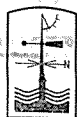


М. С. Делеур

КОСМИЧЕСКИЕ
МЕТОДЫ
ИЗУЧЕНИЯ
СНЕЖНОГО
ПОКРОВА
ЗЕМЛИ



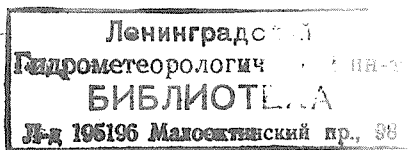
ЛЕНИНГРАД
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1980

Данная работа посвящена методам дешифрирования, интерпретации и практического использования спутниковой информации для изучения динамики снеготаяния на равнинах и в горах. В работе собран и проанализирован многолетний (1969—1977 гг.) материал съемок с ИСЗ, а также данные самолетных измерений основных характеристик снежного покрова. Этот материал сопоставлен с результатами наземных наблюдений за снежным покровом и за элементами теплового баланса и оценен по ним. В работе обобщены сведения по отражательным характеристикам и дешифровочным признакам снежного покрова и других природных образований. Приведены сведения по методам распознавания изображений и обработки информации. Разработаны рекомендации для определения границ схода снега по спутниковым снимкам.

Брошюра рассчитана на специалистов, занимающихся методами дешифрирования спутниковых изображений природных образований, а также географов и гидрологов.

This work deals with the methods of identification, interpretation and practical use of satellite information for study of snow-melt dynamics on the plains and in mountains. Space survey data of many (1969—1977) years and air survey data on the main characteristics of snow cover have been gathered and analyzed. These data were estimated and correlated with the results of ground observations on snow cover and elements of heat balance. Information on reflecting characteristics and interpretation features of snow cover and other nature formations is generalized. Data on methods of image identification and processing of information are given. Recommendations have been developed to determine the boundaries of snow disappearance on the basis of satellite pictures.

The booklet is intended for specialists concerned with the methods of satellite images interpretation, as well as geographers and hydrologists.



ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время серьезное внимание уделяется вопросам охраны окружающей среды, комплексного изучения природных ресурсов Земли и обеспечения их воспроизводства. В связи с этим все большее значение приобретает спутниковая информация, которая является одним из главных средств получения массовых сведений о процессах, происходящих на поверхности Земли и в ее недрах.

Задачей данного исследования явилась разработка методов оценки основных характеристик снежного покрова по данным спутниковых съемок, включая многозональную информацию, имеющую определенные преимущества для изучения процессов снеготаяния на равнинах и в горах. В связи с этим рассмотрен принцип составления карт схода снежного покрова, которые могут быть использованы для предсказания стока рек.

В работе собран многолетний (1969—1977 гг.) материал съемок со спутников горных и равнинных районов в зимне-весенние периоды, который в процессе анализа сопоставлялся с данными наземных наблюдений за характеристиками снежного покрова.

В книге обобщены сведения по отражательным характеристикам как снежного покрова, так и облачности, экранирующей в ряде случаев поверхность Земли и способствующей процессу снеготаяния. Приводятся также сведения по отражательным характеристикам лесной растительности, как вспомогательному признаку при комплексном дешифрировании снежного покрова на спутниковых снимках. В работе рассмотрены возможности и примеры инструментальной обработки снимков, а также способы количественных оценок пространственного распространения снежного покрова и других его характеристик.

В процессе исследований были рассмотрены методы дешифрирования и интерпретации спутниковых изображений снежного покрова, произведена качественная оценка процесса снеготаяния с учетом масштаба съемки, разрешающей способности и других факторов, влияющих на фотоизображения.

Автор приносит свою искреннюю благодарность д-ру геогр. наук П. П. Кузьмину, канд. геогр. наук В. В. Куприянову, д-ру геогр. наук Е. С. Змиевой и д-ру физ.-мат. наук И. П. Ветлову за просмотр рукописи и ценные замечания.

1. ВВЕДЕНИЕ

1.1. Обзор существующих методов изучения снежного покрова равнин и гор по спутниковым снимкам

В мировой науке уже накоплен достаточно большой опыт использования спутниковой информации для изучения снежного покрова и весеннего половодья на огромных территориях [19, 20]. Исследования снежного покрова по спутниковым снимкам в нашей стране сводятся к оценке положения сезонной снеговой границы в горах и определению степени заснеженности речных бассейнов [5, 7, 9, 25, 28, 45, 46]. В указанных работах рассмотрены возможности картирования снеговой границы с ошибкой 200 м и косвенной оценки ее высоты. Для равнинных территорий исследована динамика границы снеготаяния и разработаны дешифровочные признаки снежного покрова [11, 12, 35, 36].

Одной из задач обработки космической информации является создание методов распознавания изображений и принятие решений. В последние годы распознавание производится визуальными, инструментальными и автоматическими методами.

Визуальное распознавание дешифрируемого объекта заключается в его описании и в получении ряда характеристик, таких, как размер, форма, яркость.

Особого внимания заслуживают инструментальные методы обработки снимков [20, 27, 48]. При использовании оптико-электронной аппаратуры изображение сканируется световым лучом при заданном уровне яркости. Интенсивность отраженного сигнала, зависящая от коэффициента отражения сканируемых точек, преобразуется в электрический сигнал, пригодный для ввода в ЭВМ.

При сканировании изображения по профилю или по площади можно получить последовательность значений плотности изображения (процента пропускания света через негатив), которые при обработке на ЭВМ могут дать статистические характеристики природных объектов [42]. Примером таких характеристик объектов и процессов являются автокорреляционные и спектральные функции [39, 42]. При этом изображение подвергается нормализации. Периодический «шум» на телевизионных (ТВ) снимках, закон распределения которого одинаков для всех элементов изображения, может быть подавлен путем устранения соответствующего узкого участка в спектре зашумленного изо-

бражения. Автокорреляционные функции используются для определения сходства с эталоном, которое лежит в основе позиционно-инвариантного метода обнаружения заданного изображения [39].

С помощью оптико-электронной аппаратуры возможно также определение площадных характеристик, необходимых, например, при изучении снежного покрова в период его таяния. Но для распознавания объектов необходимо знать их коэффициенты отражения на разных длинах волн и с учетом пространственной разрешающей способности системы (грубость раstra изображения и т. п.) [4]. Зная перепады яркости опознаваемого объекта, при автоматической обработке данных методом квантования можно выделить из шумов его контуры.

Вопросу определения коэффициентов отражения и коэффициентов спектральных яркостей природных образований, и в частности снежного покрова, уделяется много внимания [6, 18, 24, 29, 72]. Наиболее полная систематизация коэффициентов спектральных яркостей для разных типов природных образований произведена в работе [29]. Коэффициент яркости снежного покрова, имеющего анизотропное отражение, зависит от высоты Солнца, состояния поверхности снега, атмосферы, а также от технических данных спутника [77].

Исследования снежного покрова Земли по спутниковым изображениям за рубежом проводятся в США, Канаде, Швейцарии начиная с 1969 г. К настоящему времени накоплен достаточно большой опыт дешифрирования, интерпретации и использования спутниковых данных для целей его картирования. Установлено, например, что тон изображения может меняться в зависимости от состояния снежного покрова от ярко-белого в начале таяния при высоте снега более 30 см до серого при высоте снега 10 см и темного при стаивании снега [77]. На безлесной территории по тону изображения снега возможно и более детальное выделение участков с разной высотой снега (до 2,5 см, от 2,5 до 10 см, от 10 до 15 см и более 15 см) [51, 52]. Попытка установить соотношение между яркостью изображения и высотой снега сделана также в работе [73].

Большинство работ зарубежных исследователей относится к области картирования снежного покрова равнин и гор по спутниковым снимкам с целью использовать эти данные в гидрологии [49, 53, 54, 56, 57, 60, 62, 68, 69, 70, 72, 74, 75, 77]. Отмечается, что по ТВ изображениям, полученным с метеорологических спутников, установление границы снега в равнинных районах возможно с точностью ± 20 км [77], а установление высоты сезонной снеговой линии в горах — с точностью от 150 до 300 м [50, 61, 77, 78]. Есть указания, что при использовании снимков со спутника «ЕРТС-1», имеющего высокую разрешающую способность, точность картирования границы снега в горах выше и ошибка составляет ± 60 м [67]. Использование материалов

со спутника «ЕРТС-1» значительно улучшило методы дешифрирования снежного покрова и способствовало более широкому применению спутниковой информации в практических целях [66, 76, 80]. Следует подчеркнуть два важных направления в исследованиях зарубежных ученых: 1) использование совместных съемок в видимой (0,5—0,7 мкм) и инфракрасной (0,7—1,1 мкм) областях спектра для выявления зон снеготаяния по линиям фронта и тыла снеготаяния [58, 59, 65]; 2) составление карт минимальной яркости по последовательности изображений за несколько (в среднем пять) суток для установления по ним средней снеговой границы за период [50, 73].

В СССР развиваются методические аспекты применения дистанционного зондирования для изучения снежного покрова. Предложена широкая программа изучения процесса формирования стока и указаны пути создания принципиально новой системы составления прогнозов различных видов стока с использованием комплексных данных наземных и аэрокосмических съемок [19]. Разрабатываются методики использования ТВ информации с метеорологических спутников для изучения динамики снеготаяния и формирования весеннего половодья [5, 10—13, 16, 20, 34, 35, 45, 46].

В заключение можно сказать, что методы дистанционного (аэрокосмического) зондирования открывают большие возможности для разработки принципиально новых подходов к решению практических вопросов. Во многих работах совместно используется самолетная и спутниковая информация, причем аэрометоды в ряде случаев служат основой детального дешифрирования объекта [40, 44], значительно улучшая методы изучения снежного покрова Земли. В работе [16] изложена программа комплексных экспериментальных работ по изучению снежного покрова, уточнены некоторые пространственные характеристики снежного покрова, что способствует усовершенствованию методов гидрологических прогнозов [10, 11, 63, 64].

1.2. Характеристика использованных материалов

При проведении исследований были использованы материалы с метеорологических искусственных спутников Земли (МИСЗ) «Метеор», выполнявших в период с 1966 по 1976 г. съемки в двух зонах спектра — видимой и дальней инфракрасной (8—12 мкм) [17], а начиная с 1977 г. — в четырех зонах спектра (0,5—0,6; 0,6—0,7; 0,7—0,8; 0,8—1,0 мкм). Причем в последние годы запись изображения производилась сканирующей радиотелевизионной аппаратурой, в отличие от предшествующих спутников «Метеор».

Высота полета спутников меняется от 830 до 920 км, ширина полосы обзора составляет 1400—1500 км. Пространственное

ТАБЛИЦА 1.1

Основные сведения о спутниках системы «Метеор», материалы съемок с которых использованы в работе
(по данным работы [8])

ИСЗ	Дата запуска	Элементы орбиты				Аппаратура спутника	Спектральная чувствительность, мкм	Элемент разрешения, км
		высота апогея, км	высота перигея, км	наклонение орбиты, градус	период обращения, мин			
Метеор-3	17/III 1970	643	555	81,2	96,4	ТВ ИК АКА	0,50—0,75 8—12 0,3—30	1,2—2,0 15 50
Метеор-5	23/VI 1970	906	863	81,2	102,0	АКА ТВ ИК АКА АКА	8—12 0,50—0,75 8—12 0,3—30 8—12	50 2,5 20 70 70
Метеор-10	29/XII 1971	905	880	81,2	102,7	АКА	3—30	70
Метеор-11	30/III 1972	903	878	81,2	102,6	ТВ, ИК, АКА	см. ИСЗ «Метеор-5»	
Метеор-13	27/X 1972	904	893	81,2	102,6	ТВ, ИК, АКА	То же	
Метеор-14	20/III 1973	903	882	81,2	102,6	ТВ, ИК, АКА	"	
Метеор-16	5/III 1974	906	853	81,2	102,2	ТВ, ИК, АКА	"	
Метеор-18	9/VII 1974	905	877	81,2	102,6	РТВК	0,5—0,6; 0,6—0,7; 0,7—0,8; 0,8—1,0	1,6
Метеор-20	17/XII 1974	910	861	81,2	102,4	ТВ, ИК, АКА	см. ИСЗ «Метеор-5»	
Метеор-22	18/IX 1975	918	867	81,2	102,3	ТВ, ИК, АКА	То же	
Метеор-23	25/XII 1975	913	857	81,2	102,4	ТВ, ИК, АКА	"	
Метеор-24	7/IV 1976	906	863	81,2	102,3	ТВ, ИК, АКА	"	
Метеор-25	15/V 1976	900	866	81,2	102,4	РТВК	0,5—0,6; 0,6—0,7; 0,7—0,8; 0,8—1,0	1,6

Примечание. В таблице использованы сокращения: ТВ — телевизионная, ИК — инфракрасная, АКА — аппаратура для измерения радиационных характеристик, РТВК — радиотелевизионный комплекс.

разрешение максимально в центре снимка и равно 1,5 км для видимой области спектра и 15 км для дальней инфракрасной (ИК). К краям снимка оно уменьшается до 2,5—3 км и до 21 км соответственно (табл. 1.1). Масштаб ТВ снимков составляет $\sim 1 : 10\,000\,000$, а масштаб ИК снимков $1 : 30\,000\,000$.

Наряду со спутниковыми ТВ изображениями в видимом диапазоне, которые дают достаточно большую информацию о характере происходящих на поверхности Земли процессов, привлекались и многозональные снимки со спутников «Метеор-18», «Метеор-25», «ЕРТС-1» и с ДОС «Салют-4», особенно полезные при анализе процесса снеготаяния на равнине и в горах, а также при определении границ увлажненных территорий и лесных массивов.

Снимки со спутника «ЕРТС-1», предназначенного для изучения природной среды, поступали в четырех зонах спектра: 0,5—0,6; 0,6—0,7; 0,7—0,8; 0,8—1,1 мкм. Масштаб съемок равен $1 : 1\,000\,000$, разрешение на местности 70 м.

Использованные в работе снимки с ДОС «Салют-4» несут дополнительную информацию о характере распределения и таяния снежного покрова и ледников. Как показал анализ спутниковой информации, наиболее благоприятным временем для фотографирования снежного покрова из космоса являются утренние часы при высоте Солнца не меньше 30° , когда освещенность территории достаточна.

2. ОТРАЖАТЕЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Все природные образования различаются по своим отражательным и яркостным характеристикам. На ТВ снимках и на фотографиях, полученных из космоса, снежный покров, а также элементы рельефа и растительного покрова в зимний период имеют различный тон изображения в разных участках электромагнитного спектра.

В связи с развитием дистанционных методов индикации снега значительный интерес представляет изучение его отражательных (яркостных) характеристик. Они могут быть представлены коэффициентами отражения (альбедо) или коэффициентами яркости и измерены инструментально с помощью наземной и дистанционной аппаратуры. Ниже приводятся основные определения отражательных характеристик снежного покрова и природных объектов, способствующих распознаванию снега.

2.1. Основные понятия и определения

Характеристикой отражательной способности любой поверхности может служить коэффициент отражения, или альбедо, выражаемое обычно в процентах. Альбедо α есть отношение количества солнечной радиации (прямой и рассеянной), отраженной от поверхности тела во всех направлениях (F_2), к полному потоку солнечной радиации, падающей на эту поверхность в нормальном направлении (F_1):

$$\alpha = \frac{F_2}{F_1}. \quad (2.1)$$

Альбедо определяется с высоты 2 м с помощью пиранометра-альбедометра, поворачивающегося приемной поверхностью кверху и книзу и измеряющего последовательно падающую радиацию и отраженную. При установке прибора на высоте 2 м измеряется альбедо небольших участков земли. Для значительных территорий альбедо измеряется с помощью спектрального альбедометра, в котором потоки радиации, приходящие снизу и сверху, направляются оптическими системами

поочередно через сменные светофильтры на один и тот же приемник радиации. Альbedo находится как отношение фототоков приемника при поочередном попадании на него отраженной и падающей спектральной радиации соответственно.

В последнее время альbedo полярного снега и льда определяется по спутниковым измерениям уходящей коротковолновой радиации с помощью многоканальных сканирующих радиометров [55].

Коэффициент отражения α может быть определен еще как отношение светимости поверхности к ее освещенности, т. е. как отношение светового потока, излучаемого единицей площади светящейся поверхности, к световому потоку, падающему на единицу поверхности [3, 29]. Освещенность измеряется в СССР только в одном пункте (Москва, МГУ), но обычно пересчитывается по данным актиметрических наблюдений за интенсивностью солнечной радиации.

Другой характеристикой отражательной способности может служить коэффициент яркости поверхности (r), который представляет собой отношение яркости поверхности (B_2) к яркости идеального рассеивателя (B_1), находящихся в одинаковых условиях освещения [29]:

$$r = \frac{B_2}{B_1}. \quad (2.2)$$

Под идеальным рассеивателем подразумевается ортотропная поверхность, отражающая по закону Ламберта весь падающий на нее лучистый поток.

Коэффициент яркости зависит от направления визирования данной поверхности и изменяется с изменением направления падающего потока. Яркости поверхностей измеряются с помощью различных спектрографов: лабораторного типа — для изучения эталонных поверхностей, полевого типа — для изучения яркостей природных образований.

Яркости больших территорий измеряются самолетными спектрографами. В Советском Союзе спектральные яркости в надире измеряются спектральным самолетным индикатометром (двухканальным сканирующим радиометром), спектральные участки в котором выделяются интерференционными фильтрами, аналогичными используемым в спектральном альбедометре [16].

При космическом спектрографировании с советских ПКК используются ручные спектрографы типа РСС-2 с регистрацией измеряемых величин яркости фотографическим или фотоэлектрическим методом.

Таким образом, коэффициенты отражения α и коэффициенты яркости r отличаются друг от друга методами измерений падающего и отраженного лучистого потока. Числовые значения этих коэффициентов могут быть равны лишь в случае ортотропной поверхности. К ортотропным поверхностям можно от-

нести свежевыпавший снег, а также вспаханную или пробороненную сухую почву. Наименьшее влияние зеркального отражения этими поверхностями проявляется при съемках в направлении надира, или под углом 45° , и в азимуте 90° относительно Солнца.

2.2. Интегральное и спектральное альbedo

Интегральное альbedo характеризует весь поток солнечной радиации, а спектральное альbedo — отдельные спектральные участки радиации. Рассмотрим вкратце значения интегрального альbedo различных природных образований зимне-весеннего периода: снежного покрова, облачности и лесной растительности [21, 37, 47, 51, 71].

Альbedo снежного покрова равнин зависит от его состояния (вида, степени увлажнения и загрязнения) и изменяется от 94 % для сухого и чистого до 25 % для тающего и загрязненного. На скорость изменения альbedo в течение суток сильно влияет температура воздуха и облачность. До начала снеготаяния отражательная способность снега мало изменчива. При снеготаянии, с уменьшением высоты снега, альbedo уменьшается, что подтверждается данными самолетных измерений [51, 71].

В незалесенных районах на отражательную способность снега значительное влияние оказывают вид местности и полевая растительность (высота стерни или травы). Альbedo снега подвержено суточным колебаниям. При облачности 10/10 баллов (общей и нижней) оно возрастает в полуденные часы по сравнению с утренними и вечерними, а при облачности 0/0 баллов, напротив, уменьшается [24].

Особенно альbedo горных ледников имеются очень ограниченные данные. По исследованиям П. А. Черкасова [47], альbedo ледников Джунгарского Алатау в летний период изменяется с высотой: от 7—15 % в области концов ледников на высотах 3000—3500 м до 30 % на уровне фирновой линии на высоте 3550 м. Выше фирновой линии (3750—4560 м), где поверхность ледников покрыта снегом, альbedo растет с высотой местности, изменяясь от 68 до 88 %.

Весной 1975 г. в бассейне р. Вятки для снежных поверхностей (с редким древостоем и кустарником) получены значения альbedo с самолета ИЛ-18, летевшего ниже сплошной облачности. Они оказались равными 56—69 % (табл. 2.1) [16]. При обработке данных использовалась разработанная Главной геофизической обсерваторией методика самолетных измерений альbedo равнинных территорий в условиях сплошной облачности, находящейся выше самолета. Наземные значения интегрального альbedo снега, измеренные в этот день на ст. Нолинск, были значительно выше самолетных (71 % в 9 ч и 74 % в 12 ч), что

обусловлено неодинаковыми площадями усреднения самолетных и наземных измерений, а также неоднородностью подстилающей поверхности. Теоретическим путем П. П. Кузьмин получил зависимости интегрального коэффициента отражения сухого и влажного снега от его свойств (плотности, влажности, диаметра снежных зерен и убыли высоты) [30], которые позднее использовались при расчетах хода снеготаяния и водоотдачи из снега методом теплового баланса.

ТАБЛИЦА 2.1

Интегральное альbedo по маршруту полета самолета ИЛ-18 в южной части бассейна р. Вятки 14/III 1975 г. при сплошной (10 баллов) облачности над самолетом (данные ГГО)

Время полета (ч мин)	Тип облачности над самолетом	Облачность под самолетом	Интегральное альbedo
12 53	Перисто-слоистая	Ясно	0,69
13 34	Высоко-слоистая, пери- сто-кучевая	Ясно, с севера подходит теплый фронт	0,62
13 50	Высоко-слоистая	Ясно	0,61
13 52	"	"	0,62
13 53	"	"	0,56

Альbedo полярных ледников и больших заснеженных пространств в последнее время начали измерять со спутников. Так, на основе измерений интенсивности уходящей коротковолновой радиации с помощью пятиканального (0,3—3 мкм) сканирующего радиометра (среднее разрешение 50 км в подспутниковой точке) со спутника «Нимбус-3» были определены средние суточные значения альbedo для периодов 1—15/IV, 16—31/VIII, 3—17/X 1969 г. и 21/I—3/II 1970 г. При этом основывались на предположении об изотропности подстилающей поверхности и учете суточного хода альbedo в зависимости от зенитного расстояния Солнца. Для районов Антарктиды и Гренландии получены значения альbedo снежных полей, превышающие 60 %. Спутниковые измерения альbedo за счет влияния атмосферы в среднем оказались несколько ниже, чем наземные или самолетные. Характерно, что по изолиниям альbedo четко выделяются границы снежных полей и паковых льдов.

Интегральное альbedo облаков по своим значениям очень близко к альbedo снега и различно для разных форм облаков и высот Солнца над горизонтом. Так, для слоистых, кучевых и высоко-слоистых облаков альbedo равно соответственно 54, 64, 76 %. Поскольку альbedo облаков зависит от длины волны солнечной радиации, то по спектральному альbedo представляется возможным разделить облачные поля и снежный покров.

