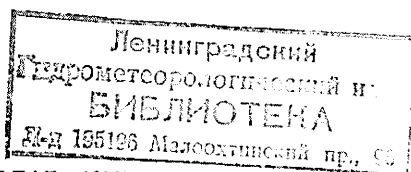
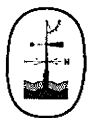


Г. П. Калинин
Ю. В. Курилова
П. А. Колосов

Космические методы в гидрологии

293013



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1977

Рассматриваются дистанционные методы определения различных компонентов регионального и глобального водообмена и принципы прогнозирования поверхностного и подземного стока на основе аэрокосмической информации. Анализируются особенности современных дистанционных регистрирующих систем и формулируются требования к аппаратуре, предназначенной для измерения различных гидрометеорологических характеристик.

Рассчитана на специалистов гидрологов и метеорологов.

Distant methods of estimation of regional and global water exchange different components and principles of surface and sub-surface flow, performed on the basis of aerospace data, are considered. The peculiarities of modern distant recorders are analyzed. The requirements to the instruments designed for measurement of different hydrologic characteristics are formulated.

The book is ment for specialists in hydrology and meteorology.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Космическим методам, широко распространившимся за последние два десятилетия, принадлежит важная роль в исследованиях Земли. Это связано с тем, что само развитие фундаментальных наук о Земле, а также масштабы вмешательства человека в природу привели к необходимости ставить и решать задачи о естественном формировании глобальных процессов и об управлении ими на основе глубокого понимания законов их взаимодействия. Космические методы, позволяющие получить однородную по качеству информацию для всего земного шара и интегрировать ее в пространстве и во времени, являются, по существу, единственной системой наблюдений, адекватной поставленным глобальным задачам.

Гидрология, как и весь комплекс наук о Земле, поставлена перед необходимостью исследования в первую очередь процессов глобального водообмена, которые формируют и определяют направление развития всех региональных процессов.

Принципиальные положения о единстве природных вод гидросферы, атмосферы и литосферы и о едином процессе глобального водообмена были высказаны еще А. И. Воейковым, В. Г. Глушковым, В. И. Вернадским. Глубокое развитие и обоснование на конкретных гидрологических исследованиях эти идеи нашли в работах Г. П. Калинина, обобщенных в книге «Проблемы глобальной гидрологии» (Л., Гидрометеиздат, 1968 г.), а также в фундаментальной монографии «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» (Л., Гидрометеиздат, 1974 г.).

Ограниченность традиционных «точечных» методов измерений явилась тормозом для дальнейшего развития науки о глобальном водообмене. Привлечение космических методов открывает принципиально новые возможности исследования в масштабах всего земного шара критических моментов взаимодействия атмосферы, гидросферы и литосферы, определяющих развитие процессов глобального водообмена. Впервые такой смысл новой информации был раскрыт в работе Г. П. Калинина «От аэрокосмических снимков к прогнозам и расчетам стока»

(Л., Гидрометеиздат, 1974 г.). При этом спутниковая информация рассматривается не как простая замена традиционных методов измерений новыми, а как оптимальное сочетание новых достижений и традиционного аппарата исследований, накопленного наукой.

Задачей настоящей книги, возникшей по инициативе и при активном участии Г. П. Калинина, является обоснование системы взглядов на проблему водообмена и формирования водных ресурсов в связи с появлением новой информации, а также обоснование измерительных возможностей спутниковых методов. В книге в основном подчеркивается аспект формирования водных ресурсов, в отличие от более широко развиваемых сейчас методов инвентаризации и использования водных ресурсов без учета естественных механизмов их самовозобновления.

Участвие авторов в написании разделов и глав книги распределилось следующим образом: глава 1 написана Ю. В. Куриловой; глава 2 написана Г. П. Калининым, в обоснованиях и разработках принимали участие Ю. В. Курилова и П. А. Колосов; введение, глава 3 и заключение написаны Ю. В. Куриловой и П. А. Колосовым.

Книга была завершена после трагической гибели Г. П. Калинина. Ввиду особых обстоятельств авторы сочли возможным использовать и широко цитировать разделы многих работ Геннадия Павловича, имеющих непосредственное отношение к постановке задач в книге. Это в особенности касается задач и проблем глобальной гидрологии, рассматриваемых в главе 3.

Авторы считают своим приятным долгом поблагодарить чл.-корр. АН СССР К. Я. Кондратьева, чл.-корр. АН СССР В. Н. Кунина и канд. геогр. наук В. В. Куприянова за высказанные ценные замечания. Авторы признательны также д-ру геогр. наук В. Д. Комарову и д-ру геогр. наук С. Л. Вендрову за консультации в процессе работы над книгой. Большую благодарность авторы выражают И. С. Зекцеру, Р. Г. Джамалову, Н. А. Огильви и коллективу группы космических исследований отдела влагооборота и поверхностных вод Института водных проблем АН СССР за помощь в подготовке и оформлении рукописи.

ВВЕДЕНИЕ

Единство природы наиболее ярко проявляется в происходящих на земном шаре процессах водообмена, охватывающих гидросферу, атмосферу и литосферу, что неоднократно подчеркивалось В. И. Вернадским. Особая роль гидросферы как связующего механизма между оболочками Земли принадлежит ей в силу того исключительного положения, которое занимает вода в условиях нашей планеты. Возможность осуществления всех трех видов фазовых преобразований воды и связанные с ними поглощение и выделение энергии, а также изменения альбедо участвующих в процессах объектов обуславливают роль воды как энергетического регулятора во взаимодействии сфер [129, 130]. Кроме того, связанная с фазовыми преобразованиями различная механическая подвижность воды обеспечивает ее проникновение как в атмосферу, так и в наземные и подземные емкости различной зарегулированности и, наконец, консервацию части ее в ледниках, что приводит к формированию циклов водообмена различной длительности.

Развитие системы наук, изучающих водообмен в природе, привело к необходимости рассмотрения атмосферной, гидрологической и литосферной ветвей круговорота воды в их неразрывном единстве. Основное внимание при этом уделяется изучению механизмов взаимодействия сфер Земли. Так, в настоящее время широко ведутся исследования процессов взаимодействия атмосферы и океана, а также влияния океана, наземного гидрологического цикла и криосферы на общую циркуляцию атмосферы и климат [15, 16, 120, 122]. В гидрологии эта общая направленность нашла отражение в последнее десятилетие, когда были сформулированы проблемы и задачи нового направления гидрологической науки — глобальной гидрологии, которая изучает «общие закономерности формирования водных ресурсов и их взаимосвязь как для обширных территорий, так и для Земли в целом» [68]. Происходит все более тесное сближение наук, изучающих природные воды в разных аспектах, взаимное обогащение идеями и методами исследований.

В результате возникла острая необходимость в выработке единой методологии системы наук, исследующих всю совокупность природных вод как единый объект. Учитывая неизбежность пассивного эксперимента как практически единственного поставщика исходной информации о глобальных процессах, следует признать, что основным методом изучения процессов водообмена, как регионального, так и глобального, а также и общей циркуляции атмосферы становится математическое моделирование. Математические модели водообмена, как и общей циркуляции атмосферы, должны основываться на полной системе уравнений гидротермодинамики. На данном этапе успех такого моделирования зависит, согласно Г. И. Марчуку [28, 122], от полноты используемых входных данных и начальных условий. При создании моделей глобального водообмена и даже отдельных его «ветвей» (например, модели гидрологического цикла или модели атмосферной циркуляции над достаточно большой территорией) неизбежной становится глобальность и непрерывность используемой гидрометеорологической информации [130] и интегрированность ее в пространстве и времени.

Традиционная «точечная» гидрометеорологическая информация является выборочной по своей природе и не охватывает всей территории земного шара сравнимыми и непрерывными данными, поэтому результаты моделирования на основе такой информации не могут быть исчерпывающими.

Коренных изменений в качестве исходной информации о всех оболочках стало возможным ожидать с эпохи активного функционирования спутников Земли, когда современный технический прогресс обеспечил возможность получения информации принципиально новыми методами с космических носителей, оснащенных оптической спектрометрической и радиофизической аппаратурой. Эта информация не только полностью удовлетворяет требованиям глобальности, непрерывности и интегральности, но и является единственно адекватной поставленным задачам моделирования глобального водообмена.

Основная причина такой адекватности заключается в территориальной, динамической и факторной интеграции характеристик природных объектов, происходящей при дистанционных измерениях [22].

Сущность территориальной интеграции заключается, во-первых, в глобальном охвате территорий однородной по качеству информацией, во-вторых, в предоставляемой космическими снимками возможности адекватного отображения пространственно непрерывных полей и явлений и, в-третьих, в получении интегральных характеристик полей гидрометеорологических величин.

Территориальная интеграция может осуществляться различными путями: либо это объединение отдельных морфологических элементов геосферы в крупные территориальные комплексы путем непосредственной фотографической генерализации земной поверхности; либо это интегральные параметры, способные достаточно полно описывать критические моменты трансформации объема воды как в атмосфере, так и в гидрологическом цикле (источники влаги в океане, облачные системы, зоны осадков, распределение воды на поверхности водосборов, ледовитость полярных и горных областей).

Динамическая интеграция за счет регулярного съема космической информации выделяет временные комплексы, вскрывает динамику и ритмику явлений, процессов и ландшафтов, а также позволяет фиксировать на едином снимке результаты естественной интеграции (например, сезонное накопление снега).

Факторная интеграция позволяет получать характеристику, фиксирующую на одном снимке либо сумму влияющих факторов (например, изображения в инфракрасном диапазоне интегрируют как радиационный приток тепла непосредственно к земной поверхности, так и запасы тепла в атмосфере), либо результат взаимодействия нескольких процессов (например, регистрация на снимке степени покрытости бассейна водой, являющейся непосредственным результатом взаимодействия процессов выпадения осадков, испарения и инфильтрации). Факторная интеграция, пока еще мало исследованная, скрывает возможности формулирования принципиально новых параметров, оптимальных как с точки зрения непосредственности факторов, определяющих изучаемый процесс, так и с точки зрения измерительных возможностей спутниковых систем.

За период функционирования спутников, как метеорологических, так и пилотируемых, получены уже определенные результаты по разработке методик измерения, методов дешифрирования и использования спутниковой информации в различных областях знаний.

Основные достижения сегодняшнего дня в области методов измерения и методик обработки обобщены в работах коллективов под руководством А. Е. Башаринова [6], К. Я. Кондратьева [124, 63] и в сборнике ЛАЭМ [97]; в области методик дешифрирования и способов использования спутниковой информации в метеорологии, климатологии, географии, земледелии — в книгах К. Я. Кондратьева [86, 88, 90], Б. В. Виноградова [21], А. А. Григорьева [30].

Серьезное обобщение методов измерения и дешифрирования представлено также серией сборников, подготовленных Комиссией по исследованию природных ресурсов с помощью

космических средств при АН СССР [56, 57, 59—62]. В данной книге детально не рассматриваются все методы дистанционных измерений, поэтому авторы в необходимых случаях лишь ссылаются на указанные работы.

Большой интерес к дистанционным методам исследований проявляется сейчас и в гидрологии [20, 26, 35, 47, 59, 71, 76, 77, 105, 107, 109—111, 152, 166, 186—191, 193, 201, 214, 216, 221, 222, 224, 226]. Однако большинство работ носят еще частный характер и сводятся в основном к разработкам методик дешифрирования того или иного объекта на фотоизображениях. В связи с этим четкая систематизация различных гидрологических задач по генетическому принципу является весьма своевременной как в целях познания закономерностей взаимодействия гидросферы с атмосферой и литосферой, так и для формулирования требований к будущей дистанционной аппаратуре.

В предлагаемой монографии ставятся следующие основные задачи:

1) выявление, раскрытие и систематизация таких проблем и задач гидрологии, которые по самой своей сущности требуют пространственно непрерывной информации либо в масштабах отдельных водосборов, либо в глобальных масштабах; постановка новых проблем, решение которых возможно только с привлечением дистанционных методов;

2) обоснование применимости дистанционных методов для решения поставленных задач, которое сводится к поискам интегральных и непосредственных параметров гидрологических процессов, а также их дистанционно определяемых индикаторов;

3) разработка конкретных методов использования дистанционных наблюдений в области прогнозирования и расчета стока;

4) формулирование перспективных подходов к изучению долгопериодных изменений глобального водообмена на основе аэрокосмической информации о состоянии бессточных озер, внутренних морей, полярных льдов и горных ледников, а также состояния ландшафтов по всему земному шару;

5) формулирование требований к аппаратуре, исходя из задач использования космической информации для гидрологических расчетов и прогнозов.

Для оценки истинной роли космических методов принципиально важным представляется обоснование следующих положений:

1) спутниковые методы измерения традиционных параметров водообмена основаны на более глубоких физических закономерностях и в то же время для определенного класса задач не менее точны, чем обычные наземные методы;

2) спутниковая информация открывает возможности формулирования и измерения новых непосредственных параметров, отражающих критические моменты взаимодействия различных оболочек геосферы в процессе водообмена, которые не могли быть измерены традиционными методами;

3) на основе спутниковой информации возможно создание новой системы представлений, описывающей процессы глобального водообмена, которая реально приблизит науку к пониманию сущности и причин взаимодействия компонентов водообмена и создаст основу для их прогнозирования.

1. ВОЗМОЖНОСТИ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЗАПАСОВ ВОДЫ В РАЗЛИЧНЫХ ОБЪЕКТАХ ГИДРОСФЕРЫ

Основным интегральным параметром любой стадии водообмена является меняющийся во времени объем воды. Данная глава посвящена обзору и анализу дистанционных способов определения этого параметра на различных этапах водообмена: в атмосфере, на поверхности Земли, в почве, водоемах, снежном покрове и ледниках.

Проходя через различные стадии водообмена, вода находится на каждой из них в особом, свойственном только данному этапу состоянии, которым и определяется специфика методов дистанционных измерений.

Рассмотрение гидрологической стадии водообмена обычно начинали с выпавших на поверхность водосбора осадков. С появлением пространственно непрерывной спутниковой информации оказалось возможным оценивать объем воды и на более ранней стадии, т. е. объемы воды, находящиеся в атмосфере и претерпевающие сложные фазовые преобразования.

Приблизительно оценить количество осадков можно путем корреляции с легко измеряемой дистанционно площадью, занимаемой облаками. Привлечение измерений в радиодиапазоне позволит получать непосредственно численную и интегральную характеристику влагозапаса атмосферы в слое и оценить объем жидко-капельной воды в облаках.

В гидрологическом цикле объемы воды, сохранившиеся на поверхности бассейна, являются непосредственным фактором стока, интегрирующим предшествующие ему осадки, испарение и фильтрацию.

В силу постоянства рельефа водосбора, а также несоизмеримости площади затоплений с их глубинами, объем воды на поверхности бассейна может быть с достаточной точностью оценен по изменению площадей, покрытых водой. Показателем объема воды в русловой сети может быть даже суммарная длина временных водотоков или площадь зеркала постоянных рек. Между объемом, площадями и линейными характеристиками затоплений существует близкая к функциональной связь. Поэтому здесь прямая индикация объема воды на поверхности

дистанционными методами не является неизбежной и уступает место оценкам площадей затоплений и их линейных характеристик на аэрокосмических снимках.

Отметим, однако, что только вода, покрывающая некоторую часть площади бассейна в жидком виде, является в указанном выше смысле непосредственным фактором стока. Другим фактором стока может послужить, например, покрытость бассейна снегом или льдом, однако этот фактор не является непосредственным, так как не учитывает испарение и фильтрацию в период таяния.

В тех условиях рельефа, растительности и почв, где затопления, имеющие открытое зеркало водной поверхности, не формируются, непосредственным фактором стока можно считать изменение объема воды в верхнем слое почвы. Этот объем может приближенно характеризоваться площадями различной увлажненности. Дополнительным параметром для правильной оценки объема воды в верхнем слое почвы по площадям увлажненности должен быть тип почв и грунтов, их подстилающих, с точки зрения их влагоемкости, т. е. сочетание постоянного признака (пористости) и переменного (предшествующего увлажнения).

Дистанционные измерения объема воды в почво-грунтах требуют привлечения съемки в различных диапазонах видимого и микроволнового участков спектра [104, 221, 222].

1.1. Физические принципы дистанционных измерений гидрологических явлений

При дистанционных исследованиях природной среды со спутников используются косвенные методы, основанные на решении обратных задач. В данном случае эти задачи сводятся к идентификации удаленных от приемника природных образований и изучению их свойств по полю уходящего излучения природных объектов. Первые попытки использования дистанционных методов для гидрологических целей, относящиеся к 50-м годам, обобщены в работе [103]. Результаты спутниковых исследований последних лет в области гидрологии рассмотрены в исчерпывающем обзоре [104].

В связи с постановкой широкого комплекса вопросов, связанных с исследованием природных ресурсов Земли, появились тенденции к использованию измерений как отраженной солнечной радиации, так и собственного теплового излучения в широком диапазоне электромагнитного спектра, включающего видимую область (0,5—0,7 мкм), близкую ИК (2,5—100 мкм) и область радионизлучения (0,1 см — метры) (рис. 1).

Особенности спектров отражения природных образований являются основой для суждения об этих объектах, а вариации их, зависящие от определенных факторов, могут указывать на изменение этих факторов [85, 91, 100, 168].

Спектры природных образований характеризуются кривой распределения коэффициента спектральной яркости (КСЯ) или спектрального альбеда по длинам волн.

Согласно классификации спектров природных образований Е. Л. Кримова [100], в видимом диапазоне все разнообразие их

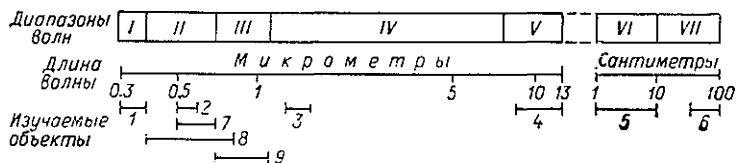


Рис. 1. Сигнатуры гидрологических, гидрогеологических и геологических объектов на шкале электромагнитных волн по Джеффу.

Диапазоны длин волн: I — ультрафиолетовый; II — видимый; III — ближний ИК; IV — средний ИК; V — далекий ИК; VI — микроволновый; VII — СВЧ.

Изучаемые объекты: 1 — химический состав горных пород и почв; 2 — рельеф местности, гидрографическая сеть, растительность; 3 — влажность поверхности, неглубокие водоносные горизонты, выходы подземных вод; 4 — типы горных пород и почв, влажность почвы, гидрографическая сеть, загрязнители водных объектов; 5 — плотность и влажность почво-грунтов; 6 — рельеф, геотектоническое строение, гидрографическая сеть, влажность почвы; 7 — рельеф и геоморфологические особенности территории; 8, 9 — растительность.

разделяется на три класса: 1 — почвы, горные породы; 2 — растительность; 3 — снежные, ледовые и водные поверхности. Водные и снежные поверхности отличаются характерным спадом коэффициента спектральной яркости (КСЯ) от коротковолновой к длинноволновой части спектра. Другой особенностью спектров этого класса являются малые по сравнению с иными классами природных образований значения КСЯ (0,15—0,01) для водных объектов и большие для снежных покровов (0,63—0,85) и облаков (0,72—0,80). Спектры снежных полей и облачности в пределах видимого диапазона оказываются весьма сходными.

Спектральное альбеда снега изменяется в зависимости от состояния поверхности и возраста выпавшего снега [63]. По мере слипания и частичного протаивания альбеда снега систематически снижается.

Наиболее информативна для водных объектов форма спектра в ближнем ИК диапазоне, где имеется целый ряд полос поглощения воды (0,75; 0,90; 1,1; 1,4; 1,9; 2,4 мкм) (рис. 2), и в более далекой инфракрасной области до 100 мкм (0,1 мм), где име-

ются две полосы поглощения воды: 3 и 6—8 мкм (рис. 3) [96, 101, 165, 174].

Спектральный ход КСЯ, или спектрального альbedo, подвержен значительным вариациям, обусловленным состоянием поверхности, увлажненностью почв, растительности.

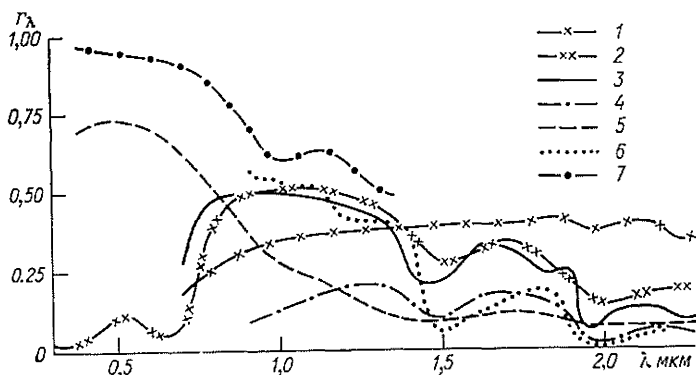


Рис. 2. Коэффициенты спектральной яркости различных естественных поверхностей в ИК области спектра (до 2,5 мкм).

1 — песок, 2 — листья, 3 — лист березы свежесорванный, 4 — влажный торф, 5 — снег «старый», 6 — снег свежий, 7 — снег [63].

Влияние на спектральное альbedo изменения влажности почвы сказывается в сглаживании полос поглощения по мере

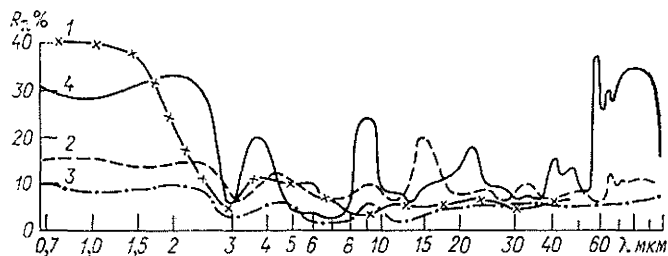


Рис. 3. Коэффициенты спектральной яркости различных поверхностей в далекой ИК области спектра.

1 — песок, 2 — грунт, 3 — асфальт, 4 — зеленый лист [63].

уменьшения влажности почв (рис. 4 а). Для почв наиболее существенно КСЯ уменьшается в видимом диапазоне при повышении влажности до 15%.

Для молодой растительности спектральное альbedo и КСЯ велики. По мере высыхания растительности, т. е. изменения

фазы ее фенологического цикла, КСЯ уменьшается (рис. 4 б).

Временные вариации интенсивности поглощения радиации отмечены для снега и в полосах 3 и 6—8 мкм далекой инфракрасной области. Эти полосы заметнее для свежеснегавпавшего снега, чем для старого.

Принципиальные отличия космической спектрофотометрии от самолетной заключаются в необходимости учета селективного ослабления или рассеяния атмосферой, а следовательно, в необходимости определения соответственных оптических параметров атмосферы — так называемых передаточных функций атмосферы.

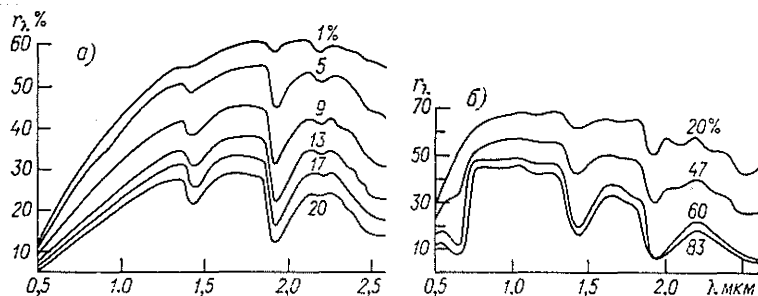


Рис. 4. Коэффициенты спектральной яркости при различной влажности.

а — для илистого суглинка, б — для листьев кукурузы. Числа у кривых — степень увлажнения в % [63].

Опыт спектрофотометрирования с космических кораблей «Союз-7» и «Союз-9» [136, 215] различных природных поверхностей (тонкой и плотной облачности, каменистой пустыни, водных и снежных поверхностей, почв и растительности) показал, что коэффициенты спектральной яркости, полученные спектрофотометрированием с ПКК, имеют хорошее качественное совпадение с рассмотренными выше наземными в красно-оранжевом участке спектра, тогда как в сине-фиолетовом участке спектра измеренные с ПКК КСЯ существенно больше измеренных на Земле в связи с наложением яркости дымки в голубой части спектра.

Влияние дымки сказывается более всего при изучении мелководий и подводной растительности, поскольку именно в сине-фиолетовом участке спектра проникающая способность света максимальна [98].

Упрощенные методы, основанные на регистрации излучения в различных узких ключевых участках спектра, наиболее информативных для тех или иных рассматриваемых задач, получили

название многозональной съемки. Существенным моментом данной методики является выбор спектральных интервалов, оптимальных для данного объекта как в смысле абсолютной величины сигнала, так и в смысле контрастности его яркости с окружающим фоном.

Выбор оптимальных по информативности интервалов неоднозначен и определяется особенностями решаемых задач.

Более полным и исчерпывающим является теоретический подход к выбору оптимальных диапазонов, основанный на принципе максимальных контрастов и проведенный в работах К. Я. Кондратьева и сотрудников ЛГУ, с использованием методов статистической теории информации [63]. В этом смысле следует упомянуть интересные рекомендации о наиболее информативных диапазонах для разных типов природных образований, полученные Г. А. Иваняном [52].

Важным применением методов статистической теории информации является выбор единых наиболее информативных для всего комплекса многоотраслевого исследования природных ресурсов спектральных диапазонов, т. е. разработка теоретически обоснованных требований к многозональной аппаратуре.

Рассчитанные по этим принципам К. Я. Кондратьевым и его сотрудниками [184] оптимальные спектральные интервалы (0,54—0,56; 0,66—0,69; 0,78—0,82 мкм) существенно уточнили принятые диапазоны на американских функционирующих системах.

В видимом диапазоне спектра водные объекты выделяются достаточно четко, поскольку отражательная способность водных поверхностей очень низка (менее 10%), а для снежных и ледовых, — напротив, очень высока (около 80% [21, 100]).

Осложнения при интерпретации в видимом диапазоне могут возникнуть, когда объект располагается на фоне с близким значением альбедо: например, облака на фоне снега или увлажненные поверхности на фоне сомкнутой зеленой растительности. В таких случаях информация в видимом диапазоне не дает однозначной интерпретации объекта, в связи с чем требуются дополнительные измерения в других диапазонах спектра.

Съемка в инфракрасной зоне спектра по характеру физических закономерностей и методам дистанционной индикации разделяется на две части: съемку в ближней ($\lambda \leq 3$ мкм) и дальней ($\lambda > 3$ мкм) ИК зоне спектра, регистрирующую соответственно длинноволновое отражение солнечного света и собственное тепловое излучение Земли.

Ближняя (фотографическая) часть ИК зоны, по существу, является продолжением солнечного спектра, так что регистрируемая здесь радиация определяется отражательными способностями объектов. Ближний ИК диапазон является особенно

интересным и перспективным для решения многих задач гидрологии в связи с большим числом полос поглощения воды в нем.

В последние годы для решения задач разделения водных объектов в разных фазовых состояниях начали применяться методики, основанные на эффекте смещения полосы поглощения от 1,4 мкм для жидкой воды к 1,5 мкм для воды в твердой фазе. Одной из таких задач является разделение сухого и тающего снега при изучении процессов снеготаяния [216, 227].

Другая не менее сложная задача различения снега и облаков, обладающих высоким, но близким по значению альбедо, также может быть решена по различиям в близкой ИК части спектра для жидкой и твердой фаз воды.

Яркость капельно-жидких облаков при длинах волн до 1,3 мкм несколько меньше яркости снега как по экспериментальным [165], так и по расчетным данным. В интервале длин волн 1,4—2,5 мкм, напротив, облака ярче снега и их альбедо может достигать 65—75%. Имеются также аналогичные указания Мак-Леода о том, что даже свежий яркий по тону снег в близкой ИК области оказывается темнее облаков [202]. Это дает возможность отличать снежный покров от капельно-жидких облаков. Что касается мощных кристаллических облаков, то они имеют спектральные характеристики отражения, близкие к снегу, и, следовательно, трудно отличимы от него.

В тепловом ИК диапазоне спектра (3—100 мкм) регистрируется в основном собственное тепловое излучение земных объектов.

Для ночных измерений, когда отсутствуют солнечные лучи как источник, определяющий температуру тел, последняя регулируется излученной энергией и, следовательно, зависит, кроме излучательной способности, главным образом от теплоемкости излучающего объекта.

Теплоемкость является функцией таких параметров, как пористость, структура, химический состав, глубина водоема и главным образом влажность.

Теплоемкость воды равна 1 кал/г·°С и резко отличается от теплоемкости твердых пород, которая, например, для сухого песка и гранита составляет 0,19 кал/г·°С [213].

Содержащаяся в почве влага в силу резко отличной теплоемкости может значительно менять теплоемкость самих увлажненных почв. Так, например, при увлажнении, равных 22%, теплоемкость песков повышается от 0,19 до 0,34. Поэтому степень охлаждения почв за счет изменения увлажнения оказывает решающее влияние по сравнению с вкладом всех перечисленных выше факторов. Методы определения увлажнения

почв по ИК тепловому излучению основаны на этой зависимости.

Для ослабления трансформирующей роли атмосферы измерения проводятся обычно в двух так называемых окнах прозрачности атмосферы: 3,7—4,2 и 8—12 мкм.

Каждое из «окон прозрачности» имеет свои преимущества и недостатки. Так, интенсивность излучения радиации в окне прозрачности 3,4—4,2 мкм значительно меньше, чем в окне 8—12 мкм. Зато ослабление атмосферы в первом диапазоне существенно меньше, чем в диапазоне 8—12 мкм, где сосредоточен максимум излучаемой земной тепловой энергии. Но окно прозрачности 3,7—4,2 мкм в большей степени подвержено влиянию отраженной солнечной радиации. К тому же при низких температурах относительная пороговая чувствительность более длинноволновой аппаратуры оказывается на порядок выше по сравнению с диапазоном 3,7—4,2 мкм [18]. Поэтому для обнаружения облаков на фоне снега предпочтительнее именно диапазон 8—12 мкм, в то время как летом при высоких температурах (выше 25°C) и для съемки подстилающей поверхности преимущество имеет диапазон 3,4—4,2 мкм.

На всех спутниках системы «Метеор» ИК аппаратура работала в более длинноволновом участке спектра (8—12 мкм). На спутниках «Тирос-М» („ITOS-I“) и „ITOS-II“ (NOAA) диапазон измерений был близок к вышеуказанному (10,5—12,5 мкм). На экспериментальных спутниках «Нимбус-I» — «Нимбус-III» радиометры были чувствительны в диапазоне 3,7—4,2 мкм. На спутнике «Нимбус-III» дополнительно проводилось измерение в близкой ИК области спектра 0,7—1,3 мкм.

Перспективным для определения батиметрии водоемов является применение лазерной техники [216], а также «гипсометрических» подходов, основанных на связях площадей водоемов с объемами воды в них для обширных территорий.

Одним из наиболее перспективных методов дистанционного получения информации о водных ресурсах атмосферы, речных бассейнов и почв является микроволновая дистанционная съемка, что связано с принципиально новыми возможностями непосредственного количественного измерения объемов воды в совершенно различных объектах: снеге, ледниках, постоянных и временных водоемах, почвах и даже растительности [6, 7, 39, 58, 124, 156].

Основные преимущества измерений в сверхвысококачастотном (СВЧ) или микроволновом (согласно зарубежной терминологии) диапазоне спектра сводятся к следующим. Во-первых, атмосфера и большинство типов облаков прозрачны для излучения с длиной волны $\lambda > 3$ см, что позволяет производить

измерения — сквозь облака. Во-вторых, это простота СВЧ — спектра, имеющего две линии поглощения водяного пара ($\lambda = 0,164$ см и $\lambda = 1,35$ см) и одну линию поглощения кислорода ($\lambda = 0,5$ см). В-третьих, это высокая энергетическая чувствительность микроволновых радиометров и высокое разрешение по спектру [6, 124, 180].

Все это открывает совершенно новые, присущие именно этому диапазону возможности количественных измерений воды, содержащейся в разных сферах Земли в разных фазовых состояниях.

В связи с различным характером взаимодействия радиоизлучения с атмосферой в длинноволновых (более 3 см) и коротковолновых (0,5—3 см) частях этого диапазона спектра могут решаться задачи определения водозапаса различных гидрологических объектов.

Так, на длинах волн более 3 см, где радиоизлучение проходит через атмосферу (даже при наличии облаков большой водности и гидрометеоров) почти без ослабления, можно получать информацию о состоянии различных компонентов гидросферы: увлажненности почвы, толщине снежного и ледяного покровов, подземных водах, которые в значительной степени определяют их радиоизлучение.

С другой стороны, более коротковолновый участок спектра (0,5—3 см), радиоизлучение в котором при прохождении через атмосферу существенно ослабляется облаками и осадками, может быть использован для получения информации об общем влагосодержании атмосферы, водности облаков, интенсивности жидких осадков и зон их выпадения.

Измеряемой величиной при решении задачи дистанционной индикации по радиоизлучению является радиояркостьная температура (T_{π}), теоретически получаемая путем интегрирования уравнений переноса микроволнового излучения и указывающая на связь измеряемой радиояркости с искомыми параметрами.

При вертикальном зондировании и без учета рассеяния радиояркостьная температура T_{π} представится в виде уравнения

$$T_{\pi}(\lambda) = T_0 [1 - R(\lambda)] e^{-\int_0^H \gamma_{\lambda}(h) dh} + \int_0^H T(\lambda) \gamma_{\lambda}(h) e^{-\int_0^h \gamma_{\lambda}(t) dt} dh + \\ + R(\lambda) e^{-\int_0^H \gamma_{\lambda}(h) dh} \int_0^H T(\lambda) \gamma_{\lambda}(h) e^{-\int_0^h \gamma_{\lambda}(t) dt} dh, \quad (1)$$

где H — высота аппарата над поверхностью Земли; T_0 — тем-

пература подстилающей поверхности; $R(\lambda)$ — коэффициент отражения поверхности; $\gamma_\lambda(h)$ — погонный коэффициент поглощения атмосферы [6].

Введение интегральных параметров T_1^* и T_2^* , характеризующих среднюю температуру слоев атмосферы, позволит выразить радиояркостную температуру через среднюю температуру атмосферы и интегральное поглощение

$$T_{\text{я}}(\lambda) = T_0(1 - R)e^{-\tau(\lambda)} + T_1^*(1 - e^{-\tau(\lambda)}) + T_2^*Re^{-\tau(\lambda)}(1 - e^{-\tau(\lambda)}). \quad (2)$$

Интегральное поглощение $\tau(\lambda)$ определяется несколькими компонентами атмосферы

$$\tau_\lambda = \tau_{\text{H}_2\text{O}} + \tau_{\text{O}_2} + \tau_{\text{W}},$$

где $\tau_{\text{H}_2\text{O}}$ — поглощение водяным паром, τ_{O_2} — кислородом, τ_{W} — жидкой водой.

Показано, что вариации за счет поглощения в кислороде лежат за пределами точности измерения, так что

$$\tau_\lambda = \tau_{\text{H}_2\text{O}} + \tau_{\text{W}}.$$

В формуле (1) первый член представляет собой излучение подстилающей поверхности, ослабленное атмосферой и достигающее уровня прибора; второй член — прямое излучение слоя атмосферы от уровня земной поверхности до высоты H ; третий — противоизлучение всей толщи атмосферы, отраженное от земли и ослабленное слоем атмосферы от уровня земли до высоты прибора.

Радиояркостная температура $T_{\text{я}}$ через интегральное поглощение τ зависит от содержания водяного пара и капельно-жидкой воды, причем с общим содержанием водяного пара (осажденной водой) лучше всего коррелирует $T_{\text{я}}$, измеренная в полосе поглощения водяного пара $\lambda = 1,35$ см.

Для изучения облаков и осадков в микроволновом диапазоне целесообразно использовать данные измерений на двух длинах волн: 0,8 и 3,2 см.

На участке с длинами волн более 3 см, где атмосфера практически прозрачна для радиоизлучения даже при наличии облаков и осадков, можно определять влажность почв с помощью метода пассивной радиолокации [6, 124]. В этом случае определяющим для $T_{\text{я}}$ является только первый член уравнения (1) [124]:

$$T_{\text{я}\lambda} = T_{\text{эф}}(1 - R_\lambda^2), \quad (3)$$

где $T_{\text{эф}}$ — эффективная температура поверхности, зависящая от

глубины проникновения радиоволн и распределения температуры в поверхностном слое; R_d — коэффициент отражения, определяемый диэлектрической проницаемостью [7].

Различия в коэффициентах отражения и абсолютных температурах поверхностей различных природных образований позволяют картографировать их границы.

Таким образом, рассматриваемые методы теплорадиолокации, привлекающие измерения излучения в радиодиапазоне, имеют два больших преимущества перед всеми другими видами съемки. Первое из них заключается в независимости от условий облачности в силу проникающих свойств этого излучения. Второе, не менее важное, преимущество сводится к тому, что в связи с сильной зависимостью диэлектрической проницаемости покровов от влажности, влаго- и водозапаса этот вид излучения — единственный из всех видов — может дать информацию о параметрах, эквивалентных водосодержанию в облаках, атмосфере, почве, снеге и других покровах.

Получение этой новой информации, включая методы активной радиолокации, позволяет предвидеть значительные изменения в развитии гидрологической науки и, в частности, гидрологических прогнозов.

1.2. Дистанционные измерения влагосодержания атмосферы и запаса воды в облаках

Одной из основных задач глобальной гидрологии является более полный учет ресурсов влаги атмосферы как источника, питающего процессы гидросферы [68]. В такой постановке атмосферный влагооборот является звеном глобального водообмена.

Применяемые ныне методы измерения влажностных характеристик атмосферы имеют ряд ограничений, затрудняющих изучение взаимодействия атмосферы и гидросферы и учет водообмена в глобальных моделях общей циркуляции атмосферы.

Первым ограничением является дискретность сетевых радиозондовых измерений водяного пара в атмосфере и дискретность сетевых осадкомерных наблюдений. Кроме того, вне оперативного контроля оказываются фазовые преобразования в облаках, определяющие процессы выпадения осадков. И наконец, традиционные точечные измерения влажности на дискретных уровнях, не отражающие интегральные закономерности, не пригодны для изучения глобального распределения влажности, отличающегося большой пространственной изменчивостью.

Обобщенной характеристикой влагосодержания атмосферы может служить употребляемая в метеорологии величина общего

содержания водяного пара, определяемая интегрированием плотности водяного пара ρ_n или удельной влажности q ,

$$\rho_z = \int_0^{\infty} \rho_n dz = \int_0^{\infty} q(p) dp. \quad (4)$$

Общее содержание водяного пара, называемое часто полной массой водяного пара, или общим влагосодержанием атмосферы, а согласно зарубежной терминологии, осажженной водой, определяется как слой жидкой воды, получаемый в результате конденсации в единичном столбе атмосферы.

Карты этой величины, дающие представление о трехмерном поле влажности в атмосфере, успешно применявшиеся для анализа полей осадков и облачности, в том числе и для количественного прогноза осадков [197, 208, 230, 233], с помощью спутников могут быть получены оперативно по непосредственным измерениям.

Именно такое обобщенное представление поля влажности, которое, с одной стороны, является интегральным по высоте, а с другой — глобальным в пространстве, и соответствует задачам изучения влагооборота, сформулированным в глобальной гидрологии [68].

Однако для изучения гидрологического цикла, кроме общих запасов атмосферной влаги, важно знать реализуемую ее часть, т. е. осадки.

Спутниковые оценки осадков при помощи разных видов съемки (телевизионной, многозональной и микроволновой) различаются как используемыми методами, так и достоверностью результатов.

В первом приближении, связанном с применением обычных телевизионных изображений, суждения об осадках основываются на корреляции площадей осадков с площадями облачных полей.

Соответствие площадей осадков площадям облачности, основанное на закономерности структуры фронтальной облачности, подтверждено коэффициентами корреляции, в среднем равными 0,70 и меняющимися в зависимости от форм облачности от 0,77 (фронтальная) до 0,61 (слоистая) [42].

В качестве дополнительных дистанционных параметров, характеризующих форму облачности, можно использовать относительные повторяемости линейных размеров элементов облачных форм и степень покрытости облаками элементарных квадратов стандартной географической сетки [149].

Учет размеров облачных элементов как характеристики текстуры на ТВ изображениях позволил разделить формы облаков на две группы с различной повторяемостью дождя:

кучевообразные формы (менее 4%) и слоистообразные фронтальные (90—100%). Дополнительная информация для суждения об осадках заключается в том, что каждая форма облаков определенным образом связана с условиями конденсации водяного пара в атмосфере.

Использование ИК изображений облачности (температуры верхней границы облаков) может послужить дополнительным признаком для суждения об осадках по наличию или отсутствию в верхней части облака ледяных кристаллов.

Первые попытки использования данных об уходящем излучении в окне прозрачности атмосферы 8—12 мкм на ограниченной выборке показали наличие связи между вероятностью выпадения осадков и радиационной температурой [175].

Учитывая наряду с радиационной температурой вертикальные движения, И. Н. Пономаренко удалось отделить смешанную фазу облаков от капельной, а также ориентировочно оценить мощность облачного слоя [148].

Радиационная температура является важнейшей характеристикой фазового состояния облаков и вместе с вертикальными движениями может быть использована для диагноза и прогноза зон осадков (процента покрытости территории) с ориентировочной оценкой их количества.

Вероятности выпадения осадков можно определить также по многозональным изображениям при учете факторов длинноволнового излучения (T_p) и яркости в видимом диапазоне (B) (табл. 1) [225]. При этом информация, заключенная в ИК изображениях, служит для выделения высоких облаков. Облака с высокой верхней границей, определяемой по низкой радиационной температуре, подразделяются по яркости в видимом диапазоне на мощные и многослойные, вероятность выпадения осадков из которых велика, и перистые.

Вероятности выпадения осадков в зависимости от двух предикторов для разных сезонов, как показывает табл. 1, имеют общую тенденцию к увеличению по диагонали таблицы, т. е. с уменьшением радиационной температуры и увеличением яркости.

Для разных месяцев заметны некоторые различия в вероятности выпадения осадков, связанные, по-видимому, с преобладанием весной фронтальных, а летом ливневых осадков, причем оптимальные периоды корреляции для ливневых осадков оказались равны 3 ч, а для фронтальных 12 ч.

Совершенно новые возможности определения осадков на основе количественных измерений влажностных характеристик атмосферы появились в связи с применением методов радиофизики при изучении Земли и ее атмосферы [29, 112, 141, 154, 205].

Таблица 1. Распределение вероятностей выпадения осадков в зависимости от градаций яркости облачности в видимом диапазоне (B) и радиационной температуры (T_p) в ИК диапазоне

B	T_p				B	T_p			
	≥ 260	259—250	249—240	≤ 239		≥ 270	260—269	259—250	≤ 249
Март					Июль				
20	$\frac{321}{6}$	$\frac{98}{15}$	$\frac{19}{0}$	$\frac{6}{0}$	9	$\frac{530}{4}$	$\frac{88}{16}$	$\frac{7}{29}$	$\frac{1}{0}$
21—25	$\frac{25}{16}$	$\frac{64}{32}$	$\frac{31}{45}$	$\frac{13}{23}$	10—15	$\frac{263}{12}$	$\frac{129}{24}$	$\frac{78}{31}$	$\frac{15}{40}$
26—30	$\frac{12}{17}$	$\frac{32}{40}$	$\frac{29}{52}$	$\frac{18}{77}$	16—21	$\frac{54}{9}$	$\frac{134}{27}$	$\frac{107}{34}$	$\frac{73}{44}$
31—35	$\frac{6}{50}$	$\frac{22}{36}$	$\frac{18}{66}$	$\frac{20}{70}$	22—27	$\frac{5}{60}$	$\frac{25}{40}$	$\frac{57}{56}$	$\frac{99}{64}$
36	$\frac{12}{50}$	$\frac{23}{56}$	$\frac{18}{72}$	$\frac{14}{78}$	28	$\frac{11}{45}$	$\frac{24}{67}$	$\frac{63}{73}$	

Примечание: в числителе дано число случаев, в знаменателе — вероятность выпадения осадков в %.

В коротковолновом участке радиодиапазона 0,5—3 см, как упоминалось в п. 1.1, радиоизлучение при прохождении через атмосферу существенно ослабляется за счет поглощения и рассеяния жидкокапельной и парообразной водой. Интенсивность рассеяния при этом зависит от соотношения длины волны и размеров рассеивающих частиц и будет существенной только при рассмотрении осадков. На этом принципе основано определение общего содержания водяного пара атмосферы, интегральной водности облаков и осадков методом решения обратных задач.

Наиболее полезная информация о полной массе водяного пара получается при измерениях на длине волны $\lambda = 1,35$ см, где поглощение водяным паром максимально [44, 55, 87, 113, 124, 134, 135, 153].

При радиометрических измерениях непосредственно регистрируется либо вертикальное поглощение электромагнитной энергии атмосферой τ с регистрацией эталона (например, солнечного диска), либо радиояркостьная температура T_n , переход от которой к ослаблению осуществляется через корреляционные соотношения. При этом зависимость определяемой радиометодами

полной массы водяного пара ρ_{Σ} от поглощения τ линейная, а аналогичная зависимость от T_{π} — нелинейная.

Влагосодержание атмосферы надежно интерпретируется только над водными поверхностями, излучательная способность которых постоянна. Над сушей в связи с большой изменчивостью ее излучательных способностей интерпретация радиотеплового излучения атмосферы неоднозначна. Кроме того, как показывает интерпретация упрощенной формулы (2) для покровов с малыми отражательными способностями (пески, растительность $R \approx 0,1$), вклад атмосферы невелик, тогда как над водной поверхностью ($R \approx 0,4 \div 0,5$) радиояркость существенно зависит от состояния атмосферы.

Для обоснования возможности измерений радиометром общего содержания водяного пара в атмосфере вблизи линии 1,35 см проводилось сопоставление этих измерений с рассчитанным по радиозондовым данным количеством осажденной воды [146, 147, 153]. Расчет радиояростной температуры по формуле (1) указывает на довольно тесную зависимость ее от общего содержания водяного пара ρ_{Σ} , заметно отклоняющуюся от линейной только при больших значениях T_{π} [153].

Погрешности определения общего содержания водяного пара за счет отдельных случайных факторов (температуры, давления и солёности) составляют ничтожную долю (около 3К) общего диапазона изменения T_{π} (120—200 К), причем влияние отдельных факторов может компенсироваться [153]. Экспериментальная проверка расчетных зависимостей, полученных как по самолетным измерениям, так и по результатам измерений с помощью наземного радиометра, показала, что относительная погрешность определения общего содержания водяного пара не превышала 16%, а средняя составила 10%.

Основываясь на этой высокой корреляции T_{π} с ρ_{Σ} , получено уравнение регрессии $\rho_{\Sigma} = 0,056 T_{\pi} - 0,16$, по которому приближенное определение полной массы водяного пара в атмосфере по радиояростной температуре производится с погрешностями, близкими к упомянутым выше [153].

Возможность определения общего влагосодержания атмосферы по измерениям вертикального поглощения электромагнитной энергии τ получила обоснование в серии работ горьковских радиофизиков [134, 135, 146, 147].

