пролетит капля, от диаметра капли приводит еще и к расплыванию облака в горизонтальной плоскости, т. е. к увеличению его объема во время полета.

Следующий механизм расплывания облака обусловлен неодновременностью формирования облака как единого целого. Предположим, что в момент обрушивания вершины прибойной волны на уровень h поднялась некоторая часть капельно-брызгового облака. Здесь она начинает относиться потоком воздуха в горизонтальной плоскости с определенным ускорением. Через некоторый промежуток времени Δt на этот же уровень h поднимается и нижняя часть брызгового облака. Расстояние между обеими частями облака будет определять его ширину. Если первая часть облака пролетит расстояние

$$x_1 = u_0(t + \Delta t) - \frac{u_0}{k} (1 - e^{-k(t+\Delta t)}),$$

то вторая его часть пролетит расстояние

$$x_2 = u_0 t - \frac{u_0}{k} (1 - e^{-kt}),$$

тогда ширина облака будет

$$x_1 - x_2 = u_0 \Delta t + \frac{u_0}{k} (1 - e^{-kt}) - \frac{u_0}{k} (1 - e^{-k(t+\Delta t)}).$$

Для того чтобы выяснить, как ведет себя функция $x_1 - x_2$, возьмем ее первую производную по времени:

$$\frac{\partial(x_1 - x_2)}{\partial t} = u_0 e^{-kt} (1 - e^{-k \Delta t}).$$

При положительных t она больше нуля и стремится к нулю при $t \rightarrow \infty$, т. е. с течением времени ширина облака увеличивается и стремится к величине

$$(x_1 - x_2)|_{t \rightarrow \infty} = u_0 \Delta t.$$

Существенную роль в расплывании капельно-брызгового облака во время полета играет турбулентная диффузия.

Измерения показали, что по сравнению с начальным моментом времени ширина канельно-брызгового облака под воздействием всех трех факторов за 4 с полета увеличивается в 2,5—3 раза.

Одним из самых важных, но малоизученных параметров капельно-брызгового облака является распределение капель по размерам. Изучение этого распределения проводилось на различных высотах h и на различных расстояниях l от зоны брызгообразования. Полученные результаты показали, что распределение

Коэффициенты b_1 и b_2 для различных высот и для различных эффективных расстояний от зоны брызгообразования $l_{эф}$

h м	$l_{эф} = 10$ м		$l_{эф} = 20$ м		$l_{эф} = 30$ м		$l_{эф} = 40$ м		$l_{эф} = 50$ м	
	$b_1 \cdot 10^{-2}$	b_2	$b_1 \cdot 10^{-2}$	b_2	$b_1 \cdot 10^{-2}$	b_2	$b_1 \cdot 10^{-2}$	b_2	$b_1 \cdot 10^{-2}$	b_2
4	2,73	58,3	3,13	65,4	3,69	68,7	3,95	73,6	4,1	80
3	3,60	51	3,10	55,3	2,75	58,7	2,4	61,5	2,06	66,6
2	4,00	52,4	3,51	56,1	3,01	56,8	2,42	58,5	1,86	62,5
1,5	3,87	57,3	3,06	57,3	2,67	57,0	2,03	56,8	1,63	57,1

капель облака по размерам хорошо может быть описано функцией распределения, рассматриваемой в работах Е. П. Борисенкова [2, 3]:

$$n(d_k) = b_1 d_k^2 e^{-b_2 d_k}.$$

Рассчитанные на основании непосредственных измерений диаметров капель в облаке параметры b_1 и b_2 приведены в таблице. Расчет производился по формулам:

$$b_2 = \frac{2}{d_m} \quad \text{и} \quad b_1 = \frac{2^6 M_{ср}}{20 \pi \rho_w d_m^6},$$

где d_m — модальный диаметр, т. е. диаметр капли, для которого функция распределения достигает экстремального значения; $M_{ср}$ — средняя водность капельно-брызгового облака.

Из большого количества измерений времени жизни брызгового облака удалось построить достоверные интервалы, между которыми находится время существования брызгового облака. Время жизни брызгового облака рассматривалось как функция высоты обрушивающихся волн в прибое.