Альbedo растительных покровов изменяется от 14 до 20 % и сильно зависит от состояния растительной массы. Среди природных образований наименьшее альbedo имеет поле под паром и влажный чернозем (5—12 %), наибольшее — желтый песок (35 %).

Интегральное альbedo, как было показано выше, дает лишь самое общее представление об отражательных свойствах природных объектов. Более полную информацию о структуре и отражательных свойствах подстилающих поверхностей несет спектральное альbedo, измеряемое обычно с помощью различных пиранометров.

Первые детальные измерения спектрального альbedo снежного покрова были проведены в Советском Союзе Н. Н. Калитиным еще в 40-е годы [22]. Он использовал селеновый пиранометр, чувствительный в коротковолновой (до 660 нм) части спектра с максимумом 590 нм, в отличие от более поздней конструкции термоэлектрического пиранометра Янишевского, работающего на более длинных волнах — от 660 нм до 3 мкм (с максимумом 900 нм). При этом использовались ультрафиолетовый (у-ф), синий (с), зеленый (з), светло-красный (с-к) и темно-красный (т-к) фильтры.

Измерения Н. Н. Калитина и Т. Т. Плешковой показали, что наименьшие значения альbedo снежного покрова приходится на ультрафиолетовую часть спектра, а наибольшее дает светло-красная область с максимумом 612 нм [22, 37] (табл. 2.2).

ТАБЛИЦА 2.2

Спектральное альbedo снежного покрова
(данные Н. Н. Калитина [26])

Поверхность	Фильтр					
	у-ф	с	з	с-к	т-к	нк
	спектральная область, нм					
	380	450	550	612	660	900
Снежный покров						
чистый сухой	91	95	94	95	88	—
чистый мокрый	70	77	78	80	73	—
засоренный мокрый	56	63	65	67	58	46
80 % снежного покрова и 20 % старой травы	31	49	50	53	40	31
20 % снежного покрова и 80 % старой травы	8	21	26	29	21	22

Альbedo снежного покрова зависит также от его состояния, изменяясь от 95 % для сухого снега (612 нм) до 46 % для мокрого (900 нм). С появлением проталин значение альbedo снижается до 30 % и менее (табл. 2.2) [26]. Альbedo сухого снега, полученное при высоте Солнца 30°, согласно работе [18], изменяется от 85 до 78 % с максимумом 90 % (при $\lambda=0,4 \div 0,75$ мкм), а мокрого снега — от 62 до 42 % с максимумом 69 % (при $\lambda=0,6$ мкм). На длинах волн 0,9—1,0 мкм альbedo мокрого снега составляет 51—42 %, что близко к значениям, полученным ранее Калитиным [22] при измерениях на длине волн 0,9 мкм.

По самолетным измерениям спектрального альbedo, проводившимся ГГО весной 1975 г. в бассейне р. Вятки в условиях сплошной облачности, получены значения альbedo сухого снега, равные 60—83 % для $\lambda=0,509 \div 0,99$ мкм и 15—55 % для $\lambda=1,13 \div 1,65$ мкм (табл. 2.3). При этом максимум альbedo приходится на $\lambda=0,701$ мкм, а минимум — на $\lambda=1,65$ мкм (табл. 2.3).

ТАБЛИЦА 2.3

Спектральное альbedo подстилающей поверхности по маршруту полета в южной части бассейна р. Вятки 14/III 1975 г. (данные ГГО)

Длина волны, мкм	Время съемки				
	12 ч 53' 50"	13 ч 34' 50"	13 ч 50' 50"	13 ч 52' 10"	13 ч 52' 50"
0,509	0,62	0,66	0,63	0,63	0,52
0,553	0,57	0,70	0,49	0,50	0,30
0,701	0,77	0,83	0,51	0,61	0,57
0,796	0,48	0,46	0,40	0,52	0,61
0,96	0,53	0,60	0,62	0,58	0,59
0,99	—	0,59	0,64	0,67	0,63
1,13	0,54	0,67	0,53	0,58	0,58
1,24	0,46	0,53	0,36	0,47	0,45
1,38	0,27	0,39	0,22	0,17	0,29
1,65	0,24	0,31	0,21	0,15	0,21

Самолетные значения альbedo заснеженной поверхности оказались несколько ниже значений, полученных Н. Н. Калитиным (см. табл. 2.2), что объясняется большим влиянием неоднородностей подстилающей поверхности при съемках с самолета, таких, как леса и кустарники.

Значения спектрального альbedo благодаря их большой информативности могут служить основой для однозначной количественной классификации спектров отражения природных образований.

2.3. Коэффициенты спектральных яркостей и кривые спектрального отражения

Коэффициенты спектральных яркостей, также характеризующие природные образования, изучены достаточно хорошо [18, 26, 29, 38]. Полученные данные говорят о многообразии влияющих на коэффициент спектральных яркостей (КСЯ) факторов, связанных с атмосферой (высота и азимут Солнца, облачность, задымленность) и с подстилающей поверхностью.

Еще в 1929—1931 гг. впервые в нашей стране изучением коэффициентов спектральных яркостей начал заниматься Н. Н. Калинин. Затем эти исследования были продолжены и обобщены Е. Л. Криновым [29].

В данном разделе будут рассмотрены значения КСЯ снежного покрова и лесной растительности в зимне-весенний период, представляющие большой интерес для гидрологов.

При изучении хода КСЯ свежеснежного и сухого снега с настом сильное проявление зеркальности снежного покрова замечено при съемке в азимуте 0° и угле съемки 80° , когда значения КСЯ были в 15 раз больше по сравнению со съемкой при угле 20° [29]. Во всех остальных случаях снежная поверхность представляется матовой.

Изменение коэффициентов спектральной яркости снежного покрова в зависимости от длины волны показывает общую как для сухого, так и для влажного снега тенденцию уменьшения КСЯ с увеличением длины волны (рис. 2.1). Резкое ослабление КСЯ наблюдается при длине волны 1,5 мкм [26]. Как следует из многочисленных работ [26, 29, 38, 51], коэффициенты спектральных яркостей свежего снега на длинах волн 0,5—0,7 мкм достаточно высоки и находятся в пределах 0,8—0,95, а на длинах волн 0,7—1,0 мкм КСЯ уменьшается до 0,6. Значения КСЯ влажного снега на длинах волн 0,5—0,7 мкм близки к значениям КСЯ свежего снега, но к длинам волн 0,7—1,0 мкм они понижаются больше, чем КСЯ сухого: до 0,3—0,6.

Для диапазона волн 3—13 мкм значения КСЯ увлажненного снега очень небольшие — ниже 0,1, а при длине волны 1—2 мкм они в 2—5 раз меньше, чем КСЯ сухого. С уменьшением отражения наблюдается увеличение излучательной способности снега. Уже при $\lambda = 1,5$ мкм излучение снега становится близким к единице [38].

Характерно, что значения КСЯ зависят не только от физического состояния снега и продолжительности его «старения», но и от хода температуры воздуха. Начиная с длины волны 0,7 мкм, отношение КСЯ влажного тающего снега к КСЯ сухого меньше единицы и лишь при длине волны 2,0 мкм равно единице [55].

Коэффициенты спектральных яркостей глетчерного снега с коркой при плотности $d = 0,903$ существенно отличаются от коэффициентов спектральных яркостей сухого чистого снега при

плотности $d=0,356$ [55]. В пределах длин волн 1,4—2,4 мкм значения КСЯ глетчерного снега равны 0,18—0,2, отсутствуют об-

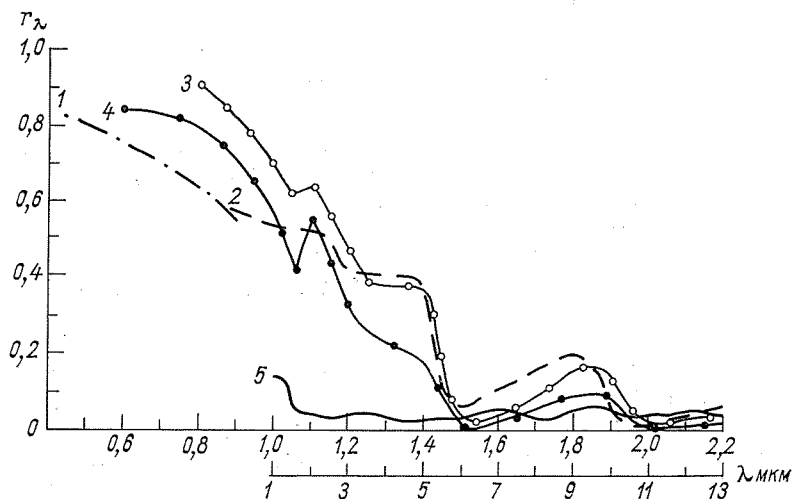


Рис. 2.1. Кривые спектрального отражения снега в зависимости от его состояния.

1 — свежесыпавший [29]; 2 — свежий, $h \leq 20$ см [26]; 3 — свежий, чистый, сухой при $d=0,366$ [51]; 4 — влажный, старый [51]; 5 — подтаивший [38]. Кривые 1—4 получены при $\lambda=0,4 \div 2,2$ мкм, 5 — при $\lambda=1 \div 13$ мкм.

ласти их резкого уменьшения, характерные для чистого сухого снега (рис. 2.2).

При самолетных измерениях фиксируются надирные относительные спектральные яркости, которые записываются на осциллографные ленты в виде регистрограмм. Для получения абсолютных надирных измерений спектральных коэффициентов яркостей осуществляется измерение спектральным индикатором углового распределения отраженной спектральной радиации над районом с однородным снежным покровом. Во время проведения самолетных измерений в бассейне р. Вятки весной

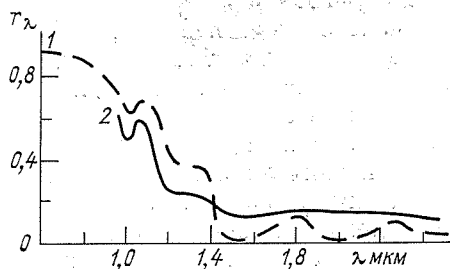


Рис. 2.2. Кривые спектрального отражения сухого чистого снега при $d=0,357$ (1) и глетчерного снега с коркой при $d=0,903$ (2) [51].

1975 г. с самолета ИЛ-18 (ГГО) были измерены относительные спектральные яркости подстилающей поверхности (рис. 2.3). По регистрограммам сравнительно легко можно выделить

участки, занятые полем и лесом. При длине волны $\lambda = 0,509$ мкм снежная поверхность полевых участков выделялась по значениям относительных яркостей, превышавших 60 ед. Все участки со значениями яркостей ниже 60 ед. отнесены к лесным участкам. При $\lambda = 1,13$ мкм значения относительных яркостей в 1,5—2 раза ниже, чем при $\lambda = 0,509$ мкм.

Значения коэффициентов спектральных яркостей растительных покровов зависят от фазы вегетации, от сезона года. Но для хвойных пород леса, например, различий в значениях КСЯ в диапазоне длин волн 0,4—0,9 мкм не наблюдается [29]. Для

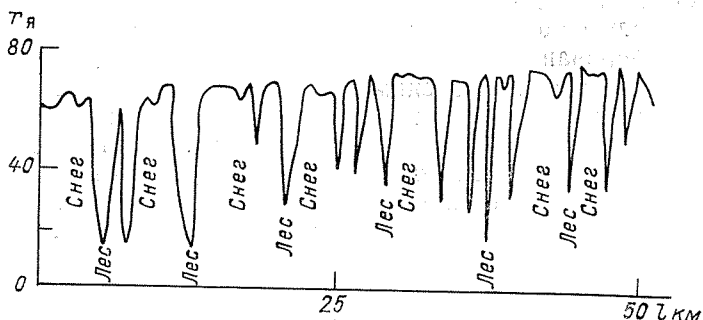
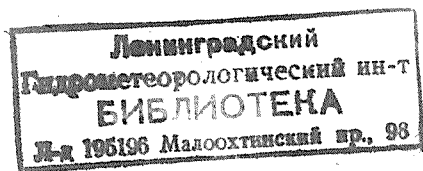


Рис. 2.3. Регистрограмма относительных яркостей в надире, измеренных на длине волны $\lambda = 0,509$ мкм с самолета ИЛ-18 (ГГО) 14/III 1975 г. на маршруте, продолженном в бассейне р. Кильмезь при покрытости снегом 100 %.

лиственных пород наименьшие значения КСЯ наблюдаются в зимний период и колеблются в пределах 0,02—0,07 в видимой области спектра и 0,07—0,1 — в инфракрасной. Самой темной является сосна спелого древостоя, которая при $\lambda = 0,55$ мкм имеет КСЯ, равный всего 0,021. Сосна является самым темным природным образованием и поэтому сравнительно легко опознается на космических снимках, о чем будет сказано подробнее в разд. 3.3.

Таким образом, большое разнообразие значений коэффициентов спектральных яркостей систематизировано Е. Л. Кривым в его классификации определенных типов природных образований [29]. Поэтому сведения о КСЯ весьма полезны для распознавания изображений и образов по общим признакам природных комплексов и по генетическим свойствам отдельных природных образований.



3. ДЕШИФРОВОЧНЫЕ ПРИЗНАКИ ПРИРОДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ЗИМНЕ-ВЕСЕННИЙ ПЕРИОД

Одной из задач комплексного использования данных, получаемых со спутников, является разработка принципов и приемов дешифрирования ТВ снимков. Особенная трудность возникает при дешифрировании снежного покрова на снимках зимне-весеннего периода при наличии облачности. Дешифрированию и опознаванию снежного покрова способствуют различные природные образования (рельеф местности, гидрографическая сеть и растительность), имеющие свои демаскирующие признаки, по которым их можно отличать от других природных объектов.

3.1. Облачный покров

О дешифрировании облачности на ТВ изображениях в зимне-весенние периоды, о методах распознавания ее на фоне снежной поверхности говорится в работах [11, 16]. Классификация типов облачности в целях ее автоматизированного учета и распознавания дана Д. М. Сонечкиным в работе [43].

В этом разделе приводятся отдельные примеры дешифрирования изображений характерных типов облачности на фоне снежной поверхности в зимне-весенние периоды на материалах съемок в различных зонах спектра: на ТВ изображениях в видимой области спектра (0,5—0,7 мкм), на ИК изображениях в ближней (0,8—1,0 мкм) и дальней (8—12 мкм) области спектра.

В зимний период года преобладает слоистая и перистая облачность в сочетании с другими видами. Слоистая облачность на ТВ изображениях имеет белый или светло-серый тон в зависимости от плотности облачного поля. Она обычно скрывает рисунок заснеженной поверхности, а при облачности 10 баллов различить элементы рельефа и растительный покров невозможно. При облачности верхнего и среднего ярусов от 3 до 7 баллов иногда просматривается подстилающая поверхность с элементами гидрографии (рис. 3.1 в).

Перистая облачность имеет волокнистый рисунок и изображается светло-серым неоднородным тоном (рис. 3.1 а, б). Она

лишь вуалирует рисунок снежной поверхности. Оpoznать перистую облачность можно по «выметам» на краях облачных массивов или по теням, образующим множество узких темных линий [16].

В весенний период при снеготаянии чаще всего отмечается слоисто-кучевая облачность с переходом в кучево-дождевую. Тон изображения слоисто-кучевой облачности белый в центре и светло-серый на краях облачных элементов. Слоисто-кучевая

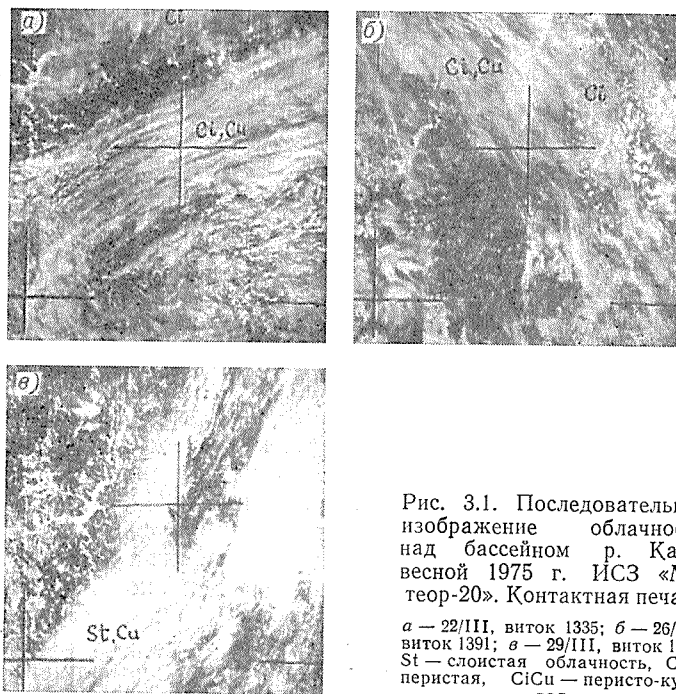


Рис. 3.1. Последовательное изображение облачности над бассейном р. Камы весной 1975 г. ИСЗ «Метеор-20». Контактная печать.

а — 22/III, виток 1335; б — 26/III, виток 1391; в — 29/III, виток 1433. St — слоистая облачность, Ci — перистая, CiCu — перисто-кучевая.

облачность изображается в виде закрытых ячеек и полос, кучево-дождевая — в виде полос и гряд. Для кучево-дождевых облаков характерны также «выметы» из перистых облаков.

Важным демаскирующим признаком для любых форм облачности является быстрая эволюция ее рисунка в течение короткого периода времени, по которой можно с уверенностью судить о наличии облачности (см. рис. 3.1).

Границы облачности, изображаемой на снимке, как правило, размытые, нечеткие, что также позволяет отличить ее от подстилающей поверхности, в частности от снега (см. рис. 3.1). Однако в горной местности отличить облачность от снега очень трудно из-за сложного дендритового рисунка заснеженных вершин, ущелий и каньонов.

Отражательная способность облачных образований зависит от многих факторов: от типа облачности, плотности и сомкнутости облачных полей. Анализ отдельных снимков, полученных со спутника «Метеор-25», показал, что облака, имеющие кристаллическую структуру, изображаются в ближней ИК зоне (0,8—1,0 мкм) таким же тоном, что и в видимой (0,5—0,7 мкм) зоне спектра. Совместный анализ этих изображений позволяет выделить перистые, кучево-дождевые, мощнокучевые облака. Площади, занимаемые кучево-дождевыми и мощнокучевыми облаками, как в ближней ИК зоне спектра, так и в видимом диапазоне одинаково ярки. Жидкокапельные облака приобретают сероватый оттенок в ближнем ИК диапазоне.

Для правильного и надежного выделения облачности в зимне-весенний период анализ дешифровочных признаков изображений в видимом диапазоне оказывается недостаточным. Необходимо привлекать к анализу снимки в дальней ИК области (8—12 мкм), на которых, как известно, теплые жидкокапельные облака изображаются серым тоном, а облака холодные кристаллические — белым (рис. 3.2). Кроме того, полезным является совместный анализ изображений во всех зонах спектра и на синоптических картах.

3.2. Снежный покров равнин и гор

Вопросам разработки принципов дешифрирования спутниковых изображений в видимой области спектра и выделения на них различных образований, в том числе снежного покрова, посвящено уже большое количество работ [11, 16, 33, 35, 36]. Однако исследования по дешифрированию снега на снимках в ближнем и тепловом ИК диапазонах спектра весьма ограничены, хотя именно совместный анализ снимков во всех зонах дает возможность изучить и проследить процесс таяния снежного покрова на равнинах и в горах.

Дешифровочные признаки спутниковых изображений природных объектов могут быть приняты такими же, как и для аэрофотоизображений. Имеются в виду прямые (абсолютные и относительные) [35] и косвенные (комплексные) дешифровочные признаки. К прямым абсолютным признакам можно отнести тон изображения и размеры малоконтрастных объектов. Тон изображения обусловлен в основном отражательными свойствами природных образований, но сильно зависит от условий ТВ съемки и режима проявления пленки. Относительные признаки — структура изображения и контраст яркости — зависят от рельефа местности, растительности, наличия снежного и облачного покровов и в меньшей степени подвержены влиянию условий обработки пленки.

Общий тон изображения снежного покрова на ТВ снимках белый, но в зависимости от его состояния, высоты и степени

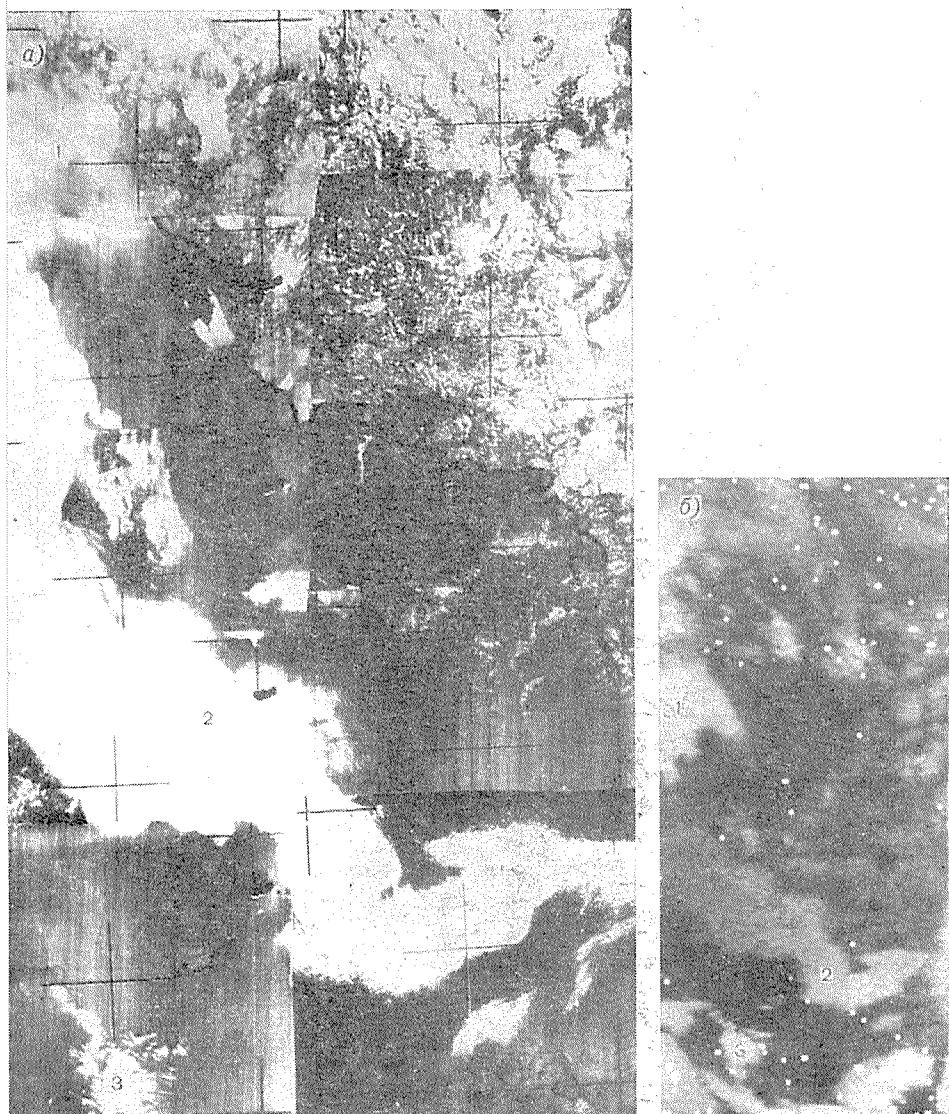


Рис. 3.2. Облачность на ТВ изображении (а) и на снимке дальней ИК обла-
сти (б) над ЕТС. ИСЗ «Метеор-10», виток 1488, 13/IV 1972 г.