Получено достаточно точное соотношение между непосредственно измеренным вертикальным поглощением радиоволн вблизи резонансной линии водяного пара (1,35 см) и полной массой водяного пара в атмосфере $\tau_{\text{H}_2\text{O}} = \psi_{\lambda} \rho_{\Sigma}$, основанное на большом объеме систематических измерений горьковской наземной станции [134].

Весовая функция, теоретически (квантово-механическим путем) полученная в 1968 г. А. П. Наумовым $\psi_\lambda = 0,536 \pm 0,0012$ (непер. см²/г), близко совпадает с рассчитанной по данным радиометрических измерений на 60 станциях ($0,054 \pm 0,005$) при точности определения общего содержания водяного пара 9% [134].

Для океанических условий весовая функция, как теоретическая, так и хорошо с ней согласующаяся экспериментальная $\psi_\lambda = 0,27 \pm 0,054$, заметно отличается от приводимой выше функции для континента на величину, превышающую погрешности радиометрических измерений [135], хотя эта функция над континентами стабильна при изменении метеоусловий. Причины этого явления связаны, как полагают [147], с аномально высокой, близкой к насыщающей влажности приводных слоев атмосферы.

Таким образом, совпадение теоретических и экспериментальных оценок r_Σ как для суши, так и для океана, а также высокий коэффициент корреляции между радиоастрономическими и аэрологическими измерениями полной массы водяного пара (0,91) позволяют заключить, что метод определения общего содержания водяного пара в атмосфере по ее тепловому радиоизлучению достаточно надежен.

В облаках жидкокпельная вода обуславливает добавочное поглощение и излучение, причем увеличение мощности слоя облака приводит к ослаблению рассмотренных выше корреляционных связей между полной массой водяного пара атмосферы r_Σ и $T_{\lambda 1,35}$ [41]. Наибольший дополнительный вклад в радиоизлучение дают капельные переохлажденные облака, тогда как вклад кристаллических облаков в радиоизлучение практически не фиксируется аппаратурой.

Общая постановка задачи использования радиофизических измерений для одновременного определения содержания водяного пара, воды и гидрометеоров, сформулированная А. Е. Башариновым и его сотрудниками [6, 9, 126], основана на измерении уходящего СВЧ потока теплового излучения атмосферы на нескольких длинах волн.

При решении более общей задачи определения содержания водяного пара и воды неоднородной облачной атмосферы оптическая толщина атмосферы в формуле радиояркостной температуры будет определяться, кроме поглощения кислородом ($\tau_{\lambda O_2}$), также поглощением водяным паром ($\tau_{\lambda H_2O}$) и облаков ($\tau_{\lambda W}$), а при наличии гидрометеоров еще и поглощением в дождевых осадках ($\tau_{\lambda Wq}$) [9]

$$\tau_\lambda = \tau_{\lambda O_2} + \tau_{\lambda H_2O} + \tau_{\lambda W} + \tau_{\lambda Wq} \quad (5)$$

Это подтверждают рассчитанные Е. П. Домбковской [41] коэффициенты корреляции $T_{\lambda 0,8}$ и W_{Σ} для разных типов облачности, наибольшие из которых (0,92) относились к фронтальной облачности с большими водозапасами ($W_{\Sigma}=68 \text{ г/м}^3$). В связи с этим, согласно [41], с погрешностью, не превышающей 3К, влиянием облаков с водностью менее $0,22 \text{ г/см}^3$ можно пренебречь и интерпретировать излучение только по $\lambda=1,35 \text{ см}$.

В заключение можно сказать, что при измерениях на двух длинах волн имеется возможность определения в облачную погоду полной массы водяного пара в атмосфере, а также интегральной водности.

В случае коллоидально-неустойчивых облаков с выпадающими осадками изложенная выше общая постановка задачи сводится к системе трех уравнений (8), т. е. может быть в принципе решена с привлечением измерений радиоизлучения в трех линиях спектра.

Специфика задачи об индикации дождя как крупнокапельной среды сводится прежде всего к выяснению необходимости учета многократного рассеяния. Согласно теоретическим расчетам [24, 181], влиянием рассеяния можно пренебречь в условиях малого ослабления ($\tau < 0,5$ и отношение рассеяния к поглощению меньше 0,1).

В связи со сложностью решения указанной системы задача определения осадков по данным радиоизлучения и выбора диапазонов измерений решается экспериментально.

Разработка экспериментальных методик определения осадков ведется в трех направлениях:

1) установление критического значения поглощения, начиная с которого коллоидально-устойчивые облака переходят в коллоидально-неустойчивые и выпадают осадки;

2) изучение закономерностей спектра относительных поглощений;

3) изучение поляризационных особенностей излучения в осадках, связанных с несферичностью дождевых капель в гравитационном поле Земли.

Результаты наземных [8, 112] и самолетных [154] измерений радиоизлучения осадков обнаружили четкие различия радиоярких температур для разных форм облачности. Так, облака вертикального развития, в отличие от слоистообразных, регистрировались наиболее уверенно на всех длинах волн (табл. 2). Максимальные радиояркие контрасты приходится на фронтальные облака слоистообразных форм с выпадающими осадками (табл. 2).

Отношение сигнал—шум, определяющее излучение облака относительно уровня чистого неба, неодинаково на разных

Таблица 2. Значения радиоярких температур ($T_{\text{я}}$) и их отклонений $\Delta T_{\text{я}}$ для разных типов облачности

Форма облаков	$\Delta T_{\text{я}}$ по [112]		Интен- сивность осадков, мм/ч	$T_{\text{я}}$ по [154]			
				$\lambda = 0,8$ см		$\lambda = 3,2$ см	
	$\lambda = 0,8$ см	$\lambda = 3,2$ см		$\overline{T}_{\text{я}}$	$T_{\text{я. max}}$	$\overline{T}_{\text{я}}$	$T_{\text{я. max}}$
Ci, Cs	2,0—5,0	0,0	—				
Cu med.	7,0—12,0	2,4	—	30,0	120,0	2,5	11,0
Cu cong.	15,0—45,0	2,5—7,0	—	70,0	162,0	7,0	20,0
Sc, St { зима лето	26,0	2,0	I	12,0	20,0	0,9	1,5
				15,0	35,0	1,9	2,5
Ac, As	15,0	4,0	—				
Frnb, Ns, As	55,0	6,0	I				
St fr, As, Ac	100,0	20,0	1,5—2,0				
Ns, As, Ac	110,0	45,0	2,0—3,0				

длинах волн и наибольшее при $\lambda = 0,8$ см. В качестве второй длины волны для определения типа и температуры подстилающей поверхности и слабых осадков выбрана длина волны $\lambda = 3,2$ см.

Эти предварительные результаты позволяют надеяться на разработку в будущем методик разделения облачности на «дождящую» и «недождящую» и даже на определение интенсивности осадков.

Второй подход к исследованиям осадков радиофизическими методами по закономерностям относительных поглощений показал, что отношения коэффициентов ослабления на коротких длинах волн $\tau_{0,4}/\tau_{0,8}$ уменьшается для интенсивных дождей, а на длинных волнах $\tau_{0,8}/\tau_{1,4}$ увеличивается.

При слабых осадках столь четкой зависимости этих отношений от интенсивности выпадающих осадков не отмечается.

Третий подход к определению интенсивности дождя основан на различном ослаблении вертикальной и горизонтальной поляризации. Согласно данным Б. Г. Кугузы [112], при отдельных измерениях на двух поляризациях дождя интенсивностью 2,5 мм/ч эти различия составили около 10%.

Рассмотренные радиофизические методы измерения со спутников впервые в 1968 г. были применены на советском искусственном спутнике «Космос-243» для измерения теплового излучения на длинах волн 0,8; 1,35; 3,6; 8,5 см [7, 124]. Позднее (в декабре 1972 г.) на борту спутника «Нимбус-V» работал пятиканальный микроволновый спектрометр (0,51; 0,55; 0,56—0,8; 1,35 см) [124]. Основные обобщения результатов измерений со спутника сводились к исследованию глобальных закономерностей распределения водо- и влагосодержания атмосферы.

Осредненные профили показали различия во влагосодержании полушарий при достаточно тесной согласованности его хода над океанами одного полушария (рис. 5).

Анализ индивидуальных профилей позволил выявить резкие аномалии в распределении общего влагосодержания в тропических широтах (5 г/см^2), связанные с внутритропическими зонами конвергенции (ВЗК), сглаженные максимумы в умеренных широтах и минимальные значения ($0,3\text{—}0,7 \text{ г/м}^2$) в приполярных

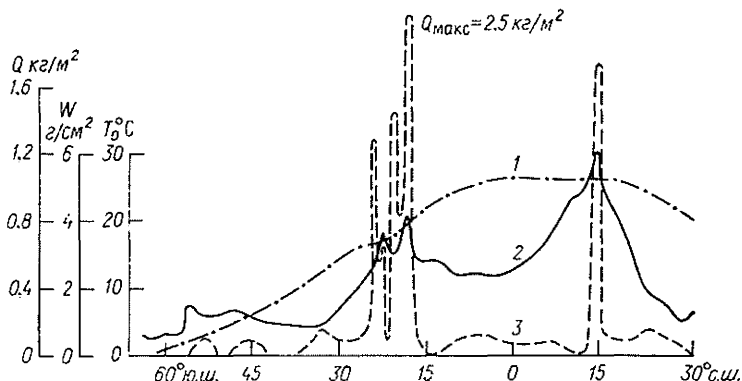


Рис. 5. Профиль температуры поверхности океана T_0 (1), полной массы водяного пара в атмосфере W (2) и интегральной водности облаков Q (3) вдоль проекции орбит ИСЗ «Космос-243» (Тихий океан).

районах [6, 41, 45]. Характерно, что максимумы общего содержания водяного пара сопровождаются более узкими, но более резкими профилями интегральной водности.

Наибольший интерес представляют глобальные карты полной массы водяного пара, построенные по данным радиометрических измерений со спутников для Атлантического и Индийского океанов [6, 41, 138]. Эти карты в основном комментировались с точки зрения количественного уточнения синоптических процессов, происходящих над неосвещенными океаническими территориями [45], где легко различаются очаги сухого и влажного воздуха соответственно в антициклонах и циклонах. Фронты здесь представляются узкими языками влажного воздуха, ограниченными полосой с повышенными градиентами, причем выделяются даже те фронты, которые на синоптических картах по контрастам температур плохо различимы.

Особо интересны для глобального водообмена четко выражающиеся на картах общего содержания водяного пара следующие глобальные общециркуляционные черты [45, 138].

В тропиках — это полоса относительно сухого воздуха вдоль экватора (с минимальными значениями содержания водяного пара 2 г/см^2 в зоне $5\text{—}20^\circ$) и пояс влажного воздуха (до $5,5 \text{ г/см}^2$) в виде узких полос, вытянутых вдоль ВЗК. Зона $20\text{—}40^\circ$, где осуществляется основной меридиональный обмен между северными сухими и южными влажными воздушными массами, отличается неоднородной картиной чередующихся языков влажного и сухого воздуха. И наконец, в северной части океана ($40\text{—}60^\circ \text{ с. ш.}$) отмечен пояс минимальных значений (до $0,5 \text{ г/см}^2$).

Глобальные карты общего содержания водяного пара r_z можно рассматривать интегральными не только в трехмерном пространстве, но и во времени. Интегральность по вертикали функции r_z определяется самим ее аналитическим представлением (4).

Общее содержание водяного пара может отражать также результат временной интеграции процессов вертикального влагообмена. Уже сам факт приуроченности к циклонам областей наибольшего содержания водяного пара свидетельствует об этом. Кроме того, развитие циклона сопровождается накоплением водяного пара во всем слое атмосферы и перераспределением его по высоте с увеличением в верхних слоях.

Послойное относительное (в % от общего) содержание водяного пара, как показано в [43], реагирует на вертикальные движения, так что в циклонах при наличии облачности увеличивается влагосодержание в слое выше 5 км и, напротив, уменьшается в нижних слоях. Следовательно, по изменению r_z во времени можно судить о фазе развития циклона. Иными словами, величина r_z весьма удачно включает в себя информацию и об абсолютной влажности, и о характере вертикальных движений, и о тенденциях процессов. Так что параметр $\partial r_z / \partial t$ можно рассматривать как индикатор вертикальных движений.

Циклоны как крупные циркуляционные механизмы, поддерживаемые приземной конвергенцией, собирают («всасывают») влагу из окружающих районов в нижних слоях и перераспределяют ее в более высокие. Устойчивая конвергенция поддерживает и питает процессы с продолжительными осадками высокой интенсивности, особенно интересные для гидрологии, о существовании которых свидетельствует полученное в [123] отношение выпавших осадков к полной массе водяного пара в облаках, достигающее в отдельных случаях 50.

Выяснение условий устойчивой конвергенции является задачей общециркуляционной, в которой циклоны рассматриваются как элементы крупномасштабной турбулентности [128] и могут оцениваться по глобальным спутниковым изображениям облачности.

Остановимся отдельно на методиках восстановления профиля влажности по спутниковым радиометрическим данным.

Наиболее строгий способ получения непосредственно самого вертикального профиля сводится к решению обратных задач методом статистических ортогональных функций, или статистической регуляризации [6, 9, 151]. Однако этот метод является все же методом будущего, поскольку для его реализации потребуются дополнительные разрешения, обеспечивающие измерения в нескольких узких участках спектра вблизи полосы поглощения водяного пара ($\lambda=1,35$ см), которыми сейчас наука не располагает.

Метод, предложенный в [40] и основанный на использовании разложения в ряд по ортонормированным функциям с привлечением, кроме спутниковых измерений, только наземной влажности ρ_0 , показал возможность восстановления профиля распределения водяного пара с высотой с точностью до 20%.

Возможен упрощенный способ оценки отклонения профиля влажности от общепринятого экспоненциального закона (с показателем экспоненты 0,58) по характеристической высоте H_p . Характеристическая высота H_p , связанная с общим влагосодержанием ρ_Σ и приземной абсолютной влажностью ρ_0 соотношением $H_p = \rho_\Sigma / \rho_0$, представляет собой ту высоту, до которой распространялся бы водяной пар при сохранении с высотой постоянной плотности, равной приземной [127].

Отклонение H_p от стандартной величины $H_{p\text{ ст}} = 1,74$, соответствующей указанному общепринятому экспоненциальному закону распределения, дает, по-видимому, представление об отклонениях профиля от этой экспоненты, связанных с вертикальными движениями.

Действительно, в циклонических условиях значения влажности в верхней тропосфере отклоняются от средних в сторону больших значений, а в нижней тропосфере — в сторону меньших $H_p < H_{p\text{ ст}}$. При антициклонических условиях наблюдается обратное соотношение.

1.3. Снежный и ледяной покров и определение запасов воды в снеге

Сток большинства рек СССР определяется в основном объемом воды, поступающей в речную сеть в результате весеннего таяния снежного покрова на их водосборах. Этим объясняется целесообразность исследования характеристик снежного покрова, в первую очередь площадных и линейных, определяемых дистанционно по телевизионным изображениям, т. е. в видимом диапазоне.

Для перехода к объемам воды на поверхности бассейна или к запасам воды в снеге, кроме указанных измерений снежного покрова, необходимо привлекать данные о его плотности и толщине, что в связи с известными трудностями таких оценок потребует дополнительных дистанционных измерений.

Прогнозирование стока весеннего половодья по запасам воды в снеге осуществляется с максимальной заблаговременностью и поэтому представляет особый интерес.

Вместе с тем необходимо исследовать условия становления и схода снежного покрова и других процессов формирования талого стока.

Особенно важно подчеркнуть, что детальные исследования по спутниковым данным процессов становления и таяния снежного покрова позволяют перейти от моделей стока, в которых решается только задача трансформации объема воды в русловой сети бассейна, к более сложным концептуальным моделям, в которых весь многоступенчатый и многофакторный процесс формирования стока находит более или менее адекватное математическое выражение. Нет сомнения, что именно такие модели приблизят нас к выяснению механизма бассейнового (регионального), а затем и глобального водообмена.

В данном разделе рассмотрены вопросы идентификации снежного покрова в различных условиях, методы измерения площадей и определение их точности, возможности дистанционного определения запасов воды в снеге, многие из которых нашли отражение в обзорах [107, 188, 189].

Первые дистанционные исследования снежного покрова на ограниченных территориях начиная с 50-х годов проводились методами аэрофотосъемки [1, 72, 107, 160, 188, 189].

Техника идентификации снежного покрова, основанная на обычной интерпретации фотоизображений по дешифровочным признакам, сводится к отделению снежного покрова от облачности, проведению границ снега и переносу информации со спутникового изображения на карту или картографическую основу.

В качестве абсолютного дешифровочного признака снега может служить значение яркости или плотности фототона, а в качестве относительных — контрасты яркости или особенности рисунка фотонизображения [110].

Контрасты яркости на границе снежных и бесснежных поверхностей обычно настолько велики, что даже при отсутствии метричности изображений позволяют уверенно провести ее почти во всех случаях, за исключением границы облачности и снежной поверхности. Непрерывные изображения снежного покрова, получаемые со спутников, позволили отчетливо установить суще-

ствование полосы снеготаяния, характеризующейся на снимке испещренным рисунком черно-белых тонов, образуемых несплошным снежным покровом. Эта полоса несплошного снежного покрова (зона снеготаяния) выделяется двумя границами — границей сплошного снега и границей сплошного стаивания.

Сопоставление этих границ с наземными данными о высоте снежного покрова (например, 15 марта 1972 г.) показало

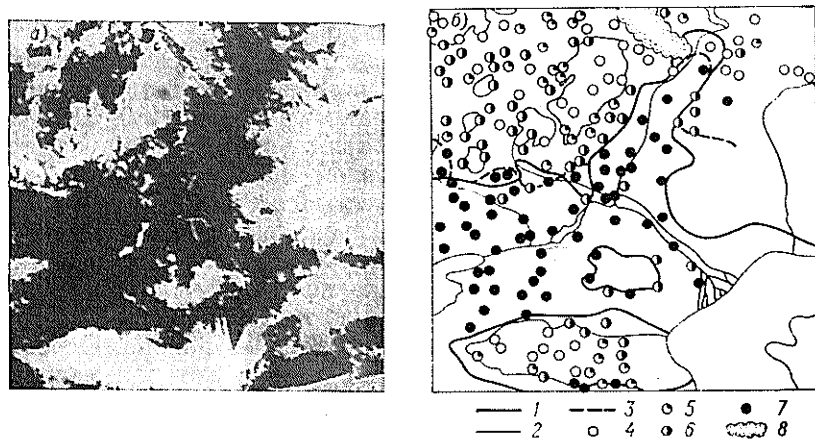


Рис. 6. Сравнение границ снежного покрова по спутниковым и наземным данным. *а* — ТВ изображение тающего снега на юге ЕТС 15 марта 1972 г.; *б* — схема границ снега по спутниковой (1) и наземной (3) информации.

Толщина снега: 2 — граница толщины снежного покрова по наземным данным; 4 — более 10 см; 5 — от 10 до 5 см; 6 — от 5 см до 0; 7 — снежный покров полностью стаял; 8 — облачность.

(рис. 6), что в пределах спутниковых границ стаявшего снега наземные станции зафиксировали отсутствие снежного покрова, а внутри спутниковых границ сплошного снежного покрова наземными станциями была отмечена наибольшая высота снега (более 10 см). В полосе несплошного снежного покрова станции регистрируют высоту снега в интервале 0—10 см.

Границы снежного покрова, полученные по спутниковым и по наземным данным, совпадают достаточно точно.

Точность картографирования снега по фотографиям ограничена точностью географической привязки и разрешающей способностью камеры. Сопоставление границы снега по спутниковым данным с границей по обычным наземным измерениям показало, что средняя абсолютная разница составила около 36 км [109, 188, 189].

Более точная оценка, исключая субъективность наземного анализа вследствие редкой сети снегомерных станций, повышает точность определения границы снега по спутниковым данным до 10 морских миль, согласно [188, 189], а по данным [109] — до 10 км.

Минимальные площади заснеженных водосборов, которые могут быть картированы по данным метеорологических спутников, составят около 400 кв. миль для максимальных оценок точности определения границ и 100 кв. миль для минимальных.

Методика идентификации снежного покрова в горах сводится к картированию заснеженных площадей и определению по ним высоты снеговой линии. Высота снеговой линии определяется сравнением границы снега с изолиниями высот [188, 189] или по показаниям расположенных вблизи от снеговой линии метеостанций, высоты которых над уровнем моря известны.

Другой способ определения высоты снеговой линии по гипсографической кривой данного бассейна опробован по данным метеорологических спутников типа «Метеор» для Средней Азии [166]. Этот способ позволяет только по общей площади заснеженности бассейна определять среднюю высоту снеговой линии, используя гипсографическую кривую данного района. Осреднение этим способом высоты снеговой линии, которая является скорее полосой несплошного снежного покрова и зависит от уклона хребтов, обладает несомненным преимуществом объективности.

Картографирование снежного покрова в горах по данным существующих метеорологических спутников, согласно оценкам Барнса и Боули, находится на пределе точности для оптимального гидрологического использования, хотя картографическую привязку в горных районах возможно осуществлять более точно (до 10 миль) [188, 189] по хорошо распознаваемым земным ориентирам.

Проблема картографирования снега в горах будет в значительной степени решена применением систем камер с разрешающей способностью, близкой к используемой при фотографировании с пилотируемых космических кораблей.

При изучении процессов снеготаяния по данным спутников «Метеор» привлекались два относительных дешифровочных признака: контраст и текстура.

Относительный дешифровочный признак — текстура — основан на рисунке изображения и определяется пространственной неоднородностью рельефа, распределения растительности и зависит также от стадии снеготаяния.

Систематизация рисунков изображения заснеженных поверхностей, приведенная в [110], позволила по аналогии с подобной

типизацией облаков [163] выделить три типа текстуры: матовую, зернистую и дендритовую — и два типа структуры: дендритовую и пятнистую (рис. 7). Исследования Ю. В. Куриловой и Л. К. Поплавской [111] показали, что рисунок изображения определяется

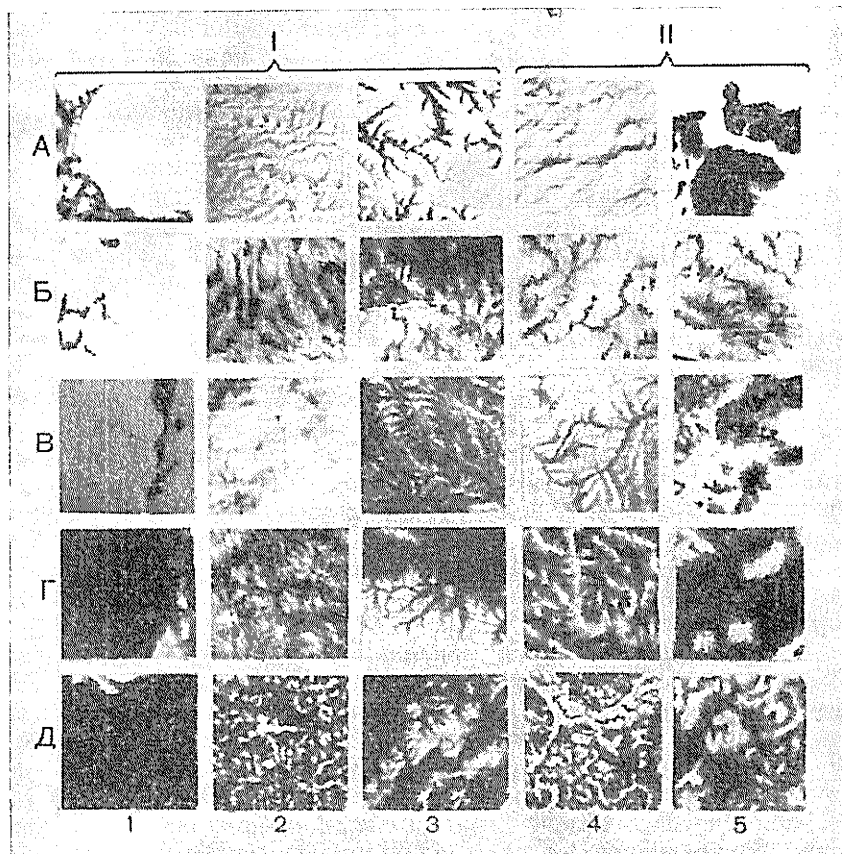


Рис. 7. Классификация различных типов заснеженных поверхностей, определяемых ландшафтными особенностями.

I — текстура: 1 — матовая, 2 — зернистая, 3 — дендритовая; II — структура: 4 — дендритовая, 5 — пятнистая.

ландшафтными особенностями и поэтому может быть использован для дешифрирования последних. Текстура изображения оказалась сильно изменчивой в период снеготаяния.

Значения контрастов использовались для проведения границ тыла снеготаяния и сплошного снежного покрова. За счет

высокого альbedo снега его контраст с иными объектами (кроме облаков) столь велик, что снег может без труда дешифрироваться даже по мелкомасштабным снимкам.

Отделение снежного покрова от облачности является другой методической задачей при дешифрировании снежного покрова, достаточно трудной ввиду высокой отражательной способности обоих объектов. Ее решение требует привлечения дополнительных признаков, базирующихся на различиях структуры облачности и снежного покрова и большой изменчивости облачности [110, 111].

Первым признаком для опознания заснеженных поверхностей является присутствие на фотоизображении опознаваемых черт земной поверхности (озер, рек, горных долин и других гидрографических ориентиров), облик которых подчеркивается на фотоизображении самим снегом. Так, например, во время таяния снега в долинах дендритовый рисунок заснеженных горных хребтов, подчеркивающий рельеф поверхности района, становится более четким.

Второй дешифровочный признак основывается на различиях структуры и текстуры облачных и снежных полей, хорошо улавливаемых на космических снимках. Так, облака обычно представляют собой крупные фронтальные системы с волокнистой текстурой, а снежные поля организованы рельефом и распределением растительности, имеющими дендритовую и пятнистую текстуру [111]. При определенных условиях освещения распознавание облачности в ряде случаев становится возможным по характерным теням от облаков.

Третий дешифровочный признак основывается на большей устойчивости во времени черт фотоизображения снежного покрова по сравнению с облачностью, что легко фиксируется при ежедневной повторной съемке. Жидкокапельные облака без труда можно отличить от снега в близком ИК диапазоне, где их отражательные способности различны [165, 174].

Иной способ отделения границ снежного покрова от неустойчивой по сравнению со снегом облачности заключается в специальной обработке цифрового представления спутниковой информации методом избирательного осреднения [187, 201] полей яркости фотоизображения района по минимальным значениям. Период осреднения выбирается таким, чтобы свести к минимуму изменения границ снежного покрова и в то же время отфильтровать всю облачность. Оптимальным является период в 5 дней.

Для построения осредненных по минимальным значениям карт все цифровые данные о поле яркости по полушарию предварительно осреднялись с помощью ЭВМ для стандартного

квадрата сетки со стороной, равной приблизительно 40 км. После пространственного осреднения монтировалась сводная карта путем выбора минимальной осредненной яркости из периода в несколько дней. Такой выбор проводился отдельно для каждого квадрата сетки. Пример подобного метода выделения границ снега на водосборе р. Дона дан на рис. 8. Авторами был применен упрощенный метод фильтрации — фотографическое суммирование.

Сравнение показало, что снеговая линия на карте минимальной яркости, как и по отдельным фотоизображениям, проходила ближе всего к изолинии высоты снежного покрова 2—3 см на наземных картах.

Рассмотренный метод дает хорошие результаты для незалесенных районов и оказывается менее эффективным для лесистых. Другая сложность дешифрирования снежного покрова в лесных районах заключается в том, что различного типа и сплоченности лесная растительность по-разному влияет на фотоизображение снега.

Все эти тональные вариации и рисунок фотоизображений хорошо согласуются с картами лесного покрова и использования земель [110]. Так, средне- и южнотаежным лесам высокой сплоченности соответствует темный, почти черный фототон и мелкозернистая текстура с белыми зернами лесных полян. Широколиственно-хвойные подтаежные леса отличаются светло-серым тоном и зернистой (с черными зернами) текстурой. Чисто дубовым лесам свойствен светлый тон и матовая текстура.

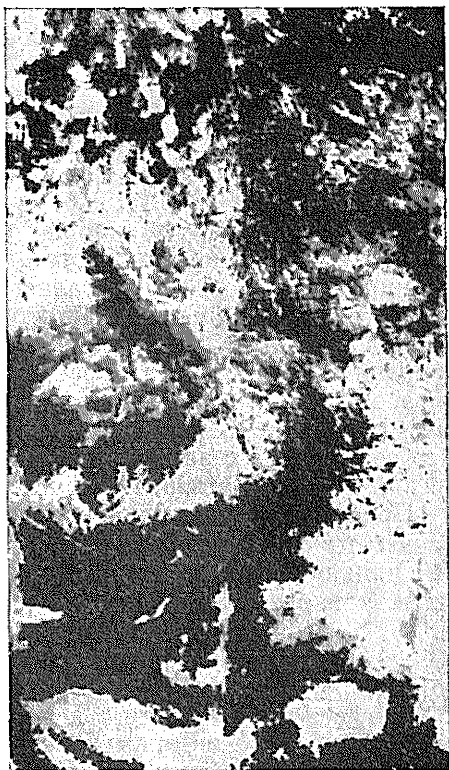


Рис. 8. Суммированное за 5 дней (8, 12, 13, 14, 15 марта 1972 г.) ТВ изображение ЕТС в период снеготаяния, на котором исключена облачность и подчеркнуты границы снежного покрова.

Большие сложности представляет интерпретация фотоизображений снега в горах в зависимости от характера распределения лесной растительности, значительно усложненного рельефом.

Наиболее систематизированный анализ влияния горной растительности на распределение снежного покрова, проведенный Коновером [191], выявил сезонные изменения контрастов фотоизображений леса в горах, выражающиеся заметным повышением его зимой за счет снежного покрова в незалесенных долинах.

Перейдем к дистанционным способам оценки запасов воды в снежном покрове. Первый способ сводится к оценке высоты снежного покрова для равнинных районов методом корреляции с яркостью снега на спутниковых изображениях в видимом диапазоне. Ввиду отсутствия на метеорологических спутниках абсолютной калибровки фототона для сравнения с высотой снежного покрова использовались относительные яркости в трех качественных градациях фототона (черный, серый и белый). Корреляция этих относительных яркостей с высотой снежного покрова по наземным измерениям показала, что яркость увеличивается с увеличением высоты снега до 10—15 см. При большей высоте дальнейшие изменения яркости не наблюдаются. Это согласуется с закономерностями, полученными Кунгом [198] по данным самолетных экспериментов.

Проявление указанной зависимости яркости изображения от высоты снега затрудняется наложением других дополнительных влияний. Так, по данным Коновера [191], альbedo снега в течение четырех дней может значительно измениться (от 70 до 50%) в результате старения снега. Замечено также общее уменьшение отражательной способности снега после выпадения дождя.

Существенно влияет на яркость снега зависимость отражательной способности от угла Солнца и угла камеры (т. е. от высоты спутника, времени дня и года).

Другой способ косвенной оценки водного эквивалента снега по спутниковым изображениям предполагает поиски корреляций между площадью заснеженности водосбора и объемом снежной массы или высотой снеговой линии в горах и стоком. Такая корреляция была получена для водосбора одной реки в Западных Гималаях Саломонсоном [224].

В настоящее время существуют также прямые методы, измеряющие запасы воды в снеге, например гамма-съемка, проводимая только с самолета [160].

Наиболее перспективным в будущем методом определения запасов воды в снеге представляется измерение излучения в сантиметровом диапазоне (как пассивная теллорадиолокация, так

и активная радиолокация). Благоприятным обстоятельством при этом является то, что содержание свободной воды влияет на радионизлучение снега больше, чем какие-либо иные его параметры.

Пока рассмотрены только принципиальные возможности этого метода, основанные на изменении ряда физических характеристик системы снег—вода за счет изменений запасов воды в снеге [195, 196]. Причем излучение в сантиметровом диапазоне по-разному изменяется на разных частотах, поскольку ряд характеристик воды, например излучательная способность ее, является функцией частоты. В связи с этим для оценки содержания жидкой воды используют многочастотный метод измерения (2,3; 0,8; 0,3 см).

Разработка и обоснование методик измерения запасов воды в снеге методом теплорадиолокации является сейчас главной методической проблемой спутниковой гидрологии, успешное решение которой откроет широкие возможности для расчета запасов воды и прогноза весеннего половодья только дистанционными методами на основе непрерывной по площади информации.

Другой важной задачей спутниковой гидрологии, связанной с изучением закономерностей водоотдачи, является оценка площадей тающего снега. Это оказывается возможным на основе одновременных измерений в видимом и близком инфракрасном диапазонах, поскольку в указанных диапазонах зависимости отражательной способности от длины волны для сухого и влажного снега различны [216, 227].

Возможности оценки тающего снега с привлечением изображений в близком инфракрасном диапазоне базируются на различных зависимостях отражательных способностей от длины волны для сухого и влажного снега. Так, для сухого снега с увеличением длины волны больше 0,9 мкм наблюдается лишь слабое уменьшение отражательной способности (8%). Для мокрого же снега это уменьшение оказывается достаточно резким (16%) [228]. В связи с этим при наличии на снеге пленки воды 1 мм проходящая через нее радиация значительно поглощается, так что тающий снег на изображениях в близком ИК диапазоне представляется темным, тогда как в видимом диапазоне он все еще остается ярким.

Практически такие возможности были продемонстрированы по данным метеорологического спутника «Нимбус-III» при сравнении данных телевизионной камеры, работающей в диапазоне 0,5—0,7 мкм, и радиометра высокого разрешения, измеряющего отраженную коротковолновую радиацию на участке 0,7—1,3 мкм [227], а также по данным спутника «ERTS-1»

с соответствующими диапазонами 0,5—0,6 и 0,8—1,1 мкм [216]. В первый срок наблюдения покрытые снегом Альпы представляются очень яркими в видимом диапазоне, тогда как в близком ИК диапазоне яркая область более ограничена, соответствуя большим высотам, где таяние еще не началось. Повторные изображения, полученные через 17 дней, показали сократившуюся область с высокой яркостью в видимом диапазоне и только следы яркого тона в близком ИК диапазоне. Последнее показало, что таяние достигло больших высот.

Во всех рассмотренных примерах, где площади и яркости, соответствующие снегу в близком ИК диапазоне, были меньше, чем в видимом, температуры поверхности были выше нуля, что указывало на процесс снеготаяния. Причем изменение площади и тона на изображениях снега в близком ИК диапазоне согласуется с температурами. Так, уменьшение яркости при сохранении площади отмечалось при температуре -3°C , заметное уменьшение площади — при $+3^{\circ}\text{C}$, а полное исчезновение контура в близком ИК диапазоне — при $+9^{\circ}\text{C}$.

Хорошо разработаны вопросы дистанционной индикации льдов, как полярных, так и континентальных. Обоснование методик идентификации и измерения, начиная от визуальных наблюдений и кончая современными методами теплорадиолокации и активной радиолокации, проводилось с помощью аэрометодов.

Исследования полярных (особенно антарктических) льдов, проводившиеся по данным ТВ изображений со спутников «Метеор» [51] и «Нимбус» [212], позволили выявить ряд особенностей в положении ледовой антарктической границы, связанных с общей циркуляцией атмосферы [51]. Температурный режим Антарктиды и его влияние на крупномасштабные вариации циркуляции южного полушария изучались по данным актинометрической информации со спутника «Метеор» [108].

По ТВ данным спутника «Метеор» возможно также изучение локальных ледовых явлений, таких, как вскрытие и замерзание озер площадью 10 км² и более [152].

С появлением методов активной и пассивной радиолокации, регистрирующей разнообразные параметры льда, от которых зависит радиояркостная температура (физическая температура, излучательная способность), открывается возможность определения толщины и водозапаса континентального и полярного льда. Наибольшие контрасты сигнала объясняются вариациями излучательной способности, которые для воды и льда меняются от 0,4 до 0,8—0,9. Сама радиояркостная температура на длине волны 3 см меняется от 105—110 К для воды до 150—260 К для льда [6, 54, 124]. Указанные различия в $T_{\text{я}}$ воды и льда исполь-

зуются прежде всего для картографирования границ ледовых полей Антарктиды. Кроме того, изменчивость радиояркостной температуры самого льда в пределах более 100 К дает представление о ряде характеристик льда, таких, как его толщина, сплоченность, соленость, многослойность и возраст [6, 54, 204]. При этом основные вариации определяются толщиной и состоянием поверхности льда.

При рассмотрении определенных типов льда с однородными излучательными способностями оказывается возможным картографировать границы ледовых полей различной сплоченности, основываясь на том, что мгновенные значения T_{λ} пропорциональны соотношениям площадей, занятых льдом и водой в поле зрения антенны. Это подтверждается, с одной стороны, результатами самолетных измерений в районах Крайнего Севера, а с другой — выделением на карте зон сплоченности морских льдов больше и меньше пяти баллов, построенной по данным спутника «Космос-243» [6, 54].

На этих же материалах показана возможность идентификации морских материковых и шельфовых ледников, а также сильное уменьшение радиояркостной температуры при переходе от морских льдов к пресным материковым льдам Антарктиды, достигающее 30—40 К [54, 124]. Низкие значения T_{λ} материкового льда обнаружены как по данным спутника «Космос-243» (170—180 К) [54], так и по данным спутника «Нимбус-V», где от берега к центру Антарктиды $T_{\lambda 1,35}$ упала от 230 до 160 К при соответствующем увеличении отражательной способности от 0,1 до 0,3 [124]. Этот эффект трудно объяснить одним только уменьшением коэффициента излучения пресного льда. Здесь дополнительным, по-видимому, является уменьшение эффективной излучательной способности за счет рассеяния в большой толще неоднородного многолетнего материкового льда. Арктический лед обладает не столь низкими температурами (205 К), как континентальный многолетний лед Гренландии (155—200 К) [124].

Для отдельных районов континентального антарктического ледника установлены низкие излучательные способности: от 0,65—0,75 до 0,80. В горных ледниках Каскадных гор эти значения были уже значительно выше: 0,75—0,85 над многослойным и 0,95 над однолетним льдом [124].

Применительно к зондированию материковых ледников и пресноводных льдов на внутренних водоемах разработаны специальные методы импульсного самолетного зондирования с использованием радиоволн дециметрового и метрового диапазонов для ледников гектометровой толщины и сантиметрового диапазона для тонких пресноводных льдов [12].

1.4. Измерения влажности почв

Изучение влагозапасов почвы и их изменений приобретает в настоящее время все большее значение как одного из основных природных механизмов, осуществляющих взаимодействие атмосферы, гидросферы, литосферы и биосферы и являющихся в то же время прекрасным индикатором изменений процессов водообмена. Следует подчеркнуть, что при всей ее важности почвенная влага до сих пор остается наименее изученным из всех гидрологических объектов.

Данный раздел посвящен рассмотрению различных дистанционных методов измерения влагосодержания почвы, основанных на регистрации излучения в разных участках электромагнитного спектра: видимом [19, 211], близком ИК [19, 202, 213], тепловом ИК [19, 217], а также СВЧ диапазоне [10, 23, 92, 150, 220].

При дистанционных измерениях влажности почв измеряемый сигнал формируется в активном горизонте поверхности почвы, глубина которого соизмерима с длиной волны. Необходимо учитывать искажающие влияния на спектр отражения и излучения ряда факторов: растительности (особенно лесной), засоленности, гумусности почв.

Неоднозначность дистанционного измерения влажности почв определяется тем, что связь ее с фототоном на аэроснимке индивидуальна для разных типов почв. Это вызвано тем, что одинаковое состояние почв (максимальная гигроскопичность, наименьшая и капиллярная влагоемкость и т. д.) достигается при разной относительной влажности.

Для исключения неоднородности интерпретации следует одновременно регистрировать излучение и отражение в разных зонах спектра или привлекать дополнительную информацию о пространственном распределении типов почв.

В видимом диапазоне спектра наблюдения за влажностью почв могут производиться только для тонкого деятельного слоя, но преимуществом измерений является их независимость от влияния температуры. Влияние органо-механического состава почв, определяющего уровень наименьшей влагоемкости, по достижении которого прекращается дальнейшее уменьшение яркости с ростом увлажнения почв [19], выражается экспоненциальной зависимостью спектральной яркости (r_λ) от влажности (Δf) почв $r_\lambda = e^{-\eta \Delta f}$, где показатель экспоненты η учитывает это влияние.

На форму зависимости яркости от влажности влияет также цвет почв, фактура поверхности и проективное покрытие растительностью (если оно превышает 30—40%). К примеру, светлоокрашенные почвы более чувствительны к изменению влажности,

чем темные, с высоким содержанием гумуса [19]. Тем самым наилучшие условия для дистанционного обнаружения увлажнений будут наблюдаться в аридных зонах со светлыми почвами и редкой растительностью, а наихудшие — в гумидных вследствие общей темной окраски почв с мощным гумусовым горизонтом и густым растительным покровом.



Рис. 9. Квантованное изображение ТВ снимка части бассейна р. Амударьи с площадями различной интенсивности орошения.

Сейчас имеются уже достаточно многочисленные примеры обнаружения пространственных неоднородностей увлажненных почв не только по космическим фотографиям высокого разрешения с ПКК («Джемини», «Аполлон», «Союз»), но и с метеорологических спутников с разрешающей способностью ~ 1 км («Метеор», «Нимбус», «Тирос»).

Для районов Средней Азии крупные площади увлажнений на этих снимках достаточно контрастны (рис. 9), и на них удастся различить по оттенкам фототона даже несколько градаций интенсивности орошения земель [19].

Эти же увлажненные участки вдоль долин рек Амударьи, Сурхандарьи, Пянджа удастся различить по снимкам с разных

спутников: «Нимбус» (0,9 км), «Метеор» (1,25 км) и «Тирос» (3,6 км). На таких фотографиях выделяются участки увлажненных дельт, долин и депрессий [63, 232]. На снимке с «Джемини» [194] удалось увидеть следы прошедших дождей на фоне кустарниковой степной растительности.

На базе полевых экспериментов получена зависимость коэффициента спектральной яркости в видимом диапазоне от относительной влажности почв (рис. 10). Причем наиболее точно влажность в видимом диапазоне может быть измерена в интервале,

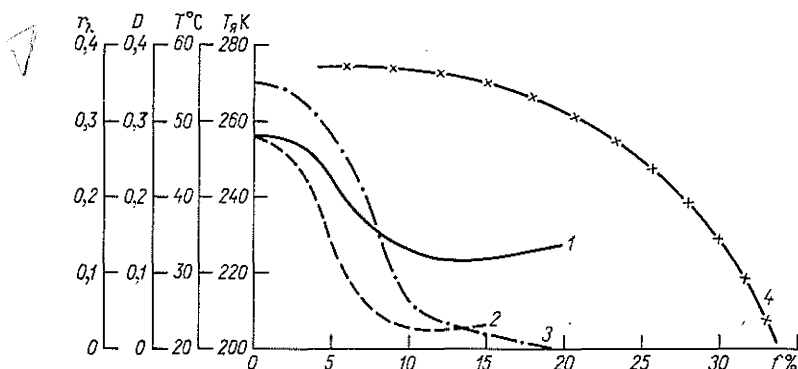


Рис. 10. Зависимость коэффициента спектральной яркости в видимом диапазоне r_λ (1), плотности фототона D в близком ИК участке спектра (2), радиационной температуры T (3), радиояростной температуры T_a (4) от относительной влажности почв f .

где градиент коэффициента спектральной яркости наибольший. Этот диапазон составляет: для песка 1—8%, для супеси 1—10%, для суглинков 2—20% и для глины 4—26% [19].

Интересны попытки Б. В. Виноградова [19] получить на основе фотоизображения Месопотамской низменности со спутника «Тирос» корреляцию плотности негативного изображения и степени увлажненности земель для четырех категорий увлажненности.

Гораздо более чувствительным к изменениям влажности почв оказался, согласно [19], поляризационный метод, примененный в видимом диапазоне. Преимущества этого метода объясняются рядом факторов: слабой зависимостью излучения от типов и шероховатости почв, высокой разрешающей способностью и инвариантностью к освещенности.

Степень поляризации зависит от содержания влаги больше, чем от типа почвы и ее микроструктуры, хотя грубые материалы

все же более сильно поляризуют свет, чем тонкоразмельченные. Поэтому приближенная оценка влажности может производиться без точного знания типов почв. Увеличение степени поляризации с увеличением влажности почв, полученное на основе лабораторных экспериментов в Ленинградском государственном университете А. А. Бузниковым, свидетельствует о том, что поляризационный метод оказывается более эффективным при больших значениях влажности, т. е. при полном заполнении влагой порового пространства (полная влагоемкость).

Таким образом, поляризационный метод является хорошим дополнением к измерениям в видимом диапазоне, расширяя область измеряемых величин в сторону больших значений влажности.

Согласно Б. В. Виноградову, разность коэффициентов спектральной яркости почв различного увлажнения с увеличением длин волн в пределах видимого диапазона увеличивается [19]. Аналогичные выводы о большей информативности можно сделать для красного участка спектра ($\lambda = 0,62 \div 0,72$ мкм).

Повышению спектральной контрастности увлажненных и сухих почв в красном участке спектра способствует также большая в этом участке спектра прозрачность атмосферы.

В близкой (фотографической) ИК зоне спектра при $\lambda = 0,7 \div 1,3$ мкм общие закономерности зависимости яркости от влажности те же, что и в видимой зоне спектра. Но интервалы возможного определения влажности, т. е. интервалы максимальных градиентов в этой зоне, значительно уже и равны для песка, суглинков и глин соответственно 3—5, 10—12 и 18—22 %.

Таким образом, за счет повышения контрастности, свойственной близкому ИК диапазону (см. рис. 10), число регистрируемых в нем градиентов влажности всегда меньше, чем в видимом.

Другие преимущества близкого ИК диапазона по сравнению с видимым заключаются в возможности регистрации увлажнения засоленных почв, темных независимо от цвета поверхности и более светлой вегетирующей растительности.

Однако затруднения в применении этого метода связаны с недостатком данных, характеризующих количественные соотношения между отражательной способностью в этом диапазоне и влажностью. Осложняющим фактором также может быть зависимость отражения от шероховатости и типа почв.

Космическое фотографирование в близкой ИК зоне спектра уже проводилось на ряде ПКС и ИСЗ, начиная с «Аполлона-9», где спектрально-цветная инфракрасная съемка позволила различить три категории влажности почв: сухие, влажные и переходные, на фотографии соответственно выражающиеся

зелеными тонами светлых и темных оттенков [19]. Более многочисленны съемки в близкой ИК зоне спектра $\lambda=0,7\div1,3$ мкм с метеорологического спутника «Нимбус-III» с разрешением 8,5 км [202, 213, 217].

Съемки в близком ИК диапазоне этого спутника в соответствии с пониженной отражательной способностью сырых и влажных почв фиксируют, например, в пустынях Средней Азии озера, водохранилища, увлажненные и пониженные участки, мокрые солончаки и орошаемые земли.