Период возникновения брызговых облаков равен периоду набегающих на береговой откос волн зыби и колеблется от 4,5 до 8,2 с. Период 8,2 с соответствовал наиболее крупным волнам зыби. Следует отметить, что в некоторых случаях брызговые облака от обрушивающихся вершин волн не образуются. По мере выпадения из брызговых облаков более крупных капель водность облака резко

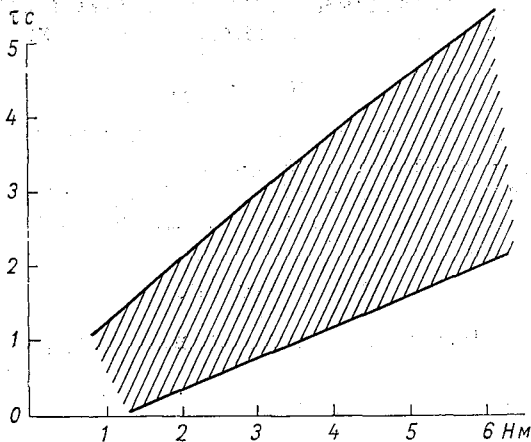


Рис. 2. Время жизни капельно-брызговых облаков τ в зависимости от высоты прибойных волн (H).

снижается на начальном участке полета и затем изменяется более медленно. На рис. 3 представлено изменение водности брызговых облаков для различных расстояний от зоны обрушивания вершины волны.

Во время полета капельно-брызгового облака происходит изменение теплосодержания составляющих его капель за счет конвективного теплообмена с воздухом, за счет испарения и радиационного теплообмена. Уравнение изменения теплосодержания капли можно записать следующим образом:

$$-\frac{d}{dt}(C_w m T) = P + LE + R,$$

где C_w — удельная теплоемкость воды, T — температура воздуха.

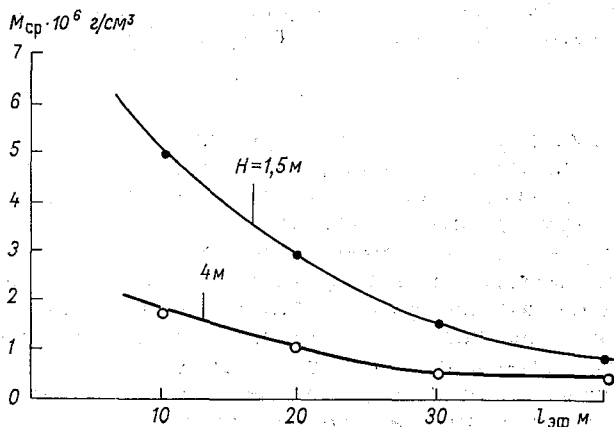


Рис. 3. Зависимость водности облака (M_{cp}) от $l_{эф}$.

Конвективный теплообмен капли с воздухом зависит как от параметров капли, так и от параметров воздушного потока [1]:

$$P = \alpha(T_k - T_a),$$

где α — коэффициент конвективной теплопередачи, T_k — температура капли, T_a — температура воздуха.

При исследовании процессов теплообмена зависимость для коэффициентов теплопередачи обычно представляют в критериальной форме:

$$Nu = f(Re \cdot Pr),$$

где Nu — число Нуссельта — безразмерный коэффициент теплоотдачи

$$Nu = \alpha d_k / \lambda,$$

λ — коэффициент теплопроводности воздуха, Pr — число Прандтля, являющееся характеристикой потока:

$$Pr = \nu / \alpha,$$

ν — коэффициент кинематической вязкости воздуха, α — коэффициент температуропроводности воздуха. В диапазоне чисел Re от 0 до 10^5 для сферических частиц обычно пользуются формулой

$$Nu = 2 + 0,03Pr^{0,33} + Re^{0,54} + 0,35Pr^{0,35} Re^{0,58}.$$

Эта формула получена на основании экспериментальных данных о теплоотдаче при стационарном обтекании сферических частиц.

Капельно-брызговые облака определенным образом участвуют в теплообмене атмосферы с океаном. В момент их образования все капли имеют одинаковую температуру, равную температуре морской воды. Изменение температуры капли в полете происходит за счет конвективной теплоотдачи и испарения. Скорость охлаждения капли удобно записать формулой [3]

$$T_i = T_a + (T_w - T_a) e^{-ct},$$

где T_w — температура воды, T_a — температура воздуха, T_i — мгновенная температура i -той капли, t — время полета частицы в воздухе, c — постоянная, зависящая от коэффициента теплоотдачи капля — воздух и диаметра капли.

Следует указать, что температура находящейся в воздухе капля будет стремиться не к температуре воздуха, которая характеризуется температурой сухого термометра, а к так называемой температуре смоченного термометра. Однако над морем в силу высокой относительной влажности воздуха разность между показаниями сухого и смоченного термометров обычно мала, и поэтому можно считать, что температура капли, летящей в приводном слое, будет стремиться к температуре окружающего воздуха.