1 — перистая облачность (холодная), 2 — облачность слоистых форм (теплая), 3 — мощно-
кучевая облачность (холодная).

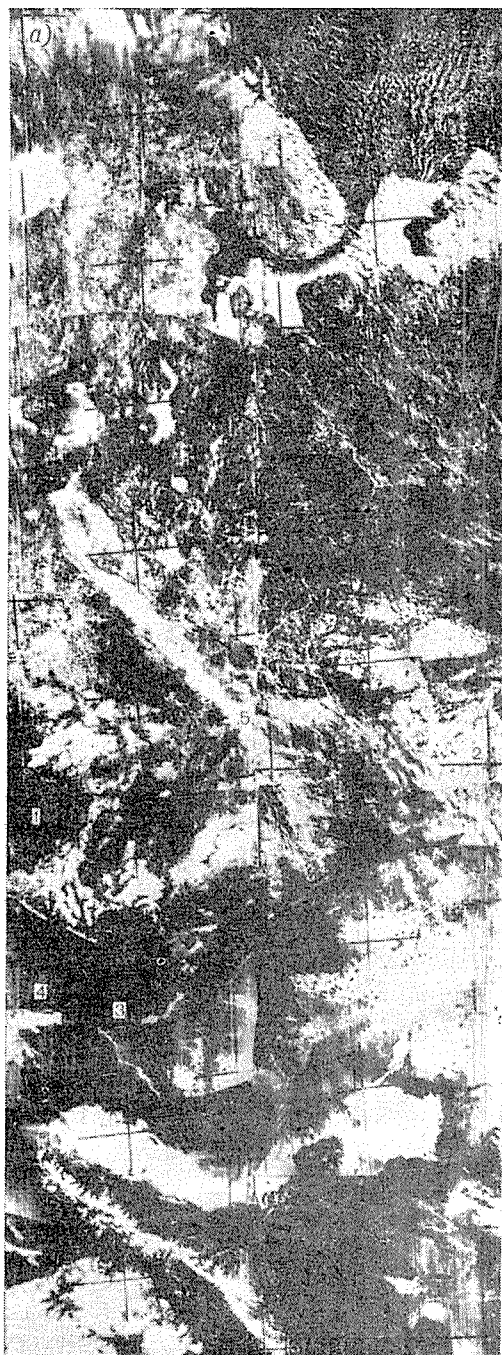


Рис. 3.3. Изображение
снежного покрова на ТЕ
снимке (а) и на снимке
в тепловом ИК диапа-
зоне спектра (8—12 мкм)
(б). ИСЗ «Метеор-10»
виток 1082, 15/III 1972 г
Контактная печать.

1 — сухой снег; 2 — влажный
(тающий) снег; 3 — террито-
рия, освободившаяся от сне-
га; 4 — лед на Азовском мо-
ре; 5 — облака.

распространения может быть от ярко-белого до серого. В ближней ИК зоне спектра (0,8—1,0 мкм) белым тоном изображается только сухой снег. Влажный снег в области 0,8—1,5 мкм поглощает значительное количество солнечной радиации, в результате чего резко уменьшается и отражение. Поэтому влажный снег в ближней ИК зоне спектра не отличается высокой яркостью и как бы не виден. В тепловой ИК зоне спектра (8—12 мкм) фиксируются тепловые контрасты подстилающей поверхности. Холодные области, в частности сухой снег, имеющий низкие

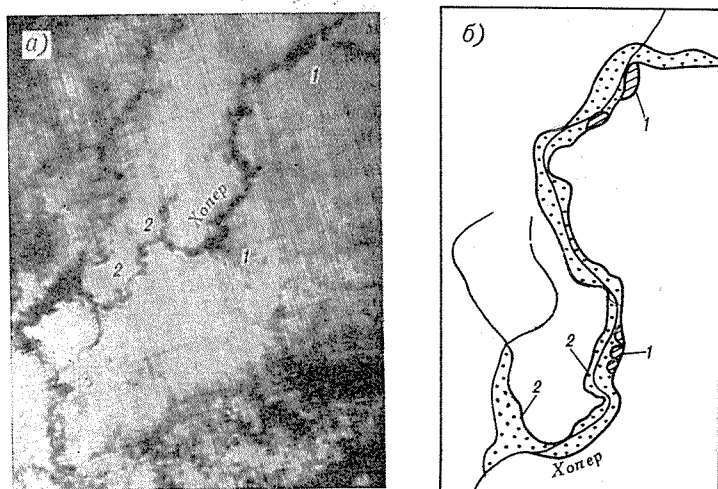


Рис. 3.4. Изображение древесной растительности в пойме р. Хопра и снежного покрова на полях (а) и карта лесов (масштаб 1 : 2 000 000) (б). ТВ снимок имеет увеличение 3^х.

1 — сосна, 2 — дуб.

отрицательные температуры поверхности, изображаются на снимках ИК зоны белым тоном, а снег влажный, имеющий температуру, близкую к нулевой, изображается на открытых безлесных пространствах темно-серым тоном (рис. 3.3). Этот снег на ночных снимках при отсутствии таяния изображается белым тоном, так как температура его ночью понижается.

Косвенным признаком дешифрирования снежного покрова могут служить априорные знания о расположении природных объектов (лесных участков и элементов гидрографической сети), а также знания о характере накопления и таяния снега. Косвенным дешифровочным признаком снежного покрова на безлесной равнинной территории может служить рисунок изображения речной сети, которая наилучшим образом проявляется в зимний период при наличии древесной растительности в поймах рек (рис. 3.4).

Снежный покров в лесной зоне выявляется по светлому тону открытых пространств среди темных и серых тонов растительности. Снежный покров в горах и на возвышенностях распределяется неравномерно и на ТВ снимках изображается в виде пятен различной конфигурации и площади, что зависит от степени расчлененности территории речной сетью, глубины ее вреза и

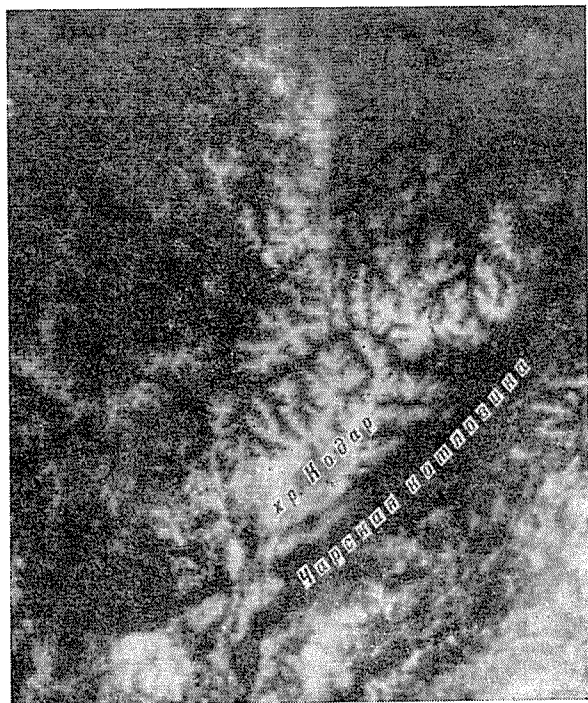


Рис. 3.5. Изображение хребта Кодар в Восточной Сибири. ИСЗ «Метеор-25», виток 669, 2/VII 1976 г. Увеличение 4^х.

перепада высот местности. Изменение дендритового рисунка гор происходит в результате продвижения снеговой границы вниз по склонам в период накопления снега и вверх по склонам в период снеготаяния. Обычно дендритовый рисунок каждой горной системы или возвышенности, подчеркнутый снежным покровом, сохраняется для всех сезонов и повторяется из года в год. На рис. 3.5 представлено изображение горной системы хребта Кодар в Восточной Сибири. Характерной особенностью этого района является наличие лесной растительности на склонах гор, поднимающейся до высот 1200—1700 м (при максимальных вы-

сотах 2999 м). Поэтому дендритовый рисунок горной системы еще более подчеркнут.

Таким образом, снежный покров равнин и гор дешифрируется сравнительно легко по прямым и косвенным признакам. Рассмотренные методы дешифрирования изображений и выделения на них природных образований необходимы для дальнейшего развития методов автоматизированной обработки снимков.

3.3. Лесная растительность и элементы гидрографической сети

Снежный покров на различных типах ландшафта выявляется в зависимости от вида растительного покрова, строений рельефа местности и особенностей гидрографической сети.

Остановимся на рассмотрении взаимосвязей между снежным покровом и элементами ландшафта с точки зрения дешифрируемости природных комплексов различного ранга в зимне-весенние периоды. Наибольший интерес представляет раскрытие взаимосвязи тоновых изображений лесной растительности и снежного покрова. Изображение лесной растительности на ТВ снимках в зимне-весенние периоды может претерпевать существенные изменения. На фоне снежного покрова леса, особенно хвойные (ель, сосна, пихта), имеющие малые значения коэффициентов спектральной яркости (0,02—0,05) на всех длинах волн электромагнитного спектра, изображаются темным тоном.

На снимках весеннего периода, когда почва освобождается от снега, тон изображения лесных массивов сливается с тоном изображения подстилающей поверхности и выделить границы хвойных лесов становится намного сложнее.

В отличие от лесов среднего и густого древостоя (спелые), которые дешифрируются в зимний период сравнительно легко, смешанные леса с большой примесью лиственных пород (береза, осина) дешифрируются по серому тону с большим трудом. Леса, полностью состоящие из лиственных пород (береза, осина), почти не дешифрируются на фоне снега, поскольку эти породы имеют более высокие значения коэффициентов спектральной яркости (см. разд. 2.3). Однако лиственные леса, состоящие из дуба, не сбрасывающего листву, изображаются на ТВ снимках серым тоном. Примером может служить изображение р. Хопра, по пойме которой произрастает дуб (см. рис. 3.4).

Таким образом, лесные породы на зимних ТВ снимках могут быть выделены по трем тоновым изображениям: темно-серый тон (почти черный) — хвойные породы; серый тон — лиственные породы, не сбрасывающие листву (дуб), или смешанные породы; светло-серый — лиственные породы, сбрасывающие листву (береза, осина).

Другим крупным природным образованием, помогающим выявлению снежного покрова, является гидрографическая сеть,

представляющая собой совокупность рек, постоянных и временных водотоков, озер и водохранилищ. Озера и водохранилища, расположенные в лесной зоне, весной довольно долго сохраняют светлый тон изображения поверхности, покрытой снегом и льдом. Даже поздней весной, когда на полях и лесных полянах снег уже сошел и тон изображения влажных почв слился с тоном изображения лесов, поверхности озер и водохранилищ, покрытые снежным фирном и льдом, сохраняют светлый тон.

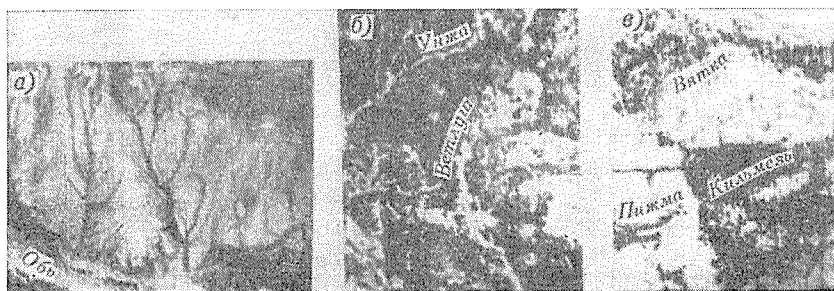


Рис. 3.6. Изображение гидрографической сети на ТВ снимках. Контактная печать.

а — правобережные притоки р. Оби, *б* — левобережные притоки р. Волги, *в* — р. Вятка и ее притоки.

Примером могут служить изображения Камского водохранилища на рис. 3.1, Рыбинского водохранилища и Онежского озера на рис. 3.2 *а*.

Очень хорошо дешифрируется гидрографическая сеть в степной зоне (см. рис. 3.4 *а*) в условиях, когда в поймах рек произрастает древесная растительность, выделяющаяся темным тоном на фоне снежного покрова или на открытой заболоченной территории (рис. 3.6 *а*). В лесной зоне гидрографическая сеть также хорошо дешифрируется если поймы рек не зарастают древесной растительностью (рис. 3.6 *б*). Однако реки, протекающие по частично залесенной территории и имеющие узкие долины, местами заросшие древесной растительностью, местами свободные от нее, плохо или почти не дешифрируются. Примерами могут служить р. Вятка с притоками Кильмезь и Пижма (рис. 3.6 *в*), реки Цна, Сура и много других. Для дешифрирования таких рек необходимы априорные знания о расположении природных объектов, например о взаимном расположении лесных массивов, полевых участков и элементов гидрографической сети.

4. МЕТОДЫ РАСПОЗНАВАНИЯ ИЗОБРАЖЕНИЙ И ОБРАБОТКИ ИНФОРМАЦИИ

Большое количество информации, поступающей с ИСЗ, требует систематического ее анализа и автоматизации обработки. При анализе исходных данных используется принцип последовательного дешифрирования, от визуального до оптико-электронного распознавания, с применением ЭВМ. В данной главе рассмотрены методы визуального и инструментального распознавания объектов природы. Однако в связи с отсутствием соответствующих проработок не рассматриваются методы распознавания изображений по формализованным моделям, обеспечивающим непосредственное применение ЭВМ. Эта проблема является задачей дальнейших исследований.

4.1. Визуальный анализ изображений

Проблема визуального дешифрирования изображений основана на комплексном подходе к оценке взаимосвязей между объектами природы разного ранга. При этом используются материалы, дополняющие информацию об объектах исследований и процессах: физико-географические карты, карты лесов, землепользования, природных зон, синоптические карты, а также справочная литература. При анализе процессов накопления и таяния снега, например, значительную помощь оказывают ежедневные бюллетени погоды и карты высоты снежного покрова, а также метеорологические данные (таблицы ТМ-1).

При анализе процессов, происходящих на больших территориях, необходимо использовать фотокарты и фотосхемы, смонтированные из спутниковых снимков. Однако при их составлении возникают определенные трудности, связанные с наличием перспективных искажений при фотографировании Земли из космоса.

Эти искажения можно ликвидировать путем обычного трансформирования снимков с помощью различных фототрансформаторов или оптико-электронной аппаратуры. Методика трансформирования и приведения к заданному масштабу космических снимков, полученных с ИСЗ «Метеор» (покадровые съемки),

а также методика составления фотосхем и фотокарт описана в работе [11]. Она заключается в том, что опорные точки для трансформирования отождествляются по карте с природными объектами и наносятся на основу по географическим координатам этих объектов. При создании фотокарты в качестве картографической основы выбирается определенная проекция. Как показал опыт, для кадров, полученных с ИСЗ «Метеор», лучшей является прямая равнопромежуточная коническая проекция. В качестве контурных опознаков на ТВ снимках принимаются элементы гидрографической сети: изгибы рек, контуры озер и водохранилищ. Кроме того, учитывается характер распространения лесной растительности и рисунок ее изображения.

При выполнении исследований в Государственном гидрологическом институте для весенних периодов 1970—1976 гг. по описанной выше методике были составлены 5 фотокарт и 52 нетрансформированные фотосхемы. На нетрансформированные фотосхемы, как и на фотокарты, также наносилась картографическая сетка по контурным опознакам природных объектов. Обычно карто-схема центральной части Европейской территории СССР (ЕТС) составлялась из пяти—семи пар кадров. На каждом полукадре выбирались один-два контурных опознака. Следовательно, для всей схемы набиралось от 10 до 24 опознаков. Так как кадры не трансформированы, а в южной части ЕТС кадры не стыкуются друг с другом в связи со сферичностью Земли, картографическая сетка нанесена приближенно по конической проекции через 5° . Однако даже такая сетка помогает установить координаты изолиний схода снега в районах с недостаточным количеством опознаков.

Периоды весеннего снеготаяния на ЕТС освещены материалами спутниковых съемок в разные годы по-разному. Последнее объясняется тем, что в отдельные весенние периоды облачность сохраняется над территорией довольно длительное время.

По спутниковым ТВ изображениям представляется возможным изучить пространственное расположение природных объектов и образований в их взаимосвязи. Очевидна, например, взаимосвязь снежного покрова с компонентами природы в природных комплексах разного ранга.

На зимних снимках, полученных до начала снеготаяния, четко выделяется граница поля и леса. Изображение подстилающей поверхности на ТВ снимках ЕТС в зимние периоды отображает характер землепользования: белым тоном среди темных тонов лесной растительности выделяются сельскохозяйственные поля, крупные площади вырубок, луга (рис. 4.1). Южная граница лесной зоны, отделяющая ее от безлесных пространств, на ТВ снимках согласуется с картой лесов СССР, изданной в 1973 г. Так же четко выделяется на ТВ снимках и северная граница лесной зоны, отделяющая леса от безлесной тундры.

При анализе серий фотокарт и фотосхем установлено, что

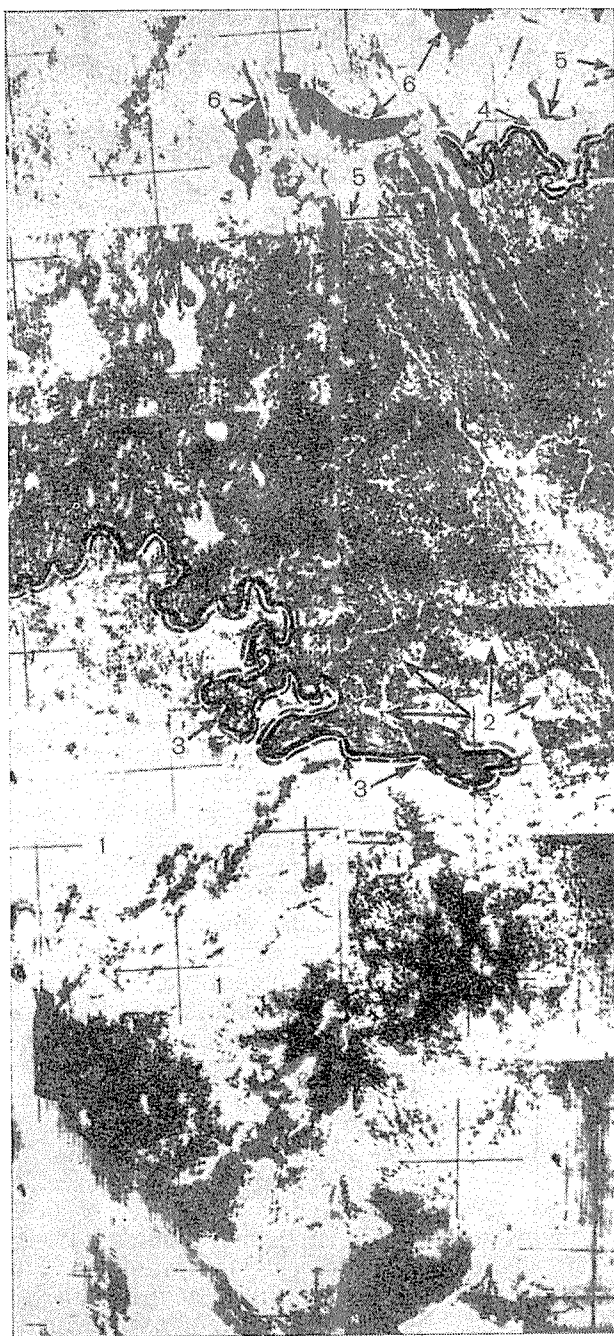
распределение снежного покрова по территории в весенний период в значительной мере определяется рельефом местности и растительным покровом. Выяснилось, что снег дольше всего сохраняется на возвышенностях: Приволжской, Смоленско-Московской, Среднерусской и в горах Урала. О наличии снега на возвышенностях можно судить по дендритовому рисунку изображения, который в течение периода снеготаяния меняет свою конфигурацию, а площади, занятые снегом, сокращаются.

На степных участках юга ЕТС снег сходит достаточно быстро и опознается по тону изображения, который меняется от белого в начале таяния до светло-серого в конце. Демаскирующим признаком снежного покрова равнин, как уже говорилось выше, является рисунок речной сети.

В лесной зоне и в тундре снег сохраняется до мая—июня, что четко видно на всех спутниковых фотоснимках. Выделению снежного покрова в лесной зоне способствуют площади вырубок, лесные поляны, долины рек, не зарастающие древесной растительностью, которые изображаются на ТВ снимках белым тоном в отличие от изображения растительности, особенно хвойных лесов, имеющей темный тон (см. рис. 4.1).

В процессе распознавания изображений могут заинтересовать отдельные природные объекты, которые выделяются из общего класса признаков по своим яркостным характеристикам. Проблема визуального распознавания отдельных природных объектов заключается в получении сведений о геометрии изображения и его свойствах. При этом составляется описание распознаваемого объекта (размер, форма, качественная оценка состояния поверхности). Достаточно интересные примеры визуального дешифрирования отдельных природных объектов приведены в работе [33]. Наиболее ярким примером распознавания по снимкам происходящих процессов является оценка степени урбанизации территории. В работах [32, 33] приведены примеры оценки урбанизации по состоянию снежного покрова. Яркостные характеристики загрязненного снежного покрова вблизи крупных городов отличаются от яркостных характеристик чистого снега, залегающего вне зоны влияния урбанизации. Это дает возможность оценить интенсивность снеготаяния вблизи населенных пунктов. В дальнейшем, при поступлении более совершенных материалов спутниковых съемок, можно будет количественно определять зоны влияния городов и получать необходимые параметры для расчетов весеннего половодья [32].

Визуальный анализ снимков дает возможность судить о пространственно-временных масштабах процессов. Однако в ряде случаев сведения, полученные при визуальной оценке сложных природных процессов, являются недостаточными. Необходимо иметь количественные характеристики распознавания и идентификации изображений для дальнейшей автоматизации обработки.