Примером динамики увлажнения поверхностей в нижнем течении долины Миссисипи являются последовательные изображения района с 22 мая по 9 августа, приведенные в [217], которые показали постепенное повышение яркости по мере высыхания грунтов.

Физической основой космической дистанционной съемки в тепловом ИК диапазоне является зависимость между водными и тепловыми свойствами почв, выраженная достаточно четко.

Термальные свойства почвы, зависящие от многих почвенных факторов (состава, структуры, влажности), лучше всего выражаются через физический параметр $\rho ck^{0,5}$, называемый термальной инерцией [19]. Этот параметр учитывает весовую теплоемкость c , теплопроводность k и плотность ρ .

С возрастанием влажности почв их термальная инерционность $\rho ck^{0,5}$ заметно возрастает.

Другой параметр, определяющий термальные свойства — температуропроводность $K = \frac{k}{\rho c}$, — с увеличением влажности сначала возрастает (до полной полевой влагоемкости), а затем начинает убывать.

Эта несогласованность и определяет неадекватность изменений влажности и температуры почвы. При измерении влажности почв по ИК изображениям необходимо также учитывать влияние ряда факторов, вносящих свой вклад в тепловое излучение. Это прежде всего периодические (суточные, сезонные) вариации радиационного режима, влияние которых может быть точно учтено. Труднее поддаются учету дополнительные притоки и оттоки тепла, определяемые метеорологическими процессами, связанными с фазовыми преобразованиями: облакообразованием, таянием снега, выпадением росы и тумана, замерзанием водоемов и др.

Многочисленность факторов, помимо влажности, влияющих на пространственное и временное распределение температуры почвы, определяет более жесткие требования к условиям съемки.

Различаются два основных типа соотношений между температурой и влажностью почв — инсоляционный и радиационный.

Для условий дневного инсоляционного режима при безоблачной погоде характерно уменьшение радиационной температуры с увеличением влажности (см. рис. 10). По сравнению с рассмотренными выше видимым и близким ИК диапазонами интервал изменения влажности, для которого градиент радиационной температуры максимален, сдвигается в тепловом ИК диапазоне в сторону высоких значений влажности (8—12%).

Ночью в безоблачных условиях знак зависимости радиационной температуры от влажности меняется на обратный, т. е. сырые почвы с большей температурной инерционностью оказываются более теплыми, чем сухие со значительным ночным выхолаживанием и малой теплоемкостью.

Различия радиационного режима обуславливают различную методику анализа для ночных и дневных ИК изображений. Так, для ночных ИК съемок, когда отсутствует внешний источник радиации, температура определяется режимом выхолаживания, а распределение контрастов — термальной инерцией, зависящей в значительной степени от влажности. Для дневной ИК съемки зависимость между температурой и влажностью почв определяется инсоляционным режимом, так что при солнечном нагреве температура влажных почв оказывается ниже температуры сухих.

По ночным ИК снимкам, полученным со спутника «Нимбус», удалось выявить, что положительные температурные аномалии связаны с водоемами и увлажнением почв вдоль речных пойм и озерных понижений.

На дневных ИК изображениях наблюдается распределение температуры, соответствующее инсоляционному типу зависимости температуры от увлажнения поверхности. Здесь самыми холодными (светлыми) являются водоемы и орошаемые земли, тогда как песчаные и каменистые пустыни с нагретыми почвами представляются темно-серыми.

Днем четче выявляются контрасты землепользования из-за различия скоростей эвапотранспирации, различия альбедо для разных сельскохозяйственных культур и различия в нагреве почв разного состава.

В последние годы открылись совершенно новые перспективы измерения влажности почв радиофизическими методами [10, 23, 92—94, 150, 220].

Существенное преимущество этих методов по сравнению с рассмотренными выше связано с тем, что при $\lambda=3$ см радиоизлучение практически не ослабляется ни атмосферой, ни даже облаками, т. е. этот диапазон длин волн представляет идеальное окно прозрачности для измерения характеристик почвенного покрова.

Выбор указанного диапазона оказывается удачным и в том смысле, что при $\lambda = 3 \div 15$ см [145] излучательная способность воды слабо зависит от длины волны. Хотя в этом диапазоне радиоизлучение мало (радиационный поток при $\lambda = 10$ см в 10^8 раз меньше, чем при $\lambda = 10$ мкм), но современная радиоастрономическая аппаратура позволяет достигнуть необходимой точности измерений.

С точки зрения измерения влажности почвы активная радиолокация имеет по сравнению с пассивной теплорадиолокацией важное преимущество — независимость отраженного сигнала от температуры. Последнее, однако, не компенсирует ее недостатков, обусловленных влиянием шероховатости, состава почв, а главное, сложностью инструментальной техники, препятствующей поднятию аппаратуры на борт искусственного спутника.

На формирование собственного теплового радиоизлучения, измеряемого методами пассивной теплорадиолокации, влияет как влажность, так и температура почв, а также значительная изменчивость диэлектрических постоянных различных почв.

Физической основой для определения влажности почв через измерения радиояркостной температуры является зависимость диэлектрической проницаемости грунтов ϵ_λ от влажности.

Рост диэлектрической проницаемости ϵ_λ с увеличением влажности почв определяет соответственное увеличение коэффициента поглощения γ_λ (9) и уменьшение излучательной способности κ_λ (10):

$$\gamma_\lambda = \frac{2\pi \operatorname{tg} \delta \sqrt{\epsilon_\lambda}}{\lambda}, \quad (9)$$

$$\kappa_\lambda = 1 - \left(\frac{1 - \sqrt{\epsilon_\lambda}}{1 + \sqrt{\epsilon_\lambda}} \right). \quad (10)$$

Эти формулы справедливы при допущении предположения, что $\operatorname{tg} \delta \ll 1$.

Недавние расчеты, проведенные с помощью моделирования [150], указывают на дополнительные ограничения, связанные с допущением малости тангенса угла потерь ($\operatorname{tg} \delta \ll 1$). Согласно расчетам, это допущение теряет справедливость при $\lambda < 0,8$ см для влажного песка и для λ , меняющегося от 0,8 до 30 см для влажной глины.

Радиояркостная температура T_n , характеризующая радиотепловое излучение Земли исходя из уравнений переноса в верхнем слое почв, определяется через излучательную способность

(или степень черноты) и коэффициент поглощения по известной формуле

$$T_{\pi} = \kappa(\varpi) T_{\text{эф}} = \kappa(\varpi) \int_0^{\infty} T(h) \gamma[\varpi(h)] \exp\left(-\int_0^h \gamma[\varpi(l)] dl\right) dh. \quad (11)$$

Радиояркая температура, таким образом, является функционалом температуры $T(h)$ и влажности почвы $\varpi(h)$, а также зависит от ее излучательной способности $\kappa(\varpi)$.

В условиях изотермичности почвы ($dT/dZ=0$), когда $T_{\text{эф}}=T_0$, влияние влажности на радиояркую температуру определяется только коэффициентом излучения $T_{\pi}=\kappa T_0$ [124].

В более общем случае неизотермичного слоя почвы влияние ее влажности на радиояркую температуру сказывается также через коэффициент поглощения, входящий в формулу эффективной температуры. В этом случае в формировании радиотеплового излучения участвует слой грунта, называемый эффективным излучающим слоем.

При изотермической стратификации излучательная способность грунта не зависит от изменения его влажности с глубиной, но определяется лишь поверхностным ее значением [93, 94].

Зависимость излучательной способности от влажности подтверждена как расчетными, так и экспериментальными данными. Действительно, согласно [124], при увеличении влажности песка от 3 до 15% излучательная способность его уменьшается от 0,93 до 0,65.

Коэффициенты излучения различных образцов почв, измеренные в лабораторных и полевых условиях В. В. Мелентьевым и Ю. И. Рабиновичем [216], оказались различными. Эти результаты согласуются с выводами А. Е. Башаринова и А. М. Шутко [10] о линейной зависимости κ от влажности почв в интервале значений относительной влажности от 0 до 15%.

Недавние расчеты излучательной способности и коэффициента поляризации для песчаных и глинистых грунтов показали, что интервал линейной зависимости ограничен пределами 5—15%. Вне указанного интервала зависимости нелинейны [150].

При оценке влажности через радиояркую температуру следует специально учитывать вариации диэлектрических характеристик и излучательных способностей в зависимости от различного состава почв и характера поверхностей раздела (шероховатости, наличия покровов).

Для исключения влияния изменчивости излучательных способностей в зависимости от разнообразных физических характеристик грунтов оценка влажности почв по T_{π} производится по возможности для сравнительно однородных типов покровов.

Анализ чувствительности T_n к вариациям влажности почвы показал, что средняя чувствительность составила 5 К на 1% изменения влажности для этих трех длин волн. Значения чувствительности, полученные как расчетным способом [93, 150], так и экспериментальными измерениями [124], согласуются достаточно хорошо (табл. 3). Некоторые расхождения результатов измерений и расчетов, видимо, объясняются влиянием шероховатости поверхности, неучтенной в расчетах, или неидентичностью условий наблюдений.

Как видно из табл. 3, с увеличением длин волн чувствительность увеличивается. Наиболее оптимальным для измерения влажности грунтов в [150] признан дециметровый диапазон от 20 до 75 см (в зависимости от необходимой глубины зондирования).

Глубина проникновения электромагнитных волн определяется как величина, обратная поглощению,

$$l = \frac{1}{\gamma} = \frac{\lambda}{2\pi \operatorname{tg} \delta \sqrt{\epsilon_\lambda}} \quad (12)$$

и находится в прямой зависимости от длины волны и в обратной от тангенса угла потерь и диэлектрической проницаемости.

Толщина слоя проникновения волны зависит через ϵ_λ от влажностного содержания грунта, уменьшаясь с увеличением влажности.

Оценки чувствительности, полученные различными авторами (см. табл. 3), свидетельствуют о перспективности определения влажности поверхностного слоя методом теплорадиолокации.

Количественные данные о связи радиояркостной температуры с влажностью пока немногочисленны. Пример такой зависимости, приведенный на рис. 10, показывает, что наиболее информативный диапазон с максимальными контрастами расположен в области высоких значений относительной влажности (18—30%), где определение градаций влажности почв оптическими методами невозможно.

Большинство рассмотренных выше работ посвящено в основном анализу и выяснению качественных зависимостей радиояркостной температуры от влажности грунтов, т. е. решению так называемой прямой задачи.

В работах А. Е. Башаринова и А. М. Шутко [10] экспериментально решается обратная задача определения влажности почв по данным радиометрических измерений. Количественное соответствие между значениями влажности, полученными по измерениям радиоизлучения на длине волны $\lambda = 10$ см, и данными прямых измерений оказалось вполне удовлетворительным [10].

Таблица 3. Относительные изменения радиояростной температуры ΔT_{π} в зависимости от изменения влажности почв Δw

Диапазон λ см	$\Delta T_{\pi} / \Delta w$ К/%	w %	Способ оценки	Автор
3,3; 10; 60	5		Расчет, изотермичная почва	Кондратьев, Шульгина [94]
0,81 2,2 21,0	9 12 18	9,5—14	Измерения в контролируемых условиях	Hruby, Edgerton *
21,0	2,5		То же	
1,55	3	10—15	"	Eaglemant * Schmugge, Gloersen, Wilheit, Geiger [220]
21,0	2,2			
21,0	2,4		Расчет	Арманд, Башарinov, Бородин и др. [56]
21,0	2,5		Измерения	Acishause, Bater, McClain *
228 90 30 3	8,6 7,5 7,2 7,0	5—15	Расчет без учета подсвета неба-свода, глина	Попов, Шарков, Эткин [150]
226; 90; 30; 3	6,1		Расчет без учета подсвета неба-свода, песок	Те же
90 30 3	6,4 7,1 6,7	5—15	Расчет с учетом подсвета, глина	Попов, Шарков, Эткин [150]
90 30 3	4,2 6,0 6,0		Расчет с учетом подсвета, песок	Те же

* Данные взяты из [124].

Эта задача, однако, решается только экспериментально при известных типах почв и при выполнении условий однородности в пределах эффективно излучающего слоя.

В естественных условиях определение влажности почв по данным радиометрических измерений усложняется влиянием степени шероховатости поверхности и зависимостью радиоизлучения от температуры среды, которые могут маскировать зависимость радиоизлучения от влажности.

В последние годы развивались также теоретические подходы к решению обратной задачи определения физических параметров почвы по полю теплового радиоизлучения. В работе [93]

получена система уравнений, связывающих эти два поля. Решение этих уравнений дает возможность определять влажность, градиенты температуры и другие параметры по данным измерения на нескольких длинах волн микроволнового диапазона.

В настоящее время имеется лишь одна экспериментальная попытка оценить распределение влагосодержания по глубине по данным измерений на четырех длинах волн, которая показывает хорошее совпадение с данными прямых измерений только при влажности, мало изменяющейся с глубиной [124].

Более точное определение T_n в формуле (11) можно произвести с учетом формы профиля влажности в пределах глубины эффективного излучающего слоя. Причем зависимость эта тем сильнее, чем больше вертикальный градиент температуры в почве.

Проблема определения влажности радиометрическими методами сложна и требует дальнейших разработок, как теоретических, так и экспериментальных, но полученные уже сейчас результаты свидетельствуют о перспективности определения влажности поверхности грунта методом теплорадиолокации.

В заключение, проводя сопоставление информативности различных диапазонов спектра для определения влажности почв, можно сказать, что с увеличением длины волны интервал измеряемых значений влажности сдвигается в сторону больших влажностей.

1.5. Возможности обнаружения подземных вод

Отличительной особенностью применяемых в гидрогеологии методов является то, что они в большинстве своем являются, по существу, дистанционными, основываясь на косвенных признаках наличия подземных вод и их состояния. Эти признаки базируются на взаимодействии природных вод и ландшафтов. Часть признаков связана с факторами, формирующими режим подземных вод (геотектоника, рельеф, осадки). Другие же являются лишь отражением в состоянии компонентов ландшафта особенностей распространения подземных вод и их режима.

В этом смысле аэрокосмические методы для гидрогеологии (как и для геологии) могут дать значительно больший эффект за счет применения уже хорошо разработанных принципов косвенного опознания подземных вод по непрерывной и глобальной спутниковой информации. Не случайно поэтому геологи и гидрогеологи одни из первых применили дистанционные методы — вначале аэросъёмку, а позднее и космическую — и получили заметные результаты [27, 97, 226].

Основными гидрогеологическими объектами, подлежащими определению, являются районы распространения подземных вод, глубина их залегания и степень минерализации, очаги питания и разгрузки. Особый интерес представляет изучение взаимосвязи подземных и поверхностных вод, определяющей условия формирования вод и основу для оценки воздействий естественных и искусственных факторов на их режим.

Для дистанционной регистрации различных характеристик подземных вод могут быть использованы различные диапазоны спектра и виды съемки; фотографирование в видимом и близком ИК диапазоне, инфракрасная съемка и СВЧ радиометрия.

Методы дистанционного изучения подземных вод основаны на принципах пространственно-временной и факторной интеграции явлений в геофизической оболочке Земли и подразделяются на прямые (непосредственные) и косвенные.

Первые базируются на регистрации непосредственно самих гидрогеологических объектов, таких, как выходы подземных вод на поверхность, болота, солончаки, наледи и крупные субмаринные источники в шельфовой зоне. На снимках им соответствуют прямые признаки, выражающиеся в форме и размерах тональных ареалов. В частности, выходы подземных вод на поверхность и болота характеризуются темным фототонем, а форма и размеры темных ареалов говорят об интенсивности разгрузки подземных вод и ее приуроченности к определенным формам рельефа и геолого-геоморфологическим структурам, а также о глубине залегания грунтовых вод и характере их взаимосвязи с поверхностными.

Косвенными признаками, основанными на существующих взаимосвязях гидрогеологических явлений и процессов с различными компонентами ландшафта, являются рельеф, геолого-структурные особенности территории, литологическая характеристика отложений, растительность, условия становления и схода снежного и ледяного покровов.

Одним из универсальных индикаторов гидрогеологических условий является рельеф изучаемой территории, на основе которого возможно оценить литолого-стратиграфические и тектонические элементы.

По характеру рельефа: горы, предгорья, возвышенности, долины рек, впадины — выделяются региональные и местные области питания и разгрузки подземных вод. Эрозионная расчлененность, линейные элементы которой четко различаются на снимках, является прямым признаком дренированности изучаемой территории.

Литологическая характеристика отложений, проявляющаяся в цвете и фототоне черно-белых и цветных снимков, позволяет

выделять районы распространения алювия, золотых образований, скальных трещиноватых пород. По данным многоспектральных изображений удается отделить рыхлые четвертичные отложения, лучше проявляющиеся в коротковолновом диапазоне, от коренных отложений и особенностей тектоники района, видимой в более длинноволновом диапазоне.

По комплексу признаков, прежде всего по геометрическим и фототоновым, дешифрируются различные геологические структуры, включая детали тектонического строения. Особенно отчетливы на изображениях линейные вытянутые объекты — линеаменты, которые являются дизъюнктивными нарушениями и сопровождаются повышенной трещиноватостью пород.

Широко используемые в геологии для выявления крупных геологических структур-линеаментов принципы пространственной интеграции, проявляющейся на мелкомасштабных снимках, применимы для систематизации мест выхода ключей и источников, обычно приуроченных к пересечениям двух систем линеаментов [214].

Проведенное в ИВП АН СССР И. С. Зекцером, Р. Г. Джамаловым и Ю. Л. Объедковым сопоставление линеаментов Центральной Монголии, отдешифрированных по изображению со спутника «Метеор-18», с участками естественных выходов подземных вод на поверхность показало приуроченность родников, колодцев и водообменных скважин в виде вытянутой цепочки водоявлений к зонам тектонических нарушений. Таким образом обнаружено, что подземный сток контролируется тектоническими нарушениями, в особенности обновленными недавними землетрясениями.

Одним из наиболее доступных для определения из космоса индикаторов грунтовых вод является растительный покров, который выполняет роль механизма обратной связи с атмосферой, возвращая в нее из подземных горизонтов значительные объемы воды.

Имеется возможность дешифрирования как на черно-белых, так и особенно на спектрзональных фотографиях ареалов распространения растительности, ее густоты, а также, что особенно важно для гидрогеологии, распознавания конкретных типов ее. Последнее позволяет выделить на изображениях специфичные типы растений (фреатофиты) с корневой системой, достигающей уровня неглубоких водоносных горизонтов. Густота этой растительности, а также установление преобладающих видов ее позволяет судить о глубине залегания грунтовых вод [25], а также их минерализации.

По скоплению гигрофитов и фреатофитов вдоль водотоков и ирригационных сооружений судят о наличии и интенсивности

процесса инфильтрации поверхностных вод в дно и берега водотоков. Возможно также выделение древних погребенных и переуглубленных речных долин, с которыми в аридных районах связано неглубокое залегание грунтовых вод. Учитывая, что фреатофиты поглощают большое количество воды (около 30 млрд. м³/год для Запада США), бесполезно испаряя ее, можно на основе дистанционной инвентаризации районов, занятых фреатофитами, разрабатывать мероприятия по охране грунтовых вод.

Обнадеживающим представляется косвенный метод обнаружения районов залегания грунтовых вод и мест их разгрузки по телевизионным съемкам в переходные сезоны, т. е. в условиях, близких к переходу температуры через нуль. Так, в районе Южной Дакоты Хайнеману, Майерсу и Муру [193] удалось выделить области неглубокого залегания водоносных горизонтов, соответствующие площадям более интенсивного таяния снега. Это можно объяснить изменением объемной теплоемкости участков близкого к поверхности залегания грунтовых вод.

Аналогичный принцип дешифрирования предложен теми же исследователями [193] для картографирования областей разгрузки подземных вод в реки по весенним или осенним снимкам. Здесь в условиях, близких к переходу температуры через нуль, т. е. при смене фазового состояния воды, сравнительно небольшие температурные вклады грунтовых вод оказываются достаточно точными, чтобы несколько ускорить протаивание весной и замедлить замерзание осенью. Такие слабые локальные неоднородности в температурном поле (порядка 1°C), близки к пороговой чувствительности спутниковой ИК аппаратуры (1—2°C). В указанной работе участки аномально раннего протаивания ледяного покрова на реках и озерах весной и позднего его становления осенью, полученные по самолетной съемке, были подтверждены наземными наблюдениями и данными тепловой самолетной съемки. Предложенная методика интерпретации характера таяния льда дает возможность фиксировать достаточно тонкие аномалии температурных полей, которые при точности существующей ИК аппаратуры не улавливаются.

При уменьшении толщины снежного покрова в период его таяния подчеркиваются также элементы микрорельефа, превышающие толщину оставшегося снега. Высокая яркость снега при этом как бы подкрашивает микрорельеф, выделяя невидимые в условиях летней съемки детали. Тонкие детали рельефа могут послужить дополнительным дешифровочным признаком при обнаружении связанных с особенностями рельефа грунтовых вод.

К непосредственным методам относится обнаружение мест разгрузки подземных вод методом ИК-съемки и обнаружение

горизонтов подземных вод методом активной радиолокации на дециметровых и метровых длинах волн.

Космическая ИК тепловая съемка, основанная на регистрации собственного теплового излучения объектов и, следовательно, картографирующая эквивалентную радиационную температуру, фиксирует те устойчивые различия в температуре, которые присущи поверхностным и подземным водам. Это касается ряда процессов и явлений, таких, как распространение неглубоких водоносных горизонтов, выходов подземных вод на дневную поверхность, очагов их разгрузки на шельфе и на дне рек и озер, а также грунтов различной степени увлажненности. Тепловая съемка, естественно, оптимальна для изучения гидротермальной и геотермальной деятельности.

Однако, говоря о широких перспективах использования ИК теплового метода в гидрогеологии, надо упомянуть и о сложностях интерпретации ИК изображений, связанных с учетом и исключением влияния на температуру поверхности ряда факторов. Эти трудности связаны с большим комплексом факторов: метеорологических (облачность, снег, ветер, фазовые переходы воды), астрономических (время суток, сезон года) и других, вносящих свой вклад в формирование фиксируемого со спутника поля радиационной температуры. Поэтому для данного вида съемки требуется особо тщательный выбор условий проведения эксперимента. Так, например, запуск солнечно-синхронных спутников снял бы проблему учета суточных вариаций длинноволнового излучения.

Сейчас уже имеется несколько попыток картографирования по ИК съемке районов залегания неглубоких водоносных горизонтов [206]. Более многочисленны примеры, иллюстрирующие роль ИК съемки в обнаружении очагов разгрузки подземных вод в реки, моря и океаны. Различие температуры подземных вод и вод рек, морей и океанов выражается на фотоизображении в виде «конусов выноса» холодных вод.

Тепловая аномалия подземных вод лучше прослеживается в период межени, когда доля грунтового стока максимальна.

Преимущество ИК съемки проявляется при изучении районов активной геотермальной деятельности: источников и гейзеров, а также площадей неглубокой циркуляции термальных вод.

ИК съемка успешно применялась также при картографировании распространения и относительной интенсивности тепловых аномалий, связанных с вулканами и термальными подземными водами.

Интересен пример применения ИК съемки для инвентаризации мест выходов подземных вод в виде мелких родников и заброшенных скважин [36].

Полученные в последние годы результаты свидетельствуют о возможности идентификации минералов и литологического состава по спектрам их теплового излучения [21]. Эти данные при достаточном разрешении помогли бы выявлять грунтовые воды, генетически связанные с определенными типами пород. ИК съемка в диапазонах длин волн 3,5—5,5 и 8—18 мкм позволяет различать многие виды растительности, что важно при фитоиндикации грунтовых вод.

И наконец, последний вид съемки, имеющий перспективы в непосредственном обнаружении грунтовых вод, — микроволновая съемка. Наиболее интересное применение радиолокационных методов для обнаружения и картографирования подземных вод связано с проникающей способностью радиоволн в микроволновом диапазоне, которая, как показано в п. 1.3, увеличивается с увеличением длины волны и для дециметровых волн оценивается первыми десятками сантиметров [172, 215]. Причем более перспективными для этих целей являются методы активной радиолокации, учитывая и тот факт, что ни снег, ни облачность не влияют на распознавание коренных пород [21].

В заключение отметим, что ввиду специфики каждого из рассмотренных выше видов съемки, дающих своеобразную, но зачастую ограниченную информацию о разных видах подземных водных ресурсов, комплексное применение различных взаимодополняющих методов измерений в разных областях спектра дает более полное представление об исследуемых процессах и явлениях.

1.6. Термический режим и динамика гидрологических процессов

Из всех видов природных ресурсов именно водные, являющиеся объектом гидрологических исследований, наиболее динамичны. Изучение динамики гидрологических процессов может быть полезно в двух аспектах. Во-первых, знание динамики процессов с точки зрения причинно-следственных связей атмосферы и гидросферы может послужить основой для гидрологического прогнозирования по дистанционным данным. Во-вторых, по динамике процессов таяния льда и снега в определенных условиях возможно судить о неоднородностях температурного режима подстилающей поверхности и даже в отдельных случаях о более глубоких слоях литосферы. Такой подход представляется интересным, поскольку традиционные методы измерения температурного режима подстилающей поверхности дискретны и очень дорогостоящи.

Динамику гидрологических процессов можно изучать по ТВ изображениям, что объясняется различными альбедо воды в разных агрегатных состояниях. Так, для жидкой воды типично низкое альбедо ($\sim 10\%$), для твердой — снега и льда — высокое альбедо (около 80%); жидкокапельная фаза воды в облаках также имеет высокое и близкое к снегу и льду альбедо. Более полно в причинно-следственном аспекте эти процессы можно изучать с привлечением данных о радиационном балансе или температуре как его индикаторе. Температурный режим является индикатором энергетического состояния и, следовательно, причиной фазовых преобразований. Возможность оперативного измерения глобальных и непрерывных температурных полей, появившаяся в эпоху спутниковых измерений, позволяет непосредственно контролировать процессы глобального водообмена с учетом фазовых преобразований. Наряду с этими большими преимуществами ИК съемки имеются и определенные методические трудности при ее интерпретации, связанные с учетом всего разнообразия факторов, влияющих на температуру поверхности: времени съемки, метеорологических условий, типов почв, использования земель. Причем, если суточные колебания температуры приповерхностного слоя имеют закономерный ход и могут быть легко учтены, то влияния изменчивых метеорологических факторов (инсоляции, облачности, температуры воздуха) имеют неправильный ход и учет их затруднен.

При дневной ИК съемке проявляются также различия в испарении, затенении поверхности, альбедо различных растительных покровов. Увеличиваются термальные контрасты, связанные с почвенными условиями — влажностью и механическим составом, которые ночью сглажены. В ночное время температурные контрасты обусловлены в основном видом использования земель.

Ниже рассмотрены гидрологические процессы, связанные с фазовыми преобразованиями, изучение которых возможно с помощью дистанционных методов.

Наиболее подробно авторами был изучен по данным спутниковой информации процесс снеготаяния [109—111]. Этому же вопросу касается работа [35].

В качестве первого этапа были разработаны основные методические приемы определения границ снеготаяния по относительному дешифровочному признаку — контрасту фототонов. Сравнительное изучение границ снежного покрова на карте и снимке показало большую детализацию последнего. Дальнейшее исследование процесса снеготаяния проводилось с помощью другого относительного дешифровочного признака — текстуры. Общие принципы типизации текстуры тающего снега приведены в [110].



Рис. 11. Фотомонтажи, полученные по данным спутника «Метеор», иллюстрирующие динамику таяния снега на водосборах ЕТС.

Для изучения динамики снеготаяния на обширных территориях в [109] была составлена из трансформированных на картографическую проекцию телевизионных изображений со спутника «Метеор» серия фотомонтажей масштаба 1:5 000 000 на весенний период 1972 г. Отдельные примеры трех таких уменьшенных фотомонтажей представлены на рис. 11. Обобщенные по этим фотомонтажам схемы показывают общие закономерности процесса снеготаяния на водосборах рек Волги и Дона (рис. 12).

Детально динамику снеготаяния для различных ландшафтных фрагментов в рамках этих водосборов можно изучить по рис. 13.

Анализ динамики снеготаяния по этим данным четко показал различный характер таяния в разных физико-географических условиях (широта места, рельеф, термическая неоднородность грунтов, распределение растительности), что сказалось в движении границ, изменении начала сроков таяния, а также в динамике текстур изображения.

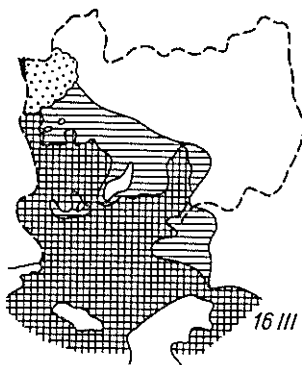
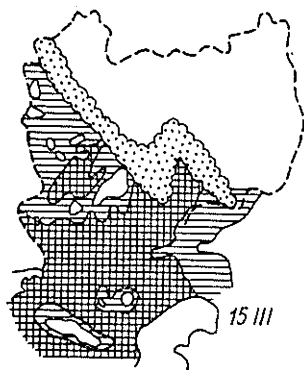
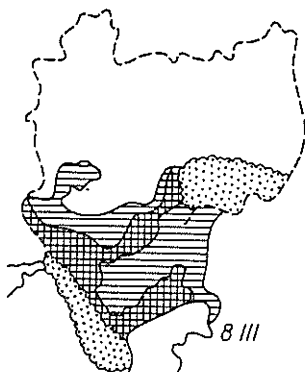
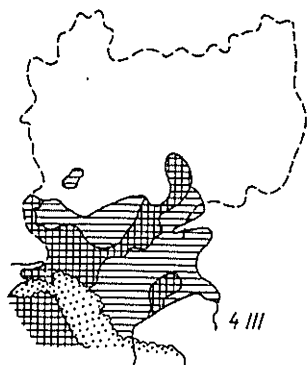
Начало снеготаяния подчинено в основном законам зональности и связано с фронтом потепления, движущимся с юго-запада. Раньше всего снег стаял в Донских и Прикаспийских степях (рис. 11, 12). На Среднерусской возвышенности таяние начинается раньше, чем на Окско-Донской равнине, расположенной восточнее (рис. 13, строка 2, 6).

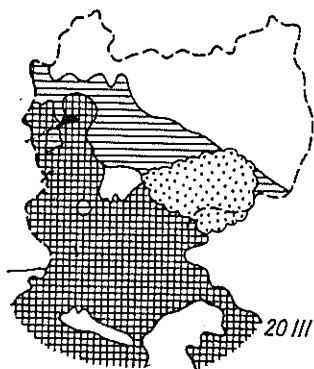
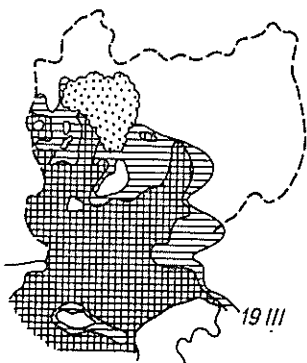
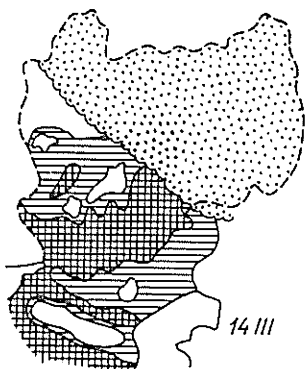
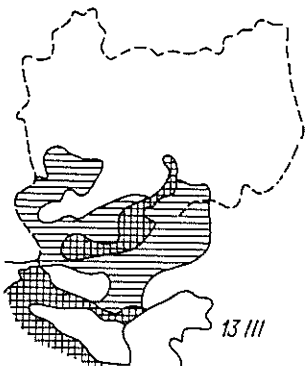
Однако в отдельных случаях эти закономерности зональности нарушаются. К примеру, в узкой полосе вдоль Средней Волги таяние осуществляется намного раньше, чем в окружающих областях. Снежный массив в верховьях р. Урала и Зауралье сохраняется нетронутым намного дольше, чем в более северных областях (рис. 12). Далее, в районе водосбора р. Хопра, снег задерживается значительно дольше, чем на прилегающих к нему с севера областях Окско-Донской равнины (рис. 13, строка Е, Ж). Эта задержка в снеготаянии сказывается и в запаздывании на 26 дней максимума стока (см. п. 2.3).

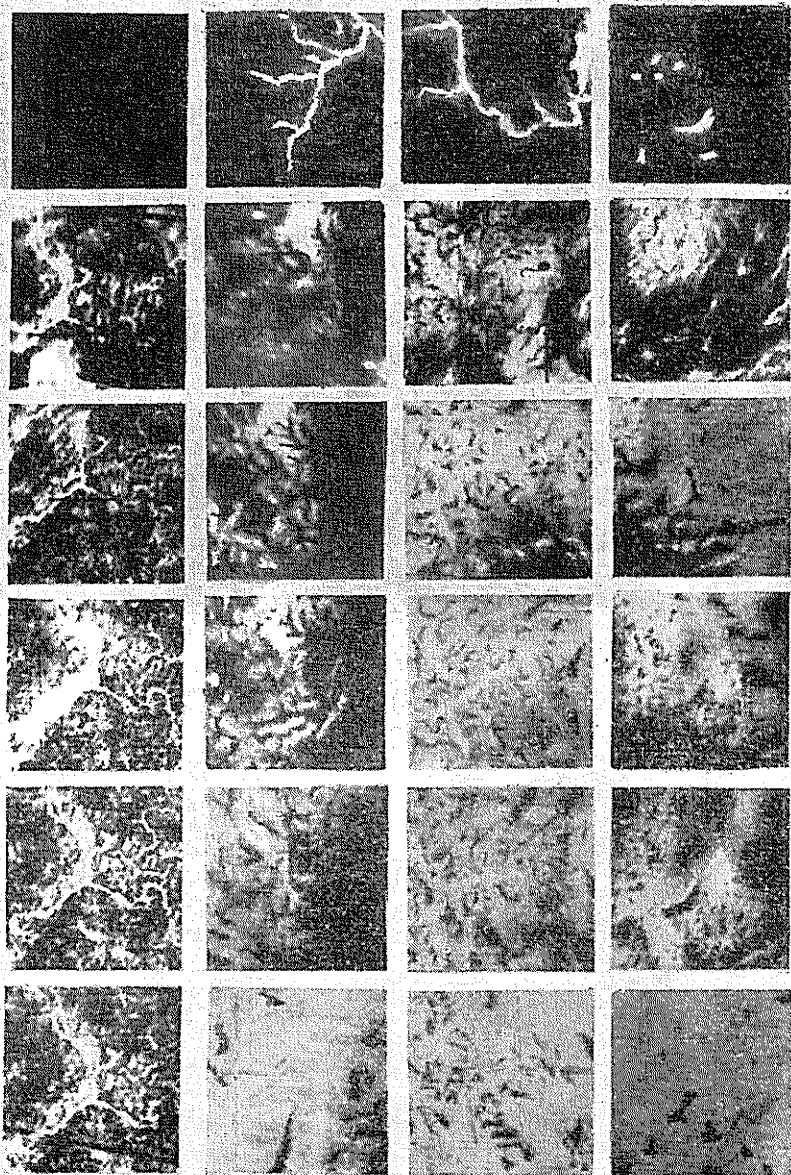
Такие ландшафтные характеристики, как растительность, сказываются в текстуре изображений. Динамика таяния снега в среднетаежных лесах в районе Северной Двины на ТВ снимке представляется очень образно (рис. 13, строка 1): белые пятна опушек как бы тают, обеспечивая переход на изображении к сплошному черному фототону.

Рис. 12. Составленные по фотомонтажам со спутника «Метеор» схемы границ сплошного снежного покрова и границы тыла снеготаяния в пределах водосборов рек Волги и Дона. Март 1972 г.

1 — полоса несплошного снежного покрова; 2 — районы, полностью освободившиеся от снега; 3 — облачность.







A

B

B

L

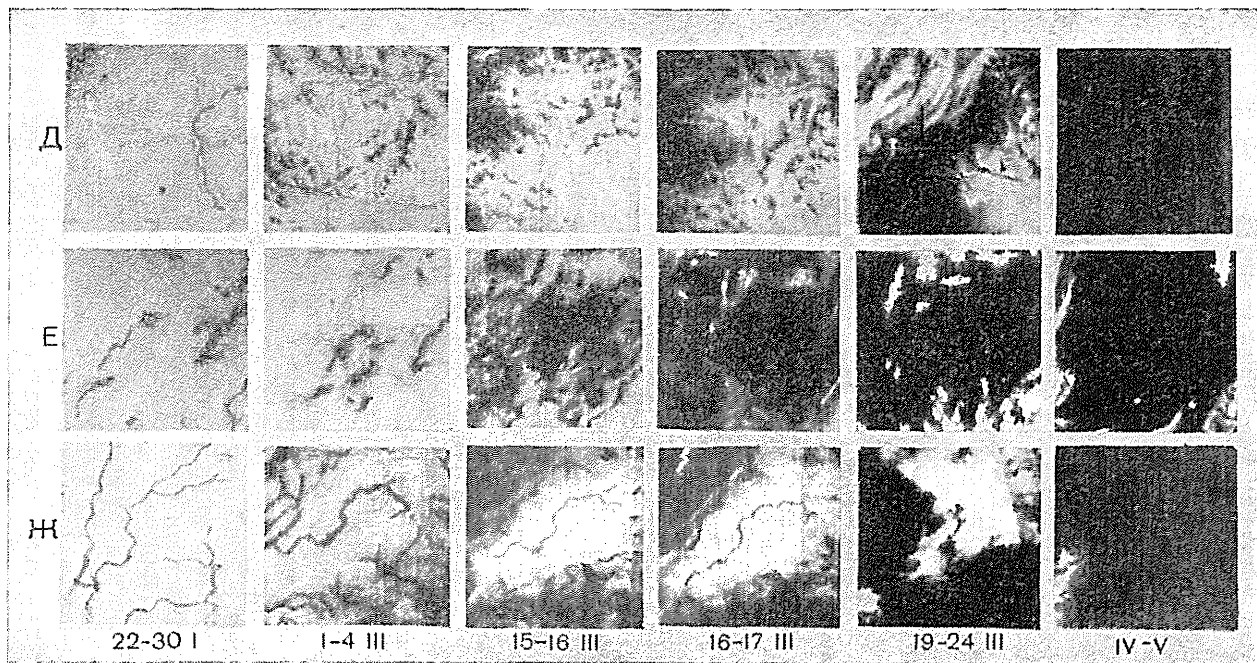


Рис. 13. Динамика текстур таяния снежного покрова в январе—мае 1972 г.

Районы: А — Северная Двина, среднетаежные леса; Б — Среднерусская возвышенность; В — Куйбышев, лесостепь с дубовыми колками; Г — оз. Эльтон, Прикаспийские степи; Д — р. Урал, Прикаспийские степи; Е — Окско-Донская равнина; Ж — р. Хопер, Окско-Донская равнина.

Рельеф той или иной глубины изрезанности по-разному влияет на текстуру изображения. Причем влияние его начинает сказываться с того момента, когда высота снега станет меньше высоты элементов рельефа, соизмеримых с элементом разрешения аппаратуры.

Дендритовый рисунок проявляется при таянии не только в высокогорном (см. рис. 7), но и в среднегорном, а также в более сглаженном всхолмленном рельефе (см. рис. 13).

Таким образом, указанная тесная зависимость текстуры изображения в период снеготаяния от рельефа позволяет судить, с одной стороны, о ландшафтных характеристиках, используя снег как «окрашивающий» фактор, а с другой стороны, при известной контрастности рельефа о толщине снежного покрова.

Определение количественных параметров, связанных с высотой снежного покрова, на основе фотометрирования изображений тающего снега применен в [178].

Исследование процесса снеготаяния в причинно-следственном аспекте было проведено авторами на основе совместного анализа последовательных ТВ и ИК изображений ЕТС за безоблачные дни периода снеготаяния в марте 1972 г.

В процессе дешифрирования восьми монтажей была выделена полоса сплошного снежного покрова, отделяющего район сплошного залегания снега от областей полного протаивания. Схематический результат такого дешифрирования в границах водосборов Дона и Волги, приведенный на рис. 12, позволяет наглядно изучать процесс схода снежного покрова.

Температурные поля изучались по данным ИК сканирующей аппаратуры того же спутника (рис. 14).

ИК изображения, получаемые со спутника «Метеор», как видно из рис. 14 а, трудно поддаются дешифрированию из-за недостаточной наглядности и контрастности. Специальная обработка изображений — квантование по двум градациям фототона — позволила четко выделить в поле температуры положительные (рис. 14 б) и отрицательные (рис. 14 в) аномалии.

Для анализа температурных полей дополнительно строились графики временного хода температуры, осредненной для крупных районов исследуемого водосбора р. Дона (рис. 15). По этим данным совместно с синоптической информацией удалось восстановить последовательность развития всего процесса снеготаяния в тесной взаимосвязи его с характером и динамикой атмосферных процессов [109].

График хронологического хода осредненных значений температуры позволил выделить периоды различной направленности процессов снеготаяния. С 4 по 8 марта при слабом повышении отрицательных значений температуры площади растаявшего

снега почти не увеличивались (рис. 12, 16). Период циклонической активности с 8 по 11 марта, сопровождавшейся резким понижением температуры и сплошной облачностью, завершился

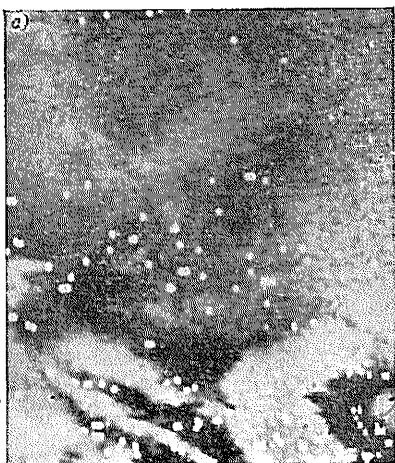


Рис. 14. Применение метода квантования малоинформативного ИК изображения (а) для выделения холодных заснеженных поверхностей (б) и теплых стаявших (в).



увеличением площадей, покрытых снегом, и уменьшением площадей, освободившихся от снега. И наконец, пришедший с Атлантики циклон с 13 по 16 марта вызвал одновременно

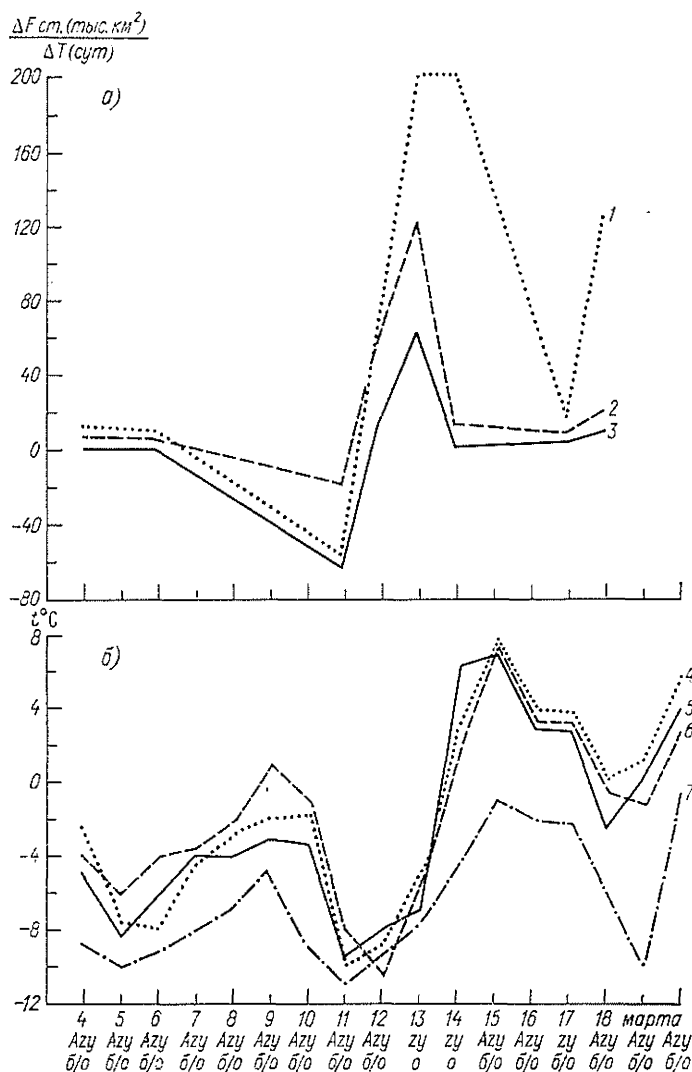


Рис. 15. Изменения в период снеготаяния скорости снеготаяния (а) и средней температуры (б) на территории бассейнов Дона и Волги в марте 1972 г.

1 — несплошной—стояло, 2 — сплошной—несплошной, 3 — сплошной—стояло, 4 — р. Дон, 5 — Прикаспий, 6 — Средняя Волга, 7 — р. Урал.

с сильным адвективным повышением температуры, переходящей через нуль, активное снеготаяние с очень резким увеличением площадей, освободившихся от снега. Повторный возврат холода после 16 марта снова замедлил продвижение на север границ снеготаяния (см. рис. 12).

Выделенные по ИК изображениям (см. рис. 14) аномальные области тепла в районе Средней Волги совпали с областями раннего протаивания (см. рис. 17), а аномальные области холода в бассейне р. Хопра и в Зауралье — с районами длительного залегания снега.

Таким образом, последовательность спутниковых ТВ и ИК изображений дает возможность детально изучить процессы снеготаяния в его причинной связи с полем температуры.

Исследования динамики таяния льда на водоемах, согласно [152], оказались вполне осуществимыми даже по ТВ информации спутника «Метеор» как для крупных озер и водохранилищ, так и для более мелких озер (10—50 км²). Невидимые на летних снимках, они становятся легко различимыми в благоприятных условиях, создающихся весной за счет повышенных контрастов еще не стаявшего льда и увлажненных территорий.

Детальность фотографирования и информативность изображений зависят, согласно оценкам В. Г. Прокачевой [152], от размеров и формы озер, уменьшаясь для озер и водоемов удлиненной формы и тем более для рек.

Для крупных озер (Байкал) и водохранилищ (Рыбинское) разработаны методики дешифрирования процессов их вскрытия [152].

Различный характер таяния льда на озерах в зависимости от метеорологических условий показан Л. К. Поплавской (ИВП АН СССР) на примере динамики таяния льда на Ладожском озере по данным спутника «Метеор» (рис. 16). Отмечено полное соответствие площади покрытости озер льдом (включая повторное замерзание при возврате холода) интегральным температурным характеристикам, представляющим собой суммы положительных ($\sum t_+$), отрицательных ($\sum t_-$) значений температуры воздуха и их разности ($\sum t_+ - \sum t_-$). Суммирование температуры воздуха производилось за периоды, когда площади покрытости озер льдом сохранялись постоянными (на рис. 16 эти периоды отмечены вертикальными линиями).

Интересны также приводимые Г. А. Рабчевским примеры прослеживания динамики увлажнения почв по последовательным изображениям со спутника «Нимбус» в близком ИК диапазоне [217]. Уменьшение влажности и связанные с этим изменения состояния растительности в течение сухого лета 1969 г. интегрируются в более высокие отражательные способности на

снимках. Отмечено уменьшение альбедо, связанное с влиянием прошедших дождей. Пример показывает возможности регистрации региональных условий влажности почв и растительности.