Расчет потока тепла за счет остывания летящих в воздухе капель производился по формуле, приведенной в работе [2]:

$$P = C_w M_{cp} (T_w - T_a) zn,$$

где n — число всплесков за единицу времени, z — высота подъема брызгового облака.

Расчеты потоков тепла в прибойной зоне за счет образования капельно-брызговых облаков показали, что они в зависимости от мощности облаков колеблются от 0,02 до 0,08 ккал/(см²·сут).

В заключение проведем сравнение параметров капельно-брызговых облаков, образующихся при шторме в открытом море, с параметрами облаков, образующихся во время прибоя.

В открытом море средний радиус капель в момент отрыва от поверхности моря, по данным Блинова [5], составляет 0,367 мм, а распределение капель по размерам очень узкое: 80% всех капель имеет радиус, отличающийся от среднего более чем на 10—15 мкм.

В прибойной зоне распределение капель по размерам в сильной степени зависит от высоты и длины пролета брызгового облака. В целом для облака характерный диаметр капли 0,4 мм. Встречаются капли с диаметром от 0,6 до 0,2 мм.

По данным Вудкока [5], в штормовом море были зафиксированы капли диаметром 0,009—0,012 мм, поднявшиеся на высоту 38 м над морем.

В прибойной зоне капельно-брызговые облака распространяются в слое воздуха, толщина которого не превышает 5—7 м.

Водность капельно-брызговых облаков, образующихся при прибое, составляет 10⁻⁶ г/см³ и на два порядка выше водности облаков, образующихся в открытом море при шторме.

Время жизни прибойных капельно-брызговых облаков колеблется от 1,5 до 6 с. Данных о времени жизни капельно-брызговых облаков, образующихся при шторме в открытом море, найти не удалось.

И, наконец, если при шторме в приводном слое летит сплошная капельно-брызговая пелена, то в прибойной зоне мы имеем локализованное в пространстве капельно-брызговое облако.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лойцянский Л. Г. Механика жидкости и газа. М., «Наука», 1970.
2. Борисенков Е. П. К теории брызгового обледенения судов. — «Труды ААНИИ», 1972, т. 298, с. 34—44.
3. Борисенков Е. П. Некоторые механизмы взаимодействия атмосферы и океана при штормовых условиях погоды. — «Проблема Арктики и Антарктики», 1974, вып. 43—44.
4. Преображенский Л. Ю. Оценка капель-брызг в приводном слое атмосферы. — «Труды ГГО», 1972, вып. 282, с. 194—199.
5. Процессы переноса вблизи поверхности раздела океан — атмосфера. Л., Гидрометеониздат, 1970. 239 с.
6. Battjes J. A. Run-up Distributions of Waves Breaking on Slopes. — «J. Waterways», 1971, vol. 97, N 1, p. 91—114.

СОДЕРЖАНИЕ

Е. П. Борисенков. Особенности взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью сложной структуры (полярные районы) . . .	3
Е. П. Борисенков, С. И. Грушин, Г. А. Заблочкий, А. П. Макштас, Л. Ю. Преображенский. Экспериментальные исследования приземного слоя атмосферы в высоких широтах Арктики . . .	10
С. М. Персин. Пульсационный термометр	20
Л. Ю. Преображенский. Оценка составляющих теплового баланса поверхности ледового покрова Центральной Арктики	23
Л. П. Быкова, Л. Ю. Преображенский. Аэродинамические характеристики подстилающей поверхности арктических районов	52
Е. П. Борисенков, А. П. Макштас, Л. Ю. Преображенский. Опыт экспериментального исследования влияния полыней и разводий на энергообмен моря с атмосферой в высоких широтах	64
Л. Ю. Преображенский. Характеристики теплообмена вблизи поверхности полыней и разводий	71
Ф. Н. Шехтер. Влияние разводий на радиационный режим Арктики	79
В. В. Богородский, Е. А. Мартынова, В. А. Спицын. Исследование формирования собственного теплового излучения снежно-ледяного покрова арктических морей применительно к задачам ИК радиометрии	87
В. В. Богородский, А. И. Парамонов. ИК диагностика возрастных градаций дрейфующих льдов и исследование динамики поверхностных температур вод в восточной части Арктики	115
Т. Ю. Шевелева, М. А. Кропоткин. Влияние пленки нефти на температуру водной поверхности	128
Б. П. Егоров. Параметры капельно-брызговых облаков, образующихся при сильном прибое	136