4.2. Микрофотометрирование негативов

Возможности применения микрофотометров для инструментального дешифрирования параметров снежного покрова по космическим снимкам в нашей стране впервые рассматривались в работе Ю. Д. Шарикова и Л. П. Бабкиной [48]. Они предложили производить микрофотометрирование негативов с последующей статистической обработкой данных. Предполагалось, что любое изменение снежного покрова (появление снега, его сход, изменения в распределении по площади, высота и др.) будет прямо или косвенно отражаться на космофотоснимках. Эти изменения снега скажутся также на статистических данных, анализ которых позволит установить закономерности, присущие изображениям природных объектов, и определить количественные признаки дешифрирования. Авторами работы [48] была получена зависимость сдвига автокорреляционной функции при определенном значении коэффициента корреляции ($r_l = 0,5$) от высоты снежного покрова для территории Северо-Запада ЕТС. Кроме того, был проведен анализ автокорреляционных функций. Эти исследования впоследствии были продолжены автором данной работы в целях получения по результатам микрофотометрирования негативов уравнений множественной корреляции для объективного определения высоты снежного покрова и запаса воды в нем в зависимости от природных факторов. Полученные закономерности будут рассмотрены в гл. 5. Здесь же остановимся на принципиальных основах производства микрофотометрирования и использования полученных результатов для определения характеристик снежного покрова.

При производстве микрофотометрирования определяется коэффициент пропускания света через негатив, который представляет собой отношение количества света, прошедшего через изображение в точке, к количеству падающего света. Измерение оптических плотностей в диапазоне от 0 до 3 ед. с погрешностью, не превышающей 0,01, можно выполнять на микрофотометрах различных марок (МФ-2, МФ-4, ИФО-451 и др.). При этом, как установлено в работе [48], сканирование на микрофотометре МФ-2 желательнее осуществлять лучом размером 50×330 мкм с шагом 50 мкм, что соответствует 500 м на местности.

Для изучения изменчивости степени пропускания света через ТВ негатив в зависимости от залесенности территории, высоты Солнца и высоты снежного покрова на Европейской территории СССР были выбраны три характерных района с различной

Рис. 4.1. ТВ изображение ЕТС. ИСЗ «Метеор-10», виток 970, 7/III 1973 г.
Контактная печать.

1 — сельхозполя, покрытые снегом в бассейне р. Дона и р. Оки; 2 — вырубки леса в бассейнах рек Ветлуги и Вятки; 3 — южная граница лесов; 4 — северная граница лесов и тундры; 5 — припай морского льда; 6 — граница суши и открытой поверхности моря.

залесенностью: 1 — бассейны рек Суды и Свири с залесенностью 70—90 %, 2 — бассейн р. Вятки с залесенностью 20—60 % и 3 — бассейн р. Дона с залесенностью 5—10 %. На этих участках было намечено по несколько профилей: три профиля в бассейнах рек Суды и Свири (по исследованиям [48]) (рис. 4.2 б); 12 профилей в бассейне р. Вятки (рис. 4.3 б); 9 профилей в бассейне р. Дона (рис. 4.4 б). Всего для указанных районов за период 1972—1976 гг. с помощью микрофотометров МФ-2 и ИФО-451 обработано 138 регистрограмм.

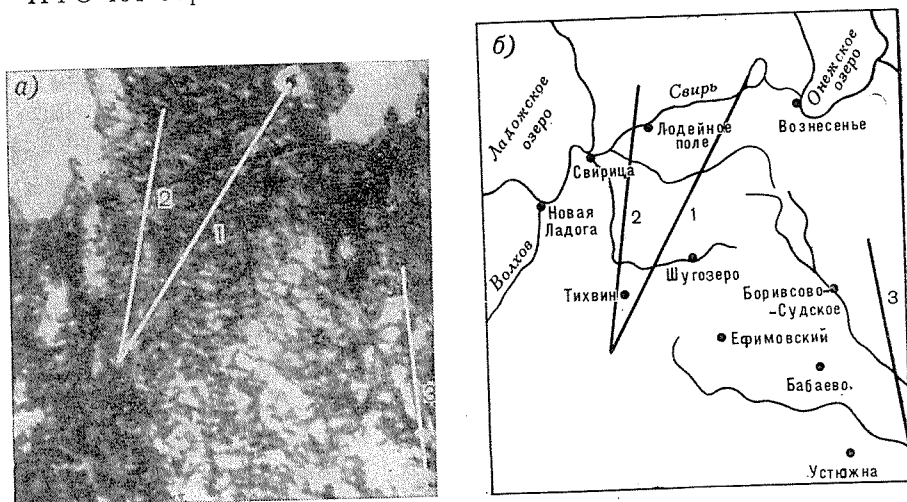


Рис. 4.2. ТВ изображение северо-западной территории СССР (бассейны рек Суды и Свири) (а) и карта-схема района с нанесенными на них профилями микрофотометрирования (б). Увеличение ТВ снимка 3х.

Результаты микрофотометрирования были использованы для качественного анализа и количественной оценки некоторых природных факторов и характеристик. Например, на регистрограммах процента пропускания света через ТВ негатив, полученных на микрофотометре МФ-2, видны пики, характеризующие залесенность, и более ровные участки, характеризующие открытую заснеженную территорию (рис. 4.5). Степень залесенности маршрута (по профилю) можно определить как отношение числа точек светлого тона на негативе (лес) к общему числу измерений. Степень залесенности отдельных маршрутов в бассейне р. Вятки, полученная таким способом, сравнивалась с залесенностью, вычисленной по карте масштаба 1 : 500 000. Залесенность, определенная по регистрограммам, отклонялась от залесенности, вычисленной по карте, на 10—15 % [16]. При наличии крупных массивов леса и большой сомкнутости крон ошибки определения залесенности наименьшие. Но при меньшей

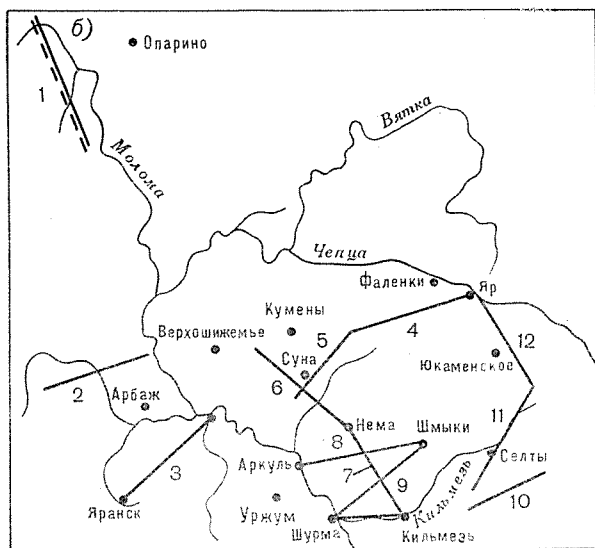
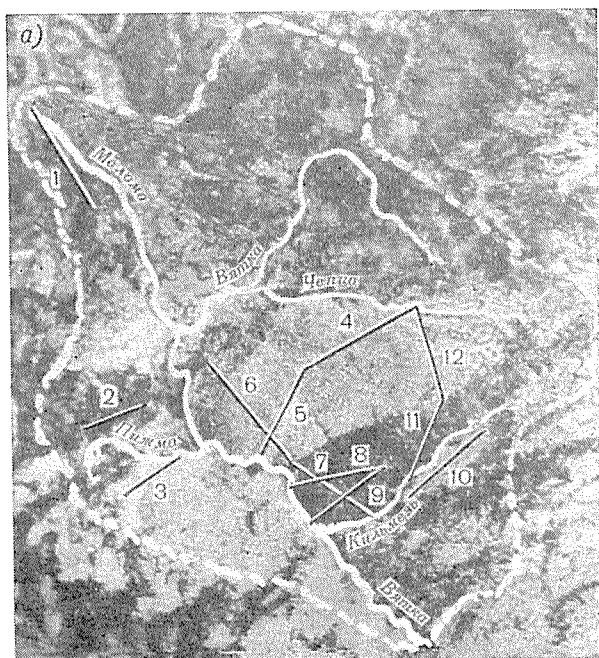


Рис. 4.3. ТВ изображение бассейна р. Вятки (а) и карта-схема района с нанесенными на них профилями микрофотометрирования (б). Увеличение ТВ снимка 3^х.

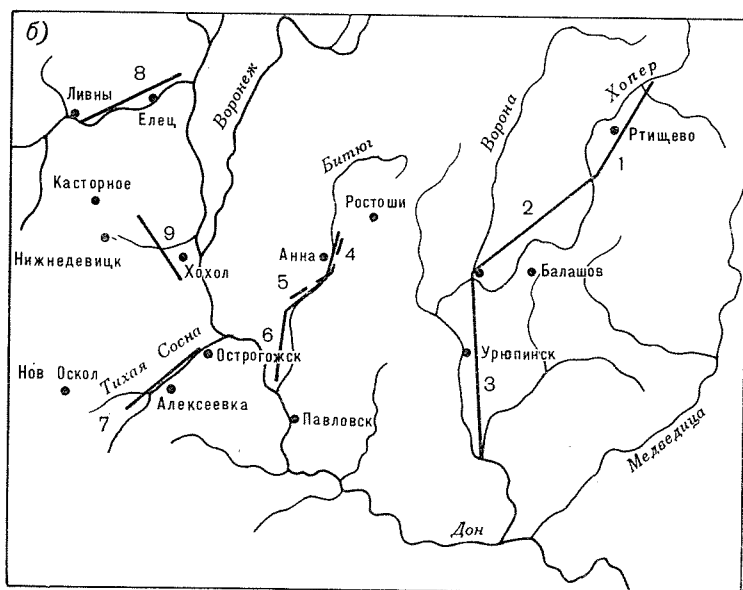
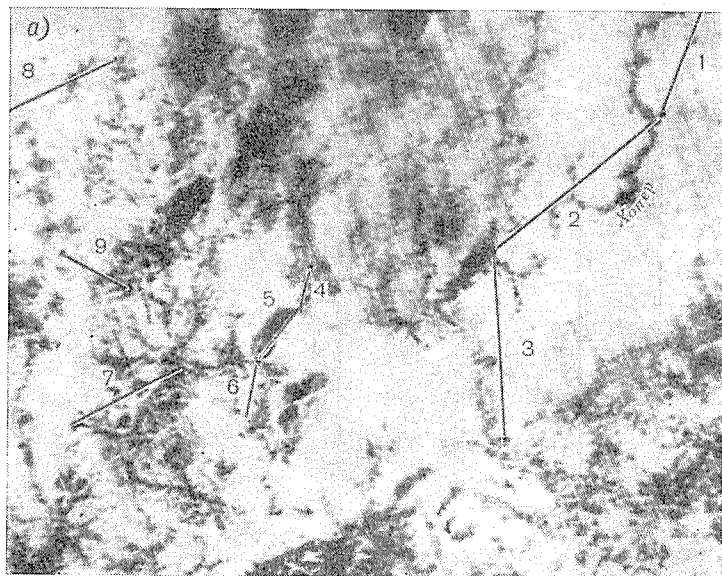


Рис. 4.4. ТВ изображение бассейна р. Дона (а) и карта-схема района с нанесенными на них профилями микрофотометрирования (б). Увеличение ТВ снимка $3\times$.

сомкнутости крон деревьев и при островном характере древостоя могут быть значительные отклонения.

По полученным в результате микрофотометрирования значениям пропускания света через ТВ негатив (χ_i) строились гистограммы, характеризующие количество различных подмножеств на изображении в период снеготаяния (рис. 4.6). Замечено, что при 100 %-ной покрытости снегом и залесенности менее 50 % гистограмма имеет один пик; при покрытости менее 100 % и залесенности более 50 % в распределении частот намечаются два пика. С уменьшением покрытости снегом повторяемость χ убывает. Порог может лежать в пределах 6—9 ед. χ при 100 %-ной покрытости или 18—19 ед. χ при покрытости

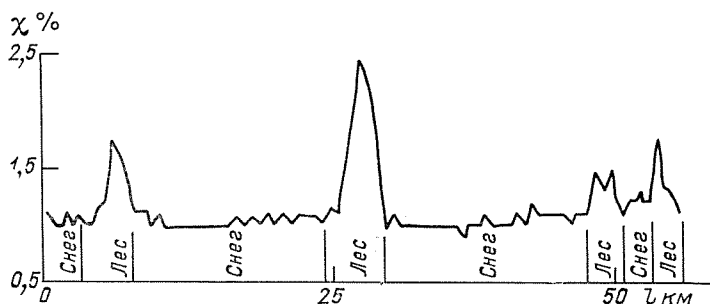


Рис. 4.5. Регистрограмма микрофотометрического профиля 10, расположенного в бассейне р. Вятки, за 22/III 1975 г. при покрытости снегом 100 %.

менее 100 %. При отсутствии снежного покрова (конец снеготаяния) гистограмма имеет однопиковый вид (рис. 4.6 е) с меньшей повторяемостью значений χ [16].

Таким образом, гистограммы помогают качественно анализировать ТВ изображения и идентифицировать по их общему виду характер природных образований.

Результаты микрофотометрирования обрабатывались также статистически с помощью ЭВМ. Были получены данные о средних значениях процента пропускания света через негатив ($\bar{\chi}$), или плотность негатива, коэффициенты вариации этих значений ($C_{v\chi}$) и нормированные автокорреляционные функции. Нормирование позволяет не учитывать различную контрастность негативов, что очень важно, так как снимки с ИСЗ «Метеор» пока не имеют впечатанного оптического клина. Для использования в работе качественных негативов постоянно проводился их контроль, отбраковывались явно передержанные или недодержанные при проявлении снимки.

В результате обработки данных микрофотометрирования на ЭВМ были получены автокорреляционные функции и статистические спектральные плотности. Анализ автокорреляционных

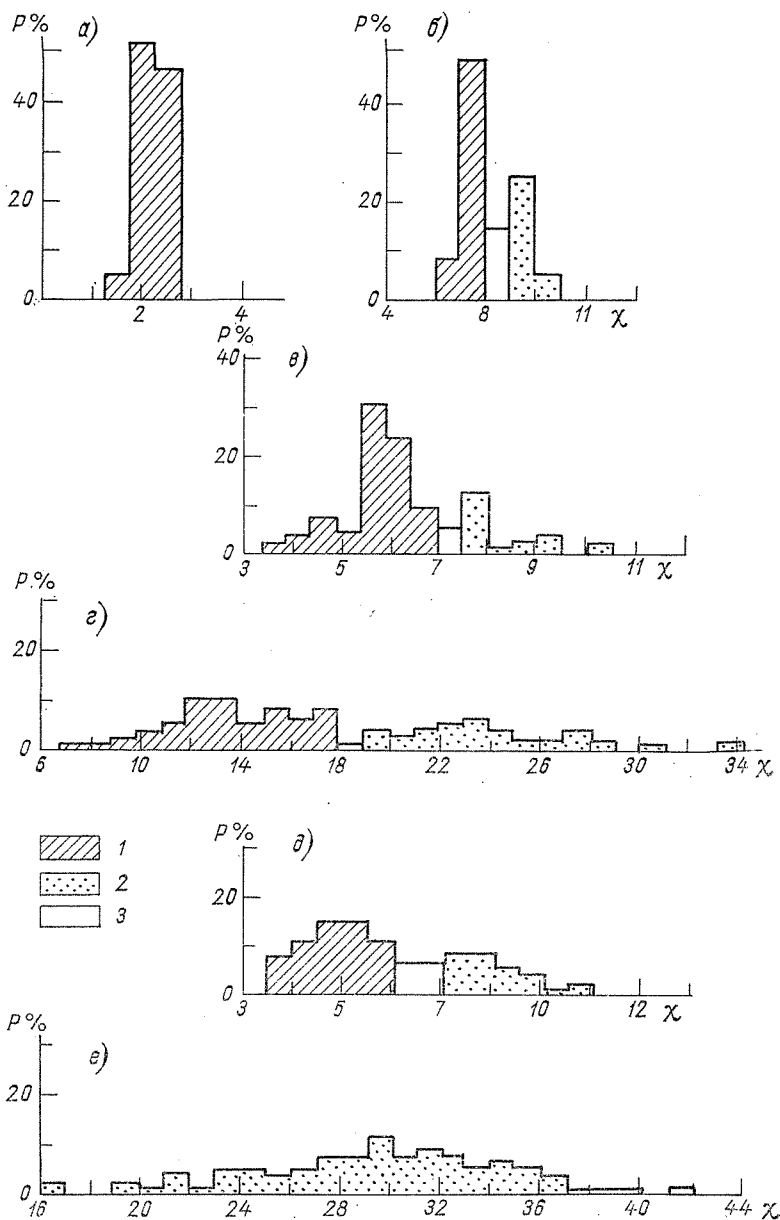


Рис. 4.6. Гистограммы, характеризующие количество изображений на ТВ негативах снежного покрова (1) и лесных массивов с учетом освободившейся от снега почвы (2), разграниченных порогом квантования (3) для различных условий снеготаяния.

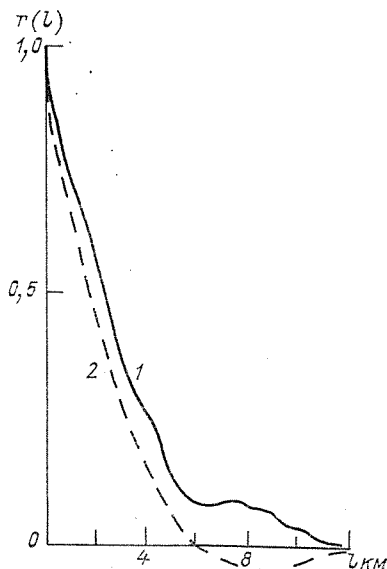
а — лес <50 %, покрытость снегом 100 %; б — лес >50 %, покрытость снегом 100 %; в — лес <50 %, покрытость снегом 68 %; г — лес >50 %, покрытость снегом 68 %; д — лес <50 %, покрытость снегом 23 %; е — лес <50 %, снег отсутствует.

функций за зимне-весенние периоды показал, что при выравнивании фототона функция убывает медленнее, чем при наличии нескольких подмножеств изображения. Обнаруживается явное различие в виде автокорреляционных функций для периода сплошного снежного покрова и периода снеготаяния, а также для открытых и залесенных территорий [16]. Приведенные на рис. 4.7 автокорреляционные функции по профилю 2 (см. рис. 4.3) за различные даты периода снеготаяния показывают, что при одном и том же значении коэффициента корреляции $r(l)$ сдвиг автокорреляционной функции l уменьшается с развитием процесса снеготаяния и убылью высоты снежного покрова.

Сделать какие-либо достоверные выводы относительно ста-

Рис. 4.7. Нормированные автокорреляционные функции, полученные в результате обработки данных микрофотометрирования негативов ТВ снимков с ИСЗ по профилю 2 (см. рис. 4.3) в бассейне р. Вятки.

1 — 16/III 1975 г., 2 — 24/III 1975 г.



тистических спектральных плотностей пока не удалось в связи с отсутствием необходимого количества данных, т. е. набора значений процента пропускания света через негатив, или оптических плотностей, для различных элементов ландшафта.

В заключение можно сказать, что микрофотометрирование и статистическая обработка данных являются весьма мощным средством для получения количественных характеристик при дешифрировании снимков и представляют первый шаг в автоматизации обработки изображений.

4.3. Оптико-электронные методы обработки

Методы оптико-электронного распознавания позволяют проводить квантование изображения по уровням яркости и выделять границы и контуры объекта определенной яркости, получать оптические плотности выделенных природных образований, классифицировать объекты по их статистическим признакам.

Оптико-электронными методами можно также производить автоматическое фотометрирование по заданным площадям, контурам и линиям с записью данных на технический носитель,

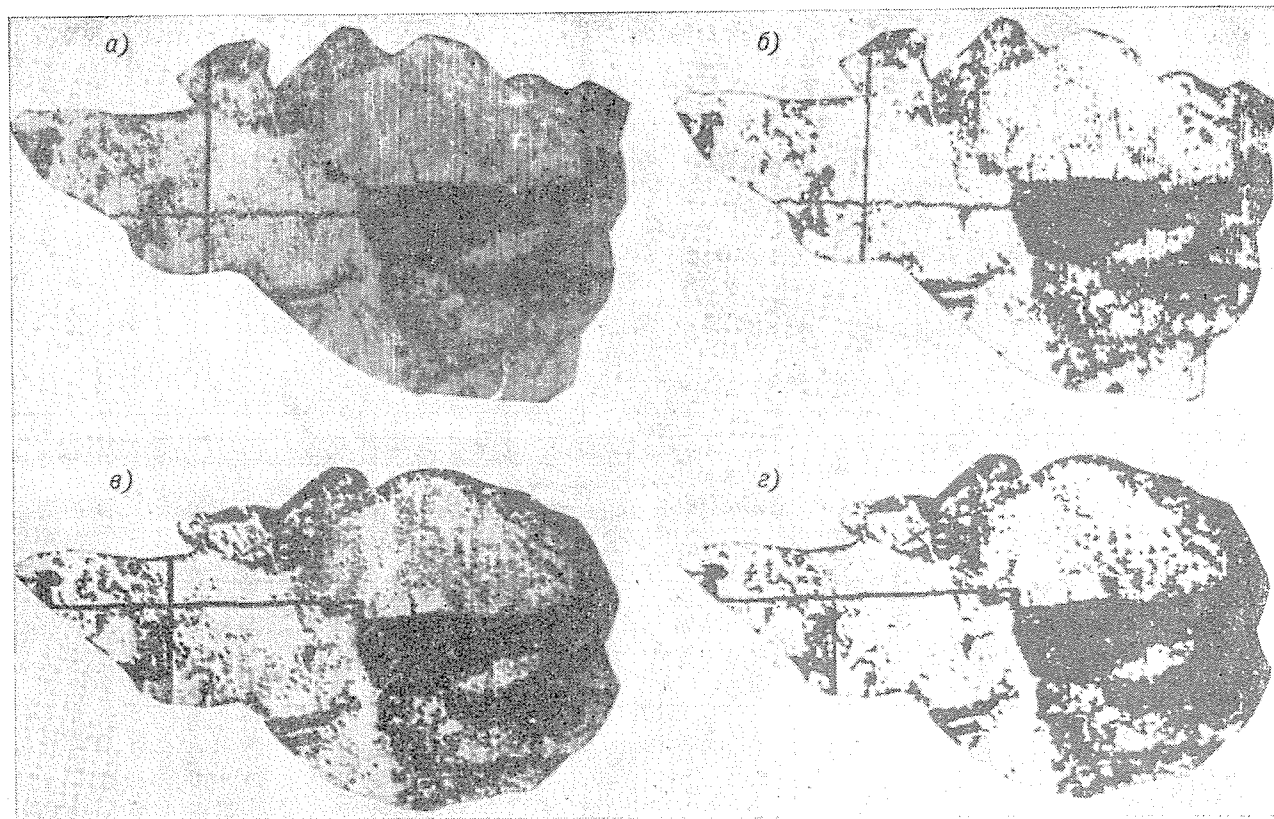


Рис. 4.8. Исходные (а и в) и обработанные (б и г) на оптико-электронном приборе ТВ изображения центральной и нижней частей бассейна р. Вятки соответственно за 5 и 15/III 1972 г. Покрытость снегом открытой незалесенной территории составляла: 5/III — 100 %, 15/III — 92 %.