Привлечение наряду с полями влажности радиационного баланса, также измеряемого со спутников, позволит подойти к исследованию процессов испарения дистанционными методами.

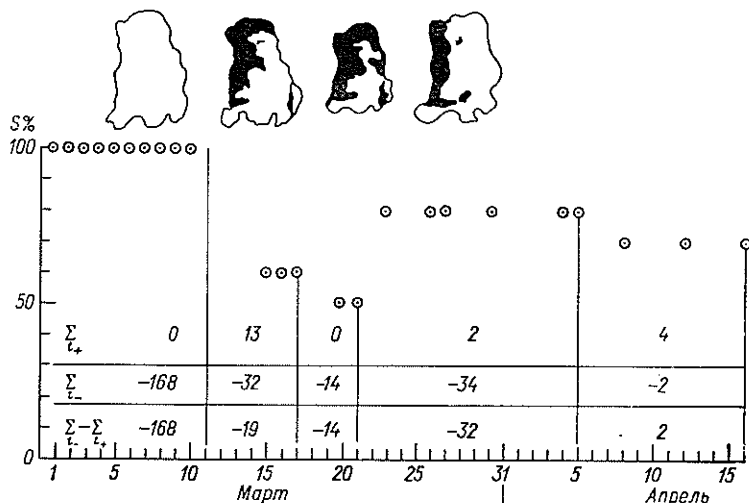


Рис. 16. Характер вскрытия Ладожского озера в 1972 г. по изображениям со спутника «Метеор». Периоды резкого изменения площади покрытости льдом (%) согласуются с суммами положительных и отрицательных температур воздуха.

Остановимся на сформулированном в начале этого раздела подходе к изучению динамики гидрологических процессов — индикационном — имеется в виду использование пространственных аномалий таяния льда и снега для суждения о тепловых неоднородностях водоемов и подстилающих поверхностей, определяемых тепловым режимом.

Этот принцип, как упоминалось в п. 1.5, широко используется в гидрогеологии для дистанционного обнаружения участков разгрузки более теплых подземных вод.

Для сути можно рассматривать неоднородности двух видов, связанные: 1) с перераспределением подземных вод, меняющих теплоемкость и теплопроводность почв; 2) с тепловыми неоднородностями, обусловленными распределением пород, обладающих различными теплофизическими параметрами с адиабатическим нагревом и охлаждением за счет тектонических напряжений в земной коре.

В первом случае индикационная роль тающего снега определяется изменением объемной теплоемкости грунтов в зависимости от степени их увлажненности, поскольку способность почвы к накоплению тепла, отдаваемому позднее, зависит главным образом от содержания в ней влаги.

Так, объемная теплоемкость супесчаной почвы удваивается при увеличении влагосодержания от 20 до 100% [193]. Поэтому в районах неглубоких водоносных горизонтов количество теплоты, накапливаемой и отдаваемой позднее, будет отличаться по сравнению с районами глубокого залегания грунтовых вод, что и обусловит здесь большую скорость таяния.

Для Прикаспия процесс таяния происходит очень своеобразно, начинаясь с появления пятен протаивания в районе оз. Эльтон (рис. 17). В указанной области, являющейся районом сезонных ли-



Рис. 17. Влияние солянокупольной тектоники на характер снеготаяния на примере изображения со спутника «Метеор» за 14 марта 1972 г.

а — ТВ изображение Прикаспия в период снеготаяния; б — схема геологической карты Прикаспия.

манов, солянокупольной тектоники и солончаков, такое локальное протаивание снежного покрова можно, вероятно, объяснить дополнительным подводом почвенного тепла за счет повышенной теплопроводности слагающих пород соляных куполов, солончаков или увлажнений, связанных с неглубокими грунтовыми водами в районах лиманов.

Пример показателен в том смысле, что в переходный сезон, когда даже малые различия в запасах тепла могут обуславливать фазовые переходы, удастся даже по снимкам с достаточно грубым разрешением судить о довольно тонких явлениях, связанных с температурным режимом грунтов.

Другой пример влияния тепловой неоднородности литосферы связан с областями раннего протаивания снега вдоль Средней Волги и существенной задержкой его в Уральских степях (см. рис. 14). Анализ этих аномальных областей протаивания снега за 1969 и 1972 гг., проведенный в ИФЗ АН СССР И. В. Ананьин, показал достаточно хорошее их совпадение соответственно с областями положительных и отрицательных аномалий теплового потока, обусловленного зонами тектонической активности соответствующего знака.

Таким образом, изучение процессов динамики снеготаяния и таяния льда на озерах может явиться средством изучения неоднородностей подземного теплового режима.

2. ПРИНЦИПЫ И ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ НА ОСНОВЕ АЭРОКОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

В настоящее время математическое моделирование процессов стока все более широко входит в гидрологическую науку. Применение развивающихся аэрокосмических методов получения качественно новой информации о природных процессах на водосборе делает актуальным вопрос о том, модели какого типа наиболее отвечают особенностям дистанционной информации на данном этапе и способны дать наилучшие результаты.

Рассмотренные в предыдущей главе принципы дистанционного обнаружения и измерения параметров гидрометеорологических процессов и факторов подстилающей поверхности, а также факторов подземного стока позволяют не считать водосбор системой с неизмеряемыми параметрами. В этом случае становится возможным применять концептуальные модели, которые основаны на более или менее четкой формализации стокообразующих процессов и использовании накопленных и априорных знаний об этих процессах.

В то же время аэрокосмическая информация обладает такой принципиальной особенностью, как пространственно-временная и факторная интеграция, адекватная естественной природной интеграции [22]. Последнее позволяет непосредственно получать осредненные по водосбору значения стокообразующих факторов.

Задачей в связи с этим является установление требуемого уровня генерализации, т. е. определение относительных площадей, на которых как входные функции модели, так и параметры сохраняют одинаковые значения [114]. Распределение этих площадей можно наиболее эффективно получать с помощью аэрокосмических методов, дающих пространственно-непрерывную и факторно интегрированную информацию.

Упомянутая интеграция на аэрокосмическом снимке позволяет избежать сложного теоретико-вероятностного осреднения процессов, происходящих на элементарной площадке.

Теоретико-вероятностное сравнение полученных в аэрокосмическом и наземном эксперименте статистических структур дает хорошую основу для выбора оптимальной степени интеграции

(т. е. в конечном счете разрешающей способности, элементов орбиты искусственных спутников и способов машинной обработки) и выбора оптимальных по информативности размеров эталонных ключевых участков, типичных для крупных однородных областей.

Многообразие природных параметров и существующих моделей, а также чрезмерная полнота спутниковой информации подводит нас вплотную к необходимости взаимной оптимизации структуры модели стока и системы наблюдений за ее параметрами и входными функциями. Такая оптимизация должна осуществляться на основе пространственно-временных спектров гидрометеорологических и ландшафтных полей.

В настоящее время наиболее рациональным типом модели из концептуальных представляется динамическая модель с сосредоточенными параметрами, согласно которой можно пренебречь пространственными изменениями характеристик типичного эталонного для бассейна водосбора.

В условиях неизбежного в гидрологии пассивного эксперимента, являющегося главнейшим поставщиком натурных данных, особое значение и важность приобретает проблема идентификации, под которой понимается определение неизвестных элементов структуры модели и ее параметров по измерениям входных и выходных функций [114].

Аппарат идентификации даст, несомненно, большой эффект при оптимизации параметров стока, полученных по данным аэрокосмических измерений.

Использование аэрокосмических методов возможно в двух направлениях.

1. Дистанционно определяются лишь постоянные и медленно меняющиеся геологические и физико-географические параметры водосбора; входные и выходные функции получаются наземными способами. Функция влияния водосбора находится методом решения обратных задач с оптимизацией по измеренным стоку и осадкам за прошлые годы.

Такой подход может внести уточнения в параметры моделей стока за счет пространственной непрерывности и интегральности информации, но не использует в полной мере всех тех преимуществ, которые может дать специфичность спутниковых методов.

2. Принципиально иным подходом является моделирование критических, значимых моментов гидрологического цикла, параметры которого могут наилучшим образом определяться по спутниковой глобально непрерывной информации.

В развитии гидрологического цикла наряду со «спокойными» периодами наблюдаются критические моменты, которые явля-

ются переломными между определенными его фазами, завершая их и определяя дальнейшее развитие процесса.

В качестве таких фаз можно назвать фазу формирования полей осеннего увлажнения; фазу формирования объемов воды, поступающих на водосбор (облака в атмосфере или запасы воды в снеге); фазу затопления водосбора водой как индикатор интенсивности паводка, учитывающий как поступление, так и потери.

Критические моменты гидрологического цикла, когда осуществляются основные революционные переходы (скачки), определяют дальнейшее развитие гидрологической системы и могут характеризоваться минимальным количеством параметров, очень информативных. Особенно характерен непосредственный фактор — покрытость водосбора водой, формирующейся к концу фазы затопления,— в котором запечатлеваются процессы как поступления воды, так и потерь на испарения и просачивание.

В «спокойные» периоды, носящие черты эволюционного развития процессы можно рассматривать как стохастические, определяющиеся большим числом взаимно уравнивающих факторов, которые мало информативны и трудно учитываемы.

Моделирование критических моментов, характеризующихся минимальным количеством факторов, проще и эффективнее.

Спутниковые методы могут весьма способствовать поискам способов количественных описаний критических моментов гидрологического цикла выделением относительно значимых масштабов, т. е. дискретному точечному описанию глобальных процессов может быть противопоставлено восприятие глобальных полей в целом. Глобальная информация, кроме того, способна выделить те специфические черты неоднородности полей, которые свойственны критическим моментам развития цикла.

Основной задачей дальнейших обоснований такого типа моделирования становится доказательство возможности регистрации со спутников критического состояния объектов и формулирование оптимальных параметров дистанционной аппаратуры, необходимой для таких оценок.

2.1. Применение дистанционного зондирования для прогноза стока в США

Оценка возможностей и разработка методов использования аэрокосмических данных в моделях стока, являющихся основой прогноза гидрологического режима в бассейнах, не освещенных данными наблюдений, производились в обширных исследованиях ИВМ [186].

В основе всех разработок лежит предположение о том, что между параметрами модели, описывающей формирование

дождевого стока, и физико-географическими характеристиками водосбора, многие из которых определяются дистанционно, можно установить тесную связь.

В работе принята стэнфордская модель — математическая модель водосбора — и ее модификация — кентуккийская модель водосбора, приспособленная к климатическим и физико-географическим особенностям репрезентативного для восточной части США (штат Кентукки) водосбора р. Теннесси.

Бассейн р. Теннесси хорошо освещен данными гидрометеорологических наблюдений (560 дождемерных установок, 360 постоянных и 600 временных гидропостов), а также картографическими и аэрофотосъемочными материалами. При общей площади бассейна 104 000 км² учитывается 55 частных водосборов.

Принципиальная логическая схема использования модели состоит из нескольких этапов.

1. На основании определяемых по аэрофотографиям физико-географических характеристик 25 частных водосборов вычисляются параметры модели. Эти параметры оптимизируются затем по данным об осадках, поступающих на вход модели, и наблюдаемому гидрографу. На этом же калибровочном этапе проводится анализ чувствительности модели к вариации параметров.

2. Корреляционный этап, на котором изучаются и устанавливаются связи между параметрами модели, определенными в результате калибровочного этапа, и аэронаблюдаемыми физико-географическими характеристиками.

3. Этап проверки точности моделируемого гидрографа (на 10 независимых водосборах бассейна р. Теннесси) является решающим для модели, так как определяет возможность ее переноса с исследованного водосбора на неисследованный.

4. На заключительном этапе определяется влияние уменьшения разрешающей способности аппаратуры на точность моделирования.

В стэнфордской модели учитывается общий сток, регулируемый тремя емкостями: верхней зоной (поверхностный сток), нижней (внутрипочвенный сток) и зоной грунтовых вод. Учитывается также испарение с каждой емкости и просачивание из верхних емкостей в нижние.

Вычисление «увлажненности» бассейна и гидрографа стока с него производится на основании регистрируемых данных об осадках, испарении и (для периодов снеготаяния) температуре и измеряемых дистанционно характеристик водосбора: его площади, шероховатости водонепроницаемой и водопроницаемой поверхности и параметров, характеризующих регулирующие емкости трех зон.

В кентуккийской модели задаются средние осадки, полученные по наземным наблюдениям с учетом весовых коэффициентов по методу Тиссена. Параметры склонового поверхностного стока и физико-географические характеристики водосбора получаются из анализа аэрокосмических изображений совместно с картами.

Площадь водосбора, длина пути поверхностного стекания и соответствующий ему уклон, на основании которых вычисляются по эмпирическим формулам параметры системы изохрон водосбора, находятся с помощью стереоизображений поверхности водосбора известными в стереофотограмметрии методами. Оценить параметры шероховатости водопроницаемых и водонепроницаемых поверхностей можно на основании дистанционного определения и картографирования площадей, занятых различной растительностью, почвами, антропогенными покрытиями, коэффициент шероховатости которых известен. Заболоченность, озерность, лесистость и другие параметры довольно просто определяются по аэрокосмическим снимкам.

Не определяемые непосредственно по аэрокосмическим снимкам параметры, такие, как транспирация растениями, емкость нижней зоны и т. п., находятся преимущественно с помощью корреляций их с «видимыми» свойствами водосбора. Последние определяются дистанционно по методикам, предложенным Г. А. Россом [186]. Параметры подземного стока находятся традиционными гидрогеологическими методами.

Результаты предварительных расчетов стока с неисследованных водосборов, не имеющих слишком существенных различий в климатических факторах и гидрологическом режиме, показали хорошую сходимость фактического и вычисленного стока с коэффициентом корреляции 0,91—0,96. Используемый метод представляет собой, по существу, известный метод гидрологической и физико-географической аналогии. В случае переноса полученного уравнения регрессии на другие физико-географические районы требуются специальные исследования.

Важный в теоретическом и практическом отношении анализ чувствительности используемых моделей проводится в трех аспектах: 1) анализ чувствительности к изменению каждого параметра модели; 2) анализ зависимости точности определения модельных параметров от точности определения физико-географических характеристик; 3) поиски оптимальных разрешающих способностей спутниковой и аэроаппаратуры, призванной определять характеристики бассейна.

Предварительные оценки требований к разрешающей способности аппаратуры, необходимые для решения рассматриваемой модели, достаточно жестки (табл. 4) и включают сбор наземной информации и «подспутниковые» эксперименты, т. е. сочетание

Таблица 4. Способы дистанционной регистрации параметров стэнфордской

Характеристика водосбора	Топография бассейна	Речная сеть	Типы растительного покрова и их распределение
Параметры модели	Площадь бассейна, уклоны Средняя длина поверхностного стекания Водонепроницаемые площади Площади затопления	Система изохрон	Интерцепция Емкость верхней зоны и запасы воды в ней Шероховатость по Маннингу
Требуемое разрешение в метрах	30	15	90
Способы регистрации	Черно-белые или цветные фотографии	Черно-белые или цветные фотографии	Черно-белые или цветные фотографии
Способы наблюдений	Высотные самолеты	Высотные самолеты	Спутники с низкими орбитами

спутниковых и самолетных съемок, а также определенный объем априорной информации об осадках, испарении и их статистических характеристиках в пространстве и времени.

В заключение можно сказать, что модели подобного типа нельзя назвать по существу спутниковыми, поскольку в них дистанционная информация вводится в традиционные многофакторные модели в довольно ограниченном объеме, т. е. не проводится взаимная оптимизация структуры модели стока на основе системы дистанционных наблюдений за параметрами и входными функциями модели.

Более лаконичное и упрощенное решение предлагает изложенная П. Каструччио модель Б. Бланчарда, в которой потери на испарение и пополнение грунтовых вод определяются по дистанционной информации, а осадки все же берутся по наземным данным [190].

Слой стока вычисляется в модели по следующему эмпирическому соотношению:

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S}, \quad (13)$$

модели стока и требования к измерительной аппаратуре

Типы почв	Параметры инфильтрации	Топография русел и поймы	Осадки	Испарение
Параметры почвенного стока	Параметры подземного стока	Параметры русловых запасов	Входная функция осадков	
Емкость нижней зоны	Скорость инфильтрации	Регулирующая емкость, поймы		
Максимальная скорость инфильтрации	Параметры кривых спада подземного стока			
30	—	3	—	—
Многоспектральные сканеры и цветные фотографии	Наземные наблюдения	Наземные наблюдения и априорные данные	Осадкомерные наблюдения и радары	Общее испарение по испарителям
Высотные самолеты	Наземные наблюдения	Наземные наблюдения или низкие самолеты	Наземные наблюдения	Наземные наблюдения

где Q — слой стока, см; P — осадки; I_a — задержание осадков растениями, испарение и другие потери; S — пополнение запасов грунтовых вод;

$$I_a = 0,2S; \quad S = \frac{100}{C} + 10.$$

Коэффициент C может быть определен только из дистанционных данных о типе почв с различной водопроницаемостью, уклоне, покрытости водосбора растительностью и т. п. При этом не требуется никаких наземных измерений: по данным аэрокосмических фотографий в различных диапазонах спектра строятся зависимости коэффициентов C от разности плотности фототонов в двух зонах — 0,6—0,7 и 0,5—0,6 мкм. Модель требует также наличия достаточно развитой осадкомерной сети.

Другая очень интересная модель разработана Д. М. Роквудом в Портландском прогностическом центре Бюро погоды США в 1957—1967 гг. [223]. В этой модели дождевого и снегового стока дистанционно определяются по крайней мере пять из девяти параметров. Основным, не считая осадков, является

определение коэффициента стока и оконтуривание на водосборе площадей с одинаковыми его значениями. Но коэффициент стока, как известно, является функцией типа и густоты растительного покрова, потенциальной влагоемкости почв, предшествующего увлажнения и дефицита влажности воздуха. Первые три параметра, несомненно, поддаются дистанционному определению.

Полуколичественную модель П. Каструччио можно считать наиболее спутниковой из всех имеющихся в настоящее время [190]. В ней предлагается использовать дистанционную информацию о критических состояниях процессов в гидрологическом цикле — следах затоплений, оставляемых паводком на пойме и в долине [190].

При таком подходе удастся использовать информацию об увлажнении даже отдельных безоблачных участков поймы на разрозненных снимках разных лет со спутника ERTS.

С помощью дистанционного зондирования можно получить:

- стереофотографии рельефа долины;
- оценку коэффициента шероховатости, необходимую для расчетов расхода (по формуле Шези, например);
- изображение долины после прохождения паводка, сохраняющее следы его, т. е. отметки максимального уровня воды;
- повторные изображения с требуемой периодичностью.

Различаются два возможных подхода к определению затоплений — динамический и статический [190].

В динамическом подходе аэрокосмические изображения фиксируют площадь, которая затоплена в момент пролета спутника или была затоплена во время последнего паводка и на снимке обнаруживаются его следы (рис. 18). Последнее возможно даже со спутника типа ERTS, имеющего период повторного обзора 18 дней.

Поскольку следы паводка сохраняются растительностью и почвами довольно долго (от двух недель в аридных районах до 10 дней в гумидных), то при существующих условиях экранирования водосбора облаками, как показано Каструччио [190], со спутника типа ERTS за 5 лет может быть картографировано около $\frac{1}{3}$ всех паводков, имевших место на земном шаре. Картографирование затоплений наиболее эффективно в аридных районах, но даже в гумидных районах следы затоплений на снимке совпадают с изогипсами топокарты [190].

Статический метод пытается дистанционно идентифицировать для различных районов земного шара постоянные следы, оставляемые паводками многих лет в долине, и коррелировать их с параметрами паводков.

Конечным итогом статического метода, который и сейчас дает обнадеживающие результаты, может стать глобальная

классификация паводкоопасных районов, выделяемых по «видимым» постоянным следам затоплений. Динамический метод является текущей корректировкой статического.

Эти методы моделирования, основанные на аэрокосмических измерениях, позволяют получить быстро и относительно просто

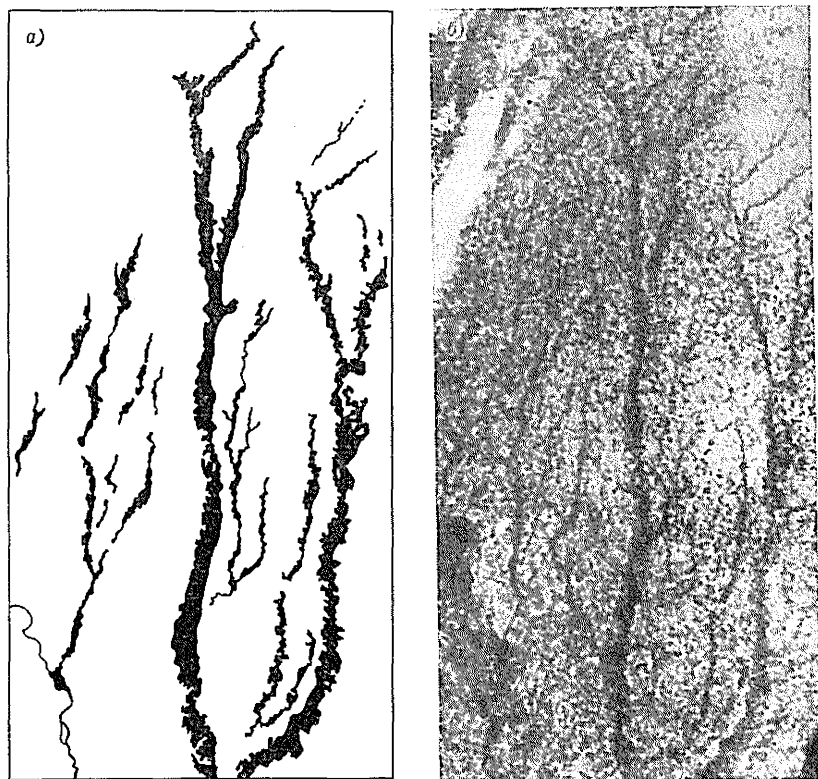


Рис. 18. Схема следов паводка (а), дешифрованных на снимке (б) с ERTS, на р. Нишанботна по П. А. Кастручио [190].

достаточно точные данные о затоплениях с минимальным привлечением наземных наблюдений, что наиболее важно в районах, где редка гидрометрическая сеть.

В заключение раздела заметим, что по нашему мнению, наиболее рациональным использованием аэрокосмических методов явилась бы система моделей, оптимизированных со спутниковыми вводами как постоянных характеристик водосбора, так

и переменных, таких, как осадки, затопления, снежный покров, причем выбор последних должен производиться для условий критических моментов гидрологического цикла.

2.2. Принципиальные и методические особенности моделирования стока с привлечением аэрокосмической информации

Одной из важнейших фаз глобального водообмена являются многообразные процессы стока, объединенные общей направленностью и протекающие в специфических для каждого водосбора физико-географических условиях с различными скоростями.

Непосредственным фактором стока, интегрирующим все предшествующие ему процессы аккумуляции осадков в виде воды и снега в бассейне, испарения и фильтрации в водонесные горизонты — является объем воды, находящийся в каждый данный момент на поверхности бассейна. В зависимости от стадии процесса стокообразования этот объем может принимать различные, закономерно сменяющие друг друга во времени и пространстве формы и фазы. Попытаемся далее выделить на различных стадиях процесса формирования стока такие характеристики трансформирующегося объема воды, которые были бы наиболее легко определимы по аэрокосмическим снимкам.

С указанной точки зрения процесс формирования стока с водосбора типичных для большей части нашей страны рек снегового питания, где значительная доля годового стока формируется в результате весеннего таяния снежного покрова, можно разделить на следующие стадии трансформации объема воды, находящейся на поверхности водосбора.

1. Снеготаяние. Основным параметром снеготаяния, определяющим объем и гидрограф стока, является изменяющийся во времени запас воды в снеге. Ему родственна такая традиционная характеристика снеготаяния, как интенсивность водоотдачи снежного покрова, являющаяся первой производной изменения запасов воды в снеге. Наконец, необходим учет коэффициента талого стока, зависящего от осеннего увлажнения почвы водосбора, глубины промерзания, стадии снеготаяния.

Наилучшим, наиболее полно отражающим характер процесса снеготаяния или трансформации накопленного объема воды параметром был бы запас воды в снеге. Прямое определение запасов воды в снеге по аэрокосмическим данным, как показано в главе 1, сопряжено в настоящее время со значительными принципиальными и техническими трудностями.

Следует, очевидно, пока искать более просто дистанционно определяемый параметр, коррелирующий с запасом воды в снеге. Таким параметром в условиях достаточно крупных водосборов равнинных рек снегового питания может служить изменение доли площади бассейна, покрытой снегом или освободившейся от него. Для водосборов указанного типа роль переменной по их площади толщины и плотности снежного покрова не столь велика, как на малых водосборах и в горных районах; характер формирования весеннего половодья и объем поступающей воды определяется в основном ходом во времени доли площади бассейна, освободившейся от снега.

2. Внерусловая фаза. После поступления воды на поверхность бассейна сразу же происходит заполнение пониженных и малофильтрующих частей бассейна, т. е. на поверхности бассейна образуются проточные и непроточные микроозера различного размера, приуроченные в большинстве случаев к пойменным понижениям.

Кривая распределения площадей F бессточных и сточных микроозер является мало подверженной изменению во времени функцией запасов воды на поверхности бассейна W или склонового стока $q_{\text{скл}}$, т. е. общая площадь, покрытая водой, может быть представлена как

$$F_{\text{общ}} = f(W), \text{ или } F_{\text{общ}} = \psi(q_{\text{скл}}).$$

Размеры площади отдельных микроозер зависят от постоянных физико-географических условий (в первую очередь уклона) и переменных во времени условий стокообразования. Чем меньше размеры микроозер, тем их больше. При этом при больших паводках размеры микроозер увеличиваются. Наполнение микроозер происходит синхронно и зависит от одних и тех же причин, следовательно, между общей площадью бассейна, покрытой водой, и площадью наиболее крупных затоплений должна быть тесная связь, индивидуальная для каждого бассейна.

Одновременно необходимо отметить, что чем меньше уклоны бассейна и чем больше интенсивность стока, тем размеры площадей бассейна, покрытых водой, будут больше. Отсюда следует, что наиболее благоприятные условия для прогноза стока при таком подходе имеются для высоких паводков равнинных рек.

Одной из основных сложностей определения изменения во времени площадей покрытости бассейна водой является кратковременность этого покрытия, которая нередко измеряется часами или сутками, что требует соответствующей частоты измерений.

Таким образом, для внерусловой фазы формирования стока параметром, наилучшим образом характеризующим объем воды, находящейся на поверхности бассейна, и в то же время довольно легко и точно фиксируемым на аэрокосмических фотографиях, является меняющаяся во времени доля площади бассейна, занятая временными микроозерами. Возможность замены объемов затоплений их площадями и обусловлена, во-первых, постоянством рельефа водосбора и, во-вторых, тем фактором, что площади затоплений несоизмеримы с их глубинами.

В тех условиях рельефа, почв и растительности, где затопления с открытой водной поверхностью долго существовать не могут, границы увлажнений могут характеризовать площади затоплений в течение нескольких дней после их исчезновения. Именно в таком понимании площади увлажнения можно отнести к непосредственным факторам. Хотя вопрос о дистанционном определении абсолютных значений влажности верхнего слоя почвы находится лишь в стадии разработки (см. гл. 1), суждения о распределении границ увлажнения и динамике их во времени, по-видимому, могут быть сделаны даже по аэрокосмическим снимкам в видимом диапазоне. Особенно четко границы увлажнений видны в степных безлесных районах. Для оценки объема воды в верхнем слое почвы по площадям увлажненности необходимы дополнительные параметры: тип почв и подстилающих грунтов, характеризующих их влагоемкость. Более высокие значения влажности грунтов лучше фиксируются радиофизическими измерениями в сантиметровом диапазоне (см. гл. 1).

Следует отметить, что во многих районах зоны избыточного увлажнения, где почвы обладают высокой инфильтрационной способностью, наблюдаются весьма специфические особенности формирования поверхностного стока. Здесь сток обычно формируется после выхода подземных вод на дневную поверхность и заполнения ими микроуглублений. Для таких условий сток (за вычетом пренебрежимо малых потерь на испарение во время дождя) численно равен стоку с территорий, покрытых водой,

$$y = \omega i_x,$$

а коэффициент стока

$$\eta = \frac{\omega}{\omega_{\text{общ}}} i_x,$$

где y — слой стока в единицу времени; i_x — интенсивность дождя; ω , $\omega_{\text{общ}}$ — соответственно площадь, покрытая водой, и общая площадь водосбора.

3. Фаза временной русловой сети. Сток в русло больших рек непосредственно с их склонов пренебрежимо мал. Основная часть стока (свыше 90—95%) формируется в результате его последовательного поступления через овражно-балочную и речную сеть в главную реку бассейна.

Таким образом, очевидно, что на данной фазе развития паводка почти весь объем воды, претерпевающий трансформацию из снежного покрова на поверхности бассейна в сток через замыкающий створ этого бассейна, находится во временной русловой сети: в оврагах, суходолах, мелких, пересыхающих во время межени ручьях, и т. п. Регистрация этого объема воды, его измерение, определение изменений его во времени дало бы возможность рассчитывать и прогнозировать сток в замыкающем створе водосбора с заблаговременностью, равной времени добегающего до него от устья оврагов и балок. Такой расчет имел бы, кроме того, высокую точность, так как потери стока в овражно-балочной сети незначительны по сравнению с потерями при склоновом стекании и практически вся вода, находящаяся в овражно-балочной сети, доходит до главной реки бассейна.

Как и в предыдущей внерусловой фазе, объем воды во временной русловой сети может характеризоваться площадью временных затоплений исходя из тех же соображений постоянства гипсометрии водосбора. Однако непосредственную связь с водностью имеет, по-видимому, сам факт заполнения водой большего или меньшего количества оврагов и суходолов, поэтому показателем для дистанционного дешифрирования могли бы стать данные о длине и количестве временных водотоков, образующихся в период формирования паводка. Однако для различения длины, зеркала и тем более ширины мелких объектов временной русловой сети потребовались бы очень высокие разрешающие способности аппаратуры, ныне не достижимые. Более реальны пока поиски связи изменений зеркала временной русловой сети с изменениями альбедо всего водосбора.

4. Русловая фаза. Как после выпадения дождя, так и после поступления талых вод через овражно-балочную сеть в первую очередь увеличиваются объемы воды в мелкой речной сети, затем начинается рост объемов в средней и крупной речной сети. Через некоторое сравнительно непродолжительное время основная масса воды сосредоточивается в крупной и частично средней речной сети.

Объем воды в руслах речной сети может быть определен по площади ее зеркала, так как между русловыми запасами и площадью зеркала воды существует довольно тесная связь. Параметр объема воды в речной сети может также характеризоваться изменением протяженности улавливаемой на фотоснимках

части речной сети, которая при прочих равных условиях должна существенно увеличиваться по мере увеличения водности. Преимущество использования последней характеристики связано с тем, что линейные объекты более легко и точно дешифрируются по фотоснимкам того или иного масштаба.

5. Подземная фаза. Все процессы наиболее интенсивного пополнения запасов подземных вод, поступающих через поверхность земли, происходят при накоплении воды на поверхности бассейна, характеристикой которого мог бы быть ход во времени площадей покрытости бассейна водой в разных фазовых состояниях. Кроме непосредственного затопления, важной характеристикой могла бы служить влажность почвы, с которой тесно связана интенсивность просачивания воды в почво-грунты. Индикатором степеней предшествующего увлажнения почво-грунтов водосбора может быть суммарный сток через замыкающий створ за некоторый предшествующий период, так как объем воды в почво-грунтах является непосредственным фактором будущего стока. Все рассмотренные фазы, кроме снеготаяния, можно отнести также и к случаям дождевого стока. Однако поскольку основным источником питания грунтовых вод являются талые воды, то следует считать важным параметром динамику покрытости территории снегом.

Мы рассмотрели вкратце все фазы формирования стока. Следующим шагом становится систематизация и выявление наиболее информативных параметров, характеризующих трансформирующийся объем воды для тех или иных условий. Для снеготаяния таким параметром является доля площади бассейна, покрытая снегом или освободившаяся от него; для внерусловой фазы — суммарная площадь микроозер и других временных затоплений, а также распределение по водосбору площадей с различной степенью увлажненности почво-грунтов; для фазы временной русловой сети — среднее альбедо водосбора; и наконец, для русловой фазы — суммарная площадь зеркала воды в руслах рек, а также суммарная длина улавливаемой на снимках при постоянном разрешении части речной сети водосбора. Площади внерусловых затоплений, кроме того, служат характеристикой питания подземных вод.

Как видно из изложенного, общее для всех перечисленных параметров то, что они характеризуют степень покрытости бассейна водой в твердой или жидкой фазе. Все характеристики покрытости могут быть сведены к трем принципиально различным друг от друга формам: 1) вода находится на поверхности бассейна в твердой фазе, 2) вода находится на поверхности бассейна вне русловой сети и 3) основная часть воды уже поступила в русла рек.

Все разновидности прогностических моделей стока, рассмотренные ниже, основываются на приведенных конкретных формах параметра покрытости бассейна водой, каждая из которых обуславливает специфику дистанционных методов ее определения [76]. Введение в модели стока такой характеристики, как площадь затопления поверхности бассейна, являющейся одновременно показателем питания поверхностных и подземных вод, создает принципиальную возможность перестройки современной системы прогнозов и расчетов на другую, логически с ней связанную систему, но использующую новую информацию [76].

В связи с этим возникают следующие три основные задачи исследования процессов формирования стока:

1. Установление вида зависимостей между различными конкретными формами покрытости тех или иных элементов бассейна водой и объемом воды на поверхности бассейна, а также другими характеристиками стока. Эти исследования могут быть выполнены на материалах наблюдений гидрометсети совместно с экспериментами на стоковых площадках и полигонах.

2. Развитие теоретической концепции, позволяющей анализировать процессы формирования стока новыми методами. Такой концепцией станет, по-видимому, теория, учитывающая неполное покрытие бассейна водой и несплошность как склонового стекания воды, так и формирования поверхностного стока в целом. Подобного рода теоретико-экспериментальные исследования могут быть осуществлены на имеющихся стоковых площадках различными методами, в частности с помощью фотографирования стокообразования на элементарных бассейнах с некой высотой.

3. Установление требований к аэрокосмической информации, характеризующих оптимальную частоту ее повторности, необходимую разрешающую способность аппаратуры и наиболее информативные диапазоны спектра. Эти требования могут быть корректно сформулированы лишь в результате довольно обширных гидрологических исследований, имеющих целью установить характерные размеры площади покрытия водой водосбора при различных гидрологических условиях, диапазон и характерные скорости изменения их во времени и пространстве и, наконец, влияние изменений покрытости бассейна водой в той или иной фазе на отражательные свойства его в различных диапазонах спектра.

Основой таких исследований является, с одной стороны, разработка количественных методов дешифрирования гидрологических явлений, а с другой — математическое моделирование процессов стокообразования.

Переходя к рассмотрению моделей стока, мы сосредоточим внимание в настоящей главе на физической сущности их и на поисках видов связей между дистанционно определяемыми параметрами и объемом воды на поверхности бассейна.

В качестве математической основы моделей всех трех типов примем генетическую формулу стока, которая имеет столь общий характер, что в принципе (с известной модификацией) может быть применена и к новой информации, получаемой по фотоснимкам. Это позволяет широко использовать уже известный аппарат для решения большого круга гидрологических задач с привлечением качественно новой информации.

Как известно, генетическая формула стока выражается одной из наиболее простых математических моделей — линейной моделью с сосредоточенными параметрами, которая описывается интегральным уравнением Дюамеля

$$Q(t) = \int_0^{t=\tau_{\max}} q(t-\tau) P(\tau) d\tau, \quad (14)$$

где $q(t-\tau)$ — входная функция, характеризующая поступление воды на водосбор; $Q(t)$ — выходная функция — гидрограф стока через замыкающий створ бассейна; $P(\tau)$ — функция влияния, или кривая добегания.

Эта модель предполагает, что, во-первых, все характеристики водосбора постоянны во времени и по площади бассейна и могут быть, таким образом, как бы сосредоточены в точке, во-вторых, все характеристики водосбора не зависят от величины, распределения во времени и других свойств входной и выходной функций. Отсюда следует, что бассейн с такими свойствами должен реагировать одинаково на одинаковые воздействия на него независимо от времени. При подаче на вход нескольких сигналов (например, при нескольких, следующих друг за другом ливнях) на выходе (т. е. в замыкающем створе) должен наблюдаться гидрограф, представляющий собой простую сумму гидрографов от каждого входного сигнала (ливня), т. е. выполняется принцип суперпозиции.

Математические методы решения уравнения (14), в том числе и нахождения функции влияния по известным входной и выходной функциям, достаточно хорошо разработаны [114].

Использование нелинейных моделей стока с распределенными параметрами, лучше всего отражающих реальные процессы формирования стока, на базе традиционных дискретных измерений представлялось затруднительным и было возможно только на основе интерполяции. Эти модели займут, безусловно, первое место в прогнозах стока с использованием аэрокосми-

ческих методов, поскольку они имеют дело с непрерывными полями входных функций и параметров.

Особый эффект применения таких полей будет связан с возможностью использования методов аналогового моделирования, адекватных существу исходной информации. Аналоговые методы обеспечат также упрощенный ввод изображений и ускоренную их обработку, что особенно важно для оперативных гидрологических расчетов и прогнозов.

2.3. Прогноз снегового половодья по дистанционным данным о динамике таяния снежного покрова

Приближенный расчет стока весеннего половодья возможен на основе данных о площадях покрытия бассейна снегом и закономерностях снеготаяния.

Задача определения расхода половодья в этом случае легче всего решается через корреляцию с освободившимися от снега площадями, поскольку именно они являются величинами, наиболее эффективно определяемыми по аэрокосмическим изображениям.

Проводимые авторами в Институте водных проблем АН СССР исследования показали наличие близкой к функциональной связи между ходом во времени долей площади бассейна, освободившейся от снега, и гидрографом стока в замыкающем створе, выраженным в процентах от максимального за данное половодье расхода. Исследования проводились по составленным из трансформированных телевизионных изображений со спутника «Метеор» фотомонтажам. По вырезкам из этих монтажей частных водосборов рек бассейна Дона за март 1972 г. (рис. 19) с помощью аналогового устройства подсчитывались их площади. При расчетах производилась срезка зимних межениных расходов для того, чтобы брать в рассмотрение только объемы воды, поступающие в реки в результате весеннего снеготаяния данного года. Обнаруженная связь в % (рис. 20)

$$Q_{\max} = f(F_{\text{ст}}) \quad (15)$$

при общности основных тенденций в то же время индивидуальна для каждого водосбора и реализуется при различном для каждого бассейна времени запаздывания, варьирующем от 5 до 18 дней. Эту связь можно использовать для прогноза в первом приближении гидрографа стока весеннего половодья в замыкающем створе бассейна по дистанционным данным о динамике таяния снежного покрова [109].

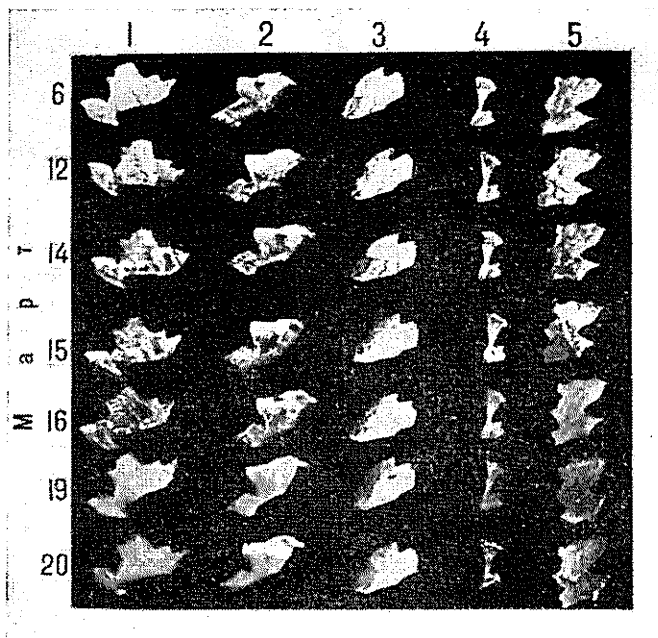


Рис. 19. Снеготаяние на частных водосборах бассейна р. Дона в марте 1972 г.

1 — Дон (г. Георгиев-Деж), 2 — Медведица, 3 — Хопер, 4 — Оскол, 5 — Северский Донец.

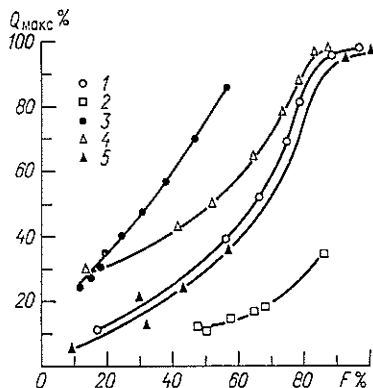


Рис. 20. Связь доли площади бассейна (в %), освободившейся от снега, со стоком (в % от $Q_{\max}$) в замыкающем створе для частных водосборов бассейна р. Дона.

1 — Дон — г. Георгиев-Деж, $\tau=8$ дней, 2 — Медведица — ст-ца Арчединская, $\tau=9$ дней, 3 — Хопер — г. Новохоперск, $\tau=18$ дней, 4 — Оскол — г. Купянск, $\tau=5$ дней, 5 — Северский Донец — Лисичанск, $\tau=14$ дней.

Принципиальная возможность определения объемов воды только по площадям стаявшего снега основана на пропорциональности скоростей изменения площадей снега временным изменениям запасов воды в нем

$$\frac{\partial W(t)}{\partial t} \sim \frac{\partial F_{\text{ст}}(t)}{\partial t}.$$

Для прогнозирования гидрографа в абсолютных, а не в относительных величинах требуется знание запаса воды в снежном покрове в начале снеготаяния, дистанционные оценки которого могут быть проведены, например, методом самолетной «гамма-съемки». Применяя этот способ измерения запасов воды в снежном покрове, проводимый с высоты 100 м, оказалось возможным с точностью, близкой к точности наземных данных, получить поле, характеризующее распределение запасов воды в снежном покрове [71].

Гидрограф талого стока рассчитывается по генетической формуле, в которой поступление воды на водосбор выражается через долю площади водосбора, покрытую снегом F , интенсивность водоотдачи снежного покрова i и коэффициент весеннего стока η ,

$$Q(t) = \int_0^{t=\tau_{\max}} \eta F(t-\tau) i(t-\tau) P(\tau) d\tau, \quad (16)$$

где $P(\tau)$ — функция влияния; $Q(t)$ — гидрограф талого стока через замыкающий створ бассейна.

Коэффициент весеннего стока η , зависящий от влажности почвы w , глубины промерзания H , слоя растаявшего снега x_t , т. е. $x_t = \int_0^t i dt$, тем самым также является функцией времени

и может быть определен по эмпирическим данным

$$\eta = f(x_t, w, H).$$

Для того чтобы перейти к более точным расчетам по генетической формуле (16), необходимо найти прежде всего способы оценки по дистанционным и наземным данным временного хода интенсивности снеготаяния.

По наземным данным интенсивность водоотдачи рассчитывается методом теплового баланса или более приближенно по температуре воздуха. О характере водоотдачи можно также судить и по дистанционной информации о временных изменениях площадей стаявшего снега. Она также определима по последовательным наземным измерениям запаса воды в снеге. Действительно, изменение площадей стаявшего снега U_F , получен-

ное по серии фотокарт, позволяет выделить несколько фаз активного и замедленного снеготаяния, четко соответствующих периодам повышения и понижения температуры (см. рис. 16а). Эти периоды согласуются с дистанционно получаемыми скоростями изменения площадей, покрытых снегом,

$$U_F = \Delta F_{\text{ст}} / \Delta t.$$

Так, например, фазе понижения температуры с 9 по 13 марта соответствует отрицательная величина U_F , связанная с уменьшением площадей стаявшего снега в связи с появлением массивов свежеснежавшего снега. С 13 по 15 марта адвективному повышению температуры, напротив, соответствуют положительные значения U_F (увеличение стаявших площадей).

Коэффициент стока, зависящий от гидрометеорологических условий осени и весны, поддается определению по сочетанию дистанционных и наземных наблюдений. Влажность почвы ω в период предшествующий установлению снежного покрова, возможно определять дистанционными методами, изложенными в гл. 1.

Глубину промерзания получаем по данным агрометеорологических наблюдений.

Определение запасов воды в снежном покрове возможно по данным об относительных площадях бассейна (%), покрытых снегом $F_{\text{сн}}/F_{\text{общ}} = f(t)$, и закономерностям снеготаяния, выраженным интегральными кривыми распределения запасов воды в снеге. Согласно исследованиям В. Д. Комарова [84], эти кривые устойчивы во времени и могут быть получены по материалам предыдущих наблюдений. Интегральные кривые снегозапасов Комарова представляют собой зависимости вида

$$H_i = f(\bar{H}, p),$$

где H_i — слой стаявшего снега; p — вероятность превышения заданной величины снегозапасов H_i .

В период снеготаяния соотношение $F_{\text{сн}}/F_{\text{общ}}$ равно p .

Зная H_i , полученное по наземным данным, и $F_{\text{сн}}/F_{\text{общ}}\%$, полученное путем дистанционного измерения, нетрудно рассчитать и средний запас воды в снежном покрове

$$\bar{H} = \varphi\left(H_i, \frac{F_{\text{сн}}}{F_{\text{общ}}}\right). \quad (17)$$

Указанным способом можно определить запасы воды в снежном покрове на разные моменты времени, что позволяет непрерывно контролировать надежность вычисления снегозапасов. Подтверждением возможности такого подхода к оценке являются исследования В. Д. Комарова [84], который показал, что полученные расчетным способом (по величине снеготаяния и

интегральным кривым распределения снега) величины $F_{\text{сн}}/F_{\text{общ}}\%$ почти полностью совпадают с определенными по данным наземных наблюдений.

Возможности использования этих кривых для достаточно больших водосборов еще неясны. Действительно, для этого случая в связи с меньшей детальностью мы должны уже рассматривать интегральные распределения средних снегозапасов по территории различного размера. Поэтому необходимо выяснить влияние размеров территории на форму и устойчивость этих кривых распределения и только после этого можно будет применить в значительной мере аналогичный описанному выше способ расчета.

По известным значениям запасов воды в снежном покрове, определенным этим дистанционным способом, можно составить долгосрочный прогноз весеннего стока. Действительно, общий слой весеннего стока y приближенно выражается уравнениями:

$$y = W - p_0 (1 - e^{-W/p_0}), \quad (18)$$

или

$$y = W - p_0 \operatorname{th} \frac{W}{p_0}. \quad (19)$$

Физический смысл параметра p_0 заключается в том, что он равен максимально возможному бассейновому водопоглощению. Для районов с глубоким промерзанием почв этот параметр зависит только от влажности почвы. При незначительной глубине промерзания, что часто наблюдается в районах с неустойчивой зимой, в большей степени сказываются инфильтрационные свойства почв.