пригодный для ввода в ЭВМ, с последующей статистической обработкой и выдачей результатов на печать, графопостроитель или дисплей.

При изучении характера распространения снежного покрова на местности в настоящее время чаще всего привлекают данные о площадях покрытия снегом бассейнов рек в период весеннего снеготаяния.

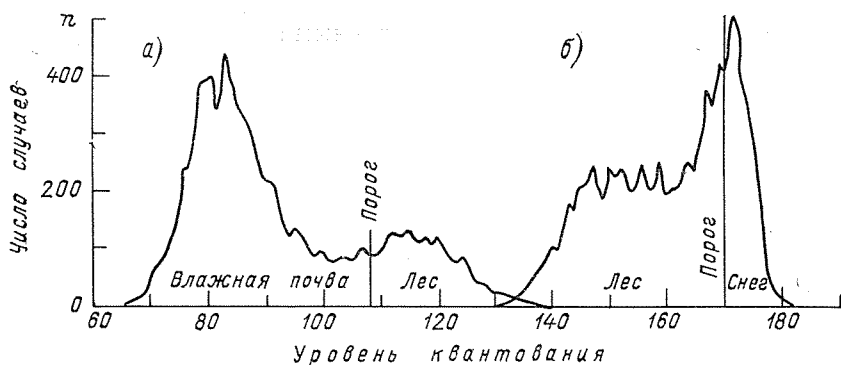


Рис. 4.9. Гистограммы уровней квантования, полученных при сканировании площади квадратов, расположенных в районе профилей 2 и 3 в бассейне р. Вятки (см. рис. 4.3) соответственно за 6/III (а) и 16/III (б) 1975 г. на ТВ негативах ИСЗ «Метеор-20».

Выделение площадей, занятых снегом или освободившихся от него, можно проводить с помощью оптико-электронного устройства, настроенного на определенный уровень яркости ТВ снимков. В зимне-весенний период на них можно выделить в основном белый и переходные светлые полутона, характеризующие снежный покров на открытой местности, и темный тон, характеризующий лесные массивы или пространства, освободившиеся от снега. Прибор сканирует выделенный участок по заданному уровню яркости. При этом выделяются участки, уровень яркости которых выше заданного. Для подсчета площадей применяется оптико-электронный планиметр [27, 48].

На рис. 4.8 приведены исходные ТВ изображения центральной и нижней частей бассейна р. Вятки за 5/III 1972 г. (а) и за 15/III 1972 г. (в) и обработанные на оптико-электронном приборе те же участки (б — 5/III, г — 15/III), квантованные на два уровня яркости — белый тон (снег) и черный тон (лесные массивы). В связи с развитием процесса снеготаяния покрытие снегом 15/III оказалась меньше, чем 5/III, и составила 92 %.

Данные о степени распространения снега можно представлять не только в виде фотонизображения, но и в графическом виде. Особый интерес вызывает возможность получения гистограмм при квантовании изображения на большое число уровней.

Так, по ТВ негативам бассейна р. Вятки за 16/III 1975 г. (см. рис. 4.3 а) было проведено сканирование площадей двух квадратов размером 5×5 мм, расположенных в районе профилей 2 и 3 (см. рис. 4.3 б), получено по 10 тысяч значений плотностей. В результате квантования на 256 уровней были построены гистограммы, приведенные на рис. 4.9. На гистограммах выделены три состояния поверхности: влажная почва (уровни 65—110), лесные массивы (уровни 110—170), снежный покров (уровни 170—256). По табличным значениям гистограмм можно рассчитать статистические характеристики, а также определить процентное соотношение площадей, занятых снегом, лесом и увлажненной почвой.

Таким образом, применение оптико-электронной сканирующей аппаратуры открывает большие возможности для получения необходимых сведений по динамике снеготаяния. Однако при использовании этих устройств необходимо задаваться надежными значениями уровней яркости, выбор которых легко осуществляется при наличии на снимках впечатанного оптического клина. Неточности визуального учета оттенков серого тона при отсутствии клина дают ошибку расчета площади снежного покрова в среднем ± 5 —10 %.

Другой источник погрешностей определения площадей снежного покрова заключается в точности определения координат начальной точки сканирования, которая может сказаться на результатах определения плотностей негативов практически при одних и тех же условиях съемки (например, при отсутствии процесса снеготаяния, облачности, дымки и т. д.).

5. ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА РАВНИН ПО СПУТНИКОВЫМ СНИМКАМ

Данный раздел посвящен методам определения характеристик снежного покрова равнин по спутниковым снимкам. Космофотоснимки и ТВ изображения дают возможность изучать пространственное расположение природных объектов и образований с учетом взаимосвязи снежного покрова с компонентами природных комплексов разного ранга. Это обстоятельство можно использовать для картирования снежного покрова в пределах ландшафтных и природных зон и для получения на основе этих данных путем решения обратных задач и использования регрессивных связей приближенной оценки степени покрытия территории снегом, высоты снежного покрова и запаса воды в нем.

5.1. Границы схода снега

При дешифрировании по спутниковым снимкам снежного покрова равнинных территорий наиболее четко картируется граница схода снега. В работе использовались спутниковые ТВ изображения масштаба 1 : 10 000 000, по которым можно производить картирование в пределах ландшафтных и географических зон. Наиболее определенно снежный покров картируется в степной и лесостепной зонах равнинных территорий. В качестве исходного материала для анализа процесса схода снега в весенний период используются фотосхемы, полученные как накидные монтажи, и фотокарты, составленные из трансформированных снимков по методике, описанной в работе [11]. Пример трансформированной фотокарты со снятыми перспективными искажениями для ЕТС приведен на рис. 5.1 а.

Для анализа схода снега по материалам с ИСЗ «Метеор» в весенние периоды 1970—1976 гг. построено 57 фотосхем и фотокарт для ЕТС от 45 до 70° с. ш. и от 25 до 60° в. д. [16]. Для весенних периодов разных лет число фотокарт и фотосхем, как видно из табл. 5.1, неодинаково. Это объясняется тем, что в отдельные весенние периоды облачность сохраняется над территорией довольно длительное время и следить за развитием процесса снеготаяния по спутниковым ТВ изображениям невозможно.

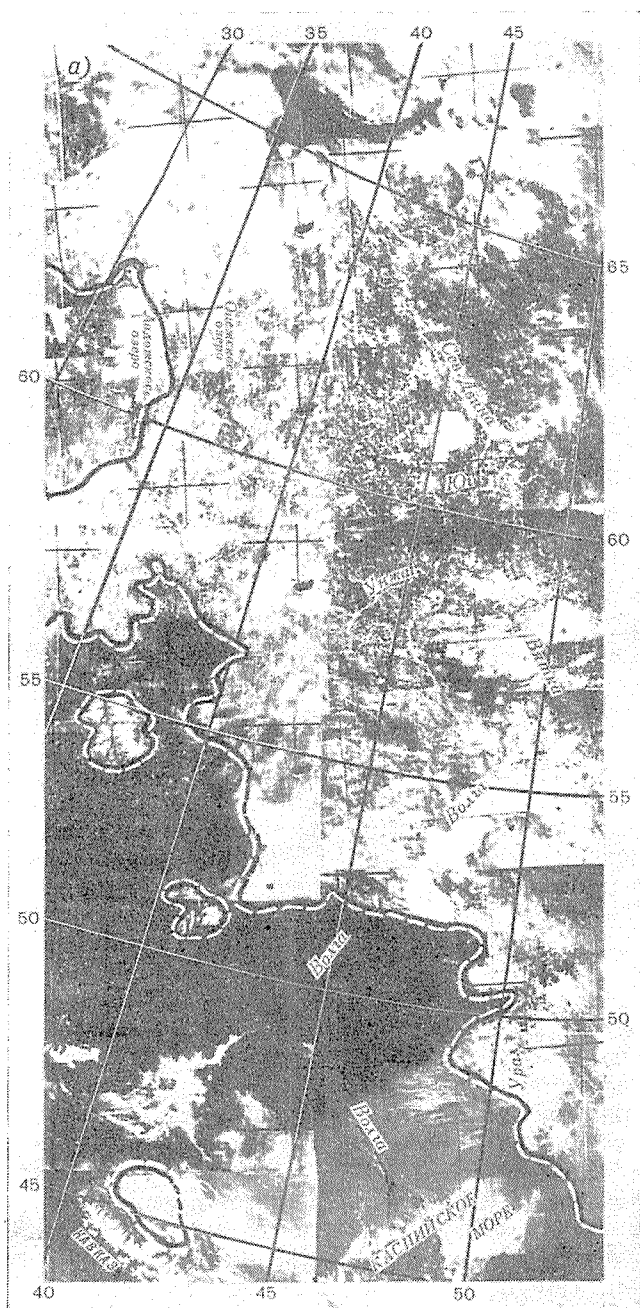
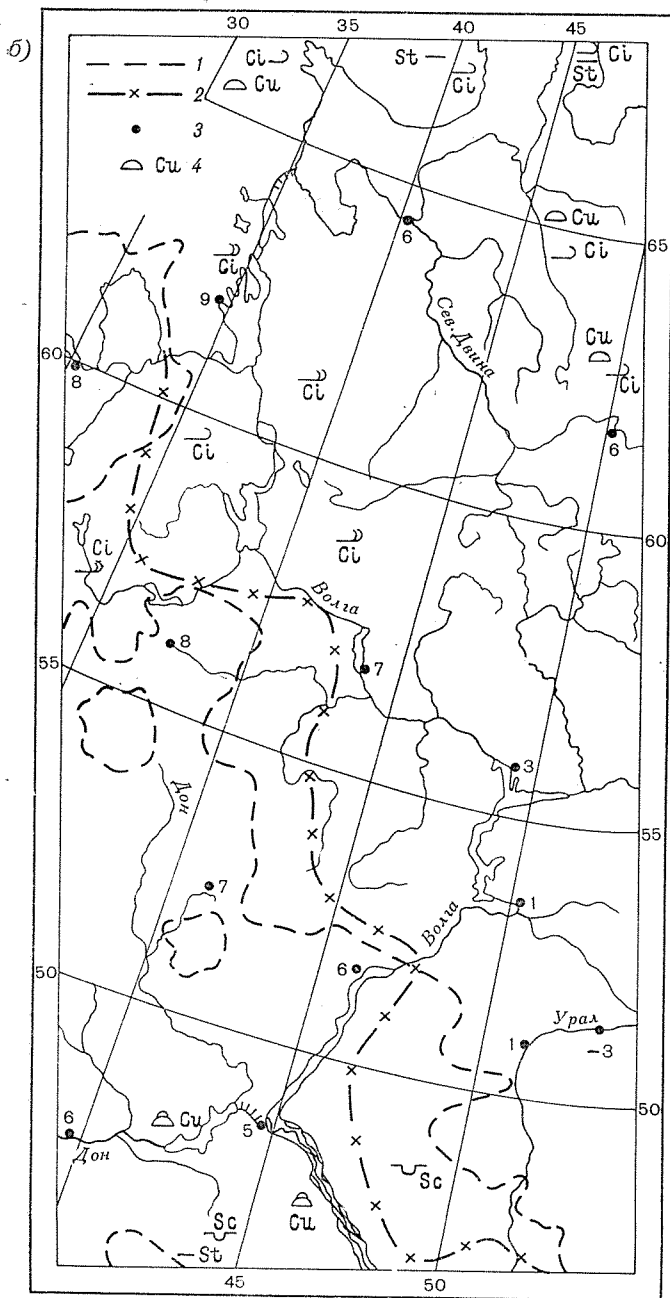


Рис. 5.1. Снежный покров и метео

а — ТВ изображение ЕТС со спутника «Метеор-10» (виток 1152),
 ская обстановка на ЕТС: 1 — граница схода снега, полученная
 тая с карты погоды Ежедневного гидрометеорологического бюл
 за 20/III 1972 г.;



рологическая обстановка на ЕТС.

полученное 20/III 1972 г. в 12 ч 56'—13 ч 05', б — метеорологическая обстановка при дешифрировании ТВ снимка; 2 — граница схода снега, снятая за 20/III 1972 г.; 3 — максимальная температура воздуха; 4 — облачность (вид).

ТАБЛИЦА 5.1

Даты, для которых составлены фотомонтажи и фотокарты
(выделены жирным шрифтом) для ЕТС

Год	Март	Апрель	Май	Всего
1970		2, 7, 10, 16		4
1971		3, 18		2
1972	4—6, 7, 15, 16, 20	13, 21		9
1973	23, 24, 26, 27, 29, 30	2—4, 5, 7, 15, 16, 26		14
1974	1, 8, 9, 20, 31	1, 4, 5, 11, 13		10
1975	14, 26	3, 6, 19, 22		6
1976	20, 26	5, 8, 12—17	1	11

Для каждой фотокарты была составлена схема синоптической ситуации на дату ТВ съемки со спутника, на которую с синоптических карт перенесены фронтальные разделы, основные типы облачности (вид, ярус), температура воздуха. Пример такой схемы дан на рис. 5.1 б.

Фотокарты и фотосхемы дают возможность проследить за продвижением границы схода снега с юга на север ЕТС (рис. 5.2).

Граница схода снега или тыл снеготаяния на фотокарте представляет собой линию раздела двух тонов — белого и темного. К белому тону относились районы с покрытостью снегом 20 % и более, к темному — с покрытостью менее 20 %. При четко обозначенной границе раздела двух тонов точность проведения линии тыла снеготаяния составляет на фотосхеме 0,3—0,5 мм, что соответствует 3—5 км на местности. При наличии пестрого рисунка схода снега и нечеткой границы раздела двух тонов точность проведения линии схода снега снижается до 20 км в центре кадра и до 30 км и более на краях.

Границы схода снега, проведенные по ТВ снимкам (см. рис. 5.2), сравнивались с границами, которые проводятся по данным наземных наблюдений и публикуются в Ежедневных метеорологических бюллетенях Гидрометцентра СССР, а также с картами снежного покрова, которые составляются в Гидрометцентре СССР 1 раз в декаду в период устойчивого залегания снежного покрова или 1 раз в 5 дней в период весеннего снеготаяния. Расхождения между этими двумя границами — спутниковыми и наземными — в отдельных случаях могут достигать нескольких десятков километров (см. рис. 5.1 б), что объясняется редкой сетью метеорологических станций и постов и их нерепрезентативностью, с одной стороны, или пробелами в изображениях снежного покрова на ТВ снимках вследствие нарушенного режима приема и технологии обработки негативов и снимков, с другой.

Анализируя пространственную картину продвижения границы схода снега по серии фотокарт, можно получить представление о развитии процесса снеготаяния во времени — его интенсивности, различной в разные весенние сезоны в зависимости от «дружности» весны, т. е. от хода температуры воздуха, а также от высоты снега перед началом таяния.

5.2. Площади одновременного снеготаяния и степень покрытия снегом

К характеристикам пространственного распространения снежного покрова на равнинной территории, кроме границ схода снега, относятся площадь одновременного снеготаяния и степень покрытия снегом.

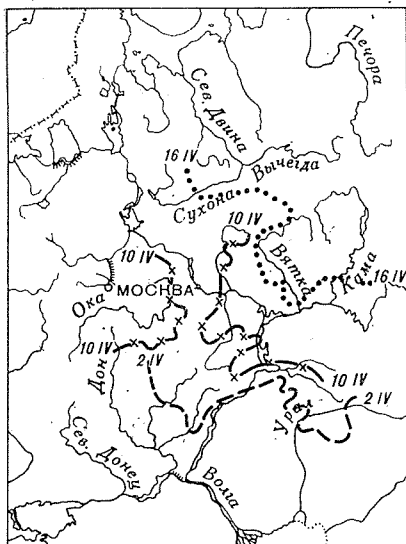
Площадь одновременного снеготаяния представляет собой территорию, заключенную между линиями тыла и фронта снеготаяния. Линия фронта снеготаяния — это граница раздела тающего и сухого снега. Фронт снеготаяния иногда значительно (по времени и расстоянию) может опережать линию тыла снеготаяния, т. е. одновременным снеготаянием могут быть охвачены огромные территории. Во всех случаях, исключая повторное таяние, покрытость территории снегом в момент прохождения линии фронта снеготаяния составляет 100 %.

Линию фронта снеготаяния, или границу раздела сухого и талого снега, можно получить, как было показано в разд. 3.2, по ИК снимкам в диапазоне 8—12 мкм, на которых тающий снег с температурой поверхности, близкой к нулю, изображается более темным тоном, чем сухой снег с температурой поверхности значительно ниже нуля (см. рис. 3.3).

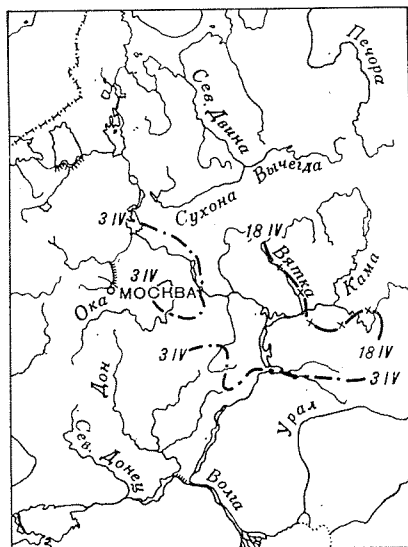
Линию фронта снеготаяния можно установить также по данным наземных измерений температуры поверхности снега или температуры воздуха на высоте 2 м. В этом случае за линию фронта снеготаяния принимают границу раздела положительных (а для поверхности снега нулевых) и отрицательных температур. На рис. 5.3 показаны линия тыла снеготаяния по ТВ снимку, линия фронта снеготаяния, полученная по ИК снимку, и граница раздела положительной и отрицательной температуры воздуха. Расхождения между последними двумя границами, как видно на рисунке, иногда достигают существенных значений: 50—100 км, а в отдельных случаях и 200 км. Расхождения могут объясняться малым разрешением ИК аппаратуры, которое в центре кадра (15×15 км) на порядок ниже разрешения ТВ аппаратуры. Количество опознаков на ИК снимках также уменьшается, что сказывается на точности привязки снимка к картографической основе.

Изменение площади одновременного снеготаяния зависит от скорости продвижения линий фронта и тыла снеготаяния.

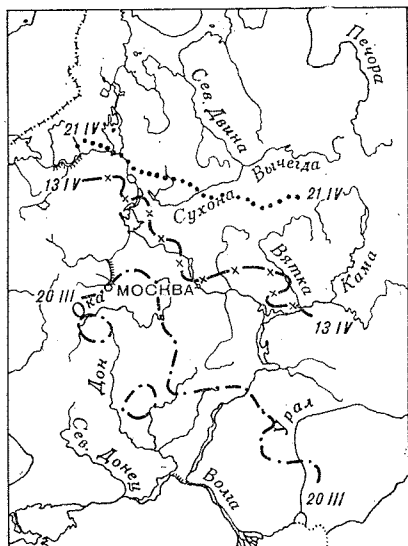
1970



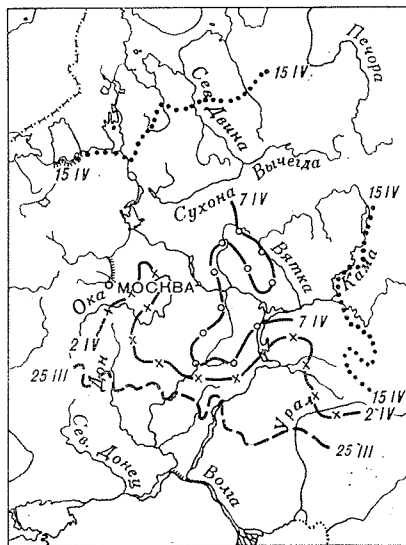
1971



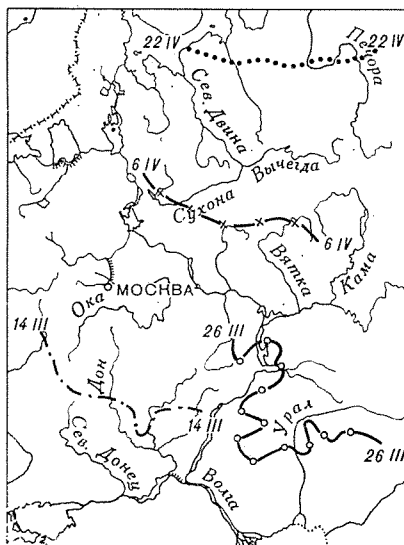
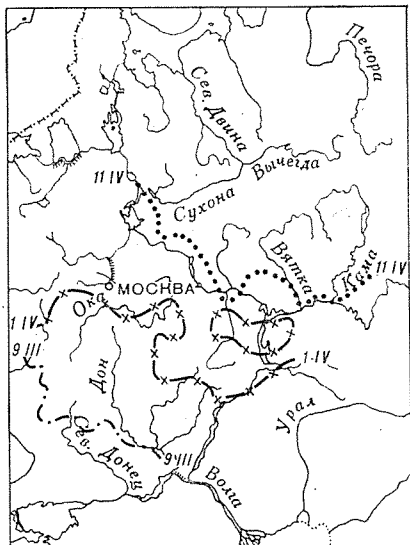
1972



1973



1975



1976

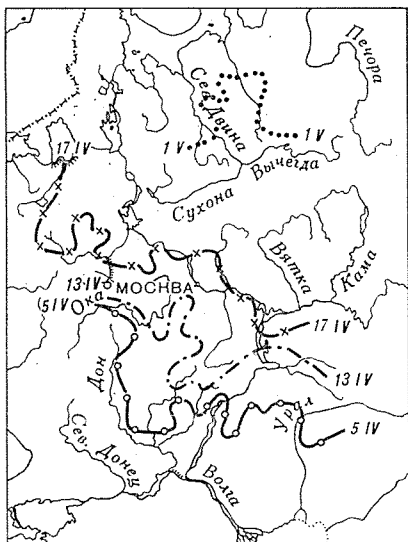


Рис. 5.2. Продвижение границ схода снежного покрова, полученных по ТВ изображениям со спутника «Метеор» в весенние периоды 1970—1976 гг. над ЕТС.

Вторую характеристику пространственного распределения снежного покрова — площадь покрытия снегом — можно вычислять по регистраграммам пропускания света через негатив для отдельных маршрутов, получаемым при микрофотометрировании ТВ изображений (см. разд. 4.2).

Для определения покрытости снегом вдоль маршрута необходимо за дату перед началом таяния, т. е. при покрытости 100 %, определить по регистраграмме число точек, относящихся к лесу ($n_{\text{л}}$ — светлый тон на негативе). За последующие даты снеготаяния определяется количество измерений уровня сигналов белого и серого тонов, соответствующих залесенной территории и территории, освободившейся от снега (n').

Зная общее количество измерений при фотометрировании по профилю (N), можно производить вычисление степени покрытия снегом по формуле

$$S_{\text{сн}} = \frac{N - n'}{N - n_{\text{л}}} \quad (5.1)$$

Этот метод основан на выборочных измерениях вдоль эталонных маршрутов.

Метод оптико-электронного сканирования позитивного изображения (см. разд. 4.3) дает возможность определять площадь покрытия снегом (F_i) всего водосбора, захваченного снеготаянием. При этом планиметр фиксирует количество сигналов белого тона, соответствующего заснеженным площадям. Степень покрытия снегом площади бассейна в период таяния вычисляется по отношению числа сигналов белого тона на снимке, соответствующем расчетной дате (F_i), к начальному значению сигналов белого тона, соответствующего снежной поверхности до начала таяния ($F_{\text{н}}$):

$$S_{\text{сн}} = \frac{F_i}{F_{\text{н}}} \quad (5.2)$$

В табл. 5.2 приведены значения степени покрытия снегом водосборов рек Кильмези, Пижмы и Моломы в весенний период 1975 г., полученные с помощью оптико-электронного планиметра. Расхождения данных о степени покрытия снегом, полученных по ТВ снимкам, с данными, полученными по аэровизуальным и наземным наблюдениям, находятся в пределах 1—29 %. На размер ошибок могли повлиять помехи на снимках, облачность и т. д.

Приближенную оценку степени покрытия снегом, кроме того, можно получить, анализируя тоновые контрасты ТВ снимка. Для периода весеннего снеготаяния можно выделить несколько градаций яркости, каждой из которых соответствует определенная покрытость снегом. Более подробно об этом говорится в следующем разделе.

ТАБЛИЦА 5.2

Степень покрытия снегом ($s_{\text{сн}}^0/\%$) открытой территории
в весенний период 1975 г.

Бассейн реки	Дата съемки	По ТВ снимкам	По наземным наблюдениям	По аэровизуаль- ным съемкам
Кильмезь	22/III	92	100	—
	24/III	69	96	—
	26/III	69	98	—
	29/III	100	90	—
	6/IV	11	20	10
Пижма	26/III	100	95	—
	3/IV	58	33	—
	6/IV	3	4	10
Молома	22/III	100	100	—
	26/III	93	98	—
	3/IV	85	76	—
	11/IV	3	0	5

5.3. Высота снежного покрова

Методов прямого измерения высоты снежного покрова с метеорологических ИСЗ пока не существует. Однако имеются косвенные пути приближенной оценки высоты снежного покрова по ТВ снимкам, основанные на зависимостях ее от степени покрытия снегом, или от градаций яркости (тоновых контрастов) изображения [12].

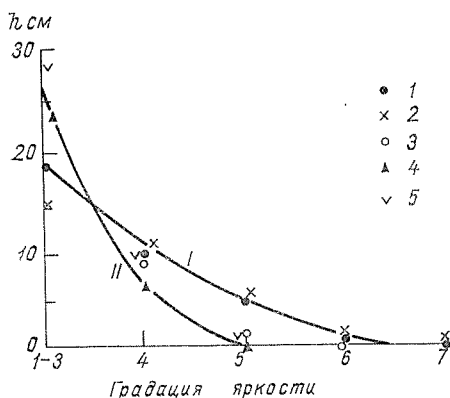


Рис. 5.4. Значения высоты снежного покрова (h) для различных градаций яркости изображений весной 1972 г.

I — степная зона: 1 — 5/III, 2 — 15/III, 3 — 20/III; II — лесная зона: 4 — 15/IV, 5 — 20/IV.

сеннего снеготаяния в различных природных условиях залегания. На рис. 5.4 приведены значения высоты снежного покрова для различных градаций яркости. Для построения этих зависи-

Рассмотрим возможность определения высоты снега по градациям яркости изображения. Основываясь на приемах дешифрирования (см. гл. 3) и отражательных свойствах снега (см. гл. 2), по различиям в тоне и текстуре ТВ изображений подстилающей поверхности можно выделить около семи градаций состояния снежного покрова в период ве-

мостей использованы данные пентадных и декадных снегосъемок за весну 1972 г. (за 5/III, 51 станция; за 20/III, 50 станций; за 15/IV, 55 станций; за 20/IV, 35 станций) и соответствующие этим датам данные ТВ съемок со спутника «Метеор».

Причем для периода сплошного залегания снежного покрова выделены три градации в зависимости от состояния снега (сухой или влажный) и от того, где он залегает (степные участки без древесной растительности или лесостепные участки). Градации 4—7 получены для различных состояний снега и покрытости им территории (табл. 5.3).

При сопоставлении с измерениями наземных станций и постов получены соответствующие каждой градации количественные значения высоты снега. Максимальная высота снега в поле была зафиксирована 5/III и составляла 23 см (см. рис. 5.4), в лесу — 20/IV 27 см (градации 1—3). Для других градаций значения высоты снежного покрова меняются в пределах нескольких сантиметров (см. табл. 5.3) [34].

Таким образом, используя дешифровочные признаки снежного покрова, по ТВ изображениям можно не только определять степень покрытия снегом, но и приближенно оценивать высоту снежного покрова.

Другой метод оценки толщины снежного покрова — инструментальный — основан на зависимостях яркости изображения от количественных характеристик толщины снежного покрова. По данным микрофотометрирования строятся автокорреляционные функции степени пропускания света через негатив, параметры которых могут быть использованы в расчетах при оценке толщины снежного покрова. В работе [48] была установлена связь высоты снежного покрова со сдвигом автокорреляционной функции. Эта зависимость получена в основном по данным наземных снегомерных съемок и ТВ изображений со спутника «Метеор» весной 1972 г., позднее дополненным материалами за 1974 г. Индекс корреляции зависимости высоты снежного покрова от сдвига автокорреляционной функции (при $r=0,6$) для 1972 и 1974 гг. равен 0,91 (рис. 5.5).

Можно назвать еще один косвенный способ определения высоты снега по значению степени покрытия маршрута снегом $\bar{s}_{\text{сн}}$:

$$h = A\bar{s}_{\text{сн}} + B, \quad (5.3)$$

где A и B эмпирические коэффициенты, значения которых приведены в табл. 5.4.

При установлении зависимости (5.3) значения высоты снежного покрова в различных районах ЕТС выбирались из ежегодников по снежному покрову, а степень покрытия снегом определялась по результатам микрофотометрирования.

Если учитывать дополнительное влияние таких факторов, как высота Солнца ($h_{\odot}$), залесенность маршрута ($f_{\text{л}}$) и угол

52 ТАБЛИЦА 5.3

Характеристика градаций снежного покрова
по значениям покрытости и по тону ТВ изображения,
а также по его физическому состоянию и средней высоте

Градация	Покрытость, %	Тон изображения	Физическое состояние снежного покрова	Высота снега, см	Запас воды в снеге, мм
1	100	Белый	Свежевыпавший, сухой	23 (макс.)	45—50
2	100	Белый с темными пятнами растительности	Свежевыпавший, сухой	27 (макс.)	85
3	100	Светло-серый	Свежевыпавший, влажный	18—23	40—45
4	75—90	Серый с вкраплениями (до 30 %) темных пятен	Влажный с проталинами	6—10	20—32
5	50—60	Темно-серый. Чередование различных по яркости светлых и темных пятен, занимающих 30—60 % площади	Мокрый	2—5	1—15
6	25	Темный с редкими вкраплениями светлых пятен	Мокрый	0—2	0—7
	5—10	Почти черный	Снег в основном сошел	0	0

ТАБЛИЦА 5.4

Значения эмпирических коэффициентов A и B в формуле (5.3) для разных районов ЕТС

Район	A	B	Коэффициент корреляции	Ошибка уравнения регрессии, см	Общее число членов ряда	Весенний период
Северо-Запад ЕТС	0,51	—26,7	0,79	11	43	1972, 1974
Бассейн р. Вятки	0,35	0,26	0,72	8	28	1975
Бассейн р. Дона	0,15	2,9	0,66	5	67	1972, 1973
Общее по всем районам	0,28	—6,3	0,62	10	137	

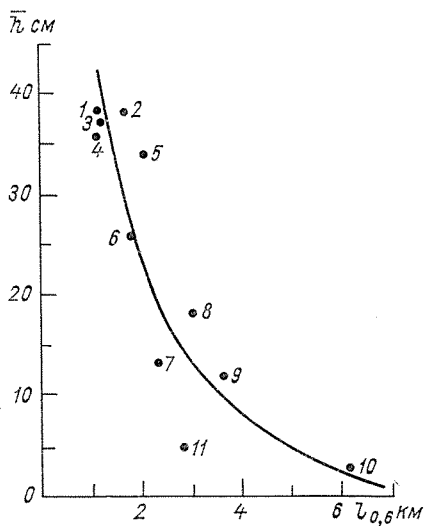
наклона профилей микрофотометрирования к линиям растра (φ), то эмпирическая зависимость вида

$$h = f(\bar{s}_{\text{сн}}, h_{\odot}, f_{\text{л}}, \varphi) \quad (5.4)$$

значительно улучшает коэффициент корреляции. В этом слу-

Рис. 5.5. Зависимость средней высоты снежного покрова ($\bar{h}$) от сдвига автокорреляционной функции (l при $r = 0,6$), полученная для Северо-Запада ЕТС в весенние периоды 1972 и 1974 гг.

1, 2, 3, 4, 5, 6 — соответственно 1, 4, 6, 7, 10, 16/III 1972 г.; 7 — 4/IV 1972 г.; 8, 9, 10, 11 — соответственно 1, 4, 20, 22/IV 1974 г.



чае он достигает значений 0,70—0,73, а для района Северо-Запада даже 0,93.

Данное решение является поисковым, и требуются дополнительные исследования по этому вопросу, хотя подход к нахождению связи высоты снежного покрова с его покрытостью представляется физически обоснованным.

5.4. Запас воды в снежном покрове

Запас воды в снежном покрове можно приближенно определять по тоновым контрастам ТВ снимков и по различному физическому состоянию снега в период его таяния методом,

аналогичным рассмотренному выше для определения высоты снежного покрова. Яркости изображения поверхности на ТВ снимке разбиваются на те же 5—7 градаций (см. табл. 5.3). Запасы воды в снежном покрове также определяют из сопоставления градаций яркости с физическим состоянием снега, т. е. с наземными измерениями его водозапаса (рис. 5.6, табл. 5.3). Из рисунка следует, что значения запаса воды для четвертой и пятой градаций меняются в пределах десятка миллиметров, для шестой градации — в пределах нескольких миллиметров [34].

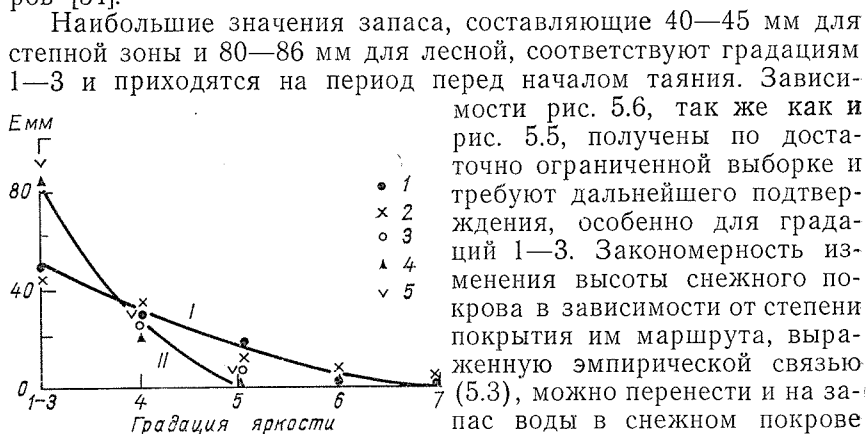


Рис. 5.6. Значения запаса воды в снежном покрове (E мм) для различных градаций яркости изображений весной 1972 г.

Усл. обозначения см. на рис. 5.4.

Наибольшие значения запаса, составляющие 40—45 мм для степной зоны и 80—86 мм для лесной, соответствуют градациям 1—3 и приходятся на период перед началом таяния. Зависимости рис. 5.6, так же как и рис. 5.5, получены по достаточно ограниченной выборке и требуют дальнейшего подтверждения, особенно для градаций 1—3. Закономерность изменения высоты снежного покрова в зависимости от степени покрытия им маршрута, выраженную эмпирической связью (5.3), можно перенести и на запас воды в снежном покрове (E), поскольку весной плотность снега изменяется резко лишь в самом начале периода снеготаяния, а затем хотя и увеличивается, но очень незначительно.

Для бассейна р. Дона по данным маршрутного микрофотометрирования негативов ТВ снимков и наземным определениям запаса воды в снеге для весенних периодов 1972 и 1973 гг. получена связь

$$E = 0,43\bar{s}_{\text{сн}} - 7. \quad (5.5)$$

Коэффициент корреляции данной связи равен 0,70, ошибка уравнения 14 мм, число членов ряда 67.

Если учесть дополнительные факторы: высоту Солнца, залесенность маршрута (или степень расчлененности), угол наклона профиля микрофотометрирования к линиям раstra на негативе (учет помех), то коэффициент корреляции, как и для формулы (5.4), увеличится до 0,73.

Запас воды в снежном покрове на водосборе можно определить приближенно в зависимости от изменения третьего параметра — площади одновременного снеготаяния (F). Как уже

говорилось в разд. 5.2, площадь, занятая снегом в период таяния, весьма динамична, ее очертания, как видно по ТВ снимкам, меняются очень быстро. По изменению этой площади можно судить об убыли снеготаяния на водосборе реки. На рис. 5.7 приведена связь относительной убыли снеготаяния (K_E) в бассейнах рек Унжи, Ветлуги, Вятки с относительной площадью одновременного снеготаяния в весенние периоды 1972, 1974, 1975 гг. Величина K_E вычисляется по формуле

$$K_E = \frac{E_0 - E_i}{E_0}, \quad (5.6)$$

где E_0 — максимальные запасы воды в снеге на водосборе перед началом таяния, мм; E_i — запасы воды в снеге в период снеготаяния, мм.

На графике для начального момента таяния $F=1$, $K_E=0$. Индекс корреляции данной связи равен 0,91.

Все рассмотренные приближенные методы оценки запаса воды в снежном покрове, так же как и его высоты, являются предварительными, и требуется подтверждение полученных закономерностей на дополнительном материале съемок со спутников.

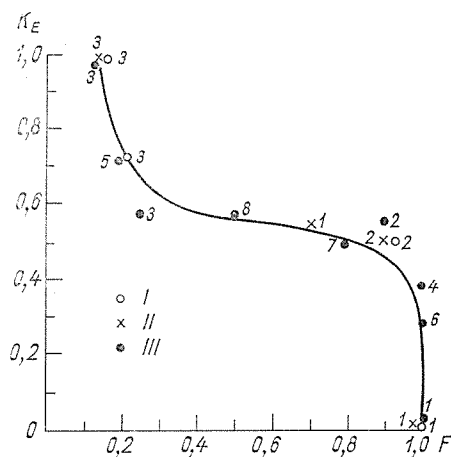


Рис. 5.7. Связь относительной убыли снеготаяния (K_E) в бассейнах рек Унжи (I), Ветлуги (II) и Вятки (III) с относительной площадью одновременного снеготаяния (F).

1 — 15/III 1972 г.; 2, 3 — соответственно 13, 21/IV 1972 г.; 4, 5 — 5, 15/IV 1974 г.; 6 — 31/III, 7, 8 — 3, 6/IV 1975 г.

5.5. Практическое использование спутниковых данных о снежном покрове

Спутниковая информация с изображением снежного покрова находит большое применение в практике гидрологических, метеорологических и агрометеорологических прогнозов. Картируя ежедневное положение линии схода снежного покрова, можно получить представление о характере развития половодья на реках, о времени вскрытия и очищения ото льда крупных озер и водохранилищ. При прогнозировании притока воды к водохранилищам значительный интерес представляют площади водосборов рек, занятые снежным покровом и свободные от него. Площадь водосбора, занятую снегом, можно определить как

разность общей площади водосбора, известной из справочной литературы, и площади, свободной от снега. Последнюю можно получить по карте, на которую по географическим координатам контурных опознаков перенесена граница схода снега с ТВ снимков.

Степень покрытия территории (бассейнов) снегом ($s_{сн}$) необходимо учитывать при расчете приведенной водоотдачи из снега ($M_{басс}$), как исходной при вычислении притока воды к русловой сети и стока воды по руслу до замыкающего створа водосбора:

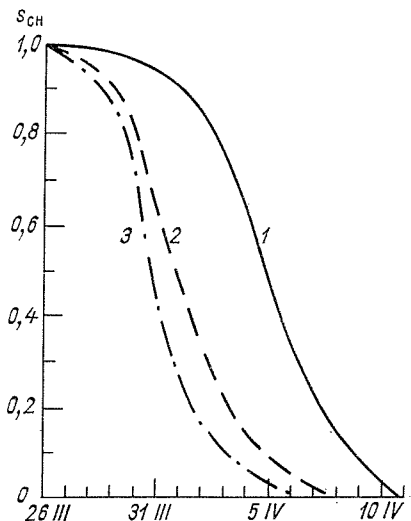


Рис. 5.8. Ход значений покрытости снегом открытых пространств на водосборах рек Моломы (1), Кильмези (2), Пижмы (3), определенных по ТВ снимкам в весенний период 1975 г.

$$M_{басс} = \left(\frac{m}{1-\gamma} \right) s_{сн} + x, \quad (5.7)$$

где m — интенсивность снеготаяния, γ — водоудерживающая способность снега, x — осадки в период таяния снега.

Имея съемки со спутника одной и той же территории за несколько последовательных дат и определяя степень покрытия водосборов снегом ($s_{сн}$) на оптико-электронном приборе (см. разд. 5.2), можно получить кривые схода снега. Такие кривые были получены автором для водосборов рек Моломы, Кильмези и Пижмы в весенний период 1975 г. (рис. 5.8) [16].

По спутниковым оценкам доли площади бассейна, покрытой снегом $\left(\frac{F_i}{F_n} \right)$, и по су-

точным значениям слоя стаявшего снега (m), рассчитанным по тепловому балансу методом П. П. Кузьмина [31], автором были получены интегральные кривые распределения снегозапасов по площади для некоторых частных водосборов р. Вятки (Моломы, Кильмези, Пижмы). Расхождения между рассчитанными и эмпирическими точками, составляющие 5—10 %, отмечены в областях средних и малых обеспеченностей.

Данные о покрытости водосборов снегом, полученные по ТВ снимкам, позволяют рассчитать гидрографы весеннего половодья по формуле

$$Q_t = \int_0^{t=\tau_{\max}} (i-p)_{t-\tau} F_{t-\tau} P(\tau) d\tau. \quad (5.8)$$

Здесь Q_t — расход воды в замыкающем створе водосбора в момент времени t , p — потери талого стока, F — площадь одновременного снеготаяния, $P(\tau)$ — функция влияния, τ — время добегаания талой воды до замыкающего створа.

Интенсивность водоотдачи (i) можно определить путем решения обратной задачи, т. е. по данным о степени покрытия водосборов снегом в период снеготаяния, полученным по спутниковым изображениям.

Ежедневные значения степени покрытия снегом в принципе можно получать также и путем наземных наблюдений или аэросъемок. Однако в связи с ограниченностью радиуса обзора они дают локальные оценки снежного покрова, распространение которого по бассейну неоднородно, тогда как спутниковые данные позволяют оценивать общее (интегральное) распределение снеготаяния по территории всего бассейна. По формуле (5.8) были сделаны расчеты с помощью аналоговой машины ПР-43 для рек Моломы, Кильмези, Пижмы за период весеннего половодья 1975 г. Рассчитанные объемы стока за половодье отличаются от фактических на 10 %, хотя ошибки эти осреднены и сглажены вследствие подбора на машине времени добегаания воды [16].

Наилучшим образом данные спутниковой информации можно использовать не для расчетов гидрографов, а для оценки продолжительности половодья на реках, определяемой обычно по приведенной продолжительности снеготаяния с учетом максимального времени добегаания талой воды с бассейна до замыкающего створа [2].

Автором была получена связь продолжительности половодья (t_n) на малых и средних реках бассейна р. Оки, водосборы которых залесены менее чем на 50 % (Ока—Калуга, Ока—Касимов, Ока—Горбатово, Цна—Княжево, Мокша—Шевелевский Майдан, Клязьма—Ковров, Сура—Княжиха), с продолжительностью снеготаяния (t_c), определенной по данным спутниковой информации за период 1971—1973 гг. (рис. 5.9) [11]. При этом учитывалась как общая продолжительность половодья от

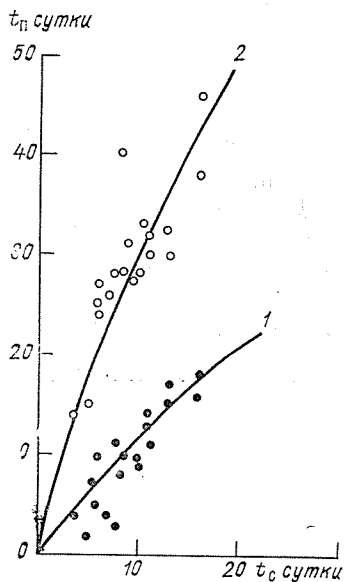


Рис. 5.9. Зависимость продолжительности половодья на реках бассейна Волги (t_n) от продолжительности снеготаяния (t_c) за 1971—1973 гг.

1 — продолжительность половодья от даты начала подъема — до даты максимального расхода воды, 2 — общая продолжительность половодья.

подъема воды в реке до спада (кривая 2 на рис. 5.9), так и продолжительность от даты максимального расхода воды (кривая 1).

Продолжительность снеготаяния на водосборах рек оценивалась по скорости движения границы схода снега на ТВ снимках (тыла снеготаяния) и по наземным данным о средней суточной температуре воздуха. За начало таяния принята дата перехода средней суточной температуры воздуха через нуль.