В дополнение к рассмотренным в начале раздела дистанционным подходам определения инфильтрационных характеристик, зависящих от влажности и промерзания, можно отметить еще один интегральный параметр, характеризующий условия промерзания почвы. Таковым может служить осредненная за период становления снежного покрова радиационная температура, измеряемая в ИК диапазоне. При этом отрицательный знак осредненной температуры будет свидетельствовать о наличии условий промерзания, а сама величина ее будет пропорциональна глубине промерзания.

Рассмотренная схема долгосрочного прогноза по характеру входящих в нее интегральных параметров представляется адекватной существу дистанционных методов измерений. Обоснование дистанционных методик интегральной оценки абсолютных значений запасов воды в снеге сделает модель удобной для оперативного использования.

2.4. Прогноз стока по динамике площадей внерусловых затоплений

Объемы воды на поверхности бассейна, интегрирующие процессы увлажнения, испарения и фильтрации, являются непосредственным фактором стока; несмотря на ограничения, связанные с кратковременностью существования затоплений и приуроченности их к определенным формам рельефа, они заслуживают особого рассмотрения. Учитывая последнее, а также разномасштабность этих затоплений на основе исследований предстоит уточнить требования к аппаратуре и районы эффективной применимости этого фактора.

Площади покрытия поверхности бассейна микроозерами, измеренные дистанционно, могут характеризоваться:

- а) общей для бассейна площадью микроозер, размеры которых превышают разрешающую способность аппаратуры;
- б) изменением отражательной способности за счет изменений общей площади зеркала воды микроозер, размеры которых меньше указанной величины.

Для отработки методики определения площадей этих затоплений необходимо сочетание наземных и дистанционных наблюдений.

Между поверхностным притоком воды в речную сеть q и объемом воды W , находящимся на поверхности бассейна, существует близкая к функциональной связь

$$q = f(W). \quad (20)$$

С другой стороны, между площадью бассейна, покрытой водой ω , и W также имеется близкая к функциональной связь

$$W = \varphi(\omega), \quad (21)$$

отсюда

$$q = \psi(\omega). \quad (22)$$

Таким образом, для определения притока поверхностных вод в речную сеть нужно решить две задачи: 1) определить долю площади бассейна, покрытую водой, 2) раскрыть форму связи между размерами этой доли площади и притоком воды в речную сеть.

Первая задача решается аэрокосмическими методами или непосредственным определением площадей, покрытых водой, или по средней отражательной способности поверхности бассейна. В последнем случае привлекаются предварительно установленные связи между осредненными значениями плотности фототона и степенью покрытости площади бассейна водой.

Вторая задача может быть решена двумя путями и их сочетанием: первый из них заключается в теоретико-экспериментальном обосновании формы связи $q = \psi(\omega)$, второй опирается на решение обратной задачи — по наблюдениям за ω и q устанавливается $\omega(q)$. Для решения задачи первым путем, казалось, можно было бы использовать теоретические построения для расчетов склонового стока. Однако они в подавляющем большинстве случаев основываются на концепции сплошного склонового стока. Такой подход полезен для некоторых расчетных схем, но в данном случае он совершенно неприменим, так как рассматриваемый метод основывается именно на условиях имеющего место в природе неполного покрытия бассейна водой [71]. Поэтому большое значение приобретает развитие теории, учитывающей несплошность формирования поверхностного стока и экспериментальное изучение строения поверхности бассейна и связанные с этим условия стока [67]. Здесь в первую очередь важно выяснить форму связи $q = \psi(\omega)$; некоторое значение также имеет установление кривой распределения емкости бессточных впадин, входящих как один из важных моментов в теоретические построения. Рассмотрим сначала последнее.

Если представить себе склон с уклоном i , на котором имеется ряд лимитирующих сток углублений, то объем впадин на единицу ширины склона равен

$$W_k = \frac{H_k^2}{2i}. \quad (23)$$

Из формулы (23) имеем

$$H = \sqrt{2iW}. \quad (24)$$

Если известна кривая распределения $f(H)$, то соответствующая ей кривая распределения объемов $\varphi(W)$ выражается соотношением

$$\varphi(W) = \frac{i}{H} f(H). \quad (25)$$

Отсюда видно, что даже при наличии близкой к симметричной нормальной кривой распределения глубин слоя воды $f(H)$ кривая распределения емкостей $\varphi(W)$ резко асимметрична. С другой стороны, ясно, что при прочих равных условиях площадь, занятая водой, будет тем больше, чем меньше уклон. Можно предположить, что в ряде случаев закономерности, отмеченные выше, до некоторой степени справедливы и для объемов воды при переливе через отдельные возвышенности, так как слой переливающейся воды может быть значительно меньше H . Что же касается кривых распределения площадей ω , то они

по своему характеру аналогичны кривым распределения H , так как площадь, приходящаяся на единицу ширины, равна

$$\omega = \frac{H}{i}. \quad (26)$$

Общий приток воды в речную сеть может быть приближенно выражен соотношением

$$q = C \bar{H}^{1+2/3} i^{-0.5}, \quad (27)$$

где C — параметр, зависящий от шероховатости склона; $\bar{H}$ — средняя глубина поверхностного потока вблизи русловой сети; S — длина склона вдоль береговой линии.

Опираясь на данные Л. Г. Абрамова [2], в работе [71] была сделана попытка установить характер связи между q и W . С этой целью для случаев постоянной интенсивности выпадения осадков i_x вычислялось впитывание воды по формуле Г. А. Алексеева [4]

$$V_x = K + \frac{A}{\sqrt{t}}. \quad (28)$$

Параметр K устанавливался по интенсивности впитывания при длительном дождевании, когда уже произошла стабилизация расхода воды.

Параметр A определялся из условия

$$\int_0^{t_{\max}} q dt = \int_0^{t_{\max}} (i_x - V_x) dt = \int_0^{t_{\max}} \left(i_x - \frac{A}{\sqrt{t}} - K \right) dt,$$

где $t_{\max}$ — время от начала дождя до конца паводка.

Текущие значения объемов воды W_t на поверхности стоковой площадки после установления параметров A и K определялись по соотношению

$$W_t = \int_0^t \left(i_x - y - \frac{A}{\sqrt{t}} - K \right) dt, \quad (29)$$

где y — сток в единицу времени; W_t — объем воды, отнесенный к единице площади.

Сопоставление полученных объемов при их осреднении по времени добегания τ от верховьев склона до сливного лотка показало наличие тесной линейной связи между q и $\bar{W}_\tau$. Целесообразность введения осреднения ($\bar{W}_\tau$) вполне понятна, так как расход воды, согласно генетической формуле стока (14), состоит из объемов воды, поступившей в различное время на поверхность бассейна. Это также вытекает из известной последовательности во времени наступления максимума осадков x , притока q , объемов воды W и стока Q (рис. 21).

Действительно, даже малая площадь представляет собой огромную серию микробассейнов с некоторой аккумулирующей емкостью, приток к которой и создает основную массу объемов воды, формирующих сток к сливному лотку. Здесь мы как бы в микромасштабе имеем процесс, аналогичный происходящему в последующем во всей речной сети. Близкая к линейной связь между объемами воды и расходами, вероятно, в значительной мере определяется близкими показателями степени в формулах (23) и (27). Так как между объемами воды и площадями покрытия бассейна водой связь нелинейная, то, вероятно, что и связь притока воды q с площадью бассейна ω имеет вид

$$q = A\omega^n,$$

где n близко к двум.

Мы вынуждены прибегать к некоторым гипотетическим выводам потому, что, несмотря на огромную важность для практики и развития теории формирования стока сведений о площадях покрытия водой, объемах воды и глубинах, сейчас их фактически не имеем. Указанные обстоятельства вызывают острую необходимость в проведении на имеющихся стоковых площадках и в поле серии экспериментальных наблюдений, позволяющих осветить эти важные стороны процесса стока. Большую роль могло бы здесь наряду с измерениями играть также систематическое фотографирование стокообразования с некоторой высоты. Впредь до накопления этих данных мы вынуждены ограничиваться некоторыми приближенными решениями. Как показал опыт гидрологических прогнозов, наиболее эффективные результаты можно получить путем корреляций и решения обратных задач. В интересующем нас случае эта задача, по существу, сводится к следующему:

а) определению по площадям покрытия поверхности бассейна притока воды в речную сеть;

б) определению кривой добегания на основе вычисленного по дистанционным данным притока и стока в замыкающем створе.

Используя существующие представления об условиях формирования стока, данные о площадях покрытости бассейна и стоке, а также опыт, накопленный в гидрологических прогнозах, можно решить эти задачи.

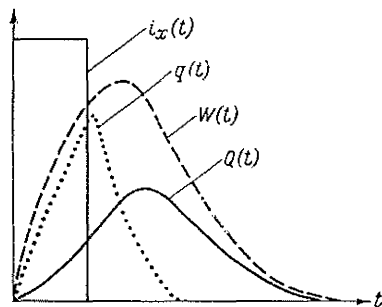


Рис. 21. Последовательность хода во времени интенсивности осадков $i_x(t)$, притока воды $q(t)$, объемов воды $W(t)$ и расхода воды через замыкающий створ $Q(t)$.

Действительно, допустим, имеется серия наблюдений за динамикой площадей покрытия водой и серия соответствующих данных о стоке в период паводков. Положим, что связь q и ω можно выразить такими формулами:

$$q = A\omega^n, \quad (30)$$

или

$$q = a\omega + b\omega^2. \quad (31)$$

Используя очевидное условие, что

$$\sum q = \sum Q, \quad (32)$$

где Q — ежедневные расходы воды, получим

$$A \sum \omega_i^n = \sum Q_i, \quad (33)$$

или

$$a \sum \omega_i + b \sum \omega_i^2 = \sum Q_i. \quad (34)$$

Задаваясь в первом случае наиболее вероятными значениями параметра n , вычисляем $\sum \omega^n$. Затем строим зависимость между $\sum \omega^n$ и объемами паводков. В качестве расчетных принимаются те значения параметров n и соответственно A , которые дают наилучшие результаты. Технически несколько удобнее пользоваться формулой (31). В этом случае для каждого паводка вычисляются их объемы, а также $\sum \omega$ и $\sum \omega^2$, а затем строится зависимость

$$\sum Q = f(\sum \omega, \sum \omega^2), \quad (35)$$

по которой и определяются параметры a и b .

Вторая задача расчета (прогноза) расходов сводится к расчету по генетической формуле стока (14), преобразованной, используя уравнение (31), к следующему виду:

$$Q(t) = a \int_0^{t=\tau_{\max}} \omega(t-\tau) P_1(\tau) d\tau + b \int_0^{t=\tau_{\max}} \omega^2(t-\tau) P_2(\tau) d\tau. \quad (36)$$

Функции влияния в этих уравнениях можно находить, либо оптимизируя параметры в обычно применяемых при расчетах стока формулах кривых добегания:

$$P(\tau) = \frac{1}{\tau(n-1)!} \left(\frac{1}{\tau}\right)^{n-1} l^{-\frac{1}{\tau}}, \quad (37)$$

$$P(\tau) = a \sin \frac{\pi\tau}{\tau_{\max}} + b \sin \frac{2\pi\tau}{\tau_{\max}}, \quad (38)$$

либо не задаваясь никаким априорным видом функции влияния

и определяя ее как неизвестное ядро в интегральном уравнении Фредгольма I рода по известным входной и выходной функциям с помощью методов решения обратных некорректных задач.

Задача для прогнозов стока с неизученных бассейнов сводится к установлению параметров n, τ связи $q = \psi(\omega)$ на основе обобщения результатов наблюдений по ряду изученных бассейнов и последующем переносе этих зависимостей на неизученные.

2.5. Прогноз стока по дистанционным оценкам русловых запасов или их индикаторов

В стадии, когда почти вся вода сосредоточена уже в руслах рек или в овражно-балочной сети, основным параметром модели стока становится объем воды в руслах временных и постоянных водотоков, или русловые запасы. Последние могут быть использованы для прогноза объема стока, а их изменение во времени — для прогноза гидрографа стока в замыкающем створе разработанными в гидрологии традиционными методами [65, 66, 161]. Необходимая для этого наземная информация о морфометрии русел и гидрологическом режиме ограничена по водосбору наблюдениями в отдельных точках гидросети и недостаточно регулярна во времени, что может быть компенсировано регулярной и пространственно непрерывной спутниковой информацией.

Мы намеренно объединяем в этом разделе рассмотрение временной и постоянной русловой сети, так как теоретическая основа определения стока по объемам во временной овражно-балочной и постоянной речной сети одна и та же.

Русловые запасы и их динамика во времени как для постоянной, так и для временной гидрологической сети могут быть определены по результатам дистанционных наблюдений косвенными способами, основанными на имеющих место в природе связях между объемом воды в сети и суммарной площадью зеркала воды или суммарной длиной улавливаемой на фотоснимке части постоянной и временной речной сети.

В рассматриваемых случаях в уравнении (14) входная функция представляет собой изменение объема воды в руслах и обозначается $W(t - \tau)$; она может быть выражена через дистанционно определяемые площади зеркала воды в руслах S или суммарную длину гидрологической сети $\sum l$:

$$W(t) = \varphi [S(t)], \quad (39)$$

$$W(t) = \psi [\sum l(t)]. \quad (40)$$

Тогда уравнение (14) перейдет в следующие уравнения:

$$V(t) = A \int_0^{t=\tau_{\max}} \varphi[S(t-\tau)] P(\tau) d\tau, \quad (41)$$

$$V(t) = A \int_0^{t=\tau_{\max}} \psi[\sum l(t-\tau)] P(\tau) d\tau. \quad (42)$$

Основной задачей становится нахождение вида функций $\varphi[S(t)]$ и $\psi[\sum l(t)]$.

Площади зеркала воды малых рек можно определять с самолетов, а средних и крупных рек — со спутников. Для этой цели наиболее подходят спутники типа ERTS с элементом разрешения менее 100 м, а для определения площади зеркала средней русловой сети — низкие ПКК с элементом разрешения около 30 м.

По изображениям со спутника «Метеор» реки видны только в особо благоприятных условиях, когда контрастность их по отношению к окружающему фону повышена. Такие ситуации характерны для весны, когда реки еще покрыты льдом, или в противоположных случаях — растаявшие реки на фоне снега. Хорошо заметны обычно реки с вы-

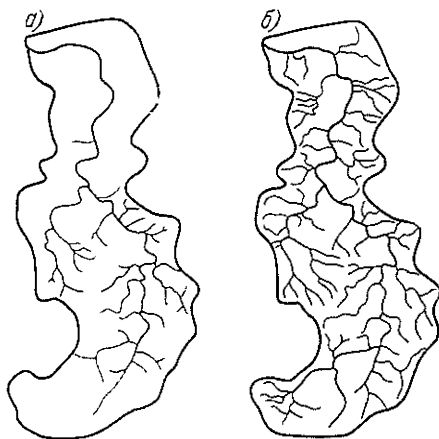


Рис. 22. Сравнение густоты речной сети, фиксируемой на космическом снимке (а) и на карте (б).

сокой замутненностью, альбедо которых велико. Можно отметить также условия блика, покрытия низких долин туманом, узкие полосы растительности и песка в долинах. В этих случаях идентифицируется только подчеркнутая контрастом часть речной сети.

По снимкам же ПКК (рис. 22) становится возможным определять зависящую от водности переменную густоту всей видимой речной сети и сравнивать ее с картографической.

Перспективы получения спутниковой информации о зеркале речной сети связаны с измерением излучения в диапазонах спектра, отличных от видимого (тепловая ИК [209] и радиолокационная съемка).

Большие по сравнению с яркостными тепловые контрасты воды с фоном, как показал анализ парных ТВ и ИК изображений р. Волги со спутника NOAA (разрешение 0,9 км), позволяют четко фиксировать зеркало реки на ИК изображениях, тогда как в видимом диапазоне при том же разрешении различима только увлажненная пойма.

Имеются указания, что по данным радиолокационной самолетной съемки удастся различить притоки рек более высокого порядка, чем в видимом диапазоне.

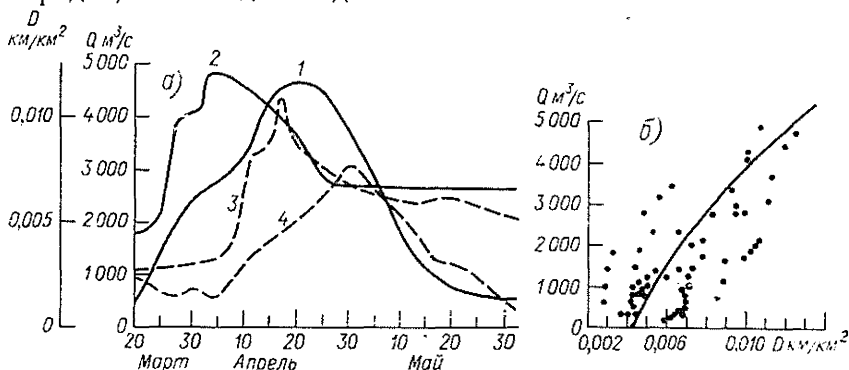


Рис. 23. а — сопоставление хронологического хода «видимой густоты» речной сети и гидрографа р. Дон — хут. Беляевский.

1) $Q(t)$ за 1968 г., 2) $D(t)$ за 1968 г., 3) $D(t)$ за 1958 г., 4) $Q(t)$ за 1958 г.

б — связь видимой густоты речной сети с расходом воды через замыкающий створ бассейна для р. Дон — хут. Беляевский за 1957, 1958, 1968 и 1969 гг.

В настоящее время принципы моделирования разрабатываются на материалах наблюдений гидрометсети. Модель, описываемая уравнением (42), с линейными, лучше других дешифрируемыми объектами в качестве основных параметров представляет особый интерес.

На материалах сетевых наблюдений в бассейнах рек Хопра и Дона авторами были исследованы зависимости параметра $\sum l$ от русловых запасов W .

Основной параметр модели — суммарная длина видимой речной сети — при некотором условно заданном разрешении рассчитывался по данным об измеренных ширинах в гидрометрических створах на водотоках бассейна Хопра и длинах рек от створов до их устья. Условная разрешающая способность аппаратуры была принята равной 70 м исходя из анализа диапазона колебаний ширины главной реки и ее притоков.

Сопоставление хронологического хода густоты видимой речной сети с гидрографом в замыкающем створе водосбора р. Дона

(рис. 23) показывает, что выбранная характеристика достаточно хорошо описывает колебания водности в бассейне, которые через определенный промежуток времени, равный для бассейна Дона в среднем 16 дням, отражаются в замыкающем створе этого бассейна.

Дальнейшая задача заключалась в отыскании вида связи между выбранной линейной характеристикой, изменением суммарной длины видимой речной сети и изменением объема воды в этой части сети.

С этой целью для каждого дня был рассчитан объем воды во всей видимой части речной сети бассейна р. Хопра как сумма объемов воды между гидрометрическими створами. Расчет велся по данным о площадях живого сечения в каждом створе и длинах участков реки между створами для относительно многоводного 1969 г. и маловодного 1972 г.

Объемы воды в видимой части речной сети коррелировались с суммарной длиной этой сети за указанные годы. Зависимости объема воды от суммарной длины речной сети оказались в среднем близкими к кубическим параболом $W = a(\sum l)^b$ с незначительным разбросом точек, исключаяющим сомнения в достоверности связи (рис. 24). При этом для 1969 г. $a = 138 \cdot 10^{-12}$, $b = 3,87$, а для 1972 г. $a = 169,3 \cdot 10^{-8}$, $b = 2,48$.

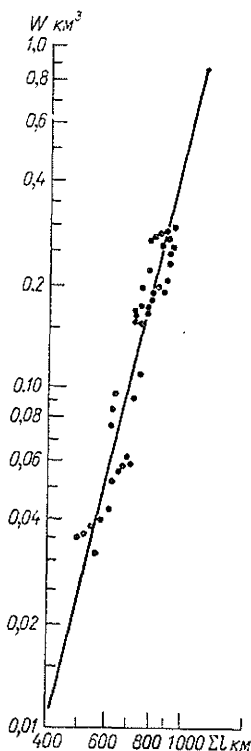


Рис. 24. Связь между суммарной длиной видимой речной сети $\sum l$ и объемами воды в ней W для бассейна р. Хопер.

При определении такого рода зависимостей следует иметь в виду, что именно достоверность этих связей определяет точность расчетов по моделям (41) и (42) при сколь угодно точном измерении входов $\sum l$ и S на основе изображений соответствующего масштаба. Однако при расчете объемов воды на основе дискретных измерений в створах может неизбежно возникнуть неоднозначность указанных связей. Уточнить эти зависимости становится возможным лишь используя непрерывные спутниковые измерения зеркала реки.

Сравнение хронологического хода суммарной протяженности речной сети и площадей ее зеркала показывает, что учет изменений последней дает мало дополнительной информации по сравнению с регистрацией только протяженности. В то же время дистанционное измерение площадей зеркала рек потребовало бы увеличения разрешающей способности аппаратуры на порядок, так как при этом становится необходимым не просто опознавать реку шириной, превышающей разрешающую способность, но и измерять изменения этой ширины с приемлемой точностью, что и вызывает необходимость повышения разрешающей способности до 5—10 м.

Оптимальное значение времени опорожнения системы (бассейна р. Хопра) находится исходя из условия наилучшего соответствия зависимости хронологического хода объемов воды в видимой части речной сети W_p и τ -дневных сумм суточных объемов воды, протекающей через замыкающий створ $V_{з.с.}$, уравнению прямой

$$\sum W_p = \sum V_{з.с.} | \tau = \tau_{\text{опт}}. \quad (43)$$

Найденное время опорожнения было учтено в уравнении (42) в качестве коэффициента A .

Следующей задачей является нахождение функций влияния в уравнении (42). Основываясь на условии сохранения массы (объема), можно считать, что

$$\int_0^{\infty} P(\tau) d\tau = 1.$$

Важно отметить, что предлагаемая модель требует лишь опознавания рек, что позволяет использовать (для водосборов с достаточно большой площадью) космическую информацию средних разрешений.

Изменение вида водосбора на аэрокосмическом изображении, которое является функцией его общей увлажненности, может проявиться в изменении как среднего альбедо, так и рисунка речной сети. Последнее может быть количественно описано изменением статистической структуры изображений, соответствующей структуре поверхности бассейна. Это открывает возможности использования цифровых и аналоговых методов обработки снимков для получения параметра видимой густоты речной сети $\sum l/F$, где F — площадь водосбора.

Описанный метод может быть использован лишь в условиях достаточно широких долин равнинных рек, где зависимость ширины русла от расхода воды в нем проявляется достаточно ярко. В горных районах с их узкими долинами вследствие

маломеняющихся ширин использование этой модели затруднительно. Особенно широко, как нам представляется, модели, подобные приведенной, могут быть использованы для аридных зон при условии развитой временно затопляемой гидросети. Там индикатором реки будет служить уже не ее ширина, а сам факт наполнения водой бывшего ранее сухим русла, что очень хорошо фиксируется на аэрокосмических изображениях водосборов указанных районов.

К прогнозу стока по площади зеркала русловой сети можно подойти, не измеряя ее непосредственно, а используя дистанционные измерения ширины водотоков на отдельных ключевых участках. Действительно, если бы мы имели некоторые контролирующие участки (позволяющие определить расходы) перед впадением стока из балок в речную сеть, то можно было бы с заблаговременностью, соответствующей времени добегания от устья балок до замыкающего створа, рассчитать сток в последнем. Однако непосредственное измерение расходов воды в этих притоках вызывает большие затруднения. Поэтому целесообразно определить некоторые средние значения ширины этих притоков на некотором их протяжении перед впадением в последующие притоки.

Однако, нам известно, что между средней шириной каждого из этих притоков и его индивидуальным расходом существует близкая к однозначной связь. Это даст нам основу для группировки притоков по близости их ширин, чтобы затем считать справедливым соотношение

$$q = f(\bar{B}_1, \bar{B}_2, \dots, \bar{B}_n), \quad (44)$$

где q — расход рассматриваемой категории притоков; $\bar{B}_1, \bar{B}_2, \bar{B}_n$ — соответственно средние ширины на некоторой длине выделенных притоков.

С другой стороны, как известно, расход в замыкающем створе может быть выражен формулой (14)

$$Q(t) = \int_0^{t=\tau_{\max}} q(t-\tau) P(\tau) d\tau.$$

Здесь $q(t-\tau)$ — суммарные расходы притоков рассматриваемой категории; $P(\tau)$ — кривая добегания воды от рассматриваемых притоков до замыкающего створа.

Таким образом, задача сводится к раскрытию функций $q(\bar{B}_1, \bar{B}_2, \dots, \bar{B}_n)$, определению кривой добегания и последующему интегрированию полученных соотношений.

Наиболее сложной задачей является определение $q(\bar{B}_1, \bar{B}_2, \dots, \bar{B}_n)$.

Значительную помощь в раскрытии последней функции может оказать знание гидроморфометрических зависимостей, изучению которых в гидрологии уделяется значительное внимание.

Так, известно, например по М. А. Великанову,

$$\bar{B} = 5,6 \left(\frac{\bar{Q}}{V^{qi}} \right)^{2/5}; \quad (45)$$

по С. И. Рыбкину, обработавшему большое количество материалов наблюдений, имеем

$$\bar{B} = 6,75 Q^{-0,57} k^{0,13} i^{-0,07}. \quad (46)$$

В этих формулах q — расход воды притока; i — уклон.

В общем виде для того или иного района расход воды притоков может быть аппроксимирован в виде

$$q = AB^n, \quad (47)$$

где показатель степени близок к двум, что в случае необходимости должно уточняться. Тогда приток воды может быть определен по соотношению

$$q = A \sum \bar{B}^2, \quad (48)$$

или

$$q = A \sum \bar{B}^n. \quad (49)$$

Подставляя в (14), получим

$$Q(t) = A \int_0^t \sum \bar{B}^2(t-\tau) P(\tau) d\tau, \quad (50)$$

или

$$Q(t) = A \int_0^t \sum \bar{B}^n(t-\tau) P(\tau) d\tau. \quad (51)$$

В случае если уклоны рассматриваемых притоков колеблются в широких пределах, расчет ведется аналогично изложенному с заменой уравнений (49) соотношением

$$q = A \sum \bar{B}^n i^m.$$

Сначала проверяем возможность расчета по соотношению (50) обычными методами и в случае необходимости выполняем корректировку путем подбора параметров уравнения (51), наилучшим образом отвечающих исходным данным о стоке.

Если рассмотреть бассейн с достаточно густой сетью гидрометрических станций, то по имеющимся уровням воды и связи их с шириной реки можно определить $\sum B$ и $\sum B^n$.

Имея в качестве входной функции $\sum B^2(t)$ и $\sum B^n(t)$, а в качестве выходной функции расходы воды $Q(t)$, при использовании специализированных моделирующих устройств, в частности ПР-27, ПР-43, ПР-49, можно рассчитать кривую добега и оценить точность прогнозов.

Согласно предварительным исследованиям, входная функция $\sum B^2(t)$ довольно хорошо отражает колебания водности бассейна, выраженные гидрографом в замыкающем створе. Исследования проводились А. И. Давыдовой в ИВП АН СССР по материалам гидрометсети бассейна р. Оки. Рассчитываемая по уравнениям Калинина—Милюкова функция влияния оказалась меняющейся от года к году, что возможно, связано с изменением общей водности года. В данной модели используется некоторое ограниченное оптимальное число ключевых участков, на которых производятся измерения ширины рек и которые устанавливаются таким образом, чтобы изменение ширины на них имело бы высокую степень корреляции с изменением ширины в замыкающем створе. Это является выгодным свойством модели, так как, опираясь на интегральный для водосбора характер параметра покрытости водой, можно использовать данные только о некоторых заранее обоснованных участках водосбора в проветах между облачностью.

Весьма существенно то обстоятельство, что предлагаемый метод уже в настоящее время может быть проверен с оценкой его точности по материалам наблюдений.

Слишком высокие требования к разрешающей способности аппаратуры, необходимой для измерения вариации ширины, позволяют полагать, что основное применение этого метода, видимо, будет сводиться к отладочным расчетам и уточнениям функции влияния по данным наземной информации.

Нетрудно видеть, что все изложенные модели представляют собой единую систему, охватывающую весь процесс формирования стока, и отличаются друг от друга прежде всего заблаговременностью прогноза по модели.

Приведенные модели прогноза гидрологических характеристик весьма схематичны и нуждаются в усовершенствовании. Однако они могут быть полезными, поскольку, во-первых, включают в рассмотрение новые факторы, не учитывавшиеся ранее, и, во-вторых, включающиеся в рассмотрение факторы (площади покрытия бассейна водой, площади зеркала реки и др.) непосредственно связаны с рассматриваемыми характеристиками стока и позволяют вести расчет, минуя такие трудно поддающиеся оценке элементы, как потери стока и частично осадки. Поэтому эти методы содержат в себе принципиальную возможность более точного прогнозирования, чем обычно применяю-

щиеся способы прогноза стока, основанные на учете осадков и потерь стока.

И наконец, развитие рассмотренных выше подходов к прогнозу стока стимулирует развитие новых экспериментальных и теоретических исследований, непосредственно связывающих структуру строения поверхности бассейна со структурой стока.

Ряд сформулированных выше задач гидрологического прогнозирования решается только по фотографиям высокого разрешения. Это неизбежно повлекло бы большой поток информации. Сокращение объема информации возможно при переходе к выборочным тестовым участкам. Дешифровочные признаки, полученные для тестовых участков по изображениям высокого разрешения, распространяются далее на однородные физико-географические районы, выявленные по изображениям низкого разрешения.

2.6. Определение и прогноз подземного стока по дистанционным данным

Наиболее перспективное направление исследований ресурсов подземных вод сводится к изучению их формирования на основе учета взаимосвязи между атмосферными и подземными водами [68, 102, 139]. При этом подземный сток, в отличие от атмосферной влаги, играющей роль активизатора процессов, выполняет противоположные функции накопления, т. е. является наиболее зарегулированной частью этих ресурсов. Комплекс генетических факторов формирования естественных ресурсов подземных вод, который должен рассматриваться как основа для косвенных признаков дешифрирования, согласно Б. И. Куделину [102], сводится к следующим: факторам рельефа, структурно-геологическим и погодным факторам.

Первый фактор формирования подземных вод — рельеф местности тесно связан со структурой земной коры и оказывает большое влияние на формирование естественных ресурсов подземных вод, придавая им черты вертикальной поясности. Так, в горных районах отмечается интенсификация подземного стока по сравнению с окружающими территориями за счет более глубокой эрозионной расчлененности местности, густоты речной сети, значительных уклонов поверхности земли. Для исследования различных деталей рельефа как важного фактора формирования подземных вод чрезвычайно эффективным аппаратом может оказаться рассмотренный выше метод весенней снего-съемки.

Наиболее существенные различия в распределении условий формирования подземных вод определяются вторым фактором —

геоструктурными расчленениями платформ и горноскладчатых сооружений, причем основная часть платформенных подземных вод имеет артезианское происхождение, а в районах горноскладчатых областей развиты трещинные воды. Благоприятные условия для формирования подземных вод осуществляются в районах аллювиальных и флювиогляциальных отложений, а также на участках предгорных шлейфов [102, 139].

Роль третьего, погодообразующего, фактора как основного источника питания подземных вод ярче всего проявляется в гумидных и аридных зонах.

Показателем условий формирования подземного и поверхностного стока, связанным с фильтрационной способностью грунтов, является тип поверхности, охарактеризованный по особенностям растительного покрова, степени обнаженности коренных оснований, характеру поверхностных отложений и хозяйственному освоению территории.

При использовании космической информации станет возможным проведение гидрогеологического районирования для обширных территорий на основе дешифровочных признаков, базирующихся на сформулированных Б. И. Куделиным факторах формирования подземных вод. Таким образом, районирование сводится к выделению областей, однородных по залеганию грунтовых вод различного происхождения и состава. Так, по космическим снимкам при их неизбежной генерализации становится возможным выделить районы распространения различных типов вод (трещинных, карстовых, артезианских). Основанное на мелкомасштабном картографировании районирование сводится к выделению на снимках структурно-геологических комплексов, к которым приурочены подземные воды определенного генезиса и состава. Особенно успешно такое картографирование может осуществляться с помощью активной радиолокационной съемки. Последняя позволяет выделять формы карстового рельефа, с которыми связаны промышленные месторождения подземных вод, и, наконец, может успешно применяться при региональном картографировании крупных геоструктур [36].

В формировании режима подземных вод обширных территорий и малых районов доминируют разные из трех указанных факторов.

В условиях однородных рельефа и геотектоники, характерных для обширных равнинных территорий, решающую роль играет погодообразующий (климатический) фактор, определяемый в первую очередь аномалиями атмосферных осадков. Так, изучение режима подземных вод Европейской территории СССР сводится к изучению процессов их атмосферного питания при накоплении воды на поверхности бассейна. Эти вопросы

могут решаться по дистанционной информации низкого разрешения.

На равнинах ЕТС главнейшим источником питания как поверхностных, так и подземных вод является выпадающий за зиму снег. Величина и ход во времени пополнения грунтовых вод в период весеннего снеготаяния определяются рядом факторов, первым из которых является запас воды в снежном покрове перед началом снеготаяния, определяемый распределением его по площади бассейна. Второй, не менее важный фактор, от которого зависит коэффициент подземного стока, — степень промерзания грунтов, унаследованная со времени становления снежного покрова.

Таким образом, возникает задача картографирования распределения запасов воды в снежном покрове и осеннего промерзания на больших территориях для определения размеров и хода весеннего пополнения грунтовых вод ЕТС. Распределение этих факторов изменяется от года к году в зависимости от общей водности года и температурного режима в период становления снежного покрова.

Согласно исследованиям В. С. Ковалевского и Ю. Б. Челидзе [80], режим подземных вод в основном определяется суммой атмосферных осадков первых трех месяцев холодного периода (ноябрь, декабрь, январь). Картографирование аномалий сумм этих осадков дает возможность уже в феврале текущего года составлять прогноз весеннего максимума уровней подземных вод всей территории ЕТС в форме их обеспеченностей или отклонений от нормы.

Подход к изучению режима подземных вод в районах снегового питания, предложенный В. С. Ковалевским и Ю. Б. Челидзе, представляется чрезвычайно перспективным с точки зрения использования спутниковой информации. Картографирование аномалий атмосферных осадков значительно облегчается и становится более объективным, если привлекать пространственно-непрерывную информацию в виде фотомонтажей снимков с метеорологических спутников за зимний период. На этих снимках хорошо дешифрируются контуры районов со сплошным, несплошным покровом и бесснежные области, что косвенно отражает распределение запасов влаги по площади [80]. Необходимые для расчетов пополнения подземных вод абсолютные значения запасов воды в снеге, как известно, в настоящее время могут быть определены лишь при совместном использовании наземных сетевых и спутниковых наблюдений за снежным покровом.

Анализ особенностей режима подземных вод указывает на тесную его связь с особенностями атмосферной циркуляции

холодного и предшествующего ему периодов года, причем отмечается синхронность колебаний режима на значительных площадях [80]. Это открывает возможность широкого использования спутниковой информации для оценки распределения коэффициентов подземного стока территории ЕТС. Действительно, предзимнее промерзание почв связано прежде всего с суммарным количеством жидких осенних осадков, определяющих степень увлажнения, а также с характером и особенностями синоптических и температурных условий периода перехода от осени к зиме. В качестве оценки этих условий могут послужить такие интегральные характеристики, как частота покрытия территории облачностью за осенний период, определяемая по ТВ снимкам с метеорологических спутников, и температурный режим подстилающей поверхности в период перехода через 0°C . Последний может быть определен в безоблачных условиях по ИК информации или, если необходимо, по данным наземной агрометсети. Представляет значительный интерес оконтуривание на ИК снимках промерзших и непромерзших площадей непосредственно перед установлением снежного покрова.

Контроль за определяемым указанным способом осенним увлажнением удобно осуществлять по стоку с водосборов рек ЕТС. Суммарный осенний сток — сам по себе хороший интегральный индикатор особенностей синоптических условий осеннего периода. Предварительные зависимости между ходом суммируемой за пятидневки покрытостью территории облаками и гидрографом стока с нее в осенний период, полученные (см. гл. 3) для бассейна Дона, указывают на реальную возможность использования спутниковой информации об облачности для оценки увлажненности крупных регионов.

В формировании подземного стока малых по площади районов, получающих обычно одинаковое количество атмосферных осадков, первостепенное значение приобретают именно различия в распределении фильтрационных свойств по территории водосбора. Особенно это относится к горным районам, где указанная неравномерность выражена наиболее резко. В этих условиях основным моментом расчета и прогноза стока становится изучение ландшафтоформирующих факторов по снимкам высокого разрешения.

Изучение взаимодействия поверхностных и подземных вод традиционными способами осуществляется методами расчленения гидрографа. При использовании дистанционной информации выделение подземной составляющей стока возможно только на основе математического моделирования. В таких математических моделях геолого-гидрогеологические условия должны быть схематизированы в разумных пределах и формализованы

до такой степени, чтобы по ним можно было проводить необходимые расчеты и составлять прогнозы.

Привлечение методов аэрокосмической съемки особенно необходимо в горноскладчатых областях ввиду технических трудностей постановки там полевых экспериментов и скудности гидрометрической информации.

Принципы изучения формирования подземного стока и его моделирования в горных районах разрабатываются в ИВП АН СССР Н. А. Огильви.

Задача сопоставления приходной части водного баланса водосбора с гидрографом стока Q для горных рек ввиду ее сложности может быть решена только приближенно. В связи с этим принимаются три упрощающие априорные гипотезы:

1) питание реки происходит в пределах той части ее бассейна, которая на данный момент времени освобождена от снега;

2) сублимация и испарение со снежного покрова пренебрежимо малы;

3) время добегания воды со склонов долины к руслу очень невелико, что позволяет рассматривать процесс как квазистационарный.

Приходную часть водного баланса, исходя из этих предположений, на различные даты определяют перемножением площадей F , освободившихся от снега за сутки, на запас воды в нем W . Тогда, учитывая жидкие осадки x , выпадающие на поверхность бассейна, освободившуюся от снега, количество воды V , поступающей в бассейн реки, выразится уравнением

$$V_t = V_{t-1} + (F_t - F_{t-1}) W_t + F_t \int_{t-1}^t x dt. \quad (52)$$

Счет времени t начинается с даты, когда практически еще не началось таяние снега в изучаемом бассейне реки.

Очевидно, что площади F наиболее точно и проще всего определять по повторным аэрофотографиям в течение всего весенне-летнего периода. Для этих же целей можно использовать космические снимки при достаточной их детальности.

Сопоставление величин V_t (приходной части) с гидрографом стока Q_t позволяет выделять типы рек по соотношению долей воды, достигающей замыкающего створа и переходящей в подземный сток.

Изучение снежного покрова и сопоставление количества талой воды в бассейне реки с ее расходом позволяет оценивать только средний подземный сток по всему бассейну реки.

Для детального изучения взаимосвязей подземного и поверхностного стока в различных ландшафтных условиях приходится

прибегать к более сложным моделям, учитывающим не только рассмотренные процессы поверхностного (склонового) стока, но и различия подземного стока за счет инфлюации и инфильтрации. Роль аэрокосмических снимков ландшафтов при этом сводится к оценке различных коэффициентов в общих уравнениях, связывающих между собой поверхностный и подземный сток.

Интенсивность склонового стока I_1 связывается с силой X_1 , направленной вниз по склону, очевидным соотношением

$$I_1 = \frac{X_1}{\varphi}, \quad (53)$$

где φ — функция гидравлического сопротивления для потока воды вдоль склона; $X_1 = \alpha g$, где α — уклон поверхности. Сила X_1 принимается горизонтальной.

В достаточно общем случае функцию можно выразить через безразмерное число Рейнольдса двучленным уравнением

$$\varphi = A + B \text{Re}, \quad (54)$$

где A и B — постоянные; $\text{Re} = \frac{J}{\nu h}$ — число Рейнольдса; ν — кинематическая вязкость воды; h — характерный размер, за который можно принять среднюю высоту шероховатостей на склоне.

Постоянные A и B определяются шероховатостью склона. Эти постоянные, а также величина h сравнительно легко могут быть оценены на основе ландшафтных характеристик склонов долины, получаемых по аэрофотографиям.

При небольшой интенсивности склонового стока функцию гидравлического сопротивления для него можно считать постоянной и равной A .

В соответствии с общепринятыми терминами под инфильтрацией принято понимать проникновение атмосферных и поверхностных вод в горные породы и почву по капиллярным и субкапиллярным порам под влиянием силы тяжести и градиента всасывающего давления (градиента потенциала влаги в породах или почвах).

Под инфлюацией понимается втекание поверхностных вод и атмосферных осадков в крупные открытые трещины или пустоты под влиянием только силы тяжести.

Интенсивность инфильтрующейся или инфлюирующей воды I_2 определяется силой X_2 , под влиянием которой происходят эти процессы, аналогичным, как и для случая склонового стока, равенством

$$I_2 = \frac{X_2}{\psi},$$

где ψ — функция гидравлического сопротивления для инфильтрующей и инфилюирующей воды.

Сила X_2 всегда направлена вертикально вниз. При инфилюации эта сила равна силе тяжести, т. е. $X_2 = g$. При инфильтрации имеем более сложное выражение

$$X_2 = g - \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \quad (55)$$

где Θ — потенциал влаги (всасывающее давление) в горных породах. Этот потенциал влаги связан с литологией пород и с их влажностью. Наибольшего значения он достигает в глинистых породах; в песках и в крупнообломочных породах он исчезающе мал.

Функция гидравлического сопротивления ψ для трещиноватых пород при условии их полного заполнения водой может быть выражена двучленной формулой, аналогичной равенству (54),

$$\psi = a + b \text{Re}, \quad (56)$$

где a и b — постоянные, связанные с характером трещиноватости и со степенью трещинной пустотности; Re — число Рейнольдса, в котором в качестве характерного размера взята средняя ширина трещин.

Для решения задачи моделирования подземного стока с различных ландшафтов в пределах водосборов рек, стекающих с горы Арагац, Н. А. Огильви в последние годы был применен метод минимизации функции Онзангера—Махлупа (O_m), введенной для решения многих проблем в термодинамике необратимых процессов и широко применимой в задачах гидродинамики.

Исходя из общих термодинамических представлений, можно принять, что сток в стационарных условиях происходит таким образом, чтобы удовлетворялось условие минимума функции O_m :

$$O_m = [\sigma - (\psi + \Phi)], \quad (57)$$

где σ — производство энтропии (по Пригожину); ψ и Φ — потенциалы рассеяния функции Рэлея.

Основными параметрами, выделяющими различные ландшафтные особенности с точки зрения формирования подземного стока, являются трещиноватость и инфильтрационная способность пород, оцениваемая по аэрокосмической информации. Принимая во внимание, что при наличии процесса инфилюации именно он будет в основном определять процессы питания подземных вод, представляется возможным восстанавливать долю подземного стока по поверхностному стоку.

Минимизируя функцию O_m , находим соотношение для коэффициента поверхностного стока p_i , в который входит неизвестный множитель Лагранжа (λ),

$$p_i = \frac{\lambda}{x_i (\varphi_i + \psi_i)} + \frac{\psi_i}{\varphi_i + \psi_i} - \frac{g (1 - \alpha_i)}{x (\varphi_i + \psi_i)}. \quad (58)$$

Множитель λ определяется из уравнения, связывающего сток в замыкающем створе водосбора со стоком с элементарных площадок, результирующим процессы водоотдачи снежного покрова и жидких осадков,

$$q = h^2 \lambda \sum_{i=1}^n \frac{1}{\varphi_i + \psi_i} + h^2 \sum_{i=1}^n \frac{x_i \psi_i}{\varphi_i + \psi_i} - h^2 g \sum_{i=1}^n \frac{1 - \alpha_i}{\varphi_i + \psi_i}. \quad (59)$$

где h — характерный размер элементарной стоковой площадки; i — номер площадки; q — сток в замыкающем створе всего бассейна; φ_i — гидравлическое сопротивление для поверхностного стока на элементарной площадке; ψ_i — гидравлическое сопротивление для инфилюирующей воды; x_i — интенсивность атмосферного питания (талые воды и жидкие осадки) на элементарную площадку; α_i — уклон поверхности элементарной площадки; g — ускорение свободного падения.

Приведенная модель поверхностного и подземного стока показывает, что для расчета этих величин необходимо располагать следующими данными:

- 1) расходом реки;
- 2) интенсивностью снегового и дождевого питания для каждого элементарного квадрата сетки, на которые разбивается область питания;
- 3) уклоном поверхности склона;
- 4) величинами, характеризующими шероховатость поверхности, для расчета функции гидравлического сопротивления потока воды, образующего склоновый сток;
- 5) величинами, характеризующими степень трещиноватости пород, позволяющими оценить коэффициент фильтрации для инфилюирующей воды.

Если склоны покрыты почвенным слоем или глинистым покровом, необходимо иметь данные о литологическом составе покровных отложений и их влажности. Эти дополнительные данные необходимы для оценки коэффициента проницаемости пород покрова и потенциалов всасывающего давления.

Как отмечалось выше, многие из этих величин могут быть получены на основе аэрофотографий, для оценки же других величин эти фотографии могут служить в качестве очень ценного дополнительного материала.

Особенностью рассмотренных подходов является сочетание наземных и аэрокосмических методов, причем последним отводится роль оценки инфильтрационных и гидравлических характеристик водосбора наряду с фиксацией площадей, освободившихся от снега. Подобные подходы к использованию спутниковой информации представляют собой, в сущности, приложение весьма тонкого математического аппарата, разработанного для наземных измерений, к новой информации. Однако этот аппарат не способен в полной мере воспринять все специфические интегрирующие особенности и преимущества космической информации. Последние могут проявиться лишь на обширных площадях при оценке закономерностей, обобщающих как в пространстве, так и во времени процессы взаимодействия атмосферных, поверхностных и подземных вод.

3. ПРОБЛЕМЫ ГЛОБАЛЬНОЙ ГИДРОЛОГИИ И СПУТНИКОВАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Проблемы глобального водообмена, возникшие на основе развития ряда наук о Земле (океанологии, метеорологии, гидрологии, гидрогеологии), неизбежно требуют их комплексного рассмотрения.

Предметом исследования глобальной гидрологии является гидросфера как единое целое. Гидросфера в таком понимании представляет собой совокупность воды во всех фазовых состояниях и оболочках Земли, объединенную процессами глобального водообмена.

Исследование этих проблем было начато на основе традиционных данных измерений на гидрометеорологических станциях балансовыми и статистическими методами. В ГГИ, ГГО, ИГ АН СССР, ИВП АН СССР, МГУ были достигнуты значительные успехи в систематизации данных о глобальном распределении водных ресурсов и водного баланса, обобщенные в монографии «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» [125] и в ряде других работ [68, 116, 118].

Следует отметить также большое значение для решения проблем глобального водообмена исследований радиационного баланса, определяющего причинные аспекты фазовых преобразований воды. Обобщению наблюдений и расчетов радиационного баланса для всего земного шара, основанных на традиционных измерениях, посвящены работы К. Я. Кондратьева [114, 155].

В настоящее время показаны возможности измерений радиационного баланса и приведены примеры его глобальных карт на основе спутниковых данных [88]. Только спутниковые принципы измерений с их интегральностью, непрерывностью и глобальностью можно считать адекватными рассматриваемой проблеме и сулящими реальный успех в ее решении.

Разнообразие и гибкость процессов водообмена наряду с кинематическим переносом субстанций воды определяется в значительной мере гибкостью процессов фазовых преобразований. При этом газообразная фаза выполняет активную функцию переноса влаги, а твердая фаза — функцию консервации опреде-

ленных объемов воды, выводимых из быстрого цикла влагооборота, и функцию регулирования долгопериодных процессов.

Фазовые преобразования регулируют колебания глобального водообмена, как долгопериодные (ледники), так и быстрого цикла (испарение, осадки), связанные с изменениями термического режима и осуществляемые через механизмы общей циркуляции атмосферы.

Водообмен в границах речных бассейнов — генетической ячейки, определяемой рельефом подстилающей поверхности, — отличается значительно большей инерционностью, чем атмосферный, как за счет большей вязкости жидкой фазы, так и за счет гидравлического сопротивления в русловой системе.

Наиболее инерционным является водообмен в почво-грунтах, который также способствует выведению воды из быстрого цикла и сказывается в увеличении запасов воды в подземных горизонтах, а также в зоне многолетнемерзлых пород.

При рассмотрении сезонных и более долгопериодных гидрологических циклов процессы бассейнового водообмена усложняются и включают в себя переходы воды из жидкой фазы в твердую. Формирующаяся таким образом замёрзшая часть гидросферы образует криосферу (снежный покров, горные и полярные ледники, сезонные и многолетнемерзлые породы).

Такие процессы выведения определенных объемов воды из быстрого цикла и накопления их являются индикаторами направленности глобального водообмена. Эти индикаторы могут четко и достаточно точно регистрироваться спутниковыми методами ввиду резкого отличия альбедо воды, снега и льда от альбедо подстилающей поверхности. Иными словами, представляется возможным по спутниковым данным точно регистрировать временные эффекты взаимодействия различных сфер Земли в процессе водообмена.

Другая принципиально важная роль фазовых преобразований воды заключается в том, что они играют роль энергетических регуляторов в процессе глобального водообмена в системе суша—атмосфера—океан.

Существо фазовых преобразований воды сводится к поглощению или выделению энергии с одновременным изменением всех физических параметров, например альбедо, которое в свою очередь оказывает обратное влияние на энергетический баланс системы. Фазовые преобразования различаются прежде всего по величинам удельной теплоты фазовых преобразований L , которая для переходов вода $\rightleftharpoons$ пар равна 597 кал/г, для переходов лед $\rightleftharpoons$ пар 674 кал/г и для переходов вода $\rightleftharpoons$ лед 80 кал/г.

Характерно, что все фазовые преобразования имеют характер компенсационных механизмов обратной связи, направленных

на сохранение энергетического равновесия в локальной системе.

В системах более высокого порядка сложности, характеризующихся большим числом взаимосвязей в определенных условиях, могут осуществляться самоусиливающиеся механизмы с прямой связью. Этому способствуют резко различные значения альбедо воды в разных агрегатных состояниях. Например, в процессе весеннего снеготаяния происходит дополнительное увеличение притока солнечной радиации к тающей поверхности за счет уменьшения альбедо талого снега. Этот дополнительный радиационный приток тепла перекрывает расходы тепла на фазовые преобразования, усиливая начавшийся процесс снеготаяния.

Изучение водной субстанции как регулятора общециркуляционных процессов, раскрывающее физические механизмы взаимодействия сфер Земли, может послужить научным обоснованием при решении вопросов оптимального управления природными водами и планомерной организации преобразований и перераспределения водных ресурсов.

3.1. Статистическая структура пространственно-временных полей гидрометеорологических величин и космическая информация

Бесконечно большая сумма взаимно переплетающихся причин, определяющих процессы глобального водообмена, неизбежно приводит к тому, что их реализация носит стохастический характер. Рациональная постановка задачи о прогнозе направленных изменений глобального водообмена связана прежде всего с выбором пространственно-временных масштабов осреднения, характерных для различных природных процессов, на основе изучения статистической структуры пространственно-временных полей гидрометеорологических величин.

При изучении атмосферной ветви влагооборота можно рассматривать прежде всего глобальные процессы, определяющие в соответствии с характером барических полей основные переносы; далее — это мезомасштабные процессы, определяющие неоднородности внутри циклонических образований и детализирующие элементы погоды; и наконец, микромасштабы, связанные, например, с микрофизическими процессами в облаках.

В наземном гидрологическом цикле влагооборота мы также можем проследить подобную иерархию масштабов. Это прежде всего глобальное распределение зон синхронного и асинхронного стока [68], затем — это структура крупных водосборов в их ге-

нетической связи с элементарными водосборами бассейнами, отражающей вклады последних в суммарный сток. И наконец,— это мелкомасштабная структура ландшафта элементарных водосборов, определяющая условия и процессы формирования стока с них.

Быстрый цикл водообмена характеризуется переходом непрерывных полей начальных условий в процессе фазовых преобразований в поля дискретные. Так, непрерывные поля давления, температуры и общего влагосодержания генерируют дискретные поля облачности и особенно осадков. Непрерывный в пространстве снежный покров реализуется в процессе таяния в сток — дискретный вследствие несплошности склонового стекания и характера эрозионного расчленения.

Аналогично и в долгопериодном цикле непрерывное в пространстве и времени поле увлаженности континентов как показатель соотношения тепла и влаги проявляется в непрерывном ландшафте не столь четко, как в существенно прерывных формах — озерах и ледниках.

Дискретные поля (облачность, озера, ледники), соответствующие завершающей фазе циклов водообмена, наиболее контрастны и легко опознаваемы и измеряемы на фотоизображениях. Поэтому исследования водообмена космическими средствами могут в основном базироваться на параметрах этих дискретных полей.

Статистические методы оценки глобальных полей облачности, получаемых со спутников сейчас уже регулярно, в принципе применимы к оценке различного вида атмосферных полей: элементов динамики, общего содержания водяного пара, осадков, радиационного баланса.

Соотношения непрерывных и дискретных полей использовались в работах Ш. А. Мусаеляна с сотрудниками [132, 133] для численного восстановления непрерывных полей давления, скорости ветра и вертикальных движений по дискретным полям облачности. Другая попытка восстановления по полям облачности полей общего содержания водяного пара предпринята Мак-Клейном [200].

Такой подход к восстановлению процессов и соответствующих им непрерывных полей по контрастным чертам критических экстремальных состояний водообмена подводит нас непосредственно к логической возможности палеореконструкций по отдельным проявлениям на крупномасштабном космическом снимке следов древних экстремальных процессов, имевших дискретное выражение.

Общая увлажненность континента как непрерывное поле может быть оценена по дискретным индикаторам ландшафтного

и гидрографического характера (эрозионные расчленения, древние русла, озера, ледники), что рассмотрено в п. 3.3.

Таким образом, характерной особенностью циклов водообмена различной длительности является постоянно происходящий процесс преобразования непрерывных полей в дискретные. Причем, по изменению статистической структуры можно судить о характере, направленности и активности процессов водообмена.

Остановимся далее на возможных подходах к изучению атмосферного влагопереноса по данным глобальных полей облачности как дискретных характеристик критического состояния водообмена.

Статистические свойства полей облачности могут быть изучены и описаны на основе фотоизображений как при помощи специализированных аналоговых устройств, так и с помощью ЭВМ при регистрации информации на магнитной ленте.

При исследовании глобальных процессов, к которым относится и влагооборот, благотворной оказалась идея А. С. Монина [128], заключающаяся в рассмотрении подвижных циклонических и антициклонических вихрей как компонентов макротурбулентности и применения к ним хорошо разработанной в трудах А. Н. Колмогорова, А. М. Обухова теории мелкомасштабной турбулентности.

Согласно А. С. Монину, интегральными количественными характеристиками макротурбулентности атмосферы являются пульсационные меридиональные переносы количества движения или субстанции, а в нашем случае влаги.

Характеристики элементов макротурбулентности (циклонов и антициклонов) возможно получать по полю облачности как некоторые геометрические и фотометрические индексы. Последние можно рассматривать в качестве аналогов широко применяющихся разнообразных индексов циркуляции [31, 79]. Так, размеры самого облачного вихря и характера его ориентации и положения, равно как и его интегральная яркость, могут явиться даже более непосредственной характеристикой циклона, чем индексы циркуляции. При этом интенсивность переноса могут характеризовать размеры циклонического вихря, а крайние широтные положения — южное для облачного массива и северное для безоблачного района — степень меридиональности процессов.

Так, например (рис. 25), за аналог меридионального индекса циркуляции А. Л. Каца можно принять спутниковый параметр — степень покрытости облачностью.

В качестве показателей структуры дискретных полей облаков при оценке осадков использовались распределения по раз-

мерам облаков и площадей осадков, их повторяемость в разные сезоны, соотношение площадей облаков и осадков и степень покрытости стандартного квадрата облачностью [42, 149].

Пространственная неоднородность полей осадков, как было установлено [159] по данным учащенной сети пивниографов, генетически объясняется суперпозицией двух систем волн, параллельных и перпендикулярных полосе фронтальной облачности.

В последние годы начали применять строгий статистический аппарат случайных функций для изучения структуры облачных полей по спутниковой информации о непрерывных полях интенсивности уходящей коротковолновой (0,3 мкм) и длинноволновой (3—30 мкм) радиации и телевизионных изображений.

Так, для радиационных полей рассчитывались следующие

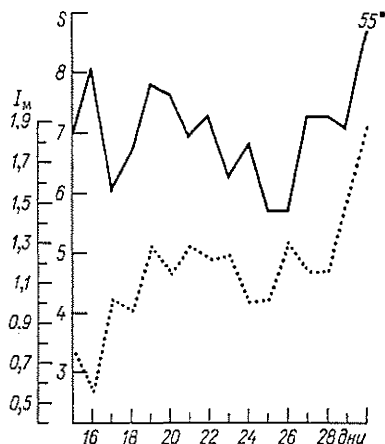


Рис. 25. Соответствие изменений меридионального индекса циркуляции для сектора Атлантики — Европы и относительной покрытости облаками полосы между 40° и 50° с. ш. этого же сектора.

статистические характеристики: средние значения $M_I = \overline{I(D)}$, дисперсии $D_I(b) = \overline{I'^2(D)}$; $I' = I - \bar{I}$, относительные средние квадратические отклонения $\frac{\sigma}{M} = \frac{\sqrt{D}}{M}$, корреляционные функции

$$\beta_1(\tau) = I'(f) + \beta'(I + \tau), \quad (60)$$

спектральные плотности

$$S_I(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} B_I(\tau) e^{i\omega\tau} d\tau. \quad (61)$$

Важнейшей задачей применения статистических методов была параметризация радиационных полей, позволяющая в предвидимой перспективе экономичными способами описывать огромный материал наблюдений путем обработки информации непосредственно на борту спутника.

Показано, что не только средняя величина, но и дисперсия и относительное среднеквадратическое отклонение не всегда дают надежную параметризацию типов облаков как по полю радиации, так и по ТВ изображениям [119, 140, 164].

Более полная информация содержится в автокорреляционных функциях, где, кроме различия дисперсий $D_I = B_I(0)$, еще добавляется и различие скорости их убывания по времени (или по расстоянию), которая показывает периодичность процесса с убывающей амплитудой [119]. Наибольшей информативностью обладает спектральная плотность пульсаций яркости облаков, которая довольно чувствительна к характерным неоднородностям различных типов облаков.

Изучение статистической структуры облаков по телевизионным изображениям, вводимым в ЭВМ с помощью сканирующей фототелевизионной установки, проводимое с целью разработки методик автоматического распознавания типов облачности [164], показало, что информативными для этой цели являются статистические моменты третьего и четвертого порядков (асимметрия и эксцесс).

Применительно к наземной части гидрологического цикла исследования статистической структуры полей могут проводиться в двух направлениях:

- 1) районирование различных явлений и процессов любого масштаба (от ландшафтного до глобального);
- 2) исследование элементов структуры выделенных районов, степени и характера их взаимосвязи.

Исследование статистической структуры фотоизображений (аэро или космических) можно осуществлять различными способами. В более простых случаях, рассматривая только пространственные или только временные поля, Д. А. Януш разработал методику анализа аэрофотоизображений ландшафтов с помощью их микрофотометрирования по совокупности двух статистик [183].

Аэрофотоизображение природных объектов предлагается рассматривать как совокупность однородных участков, которым присущи свои закономерности модуляций оптической плотности.

На основе фотометрической обработки 53 аэроснимков лесостепной зоны удалось выделить шесть классов ландшафтов (леса, почвы, травяной покров, населенные пункты, выходы коренных пород, водные поверхности), различающихся кривыми статистического распределения оптической плотности и первыми двумя моментами (математическое ожидание и дисперсия).

При отсутствии внутри выделенных классов статистической однородности, очевидно, потребуется дальнейшее подразделение

их на более мелкие группы, что может быть успешно осуществлено с помощью расчета третьего момента (коэффициента асимметрии). Формирование статистически однородных совокупностей плотностей фототона (D) можно проводить последовательно в три этапа, исследуя однородность типа распределения, однородность относительно момента второго порядка и однородность относительно момента третьего порядка, используя при этом системы выпрямляющих координатных сеток для ряда законов распределения [83].

Изменение размеров этих групп, а также изменения в диаграмме, построенной в координатах $\{C_v, C_s\}$ для каждого класса, по сравнению с эталонной для данного класса и ландшафта в некоторых принятых начальных условиях будут свидетельствовать об изменении внешних условий (например, увлажнения территории или начале таяния снежного покрова и т. п.). При наличии картотеки эталонных диаграмм $\{\bar{D}, C_v\}$ и $\{C_v, C_s\}$ ¹ для разных географических зон и ландшафтов можно подойти к строгим численным индикаторам изменения внешних по отношению к рассматриваемому полю факторов.

Важнейшей характеристикой статистической структуры поля является степень связанности его элементов, которая отражается на аэрокосмическом снимке в том, что его «пятна» нельзя свободно перемешивать и переставлять, не изменяя сущности изображения, так как при этом как бы рвутся естественные связи. Формально-статистическому перемешиванию поддаются лишь характерные для каждого ландшафта некоторые элементарные структурные комплексы, которые далее неделимы — это «атомы» ландшафта. Размеры этих атомов и есть одна из важнейших характеристик ландшафта и любого поля. Она определяет минимальный масштаб осреднения (интеграции) и в конечном счете требования к разрешающей способности аппаратуры. Изменения этой характеристики говорят о коренной перестройке, часто «болезни» ландшафта. Изучение естественной изменчивости связности природных полей и каталогизация ее для различных зон, ландшафтов, объектов представляется одной из первейших задач, решение которой в глобальном масштабе возможно лишь с привлечением космических методов.

Степень связности поля можно характеризовать автокорреляционной или структурной функциями [32, 33, 115, 176]. Применение последней для характеристики пространственно-временной изменчивости поля снежного покрова было осуществлено в работах [32, 33, 115].

¹ C_v и C_s — нормированные относительно среднего моменты второго и третьего порядков.

Структурная функция поля представляет собой средний квадрат разности изучаемой величины на некотором интервале

$$b_f(\lambda) = \overline{[f(x+\lambda) - f(x)]^2}, \quad (62)$$

где x — исходная точка; λ — длина интервала, на котором изучается изменчивость; f — изучаемая величина.

Осреднение производится по большому количеству наземных снегомерных съемок, тогда как при дистанционных методах для установления пространственной структурной функции достаточно обработать один снимок.

Структурная функция характеризует не только изменчивость изучаемой величины, но и связь между значениями, которые она принимает на концах интервала

$$b_f(\lambda) = 2\sigma_f^2 [1 - r_f(\lambda)], \quad (63)$$

где σ_f^2 — дисперсия величины; $r_f(\lambda)$ — коэффициент корреляции между значениями ее в точках, расположенных на расстоянии λ .

При $\lambda=0$ $b_f(0)=0$, а при $\lambda \rightarrow \infty$ $b_f(\infty)=2\sigma_f^2$.

Практически «насыщение» структурной функции происходит при конечном значении λ , характерном для данного структурного комплекса природных объектов.

Структурные функции позволяют отразить общую закономерность изменчивости высот снежного покрова в пространстве, определяемую типом подстилающей поверхности, рельефом и микрорельефом, экспозицией и крутизной склонов, распределением скоростей ветра и др.

Значение насыщения является очень важным показателем, характеризующим данный ландшафт. Это значение (в условиях изотропности ландшафта, т. е. одинаковости рассматриваемых свойств по всем направлениям) определяет структурный элемент поля, внутри которого имеется естественная взаимосвязь между частями этого элемента и вне которого эта взаимосвязь угасает. Размер структурного элемента говорит о степени связности поля. По-видимому, при изменениях внешних причин показатель λ насыщения будет меняться. Например, при таянии снежного покрова, как известно, увеличивается дисперсия и асимметрия распределения высоты, плотности и водозапаса, следовательно, меняется и λ насыщения.

Временные структурные функции, рассчитанные по 10-летним наземным измерениям высоты и плотности снежного покрова, существенно различаются для периодов нарастания и схода снежного покрова [115]. Аппарат временных структурных функций может быть привлечен для оценки аномальности года

по сравнению со средними климатическими характеристиками изменчивости.

Таким образом, используя аэрокосмические методы съемки, можно проводить анализ регистрируемых на снимках полей с помощью микрофотометрирования изображения, получая при этом значение дисперсий плотностей фототона σ_D^2 для различных классов. По вычисленному значению дисперсии σ_D^2 можно далее рассчитывать связность поля внутри классов, используя уже структурные функции. Характеристика λ насыщения вычисляется из условия $\lambda \rightarrow \infty$, $b_D(\infty) = 2\sigma_D^2$, где σ_D^2 известно.

Наиболее адекватным спутниковым методом измерения является статистический метод разложения полей по естественным ортогональным функциям, широко применяемый сейчас для оценки временных вариаций пространственных полей.

Сущность метода, как известно, состоит в фильтрации шумов, т. е. в представлении наиболее существенной информации о состоянии полей малым числом составляющих, определяемым по статистическим характеристикам этих полей [3, 50].

Этот метод получил уже широкое распространение в гидрометеорологии при составлении долгосрочных прогнозов погоды и стока, а также при типизации процессов и районировании [3, 5, 51, 95, 179].

Применительно к спутниковой информации могут оказаться весьма полезными следующие аспекты этого статистического метода. Прежде всего указанный метод является эффективным способом свертки первичной информации, которую выгодно было бы производить непосредственно на борту спутника. Далее, он может помочь выделению наиболее информативных пространственных аномалий, т. е. выделению масштабов значимых явлений. Близки к этому задачи типизации процессов и районирования территории. И наконец, интересно применение этого метода в прогностических целях. Однако применение его в спутниковой информации связано с рядом методических трудностей: с избыточностью пространственной информации и ограниченностью временной последовательности фотоизображений.

Хотя с увеличением исходных пространственных данных повышается относительный вклад первых членов разложения, увеличение вычислительных работ заставляет ограничивать объем вводимых в ЭВМ данных репрезентативной выборки.

Ограниченность временной выборки потребует решать задачу «недостаточности информации», т. е. разрабатывать приемы совместного использования спутниковых пространственных изображений и длинных рядов наземных климатических наблюдений для получения постоянных временных коэффициентов. При

таком подходе новые методы исследований не исключают, а напротив, определяют использование старых методов и накопленных данных длинных рядов, так что синтез методов можно рассматривать как их обновление.

При решении задач районирования собственные векторы выступают как новые комплексные параметры, учитывающие корреляционные связи между исходными метеорологическими элементами, а коэффициенты разложения — как веса нового параметра в масштабе времени. Районирование на основе спутниковых данных методом разложения по естественным ортогональным функциям само требует предварительного грубого районирования более простыми статистическими приемами, например по относительным моментам второго и третьего порядка. Аппарат разложения полей по естественным ортогональным функциям может также использоваться для районирования, причем многокомпонентный подход будет способствовать изучению взаимодействия пространственной структуры метеорологических полей с пространственной структурой поверхности бассейна, определяющей характер гидрологической реакции [51, 179].

Особо важное применение этого метода сводится к выявлению естественных пространственных аномалий физических полей, имеющих большое значение для выделения значимых масштабов, необходимых при долгосрочном прогнозировании погоды и для изучения механизма действия регуляторов с обратной связью, характеризующих особенности переноса тепла и влаги на обширных территориях. Таковы, например, устойчивые аномалии температурных полей и полей альбедо, вызванные длительным сохранением снежного покрова, ледовитость и теплосодержание океана, влажность почвы.

Ежедневные глобальные спутниковые карты облачности представляют собой последовательность таких полей, к которым, очевидно, может быть применен аппарат естественных ортогональных составляющих для целей прогнозирования осадков. По аналогии с опытом прогнозирования осадков [3] для разложения можно использовать суммарные пятидневные карты облачности.

Преимущество использования спутниковой информации в таких прогнозах осадков, очевидно, будет связано с большей полнотой непрерывного поля облачности, более полно характеризующего осадки.

3.2. Изучение взаимодействия атмосферы и гидросферы по спутниковым данным

Причина эволюции глобального водообмена одна для всей гидросферы и может быть как внешней по отношению к ней вы-

нуждающей силой, так и внутренней, определяемой автоколебательными свойствами системы суша—атмосфера—океан. Однако вследствие меньшей инерционности атмосферы по сравнению с гидросферой и литосферой именно атмосферная ветвь водообмена реагирует первой на любые внешние и внутренние изменения и затем передает эти изменения более консервативным компонентам глобального водообмена — континентальным водам, водам в литосфере, ледникам, океанам.

Так, атмосферная ветвь водообмена состоит из трех последовательных этапов:

1) поступление влаги с поверхности океана в атмосферу в процессе испарения z ;

2) собственно влагооборот, т. е. перенос влаги (Π_w) в звеньях общей циркуляции атмосферы с океана на континент;

3) реализация части этой влаги, стимулированной местным испарением, в осадки x .

Современные представления о влагообороте сложились на основе расчета потоков влаги в атмосфере и коэффициентов влагооборота.

Первые исследования влагооборота, начатые еще А. И. Воейковым [68], были направлены на климатические оценки соотношения океанической и континентальной влаги в процессе формирования осадков на основе расчетов коэффициента влагооборота.

Начиная с 60-х годов на базе достаточных рядов аэрологических данных климатические измерения влагооборота получили новую направленность, основанную на совместном рассмотрении элементов водного баланса атмосферы и гидросферы [46, 75, 199, 210, 218, 219].

Известное уравнение водного баланса атмосферы $z - x = \Pi_w + \Delta W$ констатирует соотношение между компонентами атмосферного влагооборота: испарением z как основным источником поступления влаги в атмосферу; осадками x как способом реализаций атмосферной влаги; потоками воздуха Π_w , переносящими водяной пар в звеньях общей циркуляции атмосферы; и наконец, теми запасами влаги ΔW , которые сохраняются в самой атмосфере в виде водяного пара или в жидком виде в облаках.

Водный баланс на поверхности Земли описывается уравнением

$$x - z = y + \Delta w,$$

где разность $x - z$ балансируется стоком y и накоплениями воды в почве и различных подземных горизонтах Δw .

Взаимодействие звеньев водообмена в атмосфере и гидросфере выражается уравнением водного баланса системы Земля—атмосфера, полученного комбинацией уравнений, рассмотренных выше,

$$\Delta W + \Delta w = y + \Pi_w. \quad (64)$$

Это уравнение показывает, что суммарное накопление влаги в атмосфере и подземных емкостях компенсируется суммарным стоком — гидрологическим и атмосферным.

Основное направление развития метода атмосферного водного баланса — расчеты разностей осадки—испарение ($x - z$) по переносу водяного пара. При расчетах для больших промежутков времени (сезон, год), когда $\Delta W = 0$, проводились оценки стока [75, 210, 218, 219].

Хотя многочисленные расчеты показали принципиальную перспективность этого метода для изучения влагооборота, однако круг решаемых задач значительно сужается ограниченностью аэрологической информации.

Первое ограничение сводится при решении уравнений баланса к предположению установившегося режима как для атмосферы ($\Delta W = 0$), так и для земной поверхности ($\Delta w = 0$), вызванному отсутствием в современных традиционных методах возможностей измерения или оперативного получения объема накопления влаги в атмосфере ΔW и грунтах Δw .

Второе ограничение аэрологической информации связано с редкостью аэрологической сети, густота которой, согласно оценкам Д. В. Хатчингса, позволяет вычислять с достаточной точностью среднее значение вектора потока водяного пара лишь для больших районов (площадью, превышающей 9×10^4 км²). Кроме того, погрешности в оценке общего содержания водяного пара в атмосфере при расчете его по дискретным уровням, согласно оценкам Пальмена [207], могут достигать в определенных условиях 20%.

При аэрологических методах расчета не учитывается также жидкокапельная фаза в облаках, хотя, согласно самолетным измерениям, водозапас мощных фронтальных и кучевых облаков может быть значительным [171].

Спутниковая информация в принципе позволяет перейти непосредственно к исследованию конкретных, в том числе аномальных, процессов влагопереноса над океаном. Это связано прежде всего с измерительными возможностями дистанционной аппаратуры, работающей в сантиметровом диапазоне спектра и непосредственно измеряющей интегральные характеристики общего влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков (см. п. 2.1). Такого рода интегральные параметры окажутся, по-видимому,

вполне достаточными для решения задач глобального водообмена. Непрерывная, с точностью до элемента разрешения, спутниковая информация снимает свойственные аэрологическим методам ограничения по пространству и позволяет достичь большой детализации в расчете распределения потоков влаги над океанами.

Однако компоненты скорости ветра, необходимые для расчета по спутниковым данным потоков водяного пара, можно получать приближенно или путем восстановления по полю облачности [131, 133], или используя геострофическое приближение. Последнее приближение при расчетах потоков водяного пара в атмосфере требует дальнейшего обоснования, хотя, согласно специальным исследованиям, в условиях редкой сети, особенно над океаном, геострофический ветер будет более предпочтительным по сравнению с действительным [207].

Поскольку дистанционные методы СВЧ-радиометрии применимы только над водной поверхностью, методы водного баланса атмосферы в спутниковом варианте могут быть привлечены для определения динамики испарения с акватории внутренних морей. Ограничения в такой задаче могут быть связаны с недостатком ветровых измерений вдоль береговой линии.

Подобные расчеты испарения с поверхности Каспийского и Балтийского морей для месячного интервала проводились аэрологическими методами [49, 207]. При этом суммарное испарение со всего Балтийского моря, полученное этим методом, хорошо совпадало с испарением, вычисленным по эмпирическим формулам как функция скорости ветра и разности давления водяного пара у земли и в воздухе [207].

Расчеты испарения над океанами, проводившиеся двумя различными методами (по методу дивергенции потоков влаги в атмосфере и по известным эмпирическим формулам М. И. Будыко), дали заметные расхождения, особенно в тропиках, где наиболее редки аэрологические данные. Однако именно эти районы, где располагаются основные источники влаги, наиболее важны, и применение непрерывной спутниковой информации поможет установить здесь истинное расположение этих источников и их динамику.

Для разработки спутниковых методов оценки испарения с океана плодотворной может оказаться идея определения аномалий температуры и испарения в зависимости от атмосферной циркуляции, разрабатываемая в последние десятилетия в проблеме взаимодействия атмосферы и океана.

Использование разности температур воды океана и воздуха приводит к новой трактовке понятия источников влаги над океаном как подвижных областей, связанных с адвекцией холода,

и в конечном счете определяемых особенностями атмосферной циркуляции [170].

Телевизионная спутниковая информация, таким образом, помогает выделять по формам облачности районы различного взаимодействия океана с атмосферой. Так, интенсивные облачные скопления в тропиках («кластеры») и фронтальная облачность в умеренных широтах дают качественное суждение о районах повышенного испарения и неустойчивой стратификации. Туманы указывают на области устойчивой стратификации. Облачные системы типа открытых и закрытых конвективных ячеек связаны с океаническими течениями. Причем, закрытые конвективные ячейки наблюдаются в большинстве случаев над холодными океаническими течениями, где разность температуры воды и воздуха около -1° , а открытые — над теплыми океаническими течениями, когда эта разность достигает $3-4^{\circ}$ [53].

Таким образом, интерпретация конфигурации конвективных ячеек позволяет выделять над океанами районы повышенных и пониженных разностей температуры воды и воздуха, т. е. районы активного и замедленного тепло- и влагообмена в приводном слое. На основе такого районирования намечается возможность оценить районы повышенного (источники) и пониженного (стоки) испарения.

Действительно, посредством указанных разностей температуры можно оценить температуру, а следовательно, и насыщающую упругость водяного пара e_a в формуле испарения $z = k(e_w - e_a)u$ (здесь e_w — насыщающая упругость водяного пара над поверхностью воды, k — коэффициент конвективной неустойчивости, u — скорость ветра).

Ориентировочные оценки в нижнем слое атмосферы возможны по формам грядовой облачности [53].

Насыщающая упругость водяного пара над поверхностью океана зависит от его температуры и солёности, в принципе уже определяемых дистанционно: первая — по измерениям в ИК диапазоне (8—12 мкм), вторая — радиофизическими методами на длинах волн 20—30 см [57]. Чувствительность ИК аппаратуры достигает сейчас 1° , а точность измерений радиояркостной температуры 1 К соответствует изменению солёности порядка 3%.

Учитывая, что солёность в океане меняется при переходе от экватора к высоким широтам не более чем на 3—4%, К. Н. Федоров и В. Е. Склярлов считают реальной в ближайшее время только индикацию границ солёных и пресных вод и резких аномалий в поле солёности [57].

Необходим также учет химического загрязнения, резко сокращающего испарение. Обнаружение мономолекулярной пленки

нефти в настоящее время уже возможно методами микроволновой радиометрии и спектральными методами [89].

Точные измерения упругости водяного пара в приводном слое атмосферы потребуют дополнительных измерений и разработки методики восстановления профиля температуры в приводном слое.

Испарение, как известно, находится в определенной зависимости от динамических факторов, в частности от степени взволнованности данной поверхности. В настоящее время показана возможность дистанционной оценки характеристик волнения, основанная на факте зависимости радиоизлучения от степени волнения [124].

Решение обратных задач определения характеристик взволнованной морской поверхности усложняется зависимостью радиоизлучения от пенообразования, резко увеличивающего излучательную способность (до 0,65 на волне 3 см). Степень проективного покрытия моря пеной определяет приращение радиояркостной температуры на длинах волн 0,81; 1,55; 21 см и связана со скоростью ветра при скоростях, больших 7 м/с [124].

Оценка скорости ветра проводилась с помощью аппаратного комплекса лаборатории «Скайлэб», состоящего из пассивного радиометра и активного радиолокатора.

Заключительный этап влагооборота сводится к изучению условий реализации атмосферной влаги в осадки. Особый интерес для гидрологии представляют осадки над континентом, формирующиеся в основном за счет океанической влаги, перенесенной с океана на континент.

Оценка факта и места реализации атмосферной влаги в осадки затрудняется изменчивостью общециркуляционных процессов атмосферы, сказывающейся в изменчивости направления его выноса на континент и времени пребывания водяного пара в атмосфере. Для приближенной количественной оценки времени последнего принят коэффициент влагооборота, меняющийся от нескольких часов до месяца при переходе от высоких широт к низким и от зимнего сезона к летнему.

Единственно правильным подходом к количественным оценкам осадков являются методы численного прогнозирования, подразделяющиеся на статистические и физические.

Статистический метод прогноза количества облачности и наличия осадков основан на построении диаграмм рассеяния и уравнений регрессии, связывающих осадки с предикторами, характеризующими поле влажности и вертикальных движений облачности [148, 233]. Статистические методы, разрабатываемые в предположении консервативности водяного пара, позволяют

получить довольно низкие оценки вероятности выпадания осадков (70—80%) [130].

Более точная постановка задачи численного прогнозирования осадков, основанная на конкретном и полном описании уравнениями динамики и термодинамики физических процессов преобразования водяного пара, который уже не считается консервативной и пассивной примесью, разрабатывалась в работах Л. Т. Матвеева [123] и В. П. Дымникова [48].

В этой постановке учитываются неадиабатические эффекты, связанные с фазовыми переходами.

Спутниковая информация может ускорить развитие численных методов прогнозирования осадков с учетом фазовых переходов над океаном, поскольку уже сейчас разработаны радиофизические методы измерения общего влагосодержания атмосферы, водности и фазового состояния облаков, ранее не измерявшиеся вообще.

Успех численных прогнозов осадков во многом связан с удачностью выбора параметров, характеризующих поле влажности и поле вертикальных движений, поэтому остановимся на формулировании и обосновании подобных параметров, получаемых дистанционно.

Характерно, что в последние годы в работах по численному долгосрочному прогнозированию атмосферных процессов и моделированию климата появились тенденции к использованию обобщенных интегральных параметров.

Так, Г. П. Курбаткин при разработке теории долгосрочных прогнозов погоды пришел к выводу о необходимости учета механизмов, обобщающих «предысторию» атмосферных процессов планетарного масштаба [105, 106].

В исследованиях по численным прогнозам осадков в качестве интегральных параметров, отражающих трехмерное поле влажности, используются средние для слоя 1000—500 мб дефициты точки росы, получаемые интегрированием значений дефицита точки росы $T - T'$ по слою 1000—500 мб [197]

$$-\frac{R}{g} \int (T - T') d \log p = -\frac{R}{g} \int T d \log p + \frac{R}{g} \int T' d \log p. \quad (65)$$

Учитывая, что $-\frac{R}{g} \int T d \log p = h_5$ — толщина слоя 1000—500 мб в геопотенциальных метрах, для дефицита насыщения слоя h_d получаем

$$h_d = h_5 - h_s, \quad (66)$$

где $h_s = -\frac{R}{g} \int T' d \log p$ — насыщающая толщина слоя (интеграл от точки росы).

В практике прогноза осадков используется полная масса водяного пара или осажденной воды, определяемая согласно формуле (4) интегрированием плотности водяного пара [230, 233].

В спутниковых методах подобные идеи интеграции заключаются в самом способе измерения, так что полная масса водяного пара измеряется непосредственно.

Идея интегральной характеристики вертикальных движений через изменение толщины слоя 1000—500 мб, возникшая при численном прогнозировании осадков [233], может быть успешно реализована в спутниковых измерениях. Действительно, самолеты и спутниковыми («Нимбус-V») экспериментами продемонстрированы примеры измерений пятиканальным микроволновым спектрометром в полосах поглощения кислорода средней температуры тропосферы, пропорциональной толщине слоя 1000—500 мб [124, 203].

В связи с тем что интерпретация радиофизических измерений влажностных характеристик атмосферы над сушей не однозначна, авторами предложены иные подходы к оценке осадков над сушей по данным дистанционно получаемых изображений облачности, на первом этапе только телевизионных. Имеются методики пространственного и временного суммирования облачности для получения обобщенных характеристик облачности.

Для обоснования периодов суммирования необходимо изучить масштабы взаимодействующих атмосферных и гидрологических процессов. Проведенные А. С. Мониным [81, 82, 130] исследования изменчивости метеорологических полей обнаружили, что наиболее часто повторяются атмосферные процессы с периодичностью 2—5 дней (цикл индекса) и 30 дней. Согласно теоретическим расчетам [64], скорость атмосферного влагооборота составляет 14 дней, а наземного гидрологического — приблизительно 40 дней. Полученные авторами спектральные характеристики гидрографов стока рек снегового, дождевого и горно-снегового типов питания за ряд лет (табл. 5) обнаружили довольно близкое совпадение двухнедельного (цикл индекса) и месячного периодов с максимумами кривой спектральной плоскости индекса циркуляции (рис. 26), полученной Мониным [130]. Это открывает пути исследования гидрологических явлений по атмосферным процессам близкой периодичности, что может значительно увеличить заблаговременность прогноза. Таким образом, для целей гидрологического прогнозирования представляется, по-видимому, возможным использовать спутниковую информацию об атмосфере, преимущественно об облачности, суммированную за различные периоды: 2—5, 12—15, 27—35 дней и за сезон.

Таблица 5. Внутригодовые колебания стока рек снегового (Нарын, Карадарья, Кассансай) и дождевого (Реут, Прут, Рика) типов питания для маловодных и многоводных лет

Река—пункт	Площадь водосбора, км ²	Выявленные колебания гидрографа			
		период, дни		амплитуда, м ³ /с	
		маловодный год	многоводный год	маловодный год	многоводный год
Нарын — Учкур-ган	58 400	206	183	725	1750
		11	12	305	564
Карадарья — Кампырват	12 400	139	181	272	750
		8	11	118	197
		3	3	32	28
Кассансай — Кызылтокай	1 130	159	145	19	57
		8	6	6,6	7
		2	2	1,6	2
Реут — Огреев	7 880	170	145	4,7	245
		29	68	1,6	76
		3	4	0,45	17
Прут — Чузавки	6 890	208	—	65	—
		32	53	12	205
		11	12	12	160
		3	3	1—28	20—1770
Рика — Хуст	1 130	92	38	26	38
		11	10	14	68
		4	3	2—75	5—148

Суммирование полей облачности за временной интервал 5 дней было применено авторами для исследования аномальных

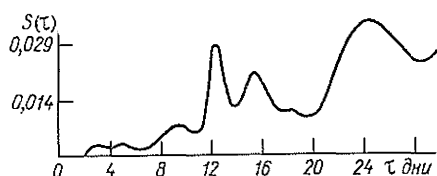


Рис. 26. Спектральная плотность колебаний индекса циркуляции по Монину [130].

катастрофических наводнений осени 1974 г. в районе Молдавии (рис. 27).

Катастрофические паводки, как показано на многолетнем материале, всегда наблюдаются при ситуации устойчивого блокирующего гребня, который стабилизирует положение циклонов к западу от него и, следовательно, интегрирует их осадки над одной и той же территорией [11].

На суммированном спутниковом изображении облачных систем, соответствующем этому устойчивому процессу, высокой

яркостью подчеркнуты области стационарирования дождящих циклонов, а низкой яркостью — области устойчивых антициклонов (рис. 27).

При неустойчивых за период суммирования процессах рисунков облачности на суммарных изображениях будет размытым. Можно полагать, что при метрической информации, когда яркость изображения будет калибрована, абсолютные значения яркости суммарного изображения пропорциональны объему выпавших за весь период осадков и, следовательно, величине стока.

Прием пространственного суммирования облачных характеристик был применен в ИВП АН СССР Л. К. Поплавской также и к неаномальным условиям стока р. Дона за осенний период. В результате было обнаружено хорошее соответствие гидрографа за осень с кривой хронологического хода некоторого интегрального параметра облачности n , определяемого как суммарная для пяти дней относительная влажность водосбора облаками (рис. 28).

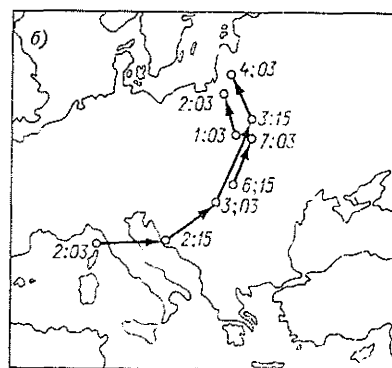


Рис. 27. Катастрофическое наводнение на западе ЕТС осенью 1974 г.

а — результаты суммирования телевизионных изображений со спутника «Метеор» за шесть дней; б — траектории циклонов.

Достаточно хорошее соответствие колебаний режима стока обобщенной характеристике облачности даже при низком относительном уровне осеннего стока р. Дона и весьма приближенных оценках облачности говорит о потенциальных возможностях таких способов оценки стока.

Следует подчеркнуть, что подобные методики обобщения облачности важны тем, что уже сейчас могут быть применены для исследования глобального водообмена.

Известно, что для обобщения динамики циркуляционных процессов в настоящее время широко приняты два способа: качественной типизации и подсчета количественных характеристик общей циркуляции.

По аналогии с известными индексами циркуляции, получаемыми по барическим полям [31, 78], можно предложить некоторые облачные характеристики таких индексов, получаемых по фотоизображениям. Принятые в качестве этих индексов суммарные для рассматриваемого района площади облачности и

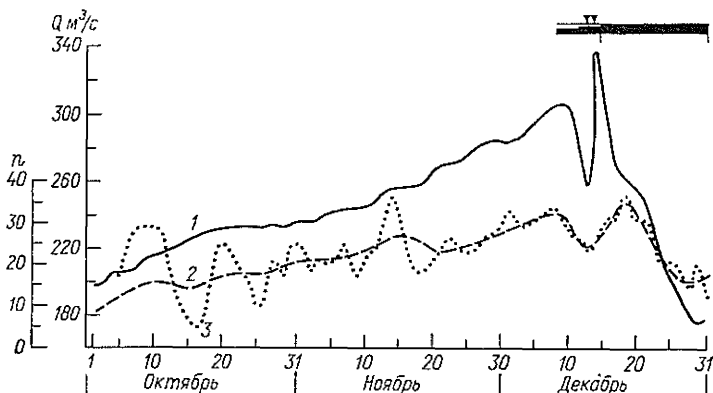


Рис. 28. Гидрограф стока р. Дона — хут. Беляевский за осенний период, совмещенный с временным ходом покрытости бассейна Дона облачностью.

1 — гидрограф, 2 — осредненная кривая временного хода параметра n , 3 — временной ход покрытости бассейна облачностью в условных единицах (n), суммированной по скользящим пятидневкам.

предельное южное положение циклонов показали хорошее соответствие с общепринятыми индексами циркуляции (см. рис. 25). Сущность этого соответствия заключается в том, что глобальные облачные поля определяются в значительной степени барическими полями.

Идея качественной типизации атмосферных процессов состоит в поисках спутникового отображения («образа») тех типичных глобальных схем общей циркуляции атмосферы, которые были выдвинуты, например, Б. Л. Дзержевским еще в 1946 г. [37, 38] и обоснованы многочисленными исследованиями на более чем полувековом аэроиноптическом материале.

Позднее для обоснования этой типизации привлекались суммарные глобальные спутниковые карты облачности, построенные для элементарного циркуляционного механизма (2—5 дней) [34, 37], в течение которого сохраняется распределение бариче-

ских полей, а следовательно, и распределение облачности. В суммарных картах удастся выявить периоды устойчивой облачности, визуально обрисовывающие данный циркуляционный процесс.

Понятие «образ» типа циркуляции здесь применено нами не вполне условно, поскольку имеется в виду то облачное представление, которое можно поставить в соответствие с любыми из элементарных циркуляционных механизмов.

Достаточно хорошее соответствие визуальных «образов» типам циркуляции Б. Л. Дзердзеевского подтверждено суммарными глобальными картами облачности, построенными для 125 элементарных циркуляционных механизмов 1967 г. [34, 37].

Именно такого рода временная интеграция (обобщение) на основе естественных циклов в атмосфере является, по нашему представлению, той разумной мерой генерализации, при которой изучение взаимодействия процессов гидросферы и атмосферы будет оптимальным.

Рассмотренное выше (см. рис. 27) суммированное изображение активных осадков за шесть дней, приведших к наводнению, демонстрирует возможности выделения зон синхронного и асинхронного стока рек при аномальных меридиональных процессах.

Две пары сопряженных областей высокой яркости и соответственно повышенных осадков над Западом ЕТС и Западной Сибирью и низкой яркости и увлажненности над Востоком ЕТС и Восточной Сибирью соответствуют глубоким высотным ложбинам и устойчивым блокирующим гребням, которые и определяют условия для формирования зон повышенного и пониженного стока.

Заметим, что процессы естественной пространственной генерализации и интеграции, осуществляемые с помощью высоко поднятой над Землей спутниковой аппаратуры, здесь дополняются генерализацией кибернетической. В этом смысле методики алгебраических преобразований изображений с помощью ЭВМ можно рассматривать как естественное продолжение процессов обобщения спутниковой информации.

В будущем при установке ЭВМ на борту спутника станет возможным задавать нужную степень обобщения изображений, как пространственного, так и временного.

3.3. Возможности изучения вековых колебаний режима вод Земли

Динамическое равновесие в распределении вод между суши, океаном и атмосферой, поддерживаемое процессами глобального водообмена, является относительным; его уровень

может меняться во времени и связан с соответственными изменениями гидрологических и климатических условий. Изменения климата и земной коры в течение геологических эпох были столь значительны, что они резко меняли облик Земли, ее флору и фауну. Однако и в течение более коротких периодов времени происходили существенные изменения, которые также сильно сказывались на развитии географической среды.

Источник многовековых, вековых и внутривековых колебаний различных элементов ландшафтной сферы, в том числе и гидросферы, имеет двойную природу: внешнюю по отношению к рассматриваемой системе и внутреннюю, заключающуюся в автоколебательных свойствах системы суша—атмосфера—океан.

Внешние источники этих колебаний могут быть связаны прежде всего с космическими причинами и факторами: с параметрами орбиты Земли, взаимным расположением планет солнечной системы, а также плоскостей орбит Земли и Луны, изменением скорости вращения Земли вокруг своей оси и прецессией земной оси, изменением солнечной постоянной и солнечной активности, изменениями магнитного поля Земли.

К внутренним источникам, прямо или косвенно влияющим на автоколебательные процессы в гидросфере, относятся: геологические процессы, вызывающие изменения рельефа Земли, изменения соотношения между площадями, занятыми сушей и океаном, и размеров оледенения, далее влияющих через альбедо на радиационный баланс и температуру планеты.

Изменения концентрации газов в атмосфере (CO_2 , O_3) обусловлены как внешними причинами, так и внутренними (за счет, например, антропогенной деятельности). Антропогенные воздействия, кроме того, могут оказывать влияние на водообмен вследствие развития систем орошения, перебросок стока, загрязнения акваторий, особенно Мирового океана.

Мы намеренно не будем углубляться в рассмотрение и анализ причин, определяющих колебания элементов гидросферы и их взаимодействие, так как это не является задачей настоящей книги. Необходимо лишь подчеркнуть наличие большого количества разнообразных причин, взаимообуславливающих друг друга, а также чрезвычайную разнородность по качеству исходного материала для их анализа и недостаточно разработанные методы обобщения этих материалов.

Важным методическим моментом при изучении колебаний общей увлажненности (водообмена) является нахождение таких факторов, которые были бы объективными количественными и интегральными индикаторами водного и теплового режима Земли. В выявлении количественных интегральных во времени

индикаторов большую роль могут сыграть работы по математическому моделированию водообмена и экосистем.

Периоды циклов водообмена или изменения общей увлажненности разнообразны и меняются от 2, 5—7, 11 лет до внутривековых, многовековых колебаний. Короткопериодные колебания могут изучаться по имеющимся рядам наблюдений. Для колебаний больших периодов, включая геологические, наиболее показательными являются следы древнего оледенения и формы рельефа, изменяющиеся под влиянием колебаний общей увлажненности.

С появлением спутниковых методов измерений изучение вековых и внутривековых колебаний элементов гидросферы может осуществляться на качественно новой основе. Здесь могут помочь такие характерные особенности космических методов, как глобальность обзора, пространственная, факторная и особенно временная интеграция, в которой отражаются в определенной мере глобальные проявления прошлых долгопериодных колебаний.