Коэффициент корреляции для первой кривой оказался равным 0,87, а для второй — 0,79 [11]. Такие же зависимости продолжительности половодья от продолжительности снеготаяния, определяемой по ТВ снимкам, были получены автором и для рек бассейна Дуная (Драва, Сава, Морава, Тиса, Прут) с коэффициентом корреляции около 0,6 [10].

В заключение можно сказать, что спутниковая информация имеет большое значение как при изучении режима формирования, так и при расчетах и прогнозировании стока. Однако неоценимый вклад в совершенствование методов прогноза стока дает комплексный метод исследований факторов стока, основанный на оптимальном соотношении использования наземной, самолетной и спутниковой информации.

6. ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ГОРНЫХ РАЙОНАХ

Данная глава посвящена методам определения характеристик снежного покрова горных районов по спутниковым снимкам. Многозональные снимки со спутников «Метеор-25», «ЕРТС-1» и с ДОС «Салют-4» значительно расширили круг решаемых задач при изучении процесса снеготаяния в горных районах. Наиболее информативными для картирования снежного покрова оказались снимки, полученные в видимой (0,6—0,7 мкм) и ближней ИК (0,8—1,0 мкм) зонах спектра. Причем совместный анализ снимков этих двух зон дает возможность определять положение сезонной снеговой границы (тыл снеготаяния) и линии нулевой изотермы (фронт снеготаяния), а следовательно, оценивать изменение площади одновременного снеготаяния.

6.1. Сезонная снеговая линия

За высоту сезонной снеговой линии (тыла снеготаяния) в горах принимается отметка изогипсы, выше которой бассейн покрыт снегом. Эта линия динамична, и положение ее зависит от метеорологических условий таяния снега. Наряду с расчетными способами определения высоты сезонной границы снега в последнее время находят применение самолетные и спутниковые [45, 46]. Однако достаточно надежно определить по аэрокосмическим снимкам положение границы сезонной снеговой линии, особенно при интенсивном снеготаянии, весьма сложно, поскольку снежный покров залегает несплошной полосой. Ширина этой полосы может достигать в плане 1—1,5 км и более, а по высоте 200—400 м. Полоса несплошного снега тем уже, чем круче склон. Поэтому для меньших высот ошибки определения по снимкам границы сезонной снеговой линии больше.

На ТВ изображениях сезонная снеговая линия (тыл снеготаяния) представляет собой границу, разделяющую тоновые контрасты изображения снега и подстилающей поверхности без снега, т. е. границу раздела черного и белого тонов (рис. 6.1 а). В практике гидрологических прогнозов сезонной снеговой границей называется линия раздела, по одну сторону которой

покрытость снегом составляет 50 % и выше, а по другую — ниже 50 % [2]. Эта граница на ТВ и фотографических снимках совпадает с границей соответственно белого и черного тонов.

Анализ многочисленных снимков в видимой области спектра, полученных с ИСЗ «Метеор-25», «ЕРТС-1» и с ДОС «Салют-4»,

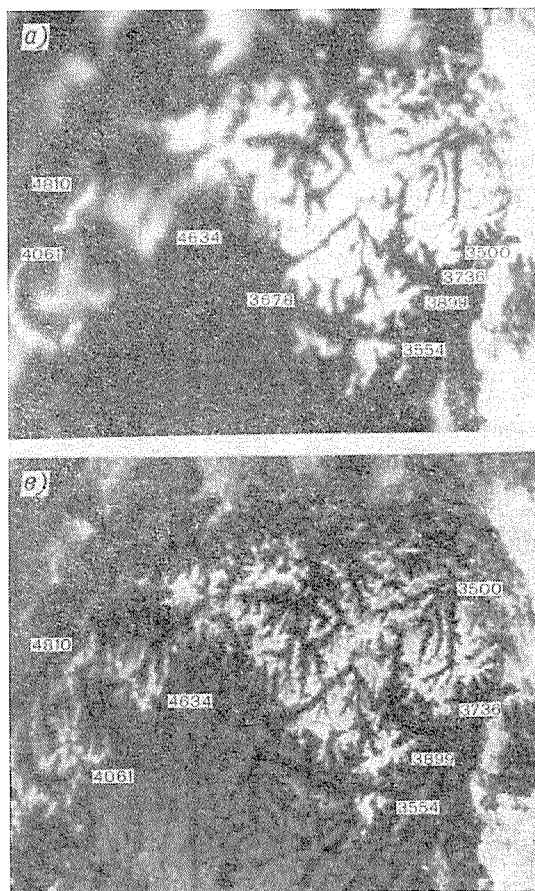
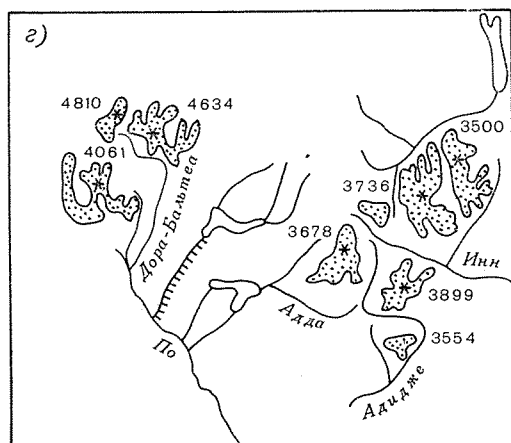
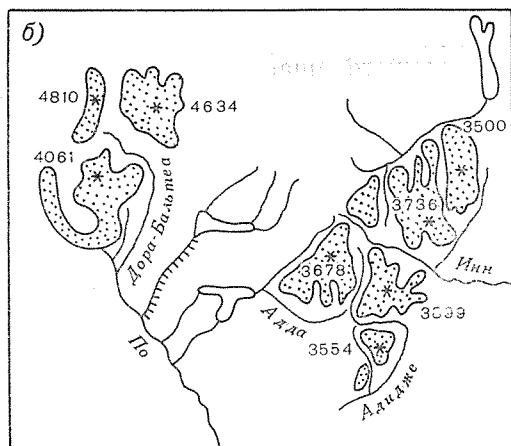


Рис. 6.1. Спутниковое изображение Альп, полученное 1784) в двух зонах спектра (а — 0,6—0,7 мкм, ного покрова, отдешифрованными по снимкам снеготаяния; г — линия фронта снеготаяния,

позволил автору определить положение и высоту сезонной снеговой линии для разных горных систем Земли (Камчатка, Тянь-Шань, Памир, Кавказ, Альпы, Кордильеры) [13]. С помощью универсального топографического проектора (УТП) снеговая граница переносилась с трансформированного космического

снимка на картографическую основу, при этом определялось высотное положение границ и заснеженные площади.

Наилучшим образом снег и лед в горных районах (в сухом и влажном состояниях) выделяются на ТВ снимках в области спектра 0,6—0,7 мкм и при фотографировании на пленку Т-17.



ное с ИСЗ «Метеор-25» за 19/IX 1976 г. (ви-
в — 0,8—1,0 мкм), и схемы с границами снеж-
(б — сезонная снеговая линия, или линия тыла
или линия нулевой изотермы).

Так, например, на снимке восточного вулканического района южной части Камчатки, сделанном с пленки Т-17 (конец июня 1975 г.) с ДОС «Салют-4», хорошо выделяются заснеженные сопки и склоны вулканических гор. Граница снега совпала с горизонталями 250—300 м. Положение границы снега на высоте

250—300 м можно объяснить влиянием временного похолодания, до наступления которого процесс таяния снега и льда еще не был закончен. Это предположение подтверждается тем, что, согласно метеорологическим наблюдениям, за период с 18 по 21/VI 1975 г. выпало около 6 мм осадков.

Детальный анализ снимков в целях определения положения и высоты сезонной снеговой линии был проведен еще для пяти крупных горных районов земного шара. Предварительная оценка степени надежности определения высоты снеговой границы показала, что при крупномасштабных съемках с высоким разрешением ошибки картирования значительно меньше (100—200 м по высоте), а при мелкомасштабных съемках с метеорологических спутников ошибки могут быть более значительными за счет низкой разрешающей способности аппаратуры.

При съемках с метеорологических спутников происходит также осреднение мелких элементов рельефа, покрытых снегом, исчезают детали в изображении снега, информация о снежном покрове теряется.

6.2. Линия нулевой изотермы

Положение линии нулевой изотермы можно определить по многоспектральным снимкам при совместном анализе изображений, полученных в двух зонах электромагнитного спектра: 0,6—0,7 мкм и 0,8—1,0 мкм. Линия нулевой изотермы представляет собой границу, выше которой снеготаяние уже не происходит. Например, на рис. 6.1 в, полученном в ближней ИК зоне спектра, изображается только сухой снег, поэтому границу раздела темного и белого тонов на снимке в ближней ИК зоне можно принять соответствующей линии нулевой изотермы.

Определение высоты нулевой изотермы производится так же, как и высоты сезонной снеговой границы, т. е. путем наложения трансформированного снимка на картографическую основу с изолиниями высот. Точность определения высоты нулевой изотермы оценивается путем сравнения с нулевой изотермой, рассчитанной по вертикальному градиенту температуры воздуха.

В качестве примера приведем такие расчеты для одного из районов Кавказских гор за 28/V 1978 г. Высота линии нулевой изотермы определялась по увеличенному в 4 раза спутниковому снимку в ближней ИК зоне спектра (0,8—1,0 мкм) и оказалась равной 3375 м.

Затем по вертикальному градиенту температуры воздуха (0,64 °C/100 м), вычисленному на основании данных о средней суточной температуре воздуха на метеостанциях Казбеги (1774 м) и Казбеги-высокогорная (3653 м), рассчитывалась высота нулевой изотермы. Она оказалась равной 3480 м. Расхождение высоты линии фронта снеготаяния, определенной по

ИК снимку, с высотой нулевой изотермы, рассчитанной по температурному градиенту, оказалось равным 105 м. Активный процесс таяния снега и льда в горах Кавказа в это время (конец мая 1975 г.) подтверждается ходом речного стока горных рек.

Аналогичные определения высоты нулевой изотермы произведены для всех горных районов, для которых имелись снимки с ИСЗ и ДОС «Салют-4» и сведения о температуре воздуха. При этом получено, что расхождения значений высоты нулевой изотермы, определенных по снимкам в ближней ИК зоне спектра, с данными о высоте, рассчитанными по вертикальному температурному градиенту, составляют 100—300 м. Эти выводы подлежат проверке на более многочисленных материалах съемок, особенно со спутников «Метеор», разрешающая способность аппаратуры которых, производящей съемки в разных зонах спектра, низкая и не превышает $1,5 \times 1,5$ км. Чувствительность зоны спектра 0,8—1 мкм к тепловому излучению природных объектов также недостаточна.

6.3. Площадь одновременного снеготаяния и степень покрытия бассейнов рек снегом

Площадь одновременного снеготаяния в горах представляет собой территорию, заключенную между сезонной снеговой границей и линией нулевой изотермы. Она определяется при совместном анализе снимков в видимой и ближней ИК зонах спектра. Например, площадь одновременного снеготаяния для района Тянь-Шаня и Альп можно определить при совмещении изображений «а» и «в» или схем «б» и «г» на рис. 6.1.

Площадь снеготаяния обычно тем больше, чем меньше абсолютные отметки местности. С увеличением высоты местности снеготаяние становится менее интенсивным и площади снеготаяния сокращаются.

В результате проведенного анализа снимков со спутников «Метеор-18», «Метеор-25», «ЕРТС-1» и с ДОС «Салют-4» районов Средней Азии, Кавказа, Альп, Камчатки, Северной Америки за различные даты были вычислены площади одновременного снеготаяния, которые хорошо связываются с наивысшими отметками местности (рис. 6.2). Отклонения отдельных точек от линии связи объясняются недостаточной надежностью определения положения границы сезонной снеговой линии, особенно при интенсивном снеготаянии.

На рис. 6.2 приведены локальные связи. Чтобы получить обобщенные зависимости, необходимо учесть влияние различных факторов, таких, как продолжительность периода таяния снега и льда, накопление сумм положительных температур воздуха, степень загрязнения снега, высота Солнца, экспозиция и

крутизна склонов, наличие древесной растительности на склонах. Зависимости, подобные приведенным на рис. 6.2, возможны при условии отсутствия температурной инверсии воздуха.

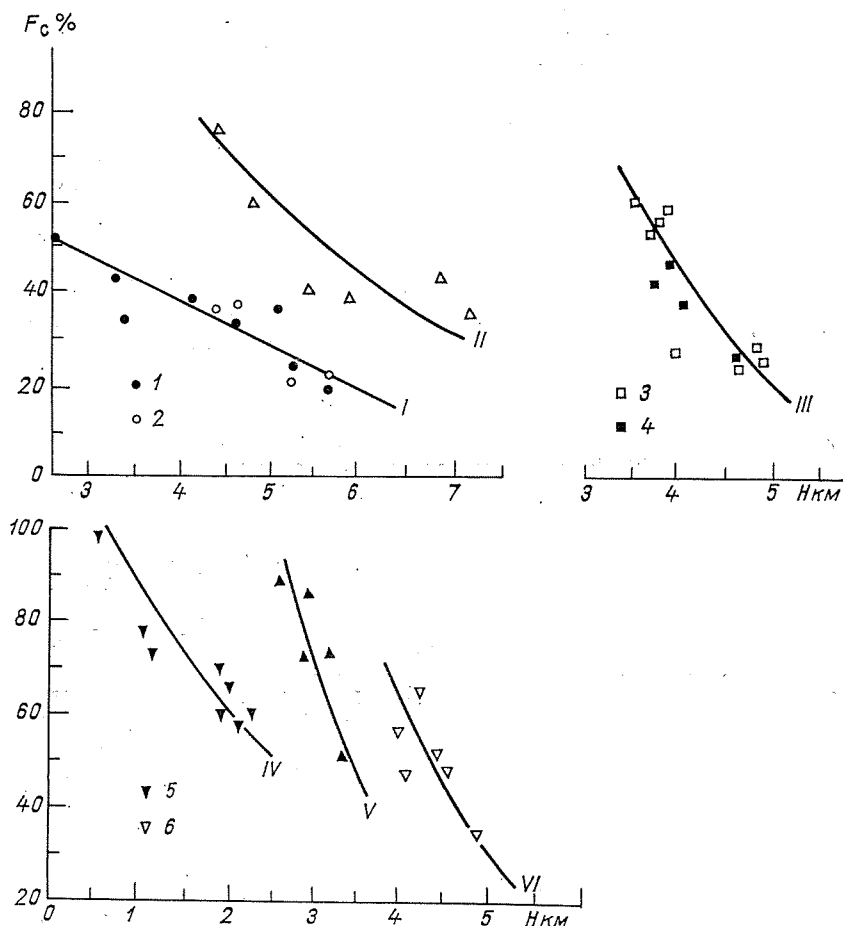


Рис. 6.2. Зависимость площади одновременного снеготаяния (F_c), определенной по снимкам с ИСЗ, от максимальной высоты местности (H).

I — Кавказ: 1 — 28/V 1975 г. («Метеор-18»), 2 — 14/VII 1976 г. («Метеор-25»); II — Средняя Азия, 15/VI 1976 г. («Метеор-25»); III — Альпы 1976 г. («Метеор-25»); 3 — 1/VII, 4 — 19/XI; IV — Камчатка, 27/VI 1975 г. («Салют-4»); V — Сев. Америка, 28/VII 1972 г. («ЕРТС-1»); VI — Средняя Азия, 1/VII 1975 г. («Салют-4»).

Другой характеристикой стока горных рек является степень заснеженности бассейнов, определяемая на основании совместного сравнения спутниковых изображений и карты, построенной по наземным данным. По снимку картируется площадь, освободившаяся от снега. Зная общую площадь бассейна

до замыкающего створа по карте, построенной по наземным данным, и площадь, освободившуюся от снега ($F_{св}$), вычисляют степень заснеженности бассейна по формуле

$$F_{сн} = \frac{F_0 - F_{св}}{F_0}. \quad (6.1)$$

Причем среднее значение высоты сезонной снеговой границы определяется по гипсографической кривой изучаемого бассейна.

Значения степени покрытия бассейнов рек снегом используются в прогнозных зависимостях стока рек. Так, в работах [5, 25] на опыте дешифрирования динамики снежного покрова на территории Горного Алтая получены зависимости среднего расхода воды Оби у Барнаула за май и июнь от средней площади, покрытой снегом, за предшествующий месяц.

Таким образом, данные о степени заснеженности бассейнов рек и средней высоте сезонной снеговой линии могут быть использованы при составлении и уточнении гидрологических прогнозов. При большой залесенности склонов определение сезонной снеговой границы представляет значительные трудности или вообще невозможно.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе рассмотрены методы дешифрирования снежного покрова на спутниковых изображениях Земли и возможности получения по снимкам количественных его характеристик. Однако намеченные подходы оценок нуждаются в дальнейшем совершенствовании. С улучшением качества спутниковой информации значительно, по-видимому, повысится и эффективность ее использования.

7.1. Оценка использованной спутниковой информации

Рассмотрим некоторые особенности информации, получаемой по телевизионному каналу связи с метеорологических ИСЗ и используемой для разработки методики дешифрирования снежного покрова и картирования границ схода снега на основе количественных характеристик.

В начальный период работы метеорологических спутников (с 1966 по 1975 г.) телевизионная информация выдавалась в виде покадровых снимков. Эта информация применительно к вопросам землеведения имеет свои достоинства и недостатки. Среди последних можно назвать трудности преобразования сферической проекции в плановую; перспективность изображения, приводящую к краевым искажениям; мозаичность по фототону и фотометрическую несопоставимость кадров, связанные с отсутствием сенситометрического контроля; низкую разрешающую способность. Недостаток, связанный с покадровостью съемок, мешающий быстрому составлению фотоплана и фотокарты, был устранен в 1976 г. путем замены спутниковых телефотокамер сканирующими устройствами. В настоящее время, начиная с ИСЗ «Метеор-18», «Метеор-25», снимки поступают со сканерной записью, охватывающей довольно большую территорию: 3 тыс. км вдоль орбиты полета спутника и 1,5 тыс. км по ширине полосы захвата.

Однако и у этих снимков имеются недостатки (помехи) как принципиальные технические, связанные со спецификой работы аппаратуры (большие искажения на краях, линии раstra, переключение уровня яркости), так и случайные, наблюдающиеся в отдельных случаях (темные и белые полосы, смещение строк записи, их передергивание).

Серьезным недостатком является неоднородность режима приема и обработки информации, большие искажения на краях. Работать с такими снимками, в частности, при детальном количественном дешифрировании отдельного природного объекта сложно. Особенно трудности возникают при обработке изображений на оптико-электронной аппаратуре.

ИСЗ «Метеор-25» или «Метеор-Природа», имеющие построчную запись изображения, дают информацию в четырех зонах электромагнитного спектра: 0,5—0,6; 0,6—0,7; 0,7—0,8; 0,8—1,0 мкм. Для выделения влажных природных образований и дешифрирования многих гидрологических объектов обычно привлекаются снимки в зоне спектра 0,8—1,0 мкм. Однако, как выяснилось на опыте дешифрирования снежного покрова, эта зона не всегда является информативной.

Анализ снимков, проведенный советскими учеными, показал, что в зоне 0,5—0,6 мкм на изображение природных объектов, в частности снежного покрова в весенний период, значительное влияние оказывает атмосфера, снижающая контрастность изображения. В зонах 0,6—0,7 и 0,7—0,8 мкм атмосферная дымка почти незаметна, поэтому элементы рельефа и границы лесных массивов изображаются более четко [18].

Многозональные съемки повышают достоверность дешифрирования и обеспечивают получение дополнительной информации. Поэтому необходимо проводить их систематически и постоянно улучшать их качество. Для комплексного использования спутниковых снимков необходимо: повысить разрешающую способность аппаратуры; обеспечить получение снимков не только мелкого масштаба, но и среднего; разработать способы устранения масштабных искажений; производить «фильтрацию» изображений, т. е. снимать со снимков различного рода помехи и «шумы»; существенно повысить пространственное и температурное разрешение снимков в дальней ИК области спектра (8—12 мкм).

Кроме проблемы получения информации хорошего качества, существует также не менее важная проблема ее обработки, хранения и выдачи.

Перспективы использования спутниковых данных в различных областях космического земледования очевидны уже сейчас и вызывают большой интерес к ним. Устранение указанных недостатков этой информации значительно повысит эффективность ее использования.

7.2. Перспективы и эффективность использования спутниковой информации в решении народнохозяйственных задач

К настоящему времени накоплен большой опыт использования снимков с метеорологических спутников и с пилотируемых космических аппаратов в видимой (0,5—0,7 мкм) и ИК (0,8—1,0 и 8—12 мкм) областях спектра для изучения закономерностей гидрометеорологических явлений, а также для геолого-географического, геоморфологического и геоботанического дешифрирования. Полученные результаты по комплексной и тематической интерпретации спутниковых снимков зимне-весеннего периода позволили определить формы эффективности использования космической информации. В работе [18] выделены четыре формы (научная, методическая, технологическая и экономическая), относящиеся к эффективности космического фотографирования. Но эти формы правомерно отнести к любой информации о природной среде, полученной из космоса.

Научная эффективность заключается в получении новых данных об особенностях строения ландшафта. В работе [18] говорится: «Даже при отсутствии других видов эффективности наличие научных достижений, как правило, оправдывает применение новых методов» (с. 166). Такими достижениями в изучении спутниковыми методами закономерностей распространения и таяния снежного покрова можно считать взаимосвязи характеристик снежного покрова с природными комплексами разного ранга.

Кроме того, спутниковые снимки, полученные со спутника «Метеор», помогают изучать особенности снегозалегания и снеготаяния в районах с недостаточной сетью наземных наблюдений или в районах, где какие-либо наблюдения за снегом вообще отсутствуют.

Методическая эффективность заключается в повышении достоверности и детальности пространственного исследования природной среды [18]. Периодичность и оперативность поступления спутниковой информации позволяет этими методами производить картографирование снежного покрова в несколько раз быстрее, чем наземными. Причем спутниковые снимки дают возможность проследить за развитием процесса снеготаяния на обширной территории. При этом, как говорилось в гл. 5, точность картографирования границы схода снега на равнинных территориях по спутниковым снимкам даже выше, чем по наземным. Расхождение в определении границ этими двумя способами для бассейнов рек центральной части ЕТС составляет 10—50 км, а иногда и более.