Спутниковая информация может быть использована в следующих аспектах:

1) регистрация по данным геофизических спутников изменений астрономических, радиационных, геомагнитных факторов, вынуждающих колебания в гидросфере;

2) регистрация индикаторов-накопителей, отражающих изменение водозапаса в различных гидрологических объектах по повторным изображениям с метеорологических спутников;

3) регистрация индикаторов — следов древнего оледенения и водообмена по данным единичных космических фотографий высокого разрешения.

При изучении внутривековых и вековых колебаний увлажненности решающее значение имеет тот факт, что чисто земные процессы, в основном процессы общециркуляционные, преобразуют одинаковые для всей Земли воздействия вынуждающих сил. Это приводит к различным воздействиям в различных районах земного шара, выражающихся в образовании обширных зон синхронного и асинхронного изменений климата, а следовательно, и водного режима.

Анализ фазового сдвига по территории циклов колебания водности рек различной продолжительности (2, 5, 7, 11 лет) [68] позволил выявить закономерность распределения фазовых углов, которая в общем состоит в наличии таких районов, где изменения начинаются сравнительно раньше (северо-западные районы) и где они наступают со сдвигом на несколько (5—6) лет (более южные и юго-восточные районы).

В более длительных колебаниях климата и водного режима также наблюдается сдвиг фаз. Так, потепление, начавшееся в 80-х годах XIX в. и продолжавшееся до конца 30-х годов XX в., распространялось из северо-западных районов Гренландии на юго-восток с инерцией в 5—10 лет, причем инерция увеличивалась к югу. Похолодание, следовавшее за потеплением, имело тот же центр — северо-восток Гренландии — и также распространялось к юго-востоку с определенным запаздыванием во времени.

Таким образом, в каждый данный момент времени мы имеем как бы застывшую волну различной увлажненности и, регистрируя состояние индикаторов увлажненности территории в той или иной точке этой волны, можем как прогнозировать изменения водного режима в любой точке, так и восстанавливать его в прошлом. Распространение колебаний климата и водности из арктических районов через гумидные умеренной зоны в аридные, по-видимому, связано с общей циркуляцией атмосферы.

Наиболее информативными индикаторами вековых и внутривековых колебаний общей увлажненности территории, поддающимися количественному выражению и регистрации с метеорологических спутников, являются уровень и площадь бессточных озер и масштабы современного полярного и горного оледенения. При этом генетически самым важным фактором является динамика полярного оледенения.

Использование состояния материкового и горного оледенения и ледовитости морей как чуткого индикатора колебаний увлажненности основано на тесной взаимосвязи этих явлений с атмосферной циркуляцией.

Так, установление господства меридиональной циркуляции приводит к увеличению общей увлажненности континентов и росту оледенения. Преобладание же западного переноса, напротив, приводит к деградации ледников [169].

Изменение баланса массы и поведения ледников, асинхронное для различных районов, обуславливается приуроченностью оледенения к путям циклонов [177]. Имеется и обратное влияние полярных ледников на атмосферу, связанное с их высоким альбедо, что демонстрируется, например, усилением атмосферной и океанической циркуляции вследствие увеличения ледовитости арктических и антарктических морей [15, 177].

Хорошим индикатором динамики горных ледников, заблаговременно оповещающим о начале процесса их роста, является частота схода лавин и селей [169].

Процессы развития и отступления ледников относятся к довольно легко поддающимся дешифрированию на космических снимках, полученных в период минимума оледенения в годовом

цикле [99]. Ледниковые формы на снимках легко подразделяются на эрозионные и аккумулятивные. К последним относятся в первую очередь морены. По данным [99], не покрытые растительностью морены и моренные валы хорошо различимы на снимках, сделанных в конце лета, по более светлому тону. Более древние морены обычно залесены [169].

Оказалось возможным картографировать максимальное оледенение в труднодоступных районах Скалистых гор по регистрируемым моренам на снимках ERTS-I в красной зоне спектра, где контрастность моренного материала наибольшая [27]. Как показано в [27], с помощью стереоскопа можно отличать U-образные долины от V-образных, цирки, гребни, седловины, пирамидальные и усеченные вершины. Границы древних ледников могут устанавливаться в зонах перехода от троговых (U-образных) к V-образным долинам. Хорошо дешифрируются морфоскульптуры перегляциальной зоны: оползни, конусы выноса, каменные глетчеры, дюны. Возможна оценка современного движения ледника и даже его скорости по формам дугообразных изгибов фронта ледника и степени торосистости его поверхности.

Другим интегральным индикатором направления развития оледенения является сток рек ледникового питания и состояние бессточных озер, аккумулирующих этот сток. Следовательно, представляет особый интерес регистрация состояния и динамики больших гидрологических систем, включающих горные ледники, реки ледникового и снегового питания, замыкающиеся бессточными озерами.

Динамику горного оледенения за 10—15 лет можно проследить непосредственно на телевизионных снимках со спутника «Метеор» по наименьшей в году площади горного оледенения (рис. 29). Размер «сработки» снего-ледникового покрова должен коррелировать с площадью бессточных озер и максимальным увлажнением в дельтах рек, впадающих в эти озера. Увлажнение, согласно [190], сохраняется в течение двух недель в аридных зонах.

Важным и легко определяемым со спутников индикатором увлажненности всего континента может служить суммарный объем (или связанная с ней суммарная площадь) всех бессточных озер в различных районах земного шара и изменение ее во времени. Параметр суммарного объема бессточных озер, согласно статистической теории колебания уровня озер, обладает большей инерционностью по сравнению с объемом отдельных озер, и, следовательно, его отклонения одного знака от среднего значения будут более продолжительны.

Как показали исследования [68, 182], совокупность бессточных озер аридных и семиаридных зон обладает одинаковой

инерционностью с ледниками, поэтому колебания водности бессточных озер и размеров горного оледенения происходят синхронно.

Использование съемок в весенний сезон, как показано В. Г. Прокачевой, позволяет картографировать даже достаточно мелкие озера (10—15 км²) по телевизионным снимкам со спутника «Метеор», что становится возможным за счет больших контрастов еще не стаявшего льда на озерах с увлажненными после снеготаяния грунтами [152].

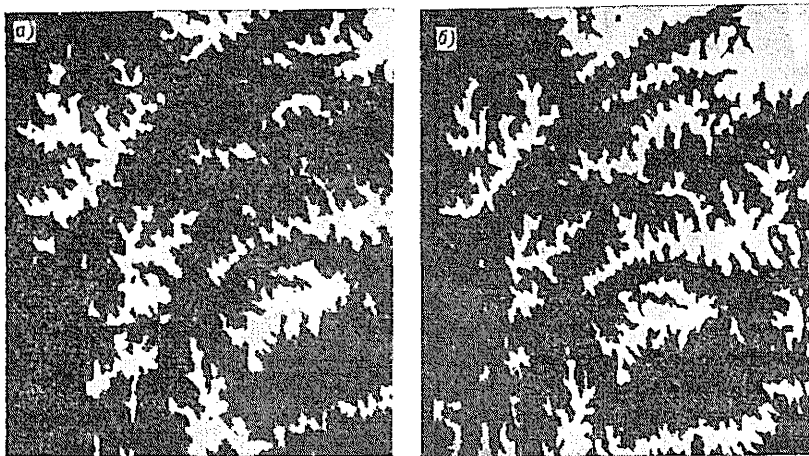


Рис. 29. Сравнение минимальных границ снежного покрова в горах за многоводный 1969 г. (а) и маловодный 1967 г. (б) по данным спутника «Метеор».

При таком картографировании на больших территориях можно регистрировать одновременное увеличение объема озер в северных районах, вызванное похолоданием и ростом увлажненности с уменьшением объема бессточных озер Казахстана и более южных районов, где еще продолжается потепление и деградация ледников. Подобные снимки позволят подойти к фактическому обоснованию с помощью спутниковой информации процесса распространения «волн» увлажненности по территории континентов. 25 и 50-летние циклы увлажненности могут быть зафиксированы в колебаниях площадей бессточных озер различных зон. Вековые и многовековые колебания можно установить лишь по косвенным признакам (фитоиндикация почвы, отложения флювиальные и озерные, характеристики морфоскульптуры и т. д.), изучая одноразовые снимки высокого разрешения.

Можно попытаться систематизировать процессы и явления, происходящие при изменении общей увлажненности территории в различных морфоклиматических зонах и выделить из них наиболее легко регистрируемые аэрокосмическими методами. Современные исследования показали, что в зонах с устойчивым климатическим режимом преобладает унаследованная морфоскульптура. В зонах же с изменяющимися и тем более перепадающими климатическими условиями преобладают формы реликтовой морфоскульптуры. Преобразование реликтовых форм находится в прямой зависимости от активности современных морфоклиматических процессов [121, 142].

Под влиянием изменений увлажненности территории в различных морфоклиматических зонах земли активизируются или затухают рельефообразующие процессы различного генезиса. Наиболее общей для них закономерностью является то, что с повышением засушливости климата усиливаются процессы выветривания и плоскостного смыва, а с ростом увлажненности начинают преобладать флювиальные и эрозионные процессы, поскольку на изменение соотношения тепла и влаги наиболее чутко реагируют ледники.

Особую индикационную роль играют гляциальная и нивальная зоны, связанные с распространением современных материковых, морских льдов и многолетнемерзлых пород. Последние реагируют прежде всего на колебания теплового режима развитием или затуханием различных термокарстовых, термоденудационных, термоабразивных и других процессов, сопровождаемых усилением (или ослаблением) эрозии и ростом (или уменьшением) аккумулятивных форм (прирусловые валы, дельты). Процессы в гляциальной и отчасти нивальной зонах аналогичны соответствующим процессам для горных ледников.

В условиях аридных и семиаридных зон основными морфоклиматическими индикаторами изменений внутривековых и вековых колебаний являются характер засоления и эоловые формы рельефа. Для колебаний увлажненности палеопериодов характерны такие индикаторы, как активность эрозионных и селевых процессов и степень заполненности реликтовой эрозионной сети. Так, показателями широкого распространения в прошлом на территории современных пустынь плювиального климата являются имеющиеся повсеместно реликтовые и унаследованные флювиально-эрозионные формы (вади, сухие долины, удлиненные впадины, занятые солеными озерами, и т. п.), хорошо дешифрируемые на космических снимках различного масштаба [158]. Засоление в аридных и семиаридных зонах выражается в значительном посветлении тона.

Для аридных зон характерен такой индикатор процессов циркуляции атмосферы, как эоловые формы рельефа.

При имевших место колебаниях климата наблюдались изменения атмосферной циркуляции и господствовавшей системы ветров. Это сказывалось в постепенном приспособлении эоловых форм пустынного рельефа в изменяющейся системе ветров, что выражается в настоящее время в несогласованности более древних эоловых форм с современной циркуляцией. Следовательно, изучение эоловых форм рельефа позволяет восстанавливать условия атмосферной циркуляции в прошлом, зная (по наземным данным) возраст этих форм. Более молодые эоловые образования, наложенные на древние, покажут направление, в котором происходят изменения циркуляции атмосферы в данном районе.

Эоловые формы рельефа хорошо фиксируются как на черно-белых снимках [158], так и особенно на снимках в различных диапазонах спектра [27]. По этим снимкам возможно изучение генезиса эоловых структур, зависимость их формы и ориентации от направления и скорости ветра. Дополнительную информацию о деталях микроструктуры можно получать из аэроснимков.

В условиях гумидных зон, являющихся зонами наибольшего увлажнения, основным характерным индикатором изменений увлажненности становятся флювиально-эрозионные формы рельефа. Причем, надежным индикатором эти формы могут быть лишь в районах длительной тектонической устойчивости.

Важно отметить, что изменения флювиоэрозионных форм свидетельствует об изменениях увлажненности не только в гумидных, но и в семигумидных и аридных зонах.

Так, с ростом увлажненности происходит усиление глубинной эрозии, активизация врезания русла, общее понижение продольного профиля реки, образование очередной надпойменной террасы и создание молодой поймы на более низком уровне. При наступлении иссушения климата усиливаются процессы аккумуляции вдоль всего профиля, меандрирование уступает место дроблению русла на рукава, образуются прирусловые валы.

Интересно отметить, что между густотой эрозионного расчленения рельефа и густотой постоянной речной сети в условиях избыточного увлажнения устанавливается равенство вследствие высокого стояния уровня грунтовых вод. Это соответствие при изменениях (достаточно длительных) климата в сторону иссушения будет нарушаться, и густота постоянной речной сети станет меньше густоты эрозионного расчленения, что и наблюдается в более южных районах. Сравнивая унаследованную гус-

тоту эрозионного расчленения с наблюдаемой в настоящее время густотой постоянной речной сети, можно оценить многовековые колебания водоносности.

Попытки установления связи между густотой речной сети и возрастом гидрографической системы, а также увлажненностью территории были сделаны на примере бассейнов Приморья в работе [26].

Результаты анализа снимков ERTS-I [27] показали, что изучать строение гидросети лучше всего по снимкам, производимым ранней осенью, так как в этот период фиксируется большой контраст площадей сельскохозяйственных полей, с которых убран урожай (светлый тон), и сохранившая еще листья естественная растительность, приуроченная к долинам и поймам рек. Оптимальной зоной съемки является красная зона. П. Кастручио в п. 2.1 [190] приводит метод регистрации по снимкам с ERTS постоянных пойменных затоплений, оставляемых паводками многих лет в долине.

Распознаванию различных флювиальных форм помогают сопутствующие процессы (термокарстовые озера на высоких поймах и террасах в тундре, засоление и образование солончаков на высоких террасах в аридных зонах) и характер растительности, зависящей от относительной высоты морфологического элемента и уровня грунтовых вод.

Характерной особенностью переходной семигумидной зоны является то, что смена сухого и влажного периодов происходит в сезонном ритме, что связано с сезонными изменениями положения термического экватора. Изменение увлажненности сказывается на всех компонентах ландшафта (засоление, виды растительности, уровни грунтовых вод, эрозионные процессы) и легко дешифрируются на дистанционных изображениях.

При изучении вариаций увлажненности такие зоны можно рассматривать как тестовые участки, на которых процессы изменения увлажненности, происходящие в сжатое время, могут быть использованы для изучения долгопериодных колебаний водообмена.

Как известно, колебание увлажненности континентов при условии сохранения суммарного количества воды на земном шаре в течение одной геологической эпохи [68] неизбежно должно вызывать колебания уровня, площади и объема Мирового океана, причем безразлично, будет ли вода с суши поступать речным или атмосферным стоком в процессе изменяющегося водообмена [73]. В отличие от проводившихся исследований колебаний уровня в современную эпоху [74], информация о более крупных циклах колебаний объема Мирового океана, вместе с тем и об увлажненности суши может быть получена только в результате

анализа геоморфологии морских берегов и устьев впадающих в океан рек, а также характера приливной деятельности.

Космические методы исследования должны сыграть при этом важную роль, фиксируя на снимках результаты долговременной направленной деятельности океанических вод, их взаимодействия с берегами, протекающие различным образом в период регрессии и трансгрессии океана.

Морфологические особенности берегов океана и дельт впадающих в него рек и их эволюция определяются сочетанием ряда факторов, главным из которых для современного берега являются тектонические движения в береговой и шельфовой зонах и эвстатические колебания уровня океана. Естественно, что степень, скорость и геоморфологический характер изменений зависят еще и от геологического строения и первоначального облика побережья.

При прочих равных условиях современное эвстатическое повышение уровня Мирового океана, составляющее по оценкам ряда исследователей в среднем 2 мм/год за последние 50 лет [74], не может не отразиться на береговых процессах и будет определять интенсивность абразии, аккумуляции, форму деградации берегов, морфологию и активность дельт. По данным О. Н. Виноградова, приводимым Д. Г. Пановым [142], большая часть берегов Мирового океана (56,9%) в настоящее время находится в стадии высокой активности развития, что говорит об интенсивности как тектонических, так и климатических факторов развития берегов.

Важным индикатором как увлажнения континентов (водности рек), так и эвстатических колебаний уровня океана является направленность развития дельт.

Большие возможности космической регистрации береговых процессов, развития дельт, эвстатических движений уровня океана показаны в [27].

Исследование и анализ снимков ERTS-I по программе «GOLION» в дельте р. Роны (Франция) в различных зонах спектра сбеспечили [27] возможность реконструкции древних береговых валов, старых русел, аллювиальных валов побережья. Несогласие между линиями валов говорит о прерывности роста дельты в голоцене. По снимкам в трех диапазонах (зеленом, красном и близком ИК) можно реконструировать последовательные стадии роста дельты Роны и оценить влияние эвстатических движений, климатических изменений, вызывающих увеличение стока, и роль тектоники (рис. 30). Суждение о регрессии и трансгрессии океана по описанным признакам может осуществляться только в тектонически устойчивых районах побережья.

В заключение данного раздела необходимо рассмотреть некоторые общие принципы аэрокосмической индикации колебаний увлажненности различной периодичности.

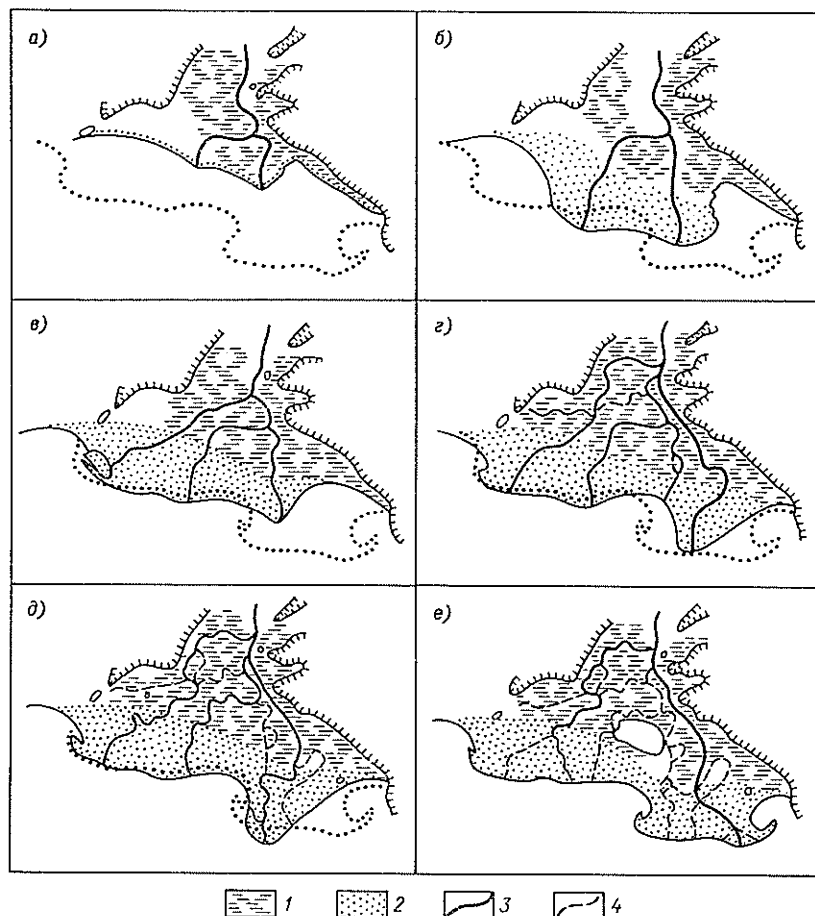


Рис. 30. Реконструкция последовательных стадий продвижения дельты р. Роны за последние 5500 лет по данным снимка ERTS.

а — климатический оптимум, *б* — период максимального приращения дельты, *в* — греческий и римский периоды, *г* — позднеимский период, *д* — раннее средневековье, *е* — современное положение; 1 — болота, 2 — пляжи и прибрежноозерные отложения, 3 — действующие русла, 4 — заброшенные русла.

Принципы регистрации процессов водообмена, характеризующихся высокими скоростями (атмосферный сток — 14 дней, речной сток — порядка месяца), основаны на высокой повтор-

ности съемки территории водосбора наряду с использованием пространственно-временной и факторной интеграции, свойственной космическим снимкам, для регистрации непосредственных и пространственно-непрерывных факторов стока (атмосферного и речного) (см. главы 1, 2).

При изучении долгопериодных изменений увлажненности (порядка 11, 25, 50, 180, 1800 лет и более), несоизмеримых со скоростью водообмена в быстром цикле, становится необходимым использование системы индикаторов. Здесь уже на первое место выходит фиксирование на одноразовых снимках различного разрешения результатов естественной пространственно-временной и факторной интеграции.

Если принять для данной геологической эпохи общий объем воды на земном шаре постоянным [68], то станет очевидным, что временные колебания увлажненности в данной точке вызваны процессами перераспределения влаги по территории земного шара между сушей и океаном, а также между отдельными частями материков. Тогда, учитывая, что основным фактором, формирующим географическую зональность, является соотношение тепла и влаги при сохранении постоянного количества воды на Земле, можно считать, что пространственные перераспределения увлажненности вызывают лишь изменения (пульсацию) границ природных зон и соотношений их площадей без заметного изменения набора основных параметров, определяющих качественную и количественную специфику этих зон. Из сказанного следует, что в каждый данный момент времени (соответствующий мгновенному одноразовому космическому снимку) в областях перехода от одной зоны к другой должно наблюдаться наступление одной зоны на другую вследствие изменений увлажненности территории. Так, например, современное потепление в северном полушарии сопровождалось наступлением зоны тайги на тундру, а также повышением границы лесов в горах, деградацией оледенения на островах Северного Ледовитого океана, деградацией многолетнемерзлых пород [169]. Фиксируя мгновенное состояние ландшафта, одноразовый космический снимок позволяет устанавливать направленность и интенсивность пространственно-временных его изменений. Это возможно потому, что скорости реакции на изменение увлажненности территории у различных компонентов ландшафта различны. Конкретное соотношение, степень распространения и состояние реликтовых, современных и прогрессивных форм ландшафта позволяют определить направление его развития.

Очень интересным примером подобного рода является связь между густотой речной сети и возрастом речной системы, а также увлажненностью территории [26]. Установлено, что нарушение

алгоритмического закона роста речных систем ($L_k = \alpha F_k^{0,5}$, где L_k и F_k — соответственно суммарные значения протяженности речной сети порядка k и площади водосбора системы) свидетельствует при постоянной в пространстве и времени увлажненности об относительной молодости системы. Изменения увлажненности также вызывают нарушение приведенного закона. Исследованию структуры речной сети посвящены также работы [137, 173].

Для осуществления прогнозирования изменений водности необходимо найти компоненты ландшафта, наиболее чутко и быстрее других реагирующие на эти изменения. В связи с этим возникает необходимость изучения и систематизации соотношений скоростей изменения различных компонентов ландшафта и ландшафта в целом в ответ на изменения увлажненности территории и выявление компонентов, обладающих разной инерционностью по отношению к влажности и могущих быть использованными в качестве индикаторов колебаний увлажненности.

3.4. Принципы управления водными ресурсами и космическая информация

Тезис В. И. Вернадского о единстве природных вод является основополагающим не только при изучении законов формирования пресных вод, но и в теории управления их режимом.

Водохозяйственная деятельность человеческого общества приняла сейчас столь большие размеры, что стала наряду с естественными ресурсами важным фактором формирования режима как поверхностных, так и подземных вод.

Управление водными ресурсами должно осуществляться комплексно, при непрерывном контроле за количеством и качеством воды, участвующей в водообмене, во всех ее состояниях и во всех объектах. Рациональное решение проблемы управления водными ресурсами может быть достигнуто только, когда инженерные решения будут основаны на глубоком знании законов их формирования. Методы управления водообменом надо разрабатывать дифференцированно для четырех, связанных единством гидросферы ветвей водообмена: 1) влагооборота (водообмена в атмосфере); 2) водообмена в речных бассейнах (бассейновое регулирование посредством изменения поверхностного стока и испарения); 3) водообмена в руслах (управление поверхностным стоком); 4) водообмена в земной коре (управление ресурсами подземных вод) [69].

В настоящее время можно говорить об управлении водными ресурсами в региональном масштабе, которое базируется в основном на контроле за состоянием гидрологических объектов и

учете статистических закономерностей изменения гидрологических величин при проектировании гидротехнических сооружений.

Осуществляется контроль и учет за количеством и качеством воды, состоянием сельскохозяйственных культур, запасами влаги в почвах, испарением и транспирацией, наполнением водохранилищ.

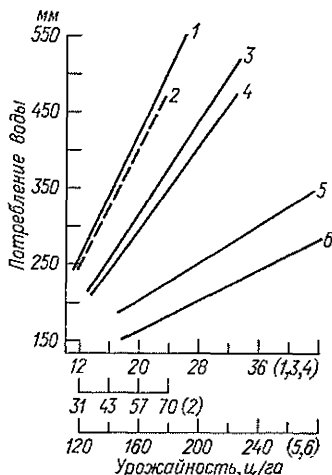


Рис. 31. Потребление воды различными культурами при различной их урожайности.

1 — рожь, 2 — луг, 3 — пшеница, 4 — овес, 5 — свекла, 6 — картофель [79].

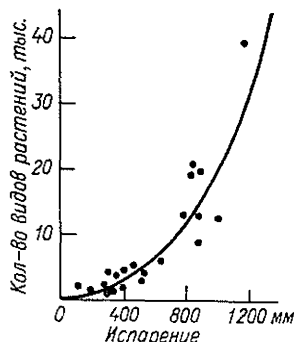


Рис. 32. Зависимость испарения с поверхности бассейна от количества видов растений на нем [68].

Значительную роль в более обоснованных подходах к решению водохозяйственных проблем играют развивающиеся в последние годы спутниковые методы регистрации, которым доступна инвентаризация водных объектов на больших территориях.

Наиболее продуктивно используемой частью водообмена является вода, проходящая через культурные сельскохозяйственные растения. Сельскохозяйственное производство является главным потребителем воды, так как объем транспирируемой в год воды в несколько раз превышает потребности промышленности и городского хозяйства.

Известно также, что чем большее количество воды прокачивается через культурные растения, тем больший урожай может быть получен (рис. 31). Поэтому преобразование процессов водообмена должно быть направлено так, чтобы возможно большую часть объема воды, участвующего в круговороте, пропу-

стить через культурные растения, сведя к минимуму «потери» воды или объем поверхностного стока. Вода поступает на сельскохозяйственные поля либо в виде осадков, либо в виде речного притока из соседних регионов, потребляется же растениями в любом случае только после того, как пройдет через почву.

Аэрокосмические методы позволяют определять: состояние растений и их зеленую массу [157], а также связанное с ней водопотребление, а через них косвенно испарение и транспирацию (рис. 32); виды и сорта сельскохозяйственных культур; уровень испарения с поверхности водоемов; запасы влаги в почве.

Поскольку с увеличением расхода воды на транспирацию повышается урожайность, то продуктивность биомассы может служить показателем водного баланса ландшафта. При этом следует учитывать доказанный факт различного потребления разными видами и уменьшения относительного потребления воды при повышении видимой однородности посевов.

Следовательно, для дистанционной оценки уровня транспирации необходимо определить, кроме площади, занятой определенной культурой, и степень ее сомкнутости или ее биомассы с помощью многозональной съемки. Уровень транспирации на больших площадях далее можно было бы определять, используя полученные в наземном эксперименте связи между видовым составом и водопотреблением. Пример такого рода зависимости иллюстрируется рис. 32. По многозональным изображениям со спутника ERTS отдельные исследователи опознают культуры с достоверностью не ниже 84% [47, 185]. При этом должны учитываться суммарные площади в регионе и вводиться дополнительная информация о форме и размерах сельскохозяйственных полей.

Заметим, что производство растительной массы культурных растений, луговых трав и древесины связано с незаметным и слабо учитываемым расходом ресурсов почвенной влаги. Очень важно учитывать этот расход и знать, в какой мере он влияет на водный баланс, как отражается на стоке. Без такого учета нельзя планировать использование водных ресурсов и производить водохозяйственные расчеты [116]. Дистанционные методы оценки почвенной влаги, изложенные в п. 1.4, существенно улучшают возможность такого учета, поскольку отдельным значениям, полученным по данным очень редкой сети агрометстанций, позволяют противопоставить результаты непрерывных измерений полей влажности.

В водохозяйственных задачах для расчета режима деятельности водохранилищ и планирования орошения большую помощь могут оказать заблаговременно оцененные запасы воды в снеге. Подобного рода приемы планирования водохозяйственной

деятельности на основе полученных дистанционными методами снегозапасов уже применялись в США для горных районов (см. п. 1.3).

Заслуживают внимания попытки такого управления водосбором, когда производится регулирование (увеличение) водозапасов на нем за счет управления процессами снегонакопления и испарения методами преобразования самих водосборов [231]. Имеются в виду попытки так изменять густоту леса (выборочными вырубками или насаждениями), чтобы достичь оптимальной густоты для увеличения накопления снега в период формирования снегового покрова и замедления весеннего таяния. Оба эти фактора способствуют увеличению запасов воды в снеге и задержанию его на водосборе [231].

Для увеличения запасов воды на водосборе в летний период предлагается проводить в лесных районах очистку леса от подлеска, тем самым уменьшая непродуктивную транспирацию, а в безлесных районах с неглубоким уровнем залегания грунтовых вод — вырубку кустарников фреатофитов [231].

На этом этапе водообмена, когда масштабы территорий, на которых осуществляются антропогенные воздействия, приближаются к глобальным, становится неизбежным учет глобального характера процессов водообмена. Такой учет необходим как для определения условий формирования водных ресурсов (как естественных входов), так и для оценки обратных влияний антропогенных вмешательств на глобальный водообмен. Способом такого учета является моделирование глобального водообмена, возможное только на базе разрабатываемых в настоящее время моделей общей циркуляции атмосферы [28, 120, 122, 130] после введения в них детализированного описания гидрологического цикла.

Спутниковая информация как раз и может послужить основой для параметризации гидрологического цикла на базе глобальных полей облачности и снежного покрова, регистрируемых на телевизионных спутниковых изображениях.

Основная идея параметризации гидрологического цикла по спутниковым данным, разрабатываемая в ИВП АН СССР авторами совместно с Е. Л. Музылевым, сводится к параметризации наиболее инерциального члена водного баланса — увлажненности почво-грунтов $w(t)$:

$$w(t) = w_{oc} + w_{cn} + x(t) - y(t) - E(t).$$

Увлажненность почв $w(t)$, таким образом, включает как постоянные члены (w_{cn} — запасы воды в снеге на момент начала снеготаяния и w_{oc} — накопившиеся за осень к моменту становления снежного покрова запасы воды в почве), так и динамиче-

ские переменные: жидкие осадки $x(t)$, сток $y(t)$ и испарение $E(t)$ за рассматриваемый период.

Указанные члены могут определяться через корреляцию со снятыми с телевизионных изображений параметрами: $\omega_{ос}$ и $x(t)$ — с параметрами облачности, $\omega_{сн}$ и $y(t)$ — с параметрами снежного покрова и, наконец, член испарения $E(t)$ может рассчитываться по данным о восстановленных через облачность осадках и радиационном балансе Земля—атмосфера, измеряемом со спутника.

Наиболее разработано авторами обоснование параметров и принципов моделирования естественного стока весеннего половодья по данным о динамике таяния снежного покрова (см. п. 2.3). Этот вопрос является действительно первоочередным, поскольку основные водные ресурсы нашей страны определяются запасами воды в снежном покрове.

Как отмечалось выше, все увеличивающиеся по объему и интегрируемые во времени антропогенные воздействия могут оказаться достаточными для развязывания процессов типа спусковых механизмов, которые могут в значительной степени повлиять на глобальный водообмен, поэтому моделирование последнего должно включать, кроме естественных факторов, формирующих водообмен, антропогенные факторы, оказывающие на него уже заметное влияние.

Остановимся на наиболее важных на наш взгляд факторах, влияющих на водообмен и легко учитываемых по спутниковой информации. Это, во-первых, регулирование стока водохранилищами, во-вторых, дополнительные потери воды на испарение за счет орошения и, наконец, проблемы загрязнения, экологии и энергетики в связи с вопросами глобального водообмена.

Управление стоком традиционными способами с помощью создания водохранилищ и оросительных систем вместе с достижениями локального положительного эффекта при современных масштабах гидротехнического строительства привело к последствиям, имеющим глобальный характер [17]. В настоящее время постепенно повышается зарегулированность речного стока и тем самым Земля как бы частично возвращается в отношении водного режима в то состояние, когда в ряде районов из цепи озер начиналось формирование современной речной сети [68].

Основная роль водохранилищ, суммарный объем которых уже сейчас в 2 раза превышает общие русловые запасы рек земного шара, заключается в замедлении водообмена в 3 раза по всему земному шару и до 8—10 раз в бассейне Волги, с чем связаны серьезные нарушения экологического равновесия в водных системах. Наряду с этим при широком строительстве водохранилищ значительно увеличивается фильтрационный поток

в подземные горизонты (дополнительные поступления до 750 км³). Вследствие комплекса водохозяйственных мероприятий уже к 2000 г. можно ожидать увеличения скорости пополнения запасов подземных вод на 20% [68]. Таким образом, создание водохранилищ содействует интенсификации водообмена в земной коре наряду с замедлением водообмена поверхностных вод и увеличению запасов подземных вод.

Глобальные геофизические последствия руслового регулирования стока требуют прежде всего изучения и оценки масштабов и направленности этих влияний, что невозможно без привлечения глобальной космической информации о процессах влагооборота, увлажнения территории, изменения гидрогеологических условий.

При планировании водохозяйственных мероприятий следует иметь в виду такое оптимальное распределение площадей водохранилищ и орошения, когда прогрессирующая тенденция накопления подземных вод могла бы быть обращена на дальнейшее хозяйственное использование [17] — имеется в виду система magazинирования подземных вод, связанная с артезианскими бассейнами. Этот вопрос может решаться на основе космической информации с помощью картографирования в масштабах континента гидрогеологических условий, в первую очередь фильтрационных способностей пород и их химического состава. О принципах и успехах гидрогеологического картирования говорилось в п. 1.5 и 2.6.

Другой важный антропогенный фактор — дополнительное испарение с земель орошения — должен быть специально учтен, поскольку с увеличением площадей орошения происходит интенсификация атмосферного влагооборота. Механизм ускорения водообмена и увеличения осадков под влиянием мелиорации заключается в стимулирующей роли местного испарения. Последняя учитывается через соотношение океанической и континентальной влаги при расчетах коэффициента влагооборота [68, 75].

По оценкам О. А. Дроздова [46], увеличение испарения за счет мелиоративных мероприятий в южной части ЕТС на 15 мм даст дополнительно 20 мм осадков преимущественно в восточной ее части, т. е. будет увеличена доля использованной океанической влаги.

Современные изменения площадей орошения пока не сказываются существенно на изменении влагооборота, так как изъятие стока составляет несколько процентов. В перспективе, когда для континента они достигнут десятков процентов, влияние деятельности человека на водообмен уже заметно повлияет на изменение атмосферного влагооборота. При этом важно устано-

вить те критические объемы изъятий стока на испарение, которые вызовут такое изменение влагооборота, которое может быть зафиксировано в заметном увеличении осадков. Расчеты показывают, что изъятие менее 10% стока на испарение в среднем для континента не принесет существенного изменения осадков и возвратного стока, в то время как изъятие 25—50% стока уже скажется в увеличении осадков прежде всего на восточной границе мелиорируемой территории на 100—200 мм.

Поскольку разрабатываемые ныне крупные водохозяйственные мероприятия по созданию единой водохозяйственной системы и планированию межбассейновых перебросок стока близки к тому, чтобы осуществить условия массового увлажнения, то становится необходимым учет эффекта выпадения вторичных осадков.

Роль спутниковых методов в решении этой задачи состоит прежде всего в том, что на изображениях в видимом диапазоне могут четко выделяться орошаемые площади с учетом различной интенсивности орошения (см. рис. 9).

Оценивать эффект стимулирующего испарения следует с учетом природных зон с различным соотношением тепловых и водных ресурсов, поскольку эффект дополнительного увлажнения в них может реализоваться по-разному.

Так, в зонах избыточного увлажнения и недостатка тепла испарение контролируется радиационным балансом и не зависит от поступления дополнительной влаги.

В аридных зонах вклад дополнительного испарения, вызываемого орошением, в связи с большим радиационным балансом может быть недостаточным для конденсации и выпадения осадков. Естественно, что наибольшего эффекта от использования стимулирующего испарения можно ожидать только в переходных зонах, где запасы тепла достаточно велики, а запасы влаги таковы, что даже незначительное увеличение местного испарения, сравнимое, например, с дополнительным испарением с орошаемых земель, может обеспечить устойчивый эффект дополнительных осадков.

В переходных районах увеличение осадков за счет увеличения водообмена должно, по-видимому, произойти быстрее, чем в аридных районах, и обводнение территорий, в отличие от аридных районов, может осуществиться раньше, чем их засоление. В этом аспекте вариант переброски стока из верховьев сибирских рек через Южную Сибирь и Северный Казахстан заслуживает особого внимания.

Выявить влияние испарения с орошаемых земель на дополнительные осадки можно будет с помощью непрерывных полей испарения, получаемых спутниковыми методами, в отличие от

точечных оценок, производящихся традиционными методами. Расчеты могут производиться по соотношениям типа $E=f(\omega, R)$ и $E=\psi(x, R, d)$ (здесь ω — увлажнение почв, x — осадки, R — радиационный баланс, которые измеряются непосредственно или оцениваются через облачность по спутниковым измерениям, d — дефицит влажности воздуха).

Приближенные и обобщенные оценки испарения для обширных территорий, как упоминалось в начале раздела, можно получить на основе дистанционной регистрации площадей, занятых различными видами растительности, имеющей разную транспирационную способность.

При решении проблемы интенсификации влагооборота может широко привлекаться спутниковая информация об облачности для непосредственной оценки по ним осадков как конечного эффекта интенсификации влагооборота.

Принципы оценки осадков, разрабатываемые в ИВП АН СССР, сводятся к классификации облачности по типам и формулированию измеряемых на телевизионных изображениях параметров, характеризующих осадкообразующие возможности облачности. К такого рода параметрам относится повторяемость типов облачности, площадь покрытости единичного квадрата облачностью, значимость синоптического объекта в смысле осадкообразования. Имеются в виду также априорные для данного типа облачности вероятности и интенсивности осадков.

Возможности такого метода показывает связь восстановленных по нему полей осадков для отдельных дней с наземными осадками, характеризующаяся коэффициентом корреляции 0,7—0,8.

Другой аспект изменения водообмена под влиянием крупных водохозяйственных мероприятий типа переброски стока рек с северного склона на южный — изменение состояния такого крупного регулятора процессов глобального водообмена, как арктическое оледенение. Характерно, что полярные льды являются также интегральным индикатором, фиксирующим эффект этого изменения.

Изъятие стока из северных рек равнозначно изъятию определенной части тепла из арктических районов, приносимого речными водами. Это должно повлечь за собой рост морского и островного оледенения в Арктике [15], который в свою очередь (при условиях длительного постоянного, а возможно, и прогрессирующего изъятия стока) может привести к перестройке атмосферной циркуляции. В связи с этим научное обоснование перераспределения стока должно обязательно включать оценку того критического суммарного объема изъятия стока, с которого и начнет осуществляться указанный эффект.

Задача определения границ полярного оледенения является вполне спутниковой, поскольку за счет аномальной отражательной способности льда граница полярного льда четко прослеживается в видимом диапазоне. Разработанные методы активной радиолокации и пассивных методов теплорадиолокации снимают ограничения, связанные с покрытием облачностью и отсутствием дневного освещения полярных районов (см. п. 1.3).

Дальнейшие суждения о возможных последствиях значительных и продолжительных изъятий стока на влагооборот будут базироваться на полученных характеристиках прироста арктических льдов и на изученных ранее М. И. Будыко [15] закономерностях изменений климата в связи с вариациями альбедо полярных областей.

Генеральное направление управления глобальным водообменом должно сводиться к разработке такой оптимальной схемы организации и размещения антропогенных вмешательств, которая способна обратить реакцию атмосферы на эти антропогенные преобразования увлажнения в сторону изменений атмосферного влагооборота, улучшающих климатические условия.

Наконец, лишь из-за ограниченности объема монографии не рассмотрены вопросы загрязнения гидросферы, атмосферы, являющиеся важным звеном в управлении водными ресурсами в региональном и глобальном масштабах. Однако в многочисленных исследованиях уже разработаны и обоснованы методики дистанционного обнаружения различного рода загрязнений и показано, что роль спутников в изучении динамики, степени и распространения загрязнений, особенно глобальных, исключительно велика [89, 216, 228].

Известно, что масштабы загрязнений различного типа в настоящее время таковы, что они могут во многих случаях оказывать влияние на процессы регионального и даже глобального водообмена. Наиболее важным аспектом проблемы загрязнения природных вод нам представляется тесная взаимосвязь степени и типов загрязнений с интенсивностью и характером регионального и глобального водообмена. Масштабы вмешательства технологически направленной человеческой деятельности в эти процессы сейчас столь велики (и, по-видимому, имеют тенденции к бурному росту), что приближаются, а в некоторых случаях и превосходят масштабы естественных биохимических и физических процессов в природе. Действительно, например, нефтяные пленки, наблюдающиеся в настоящее время на поверхности окраинных морей и части океана, а также загрязнения его другими веществами, особенно не имеющими аналогов в природе, могут нарушить обмен энергией, теплом, влагой и газами между океаном и атмосферой, что повлечет за собой нарушение баланса

тепла и кислорода атмосферы и океана и последующее резкое изменение глобального водообмена и климата [162].

Ежегодно в природе происходит естественное перемещение около 5000 тонн ртути. Известно при этом, что концентрация ртути, измеряемая 10^{-9} г/м³, замедляет активность фотосинтеза на 50% [89]. То же относится и к хлорорганическим соединениям (например, ДДТ), 60% годового производства которых вносится в окружающую среду. При этом нет оснований особенно надеяться на самоочищение водоемов, так как интенсивность загрязнений (химических, биологических, физических) превышает интенсивность самоочищения и человечество переступает порог «самозащиты» природной среды.

До недавнего времени проблемы водных ресурсов, в том числе учета контроля и борьбы с загрязнениями, рассматривались преимущественно локально, чаще всего в пределах водосбора, при этом слабо согласовывались потребности различных отраслей народного хозяйства. Однако таким образом невозможно успешно разрешить проблемы рационального управления режимом вод Земли.

Дело здесь прежде всего в том, что рациональное управление предполагает одновременное комплексное регулирование как водных, так и тепловых ресурсов в глобальных масштабах. Действительно, только распределение стока в соответствии с тепловыми ресурсами, т. е. приведение испарения по всей территории земного шара к потенциально возможному, было бы идеальным использованием богатств Земли, хотя при современных тепловых ресурсах полное использование вод нереально [68].

Нельзя переоценить значение глобальных космических исследований в оценке фазовых превращений воды в процессе влагооборота, осадков, испарения, снеготаяния и ледников как индикаторов-накопителей в системе глобального водообмена на основе спутниковых измерений в различных диапазонах спектра (см. п. 16). Эти оценки могут сыграть большую роль в определении глобальных энергетических изменений, в том числе и вызываемых последствиями антропогенных вмешательств.

По расчетам М. И. Будыко [68], в ближайшие 100 лет ежегодный прирост энергии, вырабатываемой человечеством, на 10% приведет к тому, что воздействие этой энергии будет такого же порядка, что и солнечной радиации. В этих условиях особенно большой становится роль водных ресурсов, так как одновременно с ростом энергии огромное увеличение водопотребления на испарение в конечном итоге приведет к соответствующим затратам тепла. Водные ресурсы выступают тем самым в принципиально важной роли (которую могут выполнить только они) основного регулятора теплового баланса Земли. В буду-

щем, несомненно, возникнет проблема такого сочетания производства энергии и использования водных ресурсов, которое обеспечит оптимальный режим влаги и тепла на земном шаре.

Радикальным решением проблемы регулирования режима вод является, безусловно, управление глобальным водообменом на основе принципа единства природных вод, что определяется не только глобальным характером водообмена, являющегося источником возобновления пресных вод, но и глобальным характером потребностей человечества и производимых им загрязнений окружающей среды.

Основные глобальные научные проблемы ближайшего будущего, согласно П. Л. Капице [78], сводятся к трем аспектам: 1) технико-экономическому, связанному с истощением природных ресурсов земного шара; 2) экологическому, связанному с нарушением биологического равновесия с живой природой при глобальном загрязнении окружающей среды; 3) социально-политическому, поскольку эти проблемы должны решаться в масштабе всего человечества. «Экспоненциальные закономерности процессов роста народонаселения, потребления энергии, потребления возобновимых и невозобновимых природных ресурсов в недалеком будущем могут привести к глобальному кризису, который по своей внезапности будет иметь характер взрыва» [78].

Глобальные масштабы технологических процессов на современном уровне цивилизации остро поставили экологическую проблему, поскольку стали так резко изменять окружающую среду — воздух, воду, почву, что существовавшее до сих пор в природе биологическое равновесие уже не может больше сохраняться. Теперь, когда уже невозможно обойтись без нарушения существовавших до сих пор экологических процессов, задачей экологии, изучавшей ранее процессы равновесия в природе, становится поиск с помощью моделирования новых условий равновесия, в которых природа могла бы развиваться в согласии с хозяйственной деятельностью человека [192, 229]. Имеется в виду создание новой системы биосфера — народное хозяйство, которая должна опираться на опыт развития биосферы, т. е. на достижения бионики.

В созданных природой биоценозах проблема очистки решается благодаря почти замкнутому круговороту вещества в органическом мире, но эффективность передачи энергии с одного уровня на другой очень низка (10%). Сознательно созданный человеком производственный процесс значительно более эффективен (60—80%), но в нем разомкнут круговорот вещества, т. е. не уделяется должного внимания вопросу утилизации отходов, следствием чего и явилось загрязнение окружающей среды.

Особенно остро стоит вопрос загрязнения гидросферы. Дело в том, что при существующей системе хозяйства реки выполняют две противоположные и в принципе несовместимые задачи: быть источником пресной воды и коллектором для сброса загрязнений, вследствие чего нарушаются естественные процессы самоочищения воды в реках и водоемах.

Уже сейчас одновременно с исследованием естественных колебаний водообмена следует учитывать влияние деятельности человека на водообмен. Это приводит к принципиальной перестройке мышления и взглядов не только на использование вод, но и на развитие нашей техники.

В производственно-территориальных комплексах, так же как и в природе, следует добиваться почти замкнутого цикла круговорота вещества. Здесь весьма важным направлением должна явиться разработка математических моделей системы биосфера + народное хозяйство [70], включающих модели водообмена. В последние годы наиболее интересные и убедительные результаты в разработке таких моделей на основе привлечения современных глобальных статистических данных были получены в работах Дж. У. Форрестера [192] и Д. Х. и Д. Л. Медоуз [229].

Одно из возможных нарушений равновесия на Земле может быть связано с трансформацией газового состава атмосферы, в том числе озона, способствовавшего сохранению существования биосферы и гидросферы, и углекислого газа.