Технологическая эффективность сказывается в основном на повышении производительности полевых или аэросъемочных работ [18]. На гидрометеорологических станциях и постах на-

земные снегомерные съемки производятся вблизи населенных пунктов на очень непротяженных маршрутах зимой раз в десять дней, весной — раз в пять дней. Длина этих маршрутов составляет 2000 м в поле и 500 м в лесу. Обычно эти маршруты не захватывают всех элементов рельефа. Кроме декадных и пентадных снегосъемок, на станциях и постах производятся ежедневные наблюдения за состоянием снежного покрова. Ежедневные наблюдения, запись которых производится в таблицах ТМ-1, дают возможность оценить местное распространение снега по территории в связи с ограниченностью радиуса обзора территории при съемках. Поэтому для получения представления о распространении снежного покрова на равнине и в горах часто прибегают к помощи авиации [1]. Хотя при аэровизуальных съемках степень покрытия снегом определяется на значительно больших площадях, следует учитывать, что точность ее оценки в значительной степени зависит от уровня подготовки наблюдателя и от методики производства съемок. Площадная аэрофотосъемка из-за сложности ее производства, обработки и анализа возможна только для водосборов с площадями 5—10 тыс. км² (масштаб съемки 1 : 25 000). Первым этапом ее являются аэрофотосъемки ограниченных участков протяженностью несколько десятков километров, на которых происходит процесс снеготаяния.

Кроме того, систематические повторные аэрофотосъемки одной и той же территории затруднительны.

Наконец, длительный контроль и обработка данных аэрофотосъемок затрудняет использование их в разработке оперативных методов составления прогнозов половодья. Спутниковые же снимки дают возможность оценить характер распространения снежного покрова на очень больших площадях в течение всего зимне-весеннего периода.

Экономическая эффективность может выражаться в снижении стоимости работ при составлении карт или в повышении качества, достоверности, детальности и информативности результатов [18]. По данным, помещенным в работе [79], затраты на составление карт снежного покрова по спутниковым изображениям в 100 раз меньше стоимости авиаразведки.

Стоимость аэрофотосъемки территории США (исключая Аляску и Гавайские острова), по данным Робинава, составляет около 12 млн. долларов, в то время как затраты на съемку этой же территории со спутников не превышают 750 тыс. долларов [14].

По нашим приближенным подсчетам, на основе эксперимента, проведенного весной 1975 г. (в течение 5 дней) в бассейне р. Вятки по маршруту длиной 400 км, затраты на производство аэрофотосъемок, на обработку фотоматериалов (проявление пленок, фотопечать, составление фотомонтажей), на обработку снимков на оптико-электронном приборе были

в 14 раз больше по сравнению с затратами на обработку спутниковых снимков (включая фотопечать, обработку на оптико-электронном планиметре). Причем сведения о покрытости территории снегом, полученные по спутникам, не уступали данным аэрофотосъемки. В расчеты не включалась стоимость запуска спутника, предназначенного для метеорологических целей.

Стоимость искусственных спутников Земли все время сокращается. Так, по сведениям зарубежных специалистов, если первый спутник стоил 2 млн. долларов в расчете на 1 кг полезного груза, то за десятилетие космические полеты стали дешевле в 2000 раз.

Затраты на запуски метеорологических спутников в США в одном 1972 г. составили 81 млн. долларов. За десятилетний период запусков затрачено до 25,5 млрд. долларов. Однако уже получен определенный экономический эффект. Только в 1973 г. благодаря сведениям, полученным с метеорологических спутников, в США сэкономлено 584 млн. долларов [23].

В США в Центре распространения данных дистанционной съемки земных ресурсов (EROS Data Center), согласно данным Ю. В. Зонова [15], в течение 1973 г. было выполнено свыше 13 600 заказов на сумму 1 млн. долларов, а в 1974 г. их было выполнено на сумму 3 млн. долларов.

Интерес к спутниковой информации, которая может быть использована при решении народнохозяйственных задач, в нашей стране постоянно растет. И сейчас для обеспечения экономической эффективности спутниковых систем необходимо решать вопросы оперативного распространения информации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абальян Т. С. Исследование распространения и схода снежного покрова в горах по материалам аэрофотосъемки в опытном бассейне р. Варзоб (Средняя Азия).—В кн.: Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда. Т. 7.—Л.: Гидрометеиздат, 1976, с. 364—372.
2. Аполлов Б. А., Калинин Г. П., Комаров В. Д. Курс гидрологических прогнозов.—Л.: Гидрометеиздат, 1974.—419 с.
3. Бартенева О. Д., Полякова Е. А., Русин Н. П. Режим естественной освещенности на территории СССР.—Л.: Гидрометеиздат, 1971.—238 с.
4. Бонгард М. М. Проблема узнавания.—М.: Наука, 1967.—320 с.
5. Вострякова Н. В. О возможности применения спутниковых данных для прогноза стока весеннего половодья верхней Оби.—Труды ЗСРНИГМИ, 1976, вып. 22, с. 24—29.
6. Виноградов Б. В. Космические методы изучения природной среды.—М.: Мысль, 1976.—286 с.
7. Гарелик И. С., Гринберг А. М., Кренке А. Н. Использование материалов съемок со спутников для гляциологических исследований.—Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1975, № 1, с. 93—101.
8. Герман М. А. Спутниковая метеорология.—Л.: Гидрометеиздат, 1975.—367 с.
9. Григорьев А. А., Иванян Г. А. Гидрометеорологическая интерпретация космических изображений горных стран.—Изв. АН АрмССР. Сер. «Науки о Земле», 1973, 26, № 5, с. 57—71.
10. Делеур М. С., Ворожбитов И. И., Панкратова Е. И. Использование спутниковой информации при анализе формирования и прогнозе весеннего половодья на реках Европы.—В кн.: VIII Konferenz der Donauländer über Hydrologische vorhersagen. Regensburg, 29.IX—4.X 1975, S. 224—231.
11. Делеур М. С., Ворожбитов И. И., Панкратова Е. И. Анализ формирования весеннего половодья на реках бассейна Волги по данным ТВ снимков со спутника «Метеор».—Труды ГГИ, 1976, вып. 237, с. 7—21.
12. Делеур М. С., Бабкина Л. П., Панкратова Е. И. Применение спутниковой информации в изучении динамики снеготаяния.—Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения, 1976, вып. 26, с. 216—220.
13. Делеур М. С., Панкратова Е. И., Бабкина Л. П. Перспективы использования многозональной спутниковой информации в прогнозах талого стока.—В кн.: Космическая геофизика.: Материалы Всесоюзного семинара по методам интерпретации спутниковой информации о гидрометеорологических параметрах природной среды. Л., 1978, с. 45—52.
14. Джамалов Р. Г., Зекцер И. С., Иванов В. А. Возможности изучения подземных вод с помощью искусственных спутников Земли (обзор исследований).—Водные ресурсы, 1974, № 6, с. 85—97.

15. Зонов Ю. В. Вопросы распространения космической информации для изучения природных ресурсов Земли и управления природопользованием.— В кн.: Космические исследования земных ресурсов. М., 1976, с. 347—366.
16. Изучение снежного покрова по данным спутниковой информации.— Л.: Гидрометеониздат, 1977.— 79 с. (Труды ГГИ, вып. 243).
17. ИК-аппаратура спутников системы «Метеор»/И. П. Ветлов, В. П. Еремин, А. В. Листратов, В. Г. Родионов.— Метеорология и гидрология, 1970, № 4, с. 80—91.
18. Исследования природной среды с пилотируемых орбитальных станций/Под ред. К. Я. Кондратьева.— Л.: Гидрометеониздат, 1972.— 399 с.
19. Калинин Г. П. От аэрокосмических снимков к прогнозам и расчетам стока.— Л.: Гидрометеониздат, 1974.— 40 с.
20. Калинин Г. П., Курилова Ю. В., Колосов П. А. Космические методы в гидрологии.— Л.: Гидрометеониздат, 1977.— 182 с.
21. Калитин Н. Н. Альbedo земной поверхности.— Метеорологический вестник, 1929, № 9—12, с. 225—232.
22. Калитин Н. Н. Спектральное альbedo снежного покрова.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1938, № 2—3, с. 153—163.
23. Книжников Ю. Ф., Кравцова В. И. Исследование природных ресурсов Земли методами космической съемки (обзор работ за 1973 г.)— Метеорология и гидрология, 1974, № 10, с. 111—115.
24. Кожеев Д. А. Самолетные измерения альbedo подстилающей поверхности равнинной и предгорной зон.— Метеорология и гидрология, 1972, № 8, с. 38—45.
25. Комлев А. М., Вострякова Н. В. Об оценке динамики снежного покрова для прогноза весеннего половодья в горном Алтае по данным спутниковых наблюдений.— Труды ГГИ, 1976, вып. 237, с. 32—39.
26. Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Некоторые результаты измерений спектральных коэффициентов яркости в области 0,7—2,5 мкм.— Труды ГГО, 1966, вып. 183, с. 27—35.
27. Кофф Г. Л., Керша В. О., Капранов Л. Н. Электронно-микроскопическое изучение тонкой пористости грунтов.— Разведка и охрана недр, 1973, № 5, с. 42—46.
28. Кравцова В. И., Лабутина И. А. Использование космических снимков для гляциологического изучения горных районов.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Т. 3. М., 1974, с. 57—68.
29. Кринов Е. Л. Спектральная отражательная способность природных образований.— М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1947.— 271 с.
30. Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова.— Л.: Гидрометеониздат, 1957.— 179 с.
31. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеониздат, 1961.— 320 с.
32. Куприянов В. В. Гидрологические аспекты урбанизации. Л.: Гидрометеониздат, 1977.— 182 с.
33. Куприянов В. В., Прокачева В. Г. Спутниковая информация и изучение вод суши.— Л.: Гидрометеониздат, 1976.— 176 с. (Труды ГГИ. Вып. 238).
34. Куприянов В. В., Делеур М. С. Использование спутниковой информации в гидрологических прогнозах.— В кн.: Гидрологические прогнозы и их хозяйственное значение. М., 1978, с. 107—121.
35. Курилова Ю. В., Поплавская Л. К. Дешифровочные признаки снежного покрова в период его таяния по данным метеорологических спутников.— В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 2. Л., 1976, с. 412—419.

36. Панкратова Е. И. Выбор дешифровочных признаков для черно-белых изображений подстилающей поверхности со спутника «Метеор» в зимне-весенний период.— Сборник работ по гидрологии, 1977, вып. 12, с. 147—155.
37. Плешкова Т. Т. Альbedo земных образований.— Природа, 1948, № 10, с. 44—49.
38. Попов О. И., Семенова В. И., Федорова Е. О. Отражательная способность некоторых материалов в области спектра 1—13 мкм.— Метеорология и гидрология, 1975, № 2, с. 111—113.
39. Розенфельд А. Распознавание и обработка изображений.— М.: Мир, 1972.— 230 с.
40. Садов А. В., Ревзон А. Л., Чалидзе Ф. Н. Изучение экзогенных процессов в районах крупных водохранилищ аэроландшафтным методом.— М.: Недра, 1976.— 48 с.
41. Себестьян Г. С. Процессы принятия решений при распознавании образов.— Киев: Техника, 1965.— 151 с.
42. Сергеев Г. А., Янутш Д. А. Статистические методы исследования природных объектов.— Л.: Гидрометеонздат, 1973.— 300 с.
43. Сонечкин Д. М. Классификация типов телевизионных изображений облачности и земной поверхности, получаемых со спутников экспериментальной системы «Метеор».— Метеорология и гидрология, 1968, № 9, с. 3—10.
44. Смирнов Л. Е. Аэрокосмические методы географических исследований.— Л.: Изд. ЛГУ, 1975.— 303 с.
45. Темников С. Н., Новичкова И. А. Некоторые вопросы использования спутниковой информации для изучения снежного покрова.— Труды СарНИГМИ, 1972, вып. 65(80), с. 138—149.
46. Темников С. Н. О возможности использования спутниковых фотографий при картировании снежного и ледяного покрова.— Океанология, 1973, т. 13, № 3, с. 517—523.
47. Черкасов П. А. Альbedo поверхности ледников Джунгарского Алатау. Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, вып. 27, с. 113—119.
48. Шариков Ю. Д., Бабкина Л. П. Возможности применения инструментального дешифрирования для изучения параметров снежного покрова по космическим снимкам.— Труды ГГИ, 1976, вып. 237, с. 41—49.
49. Baker D. R., McClain E. P. Some of ESSA's current efforts in satellite data application for hydrology.— In: Proc. First Intern. Seminar for Hydrology Professors "The Progress of Hydrology". Vol. 1. Illinois, 1969, p. 108—125.
50. Baker D. R. Remote sensing of snow fields from Earth satellites.— In: Proc. Intern Workshop on Earth Resources Survey Systems. Vol. 2. Wash. D. C., 1971, p. 430—440.
51. Barnes J. C., Bowley C. J. Snow cover distribution: as mapped from satellite photography.— Water. Resour. Res., 1968, vol. 4, N 2, p. 257—272.
52. Barnes J. C., Bowley C. J. Operational snow mapping from satellite photography.— In: Proc. 26th Annual East Snow Cond. Portland, 1969, p. 79—103.
53. Barnes J. C., Bowley C. J. Satellite surveillance of mountain snow in the Western United States: Final Rep. Contr., NE 196-68, Allied Res. Assoc. Concord.—Mass., 1969.— 78 p.
54. Conover J. M. Note on the flora and snow cover distribution affecting the appearance of north-eastern United States as photographed by Tiros satellites.— Mon. Wea. Rev., 1965, vol. 93, N 10, p. 644—646.
55. Conover J. M. Cloud and terrestrial albedo determinations from Tiros satellite pictures.— J. Appl. Met., 1965, vol. 4, N 3, p. 378—386.

56. Ferguson H. L., Cork H. F., O'Neile A. D. J. Applications of satellite photographs to hydrology in Canada.—In: Proc. NRC Hydrology Symp. N 7. Victoria B. C., 1969, p. 311—343.
57. Fritz S. Snow surveys from satellite meteorology.—In: Proc. First Intern. Symp. on Rocket and Satellite Met. Amsterdam, 1962, p. 419—421.
58. Gfeller R., Seidel K. Automatisierte schneeflächenbestimmung mit digitalen Multispektraldaten des ERTS-1.—*Geographica Helvetica*, 1975, Bd 3C, N 3, S. 105—108.
59. Golding D. L. Snow cover and melting snow from ERTS imagery.—*Canadian surveyor*, 1974, vol. 28, N 2, p. 128—134.
60. Haefuer H., Gfeller R., Seidel K. Mapping of snow cover in the Swiss Alps from ERTS-1 imagery.—In: COSPAR. Approaches to Earth Survey Problems through Use of Space Techniques. Berlin, 1974, p. 351—355.
61. Itten K. The determination of snowlines from weather satellite pictures.—In: Trans. 3rd Intern. Symp. on Photointerpretation. Vol. 18. Dresden, 1970, p. 455—464.
62. Kaminski H. Erfassung von Eis und Schnee aus Satellitenphotos.—In: Berichte des III Intern. Symp. für Photointerpretation. Teil 2. Dresden, 1970, S. 645—656.
63. Jakus E., Tanczer T. Ad olvadásból származó vízhozam meghatározása a Duna bécsi szelvényére műholdképek felhasználásával.—*Időjárás*, 1975, 79, N 6, s. 325—336.
64. Magyar Pál. Dunai árhullámok előrejelzése műholdar hóadatainak felhasználásával.—*Időjárás*, 1975, 79, N 6, S. 337—341.
65. McGinnis D. F. Detecting melting snow and ice by visible and near-infrared measurements from satellites.—In: Intern. Symp. on the Role of Snow and Ice in Hydrology. Symposium on measurement and forecasting. Canada, 1972.—10 p.
66. Meier M. F. New ways monitor the mass and areal extent of snow cover.—In: COSPAR. Approaches to Earth Survey Problems through Use of Space Techniques. Berlin, 1974, p. 241—250.
67. Meier M. F. Applications of ERTS imagery to snow and glacier hydrology.—In: COSPAR. Approaches to Earth Survey Problems through Use of Space Techniques. Berlin, 1974, p. 329—334.
68. Mollard J. D., Carr P. A. Application of the ERTS-1 satellite in remote sensing of water resources data in Canada.—In: COSPAR. Approaches to Earth Survey Problems through Use of Space Techniques. Berlin, 1974, p. 189—222.
69. Morley L. M., McQuillan A. K. Canada ERTS program progress report.—In: Third ERTS-1 Symp. Vol. 1. Wash. D. C., 1974, p. 13—33.
70. New dimensions in satellite hydrology/A. Rango, D. F. McGinnis, V. V. Salomonson, D. Wiesnet.—*Trans. Amer. Geoph. Union*, 1974, vol. 55, N 7, p. 703—711.
71. O'Neill A. D. I., Gray D. M. Spatial and temporal variations of the albedo of prairie snowpack.—In: Intern. Symp. on the Role of Snow and Ice in Hydrology, Symposium on Processes. Canada, 1972.—11 p.
72. Operational applications of satellite snow-cover observations.—In: A workshop held in South Lake Tahoe.—California. NASA, August 18—20 1975. 430 p.
73. Parry J. T., Grey B. J. The mapping and interpretation of snow conditions in Quebec-Labrador using ESSA-9 composite minimum brightness (CMB) charts.—*Photogrammetria*, 1975, vol. 30, N 2, p. 41—66.
74. Popham R. W. Satellite application to snow hydrology.—WMO/IHD, 1968, Rep. N 7.—10 p.

75. Salomonson V. V. Nimbus 3 and 4 observations of snow-cover and other hydrological features in the Western Himalayas.—In: Proc. Intern. Workshop on Earth Resources Survey Systems. Vol. 2. Wash. D. C., 1971, p. 443—448.
76. Salomonson V. V., Rango A. ERTS-1 applications in hydrology and water resources.—J. Amer. Water Work Assoc., 1974, vol. 66, N 3, p. 168—172.
77. Snow survey from Earth satellites: A technical review of methods World Meteorological organization.—Reports on WMO/IHD, 1973, Projects WMO N 353.—42 p.
78. Srinivasan V., Ramar S. Satellite pictures in the study of snow hydrology over Western Himalayas.—Indian J. Meteorol. and Geoph., 1973, vol. 23, N 3, p. 335—344, 444.
79. Wiesnet D. R. The role of satellites in snow and ice measurements.—NOAA Tech. Memo. NESS, 1974, N 48, vol. 4.—12 p.
80. Wiesnet D. R., McGinnis D. F. Evaluation of ERTS data for certain hydrological uses.—JRVGL Bull., 1974, N 12, p. 56—57.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
1. Введение	4
1.1. Обзор существующих методов изучения снежного покрова равнин и гор по спутниковым снимкам	—
1.2. Характеристика использованных материалов	6
2. Отражательные характеристики снежного покрова	9
2.1. Основные понятия и определения	—
2.2. Интегральное и спектральное альbedo	11
2.3. Коэффициенты спектральных яркостей и кривые спектрального отражения	15
3. Дешифровочные признаки природных образований в зимне-весенний период	18
3.1. Облачный покров	—
3.2. Снежный покров равнин и гор	20
3.3. Лесная растительность и элементы гидрографической сети	25
4. Методы распознавания изображений и обработки информации	27
4.1. Визуальный анализ изображений	—
4.2. Микрофотометрирование негативов	31
4.3. Оптико-электронные методы обработки	37
5. Оценка характеристик снежного покрова равнин по спутниковым снимкам	41
5.1. Границы схода снега	—
5.2. Площади одновременного снеготаяния и степень покрытия снегом	45
5.3. Высота снежного покрова	50
5.4. Запас воды в снежном покрове	53
5.5. Практическое использование спутниковых данных о снежном покрове	55

6. Оценка характеристик снежного покрова в горных районах	59
6.1. Сезонная снеговая линия	—
6.2. Линия нулевой изотермы	62
6.3. Площадь одновременного снеготаяния и степень покрытия бассейнов рек снегом	63
7. Заключение	66
7.1. Оценка использованной спутниковой информации	—
7.2. Перспективы и эффективность использования спутниковой информации в решении народнохозяйственных задач	68
Список литературы	71

Майя Сергеевна Делеур

КОСМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ
СНЕЖНОГО ПОКРОВА ЗЕМЛИ

Отв. редактор Ю. В. Курилова

Редактор Е. Э. Булаховская. Художник В. Д. Бертельс. Техн. редактор Г. В. Ивкова.
Корректор Т. Н. Черненко. ИБ-1058. Сдано в набор 07.08.79. Подписано в печать 26.11.79.
М-13263. Формат 60×90^{1/16}, бум. тип. № 1. Лит. гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 5,0.
Уч.-изд. л. 4,8. Тираж 1000 экз. Индекс ГЛ-2. Заказ № 326. Цена 60 коп.

Гидрометеониздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 ЛПО «Техническая книга» Союзполиграфпрома при
Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

Готовятся к изданию в 1980 году монографии

для гидрологов, гидротехников,
гляциологов, специалистов, связанных
с изучением и использованием
водных ресурсов:

Алексеев В. Р., Соколов Б. Л. Полевые исследования
наледей. Объем 10 л., ориентировочная цена
1 р. 50 к.
План 1980 г., № 41.

Грани гидрологии. Пер. с англ. Объем 37 л., ориен-
тировочная цена 5 р. 90 к.
План 1980 г., № 43.

Доброумов Б. М., Устюжанин Б. С. Преобразование
водных ресурсов и режима рек центра ЕТС.
Объем 15 л., ориентировочная цена 2 р. 60 к.
План 1980 г., № 45.

Карасев И. Ф. Речная гидрометрия и учет водных
ресурсов. Объем 20 л., ориентировочная цена
3 р. 40 к.
План 1980 г., № 46.

Кучмент Л. С. Модели процессов формирования реч-
ного стока. Объем 10 л., ориентировочная
цена 1 р. 50 к.
План 1980 г., № 47.

Предварительные заказы на эти книги при-
нимает наш специализированный магазин:
197101, Ленинград, Большой пр., 57, магазин
№ 15 «Ленкниги».

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

Во II квартале 1980 года выйдет книга

В. В. Богородский, В. П. Гаврило. «ЛЕД» (справочник по физическим характеристикам и основным приложениям радиофизических методов в гляциологии). Объем 30 л., ориентировочная цена 2 р.

В книге даны таблицы, графики и номограммы, обобщающие экспериментальные и теоретические данные по наиболее важным свойствам льда. Излагаются основные сведения по атомно-молекулярному строению и структурным особенностям льда, его механическим, теплофизическим, электромагнитным, оптическим, сейсмо-акустическим свойствам.

Книга рассчитана на гидрологов, гляциологов, гидротехников.

Книга объявлена в плане выпуска литературы на 1980 г., № 42. Заказы на нее принимает специализированный магазин Гидрометеоздата: 197101, Ленинград, Большой пр., 57, магазин № 15 «Ленкниги».

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