При интенсивном вмешательстве человека в жизнь природы и изменении газового состава атмосферы не исключена возможность возникновения условий, приводящих к нарушению этого механизма и, следовательно, к изменению климата [13, 16, 90]. Научной основой для прогнозирования изменений климата являются широко развивающиеся сейчас работы по моделированию общей циркуляции атмосферы и климата [15, 16, 28, 105, 106, 120].

Основная сущность спутниковых методов — обобщенность восприятия планетарных процессов преобразования единых природных вод, — по-видимому, будет способствовать также и решению перечисленных проблем, рассматриваемых с позиций управления.

Общим выводом из рассмотренных проблем управления является необходимость глобального подхода к управлению процессами, формирующими водные ресурсы, и комплексного учета различных сфер, что доступно спутниковой информации. Такого рода широкие подходы на основе глобальной спутниковой информации, возможно, помогли бы избежать нежелательных реакций антропогенных воздействий (глобальное загрязнение, усиление циркуляции в земной коре) и усилить полезные (усиление атмосферного влагооборота до появления вторичных осадков).

ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ

Ряд причин позволяет считать, что гидрология может стать одной из первых областей природоведения, где аэрокосмические методы исследования дадут наибольший теоретический и практический эффект.

Разнообразие процессов водообмена и формирования стока, четкая последовательность их развития во времени при различных по масштабам явлениях, создают благоприятные предпосылки для последовательного (по мере развития аэрокосмической техники, точности дешифрирования и способов обработки) применения дистанционных методов в целях изучения процесса формирования режима вод суши и прогнозов стока. Однако широкое использование космических методов для глобальной регистрации этих разнообразных по пространственно-временным масштабам гидрологических явлений могло бы повлечь за собой колоссальный поток информации.

Избыточность информации и относительная ограниченность вычислительных возможностей ЭВМ создают проблему свертки информации, оптимальной для того или иного класса решаемых задач.

Спутниковые методы измерений обладают определенными резервами экономичного представления (свертки) информации и в связи с этим в известной степени уже отвечают требованиям изучения глобальных процессов.

Основные возможности свертки информации заложены в:

- 1) особенностях самого способа измерения;
- 2) оптимальном планировании эксперимента;
- 3) экономичных способах обработки.

1. Элементы пространственной генерализации изображения прежде всего обуславливаются уже самим процессом фотографирования с космических носителей и проявляются в пространственной и факторной интеграции. При радиометрических измерениях полной массы водяного пара в атмосфере и водности облаков осуществляется интеграция также и по вертикали.

2. Другим принципом свертки информации — за счет оптимального планирования эксперимента — является выбор участков максимальных контрастов в различных диапазонах спектра для различных природных объектов. В гидрологии такой принцип экономии информации действует наиболее четко. Так, например, для опознавания границ снежного покрова достаточно информации в видимом диапазоне, а для успешного дешифрирования водных объектов — съемки в близком ИК диапазоне.

К планированию эксперимента также относится выбор времени съемки, т. е. наиболее информативной фазы развития процесса. Примером использования естественной временной интеграции природных процессов в целях свертки информации является измерение запаса воды в снежном покрове. Действительно, для прогноза весеннего половодья запас воды в снеге на территории водосбора достаточно определить лишь один раз — перед началом снеготаяния, так как в состоянии снежного покрова перед началом таяния интегрированы гидрометеорологические процессы за всю зиму.

Результаты природной интеграции за длительные промежутки времени, несущие информацию о предыстории процесса, могут быть зафиксированы в таких объектах, как горные и полярные ледники, замкнутые водоемы, многолетнемерзлые породы. Космические методы обеспечивают непосредственную характеристику подобных интегральных накопителей единым числом, в котором фокусируется основная информация об эволюции глобальных влажностных полей. В частности, следует подчеркнуть уникальность такой характеристики, как площадь затопления поверхности бассейна, являющейся одновременно показателем питания подземных и поверхностных вод. Локализация затоплений в незначительных по сравнению со всем водосбором площадях, а также их способность отражать все существенные результаты трансформаций выпавших осадков в бассейне позволяет существенно сократить объем информации, необходимой для расчета и прогноза стока.

Одним из основных направлений решения проблемы свертки большого потока космической информации, также связанного с планированием съемки, является создание оптимальной системы тестовых опорных участков.

Метод тестовых участков основан прежде всего на выделении структурно-однородных гидрометеорологических полей и ландшафтов, которое в принципе может проводиться на основе статистических характеристик оптической плотности негатива. Такого рода районирование может послужить основой для выделения однородных участков почвенных покровов, их увлажнения, растительности, сельскохозяйственных угодий, распределе-

ния снега и др. Подобное районирование может оказаться полезным для уточнения масштабов осреднения при разработке стохастических моделей формирования стока.

В глобальном масштабе гидрологически однородными областями являются, например, зоны синхронного стока. Внутри каждой зоны можно найти такие бассейны, колебания стока в которых будут в полной мере характеризовать колебания стока всей зоны. В той же мере как бассейн большой реки является тестовым по отношению к зоне синхронного стока, так и частные репрезентативные водосборы являются тестовыми для рассматриваемого бассейна.

В. Н. Паршин [143] на основании многолетних наблюдений в бассейне р. Дона установил оптимальные размеры площадей частных репрезентативных водосборов (3000—6000 км²) исходя из того, что слой стока за половодье с такого водосбора наилучшим образом ($r=0,99$) коррелирует со стоком в замыкающем створе всего бассейна. На этих площадях процессы половодья, по-видимому, развиваются одновременно.

Осреднение слоя стока по частным водосборам малых рек с учетом различий в формировании стока по всему бассейну позволяет составлять прогноз слоя стока весеннего половодья со всего бассейна. Информация по 8—12 частным водосборам, составляющим в сумме 20% всей площади бассейна Дона, оказывается достаточной для прогнозирования стока с ошибкой, не превышающей 6% [143]. Такой подход, заключающийся в измерениях только на тестовых участках, позволяет разрабатывать методы прогнозирования гидрологических явлений в условиях несплошного закрытия водосбора облачностью.

При частичном закрытии бассейна облаками можно решать также задачу восстановления полной картины площадей затоплений в бассейне по снимкам их на отдельных участках в пролетах между облачностью, основываясь при этом, как показал П. Кастручио [190], на возможности постепенного составления по аэрокосмическим снимкам в условиях ясной погоды карты потенциальных затоплений различной обеспеченности.

3. И наконец, третьим принципом свертки является разработка алгоритмов дальнейшего обобщения информации методом машинной обработки. Машинная обработка является, таким образом, продолжением естественной генерализации изображения до оптимального (в зависимости от класса решаемых задач) уровня, осуществляемой на основе статистической обработки информации. Основной целью применения статистических методов обработки космической информации является формулирование интегральных параметров гидрологических процессов. Особую роль такая параметризация играет в глобальных

процессах. Одним из статистических методов обработки можно назвать, например, метод разложения полей по естественным ортогональным функциям. Следует иметь в виду и предвидимую возможность установки ЭВ на борту спутника, что существенно облегчит работу телеметрических систем, передающих информацию на Землю.

Новые возможности, предоставляемые развитием дистанционных методов исследования природных ресурсов, могут быть полноценно использованы только после детального анализа точности определения гидрологических характеристик по фотоснимкам, сделанным в различных зонах спектра, в различных масштабах и при разных погодных условиях с последующей оценкой влияния этих факторов на точность расчетов и прогнозов стока.

Такой анализ должен служить основой для установления требований к точности дешифрирования снимков, учета переходных функций атмосферы и к разработке новых методов изучения земной поверхности применительно к задачам гидрологии.

Единственно правильным и строгим подходом к установлению системы требований к спутниковой информации является модельный подход, когда сочетание цели расчетов и естественных свойств процессов определяет выбор математической модели, оптимально описывающей изучаемые явления. Выбранная модель в свою очередь определяет необходимую и достаточную точность задания в пространстве и во времени ее параметров и входных функций для получения выходных функций с заданной точностью.

Упомянутые принципы точной оценки требований осуществимы в будущем. В настоящее же время имеется возможность сформулировать только предварительные требования на основе обобщения исследований гидрологических явлений традиционными и дистанционными методами, включая исследования авторов.

Все многообразие требований к спутниковой информации и аппаратуре можно подразделить на четыре класса:

- 1) требования к элементам орбиты спутника, определяемые в конечном счете из требуемых разрешающих способностей аппаратуры и повторности обзора;

- 2) требования к параметрам аппаратуры, например к фокусному расстоянию объективов фотокамер, устанавливаемых на спутнике, к числу строк разложения изображения для сканирующей аппаратуры и т. п.;

- 3) требования к спектральным диапазонам и их сочетаниям;

- 4) требования к условиям съемки, например к освещенности, к допустимой степени закрытия изучаемого объекта облачностью и т. п.

Требования к разрешающей способности, повторности съемки, диапазону спектра в принципе зависят от пространственно-временных масштабов изучаемых гидрологических явлений и допустимых ошибок при решении задач того или иного класса. Это нашло частичное отражение в приводимой таблице в виде двойного представления требований к разрешающей способности аппаратуры: 1) для обзорных изображений, по которым следует изучать явления, происходящие на значительных территориях; 2) для детальных снимков, призванных отражать процессы формирования стока и другие гидрометеорологические явления на элементарных водосборах (табл. 6).

Рассмотрим только ту часть требований, которая вытекает непосредственно из постановки собственно гидрологических задач.

Так, исследования, приведенные в работе [109], показали, что разрешающая способность аппаратуры спутника «Метеор», составляющая 1—1,25 км в подспутниковой точке, достаточна для проведения границы снежного покрова в период весеннего таяния с точностью от 40 до 10 км. Следует отметить, что по мере таяния неравномерность распределения снежного покрова по площади водосбора увеличивается. На это указывает В. Н. Паршин [143]; к такому же выводу пришли и авторы, изучая изменение кривых обеспеченности запасов воды в снеге на территории бассейна Дона и его частных водосборов за период снеготаяния и весеннего половодья 1972 г.: как коэффициент вариации, так и коэффициент асимметрии кривых увеличиваются по мере уменьшения доли площади водосбора, покрытой снегом. Следовательно, в период таяния для несплошного снежного покрова требуется более высокое разрешение, чтобы зарегистрировать все особенности изменяющейся картины распределения снега в бассейне (табл. 6).

При рассмотрении русловой фазы стока требования к разрешающей способности целиком зависят от выбранной модели, т. е. измеряемого параметра. Так, для модели половодья, где роль входной функции играет суммарная длина видимой речной сети, по оценкам авторов требуются разрешения порядка 70—100 м. Тогда как разрешение приходится увеличивать до 3—10 м, если в качестве входной функции использовать изменение ширины реки. Оценки порядков разрешений приведены на основании наземных данных гидрометрической сети бассейна р. Дона. Подобные оценки подтверждаются и на основе методики выбора тестовых опорных водосборов [143].

Для репрезентативных водосборов Дона площадью 3000—6000 км² и диапазона колебаний ширины их главных рек, составляющего 70 м, авторами получены следующие оценки:

164 Таблица 6. Требования, предъявляемые к дистанционной аппаратуре для регистрации различных гидрологических объектов

Объект съемки	Сезон	Разрешающая способность, м		Повторность съемки, дни	Спектральные интервалы съемки			
		обзорная	детальная		мкм			см
					видимый	ближний ИК	ИК	СВЧ
Снежный покров на равнинах в горах	Весна Лето	1000 100	100	1 5	0,5—0,8	0,8—1,3 0,8—1,3	8—12	3,10; 60
Увлажнение	Лето	1000	100	1—5	0,7—0,8	0,8—1,3		
Затопления внеусловные, мелкие озера	Лето	100		1	0,7—0,8	0,8—1,3		
русовые временные постоянные	Весна Лето	10—100 70—100		ежечасно 1	0,7—0,8 0,7—0,8	0,8—1,3 0,3—1,3]		
Озера	Лето	1000	100	5	0,7—0,8	0,8—1,3		
Подземные воды выходы	Лето	100	30	30	0,51—0,57	0,8—1,3	8—12	
региональное картирование		1000			0,51—0,57			
Лед озерный	Весна Осень	1 000	100	5	0,5—0,8			
горный	Весна Лето	1 000	100	30	0,5—0,8			1,55
антарктический	Лето Зима	1 000	100	30	0,5—0,8	0,8—1,3	8—12	1,55
многолетне-мерзлых пород	Лето	30 000		30			8—12	1,55

1) для модели, использующей параметр суммарной длины видимой речной сети, потребуется опознание главных рек элементарных водосборов, а значит, разрешение не ниже 70 м;

2) для модели, использующей параметр ширины, потребуется регистрация колебаний ширины главных рек элементарных водосборов, т. е. разрешения (при допустимой ошибке прогноза 6%) не ниже 5 м;

3) для характеристик почв, растительности, влажности и других площадных параметров элементарных водосборов с необходимой интеграцией в 3000—6000 км² вполне достаточно разрешающей способности фотографической аппаратуры спутников «Метеор» или «Нимбус» (1—3 км);

4) требуемая повторность съемки для регистрации колебаний стока главных рек элементарных водосборов с точностью до главной гармоника составляет 1 раз в сутки. Последняя оценка получена авторами на основании расчета средней для элементарных водосборов бассейна Дона (3000—6000 км²) продолжительности половодья, которая составляет 14 дней.

Суждение о требуемой повторности съемки для регистрации колебаний стока в замыкающих створах элементарных водосборов может быть сделано для равнинных рек снегового питания также с помощью построения осредненной для всех элементарных водосборов кривой повторяемости расходов в течение года. Для рек же с паводочным режимом, а также для рек горно-ледникового питания с полимодальным гидрографом расчет повторности съемки по кривым повторяемости даст заведомо заниженные результаты, и привлечение гармонического анализа гидрографов в этих случаях является наилучшим выходом.

Проведенное авторами исследование гидрографов стока рек горно-снегового и дождевого питания с целью определения необходимой повторности съемки для регистрации колебаний стока различной частоты дали следующие результаты.

Для регистрации с допустимой ошибкой 6% сезонных колебаний стока горных рек, вызываемых весенне-летним таянием снегов и ледников, необходима повторность съемки 1 раз в 6 дней независимо от площади водосбора. Для регистрации колебаний стока горных рек со средним периодом 10—12 дней, связанных, по-видимому, с «циклом индекса», необходима повторность 3—4 раза в сутки и не менее 1 раза в сутки. Регистрация же синоптически обусловленных колебаний с периодом 2—3 дня требует почасовой повторности съемки (см. табл. 5, 6). Аналогичные оценки повторности были получены авторами для рек дождевого питания (районы Закарпатья и Молдавии).

При формировании требований к дистанционным измерениям площадей увлажнений имелось в виду, что разрешающая

способность должна быть достаточной для регистрации максимально увлажненных площадей водосбора, т. е. эффективных площадей, осуществляющих водоотдачу.

По данным Б. В. Виноградова и А. А. Григорьева [20], телевизионные изображения позволяют давать интегральную оценку влажности на площади около 0,7—0,8 км² с градациями влажности 4—5% до критического значения. Приводимый порядок требуемого разрешения для увлажненных площадей определен этими авторами в 500—1000 м для естественно увлажненных почв.

Результаты исследования частотно-пространственных и частотно-временных характеристик увлажнения почв по ТВ изображениям приводятся в работе [20] для условий засушливой зоны, они использованы при составлении табл. 5.

При планировании спутникового эксперимента для изучения характеристик подстилающей поверхности следует принимать во внимание распределение облачного покрова. В более полной постановке вопроса требуется определить вероятность безоблачных условий исследуемой территории, т. е. установить, какое число витков потребуется, чтобы достичь определенной обеспеченности безоблачных условий. Такое решение можно использовать, если предварительно рассчитать по спутниковым данным временные и пространственные условные вероятности для климатически однородных областей.

Для установления границ возможной точности расчетов и прогнозов стока, т. е. для определения предельной частоты колебаний стока, которая может быть зарегистрирована аэрокосмическими методами при условии экранирования водосборов облачностью с определенной частотой, необходимо проводить совместный анализ частотных характеристик половодья и паводков с пространственно-временной структурой полей облачности. Такой расчет может быть осуществлен с помощью построения пространственных и временных кривых обеспеченности облачности различной балльности в исследуемом районе по наземным и спутниковым данным [167].

Получив в результате изучения пространственно-временной структуры полей облачного покрова характерные для района размеры облаков, продолжительности закрытия ими водосборов, следует использовать рекомендации В. Н. Паршина [143] для бассейна Дона (или разработать подобные для других бассейнов) о количестве элементарных водосборов, необходимом и достаточном для осуществления прогноза стока в замыкающем створе бассейна с заданной точностью.

Перспективы развития гидрологии в связи с выходом человека во внеземное пространство определяются уровнем развития этой науки, ее способностью ставить и решать новые задачи, наиболее эффективно используя современные и предвидимые возможности новой системы информации.

Примечательно, что само развитие комплекса гидрометеорологических наук последних лет, связанное, в частности, с численным прогнозом и изучением статистической структуры гидрометеорологических полей, уже привело в ряде случаев к решениям принципиально спутниковым — к необходимости использования обобщающих способов описания явлений и поискам оптимальных систем тестовых опорных участков.

Таким образом, одновременный прогресс наук о Земле и космических средств впервые открывают возможности изучения глобального влагооборота во всем единстве его взаимодействующих сфер и фазовых превращений. На этой принципиальной основе проблемы регионального водообмена, решаемые традиционными методами в рамках отдельного водосбора, становятся одним из звеньев грандиозной взаимосвязанной цепи и приобретают свое причинно-следственное обоснование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абальян Т. С., Мазурова Л. И., Никонорова С. Н. Об использовании аэрофотосъемки для изучения снежного покрова в горном бассейне р. Варзоб.— «Труды Гидрометцентра СССР», 1971, вып. 72, с. 92—106.
2. Абрамов Л. Г. Новые формулы и номограммы для расчетов ливневой сети промпредприятий и населенных пунктов. М., Трансжелдориздат, 1949, 205 с.
3. Адами Л., Колпань Д., Рот Р. Разложение метеорологических полей по естественным ортогональным составляющим и возможность применения предлагаемого метода при составлении долгосрочных прогнозов.— «Метеорология и гидрология», 1972, № 1, с. 91—97.
4. Алексеев Г. А. Динамика инфильтрации воды в почву.— «Труды ГГИ», 1948, вып. 6 (60), с. 43—72.
5. Афанасьева В. В., Есакова Н. П., Титов В. М. Статистическое описание полей снежного покрова методом разложения по естественным ортогональным функциям.— «Труды ГГО», 1968, вып. 201, с. 8—13.
6. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Г. Радиоизлучение Земли как планеты. М., «Наука», 1974, 186 с.
7. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Г. Определение геофизических параметров по измерениям теплового радиоизлучения на ИСЗ «Космос-243». — «ДАН СССР», 1969, т. 188, № 6, с. 1273—1276.
8. Башаринов А. Е., Кутуза Б. Г. Исследование радиоизлучения и поглощения облачной атмосферы в миллиметровом и сантиметровом диапазонах волн.— «Труды ГГО», 1968, вып. 222, с. 100—110.
9. Башаринов А. Е., Митник Л. М. Особенности поля влажности над океанами по данным радиометрических сверхвысокочастотных измерений с ИСЗ «Космос-243». — «Метеорология и гидрология», 1969, № 12, с. 13—18.
10. Башаринов А. Е., Шутко А. М. Измерение влажности покрова методами сверхвысокочастотной радиометрии.— «Метеорология и гидрология», 1971, № 9, с. 17—23.
11. Богомазова З. П., Петрова З. П. Характеристика выдающихся дождей на территории центральных черноземных областей.— «Труды ГГИ», вып. 16 (68), 1949, с. 95—122.
12. Богородский В. В. Физические методы исследования ледников. Л., Гидрометеониздат, 1968, 214 с.

13. Борисенков Е. П. Климат и его изменения. М., «Знание», сер. физика, 1976, № 6, 64 с.
14. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности.— «Изв. АН СССР, сер. геогр.», № 3, 1954, с. 17—41.
15. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеониздат, 1971, 472 с.
16. Будыко М. И. Изменение климата. Л., Гидрометеониздат, 1974, 280 с.
17. Вендров С. Л. Проблемы преобразования речных систем. Л., Гидрометеониздат, 1970, 236 с.
18. Ветлов И. П. Инфракрасные изображения облачности со спутника «Космос-122».— «Труды Гидрометцентра СССР», 1968, вып. 20, с. 11—21.
19. Виноградов Б. В. Определение влажности почвы дистанционными аэрокосмическими методами.— «Водные ресурсы», 1973, № 3, с. 70—92.
20. Виноградов Б. В., Григорьев А. А. Космическая дистанционная индикация гидрологических условий засушливой зоны.— В сб.: Влагооборот в природе и его роль в формировании природных вод. М., Стройиздат, 1973, с. 204—217.
21. Виноградов Б. В., Кондратьев К. Я. Космические методы землеведения. Л., Гидрометеониздат, 1971, 188 с.
22. Виноградов Б. В., Кондратьев К. Я., Степаненко В. Д. Возможности и интерпретация изображений Земли из космоса, наблюдаемых в разных зонах спектра.— «Космические исследования», 1968, т. 6, вып. 6, с. 904—923.
23. Возможности дистанционного зондирования почвы в сантиметровом диапазоне.— «Труды ГГО», 1975, вып. 296, с. 86—97.
Авт.: Кондратьев К. Я., Шульгина Е. Т., Покровский О. М., Тимофеев Ю. М.
24. Волчок Б. А., Черняк М. М. Перенос микроволнового излучения в облаках и осадках.— «Труды ГГО», 1968, вып. 222, с. 83—99.
25. Востокова Е. А., Абросимов И. К., Новикова Н. М. Использование разномасштабных аэро- и космоснимков для целей гидрогеологического картирования и районирования.— «Изв. Высших учебных заведений. Геология и разведка», 1974, № 12, с. 134—143.
26. Гарцман И. Н., Карасев М. С., Лобанова Н. И. Об индикативных свойствах густоты речной сети.— «Водные ресурсы», 1973, № 6, с. 144—152.
27. Геологические исследования из космоса. Под ред. С. Фредена, Э. Мерканти, М. Беккера. Пер. с англ. под ред. Ю. Я. Кузнецова. М., «Мир», 1975, 287 с.
28. Гидродинамическая модель общей циркуляции атмосферы и океана (методы реализации). Информ. сообщение. Новосибирск, 1975, 214 с.
Авт.: Дымников В. П., Галин В. Я., Лысоков В. Н., Перов В. Л., Бобылева И. Н., Залесный В. Б.
29. Горелик А. К., Калашников В. В., Фролов Ю. А. Возможности идентификации зон осадков с метеорологического ИСЗ.— «Труды ЦАО», 1972, вып. 103, с. 5—19.
30. Григорьев А. А. Космическая индикация ландшафта Земли. Под ред. К. Я. Кондратьева. Л., ЛГУ, 1975, 166 с.

31. Груза Г. В. Макротурбулентность в общей циркуляции атмосферы. Л., Гидрометеониздат, 1961, 103 с.
32. Гущина М. В., Коган Р. Л., Полищук М. И. О точности определения среднего слоя осадков на площади.—«Труды ГГО», 1966, вып. 191, с. 49—63.
33. Гущина М. В., Трифонова Т. С. Об изменчивости характеристик снежного покрова во времени и о выборе интервалов между съемками.—«Труды ГГО», 1960, вып. 108, с. 26—41.
34. Давыдова Н. Г., Сузюмова Г. Н. Опыт интерпретации суммарных снимков облачности для некоторых типов атмосферной циркуляции.—«Изв. АН СССР, сер. геогр.». 1972, № 1, с. 99—107.
35. 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.
36. Джамалов Р. Г., Зекцер И. С., Иванов В. А. Возможности изучения подземных вод с искусственных спутников Земли.—«Водные ресурсы», 1974, № 6, с. 83—96.
37. Дзердзеевский Б. Л., Монин А. С. Типовые схемы общей циркуляции в северном полушарии и индекс циркуляции.—«Изв. АН СССР, сер. география», 1954, № 6, с. 562—574.
38. Дзердзеевский Б. Л. Опыт построения кумулятивных снимков облачности над Северным полушарием по данным метеорологических спутников для периодов действия элементарных механизмов.—«Метеорология и гидрология», 1971, № 8, с. 15—21.
39. Дистанционная индикация влагозапасов атмосферы и подстилающей поверхности.—«Водные ресурсы», 1973, № 2, с. 58—68.
Авт.: Кондратьев К. Я., Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И., Шульгина Е. М.
40. Дмитриев А. А., Курилова Ю. В. Об оценке вертикального профиля влажности по данным радиотеплового излучения.—«Водные ресурсы», 1976, № 1, с. 69—77.
41. Домбковская Е. П. Корреляционные зависимости между интенсивностью теплового радиоизлучения системы Земля—атмосфера и водозапасом облаков.—«Метеорология и гидрология», 1969, № 7, с. 26—35.
42. Домбковская Е. П. Связь между облачными массивами, видимыми со спутника, и зонами выпадающих из них осадков.—«Труды Гидрометцентра СССР», 1968, вып. 36, с. 40—46.
43. Домбковская Е. П. О возможности определения вертикального распределения водяного пара по измерениям микроволнового излучения системы Земля—атмосфера.—«Метеорология и гидрология», 1969, № 8, с. 8—14.
44. Домбковская Е. П. Определение температуры морской поверхности и влагосодержания атмосферы по измерениям микроволнового радиоизлучения системы Земля—атмосфера с ИСЗ.—«Труды Гидрометцентра СССР», 1969, вып. 50, с. 75—85.
45. Домбковская Е. П., Демин В. В. Взаимосвязь между развитием синоптических процессов и эволюций поля интегральной влажности по измерениям со спутников.—«Труды Гидрометцентра СССР», 1971, вып. 73, с. 134—142.

46. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Л., Гидрометеониздат, 1963.

47. Дунин-Барковский Л. В. Изучение водных ресурсов с помощью космических средств в США.— «Водные ресурсы», 1976, № 1, с. 60—68.

48. Дымников В. П., Гусева Н. В. Численный метод прогноза полей влажности, слоистообразной облачности и осадков в атмосфере.— «Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана», 1975, т. 11, № 6, с. 547—553.

49. Евсеева Л. С. Некоторые вопросы влагооборота Каспийского моря.— «Вестник МГУ, сер. геогр.», № 5, 1964.

50. Естественные составляющие метеорологических полей. Л., Гидрометеониздат, 1970, 199 с.

Авт.: Мещерская А. В., Руховец Л. В., Юдин М. Н., Яковлев Н. И.

51. Змеева Е. С. Применение метода разложения полей по естественным ортогональным функциям для изучения полей весеннего стока.— «Метеорология и гидрология», 1975, № 7, с. 97—99.

52. Иванян Г. А. Использование спектральных контрастов при выборе интервалов спектра в диапазоне 0,5—0,84 мкм для съемки природных образований.— «Проблемы физики атмосферы», 1972, вып. 10, с. 63—72.

53. Использование данных о мезомасштабных особенностях облачности в анализе погоды. Л., Гидрометеониздат, 1973, 150 с.

Авт.: П. Амбрози, Н. Ф. Вельтишев, Г. Гетц, Х. Хоймайстер, Т. Рункану, В. Г. Шаров.

54. Исследование атмосферы по собственному излучению на ИСЗ «Космос-243». — «Космические исследования», 1971, т. 9, № 1, с. 66—73.

Авт.: Обухов А. М., Башаринов А. Е., Васильев Ю. В., Гурвич А. С. и др.

55. Исследование влагосодержания атмосферы методом наземной тепло-радиолокации.— «Метеорология и гидрология», 1972, № 51, с. 22—27.

Авт.: Гурвич А. С., Ершов А. Т., Наумов А. П., Пленков В. М.

56. Исследование земных ресурсов космическими средствами. Ч. 1. Методы измерений и обработки информации. Под ред. Ходарева Ю. К., Зимана Я. Л. М., АН СССР, Комиссия по исследованию природных ресурсов с помощью космических средств, 1975, 164 с.

57. Исследования земных ресурсов космическими средствами. Ч. 2. Методы интерпретации и использования информации. Под ред. Ходарева Ю. К., Кравцовой В. И. М., АН СССР, Комиссия по исследованию природных ресурсов с помощью космических средств, 1975, 94 с.

58. Исследования поля радиотеплового излучения Земли.— «Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана», 1970, т. 6, № 4, с. 366—380.

Авт.: Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Тучков Л. Т., Шифрин К. С.

59. Исследование природной среды космическими средствами. Геоботаника, почвоведение, гидрология, т. 3. М., АН СССР, Комиссия по исследованию природных ресурсов с помощью космических средств, 1974, 196 с.

Под ред. Башаринова А. Е., Виноградова Б. В., Ведешина Л. А., Книжникова Ю. Т.

60. Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. 2. М., АН СССР, Комиссия по исследованию природных ресурсов с помощью космических средств, 1974, 176 с.

Под ред. Трифонова В. Т., Макарова В. И., Ведешина Л. А.

61. Исследование природной среды космическими средствами. География. Методы космической фотосъемки, т. 4, М., АН СССР, Комиссия по исследованию природных ресурсов с помощью космических средств, 1975, 244 с.

Под ред. Книжников Ю. Т., Ведешина Л. А., Кравцова В. И., Чеснокова Ю. М.

62. Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. М., АН СССР, Комиссия по исследованию природных ресурсов с помощью космических средств, 1973, 171 с.

Под ред. Трифонова В. Г.

63. Исследование природной среды с пилотируемых орбитальных станций. Под ред. К. Я. Кондратьева. Л., Гидрометеиздат, 1972, 399 с.

64. Казанский А. Б. К теории глобального гидрологического цикла.— «Водные ресурсы», 1974, № 1, с. 15—20.

65. Калинин Г. П. К методике прогноза объема стока больших рек.— «Труды ЦИП», 1947, вып. 4, с. 3—25.

66. Калинин Г. П. Основы методики краткосрочных прогнозов водного режима.— «Труды ЦИП», 1952, вып. 28, 166 с.

67. Калинин Г. П. Схема расчета склонового стока.— В кн.: Проблемы речного стока. М., МГУ, 1968, с. 143—148.

68. Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. Л., Гидрометеиздат, 1968, 375 с.

69. Калинин Г. П. Некоторые вопросы теории управления режимом вод суши.— В сб.: Проблемы изучения и использования водных ресурсов. М., «Наука», 1972, с. 8—49.

70. Калинин Г. П. Некоторые проблемы водообмена в природе.— В сб.: Влагооборот в природе и его роль в формировании ресурсов пресных вод. М., «Стройиздат», 1974, с. 27—40.

71. Калинин Г. П. От аэрокосмических снимков к прогнозам и расчетам стока. Л., Гидрометеиздат, 1974, 40 с.

72. Калинин Г. П., Змиева Е. С. Об использовании аэрофотосъемок для изучения процесса схода снежного покрова.— «Труды ЦИП», 1956, вып. 44, с. 107—119.

73. Калинин Г. П., Клиге Р. К. Уровень бессточных водоемов как один из показателей глобального водообмена.— «Водные ресурсы», 1973, № 6, с. 3—8.

74. Калинин Г. П., Клиге Р. К., Бреслав Е. И. К расчету колебаний среднего уровня океана.— «Водные ресурсы», 1974, № 1, с. 3—14.

75. Калинин Г. П., Кузнецова Л. П. О расчете элементов водного баланса атмосферы и гидросферы.— «Водные ресурсы», 1972, с. 15—31.

76. Калинин Г. П., Курилова Ю. В., Колосов П. А. Некоторые перспективы развития методик расчета и прогноза стока по снимкам с искусственных спутников Земли.— Сб.: Природные воды и окружающая среда. Изд. Моск. фил. ГО СССР, 1975, с. 7—16.

77. Калинин Г. П., Курилова Ю. В., Колосов П. А. Возможности применения спутниковой информации для изучения глобального водообмена.— «Водные ресурсы», 1976, № 6, с. 17—34.

78. Капица П. Л. Эксперимент, теория, практика. М., «Наука», 1974, 287 с.

79. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Л., Гидрометеонздат, 1960, 270 с.

80. Ковалевский В. С., Челндзе Ю. Б. Составление карт прогноза уровней подземных вод.— «Водные ресурсы», № 4, 1974, с. 115—121.

81. Колесникова В. Н., Монин А. С. О межгодовой изменчивости метеорологических элементов.— «Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана», 1966, т. 2, № 2, с. 113—120.

82. Колесникова В. Н., Монин А. С. О спектрах колебаний метеорологических полей.— «Изв. АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана», 1965, т. 1, № 7, с. 653—669.

83. Колосов П. А. Построение выпрямляющих координатных сеток для некоторых типов распределений, применяемых в гидрологии. «Вестник МГУ, сер. геогр.», 1972, № 3, с. 96—100.

84. Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогноза. Л., Гидрометеонздат, 1959, 295 с.

85. Кондратьев К. Я. Спектральные альбедо естественных подстилающих поверхностей.— «Метеорология и гидрология», 1960, № 5, с. 46—53.

86. Кондратьев К. Я. Метеорологические спутники. Л., Гидрометеонздат, 1963, с. 311.

87. Кондратьев К. Я. К возможности интерпретации данных измерений уходящего радиотеплового излучения с целью определения температуры и влагосодержания атмосферы.— «Метеорология и гидрология», 1969, № 4, с. 3—9.

88. Кондратьев К. Я. Спутниковая климатология. Л., Гидрометеонздат, 1971, 62 с.

89. Кондратьев К. Я. Космическая экология (по материалам XXII международного конгресса по астронавтике).— «Метеорология и гидрология», 1972, № 5, с. 108—113.

90. Кондратьев К. Я. Новые зарубежные метеорологические спутники. Л., Гидрометеонздат, 1975, 37 с.

91. Кондратьев К. Я., Миронова З. Ф., Отто А. Н. Спектральное альбедо подстилающих поверхностей.— ЛГУ, «Проблемы физики атмосферы», 1965, с. 24—47.

92. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М., Шульгина Е. М. О возможности определения характеристик поверхностного слоя почвы по его тепловому радионизлучению.— «ДАН СССР», 1970, т. 194, № 6, с. 1313—1315.

93. Кондратьев К. Я., Шульгина Е. М. Определение некоторых характеристик почвы по данным ее микроволнового излучения.— «ДАН СССР», 1971, т. 200, № 1, с. 88—90.

94. Кондратьев К. Я., Шульгина Е. М. Возможности дистанционного зондирования грунтов (численный эксперимент).— «Труды ГГО», 1974, вып. 331, с. 50—63.

95. Кондрашова О. Ф., Смирнов Н. П. Опыт применения разложений по естественным ортогональным функциям к исследованию стока Волги.— «Метеорология и гидрология», 1971, № 8, с. 68—73.

96. Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Некоторые результаты

измерений спектральных коэффициентов яркости в области 0,7—2,5 мкм.— «Труды ГГО», 1965, вып. 183, 27—35.

97. Космическая фотосъемка и геологические исследования. Под ред. Г. Б. Гонина, С. Н. Стрельникова. Л., «Недра», 1975, 416 с.

98. Кравцова В. И., Антонова С. Ю. Применение многозональной съемки для изучения и картографирования мелководий на примере Северо-Восточного Каспия.— «Изв. Высших учебных заведений. Геология и разведка», 1974, № 12, с. 78—85.

99. Кравцова В. И., Лабутина И. А., Тушинский Г. К. Использование космических снимков для изучения снежно-ледникового комплекса в горах.— В сб.: Материалы гляциологических исследований. Вып. 23. Под ред. Г. А. Авсюка. М., 1974, с. 174—180.

100. Кринов Е. Л. Спектральная отражательная способность природных образований. М.—Л., Изд. АН СССР, 1947, 210 с.

101. Кропоткин М. А., Козырев Б. П. Исследования спектров отражения природных и искусственных материалов в области длин волн 0,7—100 мкм.— «Оптика и спектроскопия», 1964, т. 17, вып. 2.

102. Куделин Б. И. Гидрогеологический анализ и методы определения подземного питания рек.— «Труды Лабор. гидрогеолог. проблем им. Саваренского», 1949, т. 5, 180 с.

103. Кудрицкий В. Н., Попов И. В., Романова Е. А. Основы гидрографического дешифрирования аэроснимков. Л., Гидрометеиздат, 1956, 344 с.

104. Куприянов В. В., Прокачева В. Г. Гидрологические аспекты исследования земной поверхности космическими методами (обзор литературы).— «Труды ГГИ», 1975, вып. 205, с. 83—114.

105. Курбаткин Г. П. Гидродинамическая модель долгосрочного прогноза с априорными среднеклиматическими ограничениями и избыточными степенями свободы.— В сб.: Разностные и спектральные методы решения задач динамики атмосферы и океана. Труды симпозиума. Новосибирск, 1972, Изд. ВЦ СО АН СССР, Новосибирск, 1974, с. 32—48.

106. Курбаткин Г. П. Некоторые научные аспекты исследований по долгосрочному прогнозированию погоды.— В сб.: Некоторые проблемы вычислительной и прикладной математики. Новосибирск, Изд. «Наука», Сибирское отделение, 1975, с. 35—42.

107. Курилова Ю. В. Исследования снежного покрова по спутниковым данным.— «Водные ресурсы», 1975, № 2, с. 50—60.

108. Курилова Ю. В. Температурное поле Антарктиды по измерениям со спутников.— «Метеорологические исследования», 1975, № 20. Л., «Наука», с. 54—57. Результаты исследований по международным геофизическим проектам.

109. Исследования динамики таяния снежного покрова по данным метеорологических спутников.— «Труды ГГИ», 1976, вып. 237, с. 22—31.

Авт.: Курилова Ю. В., Колосов П. А., Поплавская Л. К., Соколов Ю. С.

110. Курилова Ю. В., Поплавская Л. К. Исследование дешифровочных признаков снежного покрова по данным метеорологических спутников.— Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда, т. 2. Л., Гидрометеиздат, 1975, с. 412—419.

111. Курилова Ю. В., Поплавская Л. К. Дешифровочные признаки снежного покрова и их связь с особенностями ландшафта.— В сб.: Вопросы географии. Ландшафт и воды. 1976, сб. 102, с. 92—99.

112. Кутуза Б. Г. Экспериментальные исследования ослабления и радиоизлучения дождя в СВЧ диапазоне.— «Труды ГГО», 1968, вып. 222, с. 100—110.

113. Кутуза Б. Г. Исследования флуктуаций полной массы водяного пара в атмосфере радиоастрономическими методами.— «Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана», 1974, № 11, с. 1148—1156.

114. Кучмент Л. С. Математическое моделирование речного стока. Л., Гидрометеониздат, 1972, 191 с.

115. Лайхтман Д. Л., Каган Р. Л. Некоторые вопросы рационализации снегосъемок.— «Труды ГГО», 1960, вып. 108, с. 3—18.

116. Львович М. И. Человек и вода. Преобразование водного баланса и речного стока. М., Географгиз, 1963, 568 с.

117. Львович М. И. Географические исследования водного баланса в СССР.— В кн.: Р. Келлера «Воды и водный баланс суши». М., «Прогресс», 1965, с. 373—396.

118. Львович М. И., Грин А. М., Коронкевич Н. И. Балансовая оценка водных ресурсов и научные основы перспективного прогноза их состояния.— В сб.: Влагооборот в природе и его роль в формировании ресурсов пресных вод. М., Стройиздат, 1974, с. 27—40.

119. Малкевич М. С., Монин А. С., Розенберг Г. В. Пространственная структура поля излучения как источник метеорологической информации.— «Изв. АН СССР, сер. геофиз.» 1964, № 3, с. 394—407.

120. Манабе С., Брайен К. Климат и циркуляция океана. Л., Гидрометеониздат, 1972, с. 202.

121. Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948, с. 344.

122. Марчук Г. И. Физика атмосферы и океана и проблема прогноза погоды. Доклад на юбилейной сессии, посвященный 250-летию АН СССР. Препринт ВЦ СО АН СССР. Новосибирск, 1974, с. 22.

123. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика облаков. Л., Гидрометеониздат, 1965, 876 с.

124. Микроволновое дистанционное зондирование окружающей среды. Обнинск, 1975, с. 109.

Авт.: Кондратьев К. Я., Рабинович Ю. И., Тимофеев Ю. М., Шульгина Е. М.

125. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л., Гидрометеониздат, 1974, 638 с.

126. Митник Л. М. Методика определения влагосодержания атмосферы по радиометрическим измерениям сверхвысокочастотного излучения с ИСЗ.— «Труды Гидрометцентра СССР», 1969, вып. 50, с. 94—102.

127. Митник Л. М. Вариации вертикального профиля влажности в атмосфере по измерениям радиотеплового излучения со спутника «Космос-243».— «Метеорология и гидрология», 1971, № 6, с. 22—29.

128. Монин А. С. О макротурбулентном обмене в земной атмосфере.— «Изв. АН СССР, сер. геофиз.», 1956, № 4, с. 452—563.

129. Монин А. С. О физическом механизме долгосрочных изменений погоды.— «Метеорология и гидрология», 1963, № 8, с. 43—46.
130. Монин А. С. Прогноз погоды как задача физики. М., «Наука», 1969. 183 с.
131. Мусаелян Ш. А., Белинская Л. О восстановлении полей метеорологических элементов по данным наблюдений со спутников.— «Труды Гидрометцентра СССР», 1968, вып. 80, с. 100—110.
132. Мусаелян Ш. А., Хазизова Н. С., Чузавкова Н. Л. Некоторые результаты расчета полей вертикальных движений по распределению облачности.— «Труды ГМЦ», 1966, вып. 11, с. 78—88.
133. Мусаелян Ш. А., Чекирда А. О численной интерпретации информации об облачности, поступающей с метеорологических спутников.— «Труды ГГО», 1964, вып. 166, с. 189—202.
134. Наумов А. П. О методике определения влагосодержания атмосферы при измерениях поглощения радиоволн вблизи $\lambda=1,35$ см.— «Изв. АН СССР», сер. физика атмосферы и океана, 1968, т. 4, № 2, с. 179—181.
135. Наумов А. П., Плечков В. М. К определению интегрального влагосодержания атмосферы над океаном радиометрическим методом.— «Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана», 1971, т. 7, № 3, с. 325—354.
136. Некоторые результаты спектрофотометрирования природных образований с пилотируемого космического корабля «Союз-9».— «Космические исследования», 1972, т. 10, вып. 2, с. 245—254.
- Авт.: Кондратьев К. Я., Бузников А. А., Васильев О. Б., Виноградов Б. В., Орлов В. М., Смоктий О. К.
137. Нежиховский Р. А. Руслвая сеть бассейна и процесс формирования стока воды. Л., Гидрометеиздат, 1971, 475 с.
138. Обухов А. М., Татарская Н. С. Поле интегрального влагосодержания атмосферы над южным полушарием по измерениям теплового радиозлучения на спутнике «Космос-243».— «Метеорология и гидрология», 1969, № 11, с. 36—39.
139. Овчинников А. М. Общая гидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1955, 382 с.
140. Определение статистических характеристик радиационных полей облачности.— «Космические исследования», 1964, т. 2, вып. 2, с. 257—265.
- Авт.: Малкевич М. С., Малков И. П., Пахомова Л. А., Розенберг Г. В., Ферапонтова Г. П.
141. Особенности метода СВЧ — радиометрического зондирования атмосферы с летательных аппаратов.— «Труды ГГО», 1968, вып. 222, с. 153—158.
- Авт.: Башаринов А. Е., Егоров С. Г., Колосов Н. А., Кутуза Б. Г.
142. Панов Д. Г. Общая геоморфология. М., Изд. «Высшая школа», 1966, 426 с.
143. Паршин В. Н. О статистической структуре поля стока за половодье.— «Метеорология и гидрология», 1969, № 9, с. 36—44.
144. Поле излучения Земли как планеты. М., Гидрометеиздат, 1967, 314 с.
- Авт.: Кондратьев К. Я., Авасте О. А., Федорова М. П., Якушевская К. Е.
145. Переслегин С. В. О соотношении между тепловыми и радио-

яркими контрастами морской поверхности.— «Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана», 1967, т. 3, № 1, с. 47—57.

146. Плечков В. М. Корреляция между радиометрическими и аэрологическими данными о содержании паров в атмосфере.— «Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана», 1969, т. 5, № 9, с. 970—973.

147. Плечков В. М., Романов Ю. А., Снопков В. Г. Исследование суммарного влагосодержания в атмосфере тропической зоны Атлантического океана.— «ДАН СССР», 1971, т. 200, № 5, с. 1081—1083.

148. Пономаренко И. Н. Использование радиационных наблюдений метеорологических спутников для анализа облакообразования и зон выпадающих осадков.— «Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана», 1973, т. 9, № 10, с. 1014—1023.

149. Попова Т. П. Некоторые связи между осадками и формой облачности на снимках со спутника.— «Труды ГМЦ», 1974, вып. 132, с. 88—96.

150. Попов А. Е., Шарков Е. А., Эткин В. С. Характеристика излучения влажных грунтов в СВЧ диапазоне.— «Метеорология и гидрология», 1974, № 10, с. 49—57.

151. Примеры определения вертикального профиля влажности по наземным измерениям теплового радионизлучения атмосферы в линии поглощения $H_2O \lambda = 1,35$ см.— «Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана», 1971, т. 7, № 7, с. 731—736.

Авт.: Горчакова И. А., Малкевич М. С., Наумов А. П., Плечков В. М.

152. Прокачева В. Г. Оценка пригодности телевизионной информации метеорологических ИСЗ «Метеор» для определения ледовой обстановки на озерах и водохранилищах.— «Труды ГГИ», вып. 205, 1975, с. 115—123.

153. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерениям микроволнового излучения.— «Труды ГГО», вып. 222, с. 62—73.

154. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Некоторые результаты измерения радионизлучения осадков.— «Труды ГГО», вып. 291, 1972, с. 63—71.

155. Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности. Под ред. К. Я. Кондратьева. Л., Гидрометеониздат, 1969, 564 с.

156. Радиофизические методы в исследованиях земных покровов. Перспективы их развития.— В сб.: Исследования земных ресурсов космическими средствами. Ч. 1. М., АН СССР, Комиссия по исследованию природных ресурсов с помощью космических средств. 1975, с. 34—48.

Авт.: Арманд Н. А., Башаринов А. Е., Бородин Л. Ф., Шутко А. М.

157. Рачкулик В. И., Ситников М. В. Методические указания по определению параметров растительного покрова методом отношения коэффициентов яркости в двух участках спектра (по наземным, самолетным и вертолетным измерениям). Изд. САРНИГМИ, Ташкент, 1972, 38 с.

158. Результаты комплексного географического дешифрирования снимков с орбитальной станции «Салют» и проблемы тематического картографирования.— «Вестник МГУ», сер. география, 1974, № 1, с. 18—23.

Авт.: Салищев К. А., Вышинский Д. Д., Копыл И. В. и др.

159. Романов А. И. Мезоструктура фронтальных облаков.— «Метеорология и гидрология», 1965, № 6, с. 19—23.

160. Самолетная гамма-съемка снежного покрова.— «Метеорология и гидрология», 1970, № 3, с. 83—94.
Авт.: Дмитриев А. В., Коган Р. Н., Никифоров М. В., Фридман Ш. Д.
161. Сапожников В. И. Основы прогноза стока по запасам воды в речной сети. Л., Гидрометеониздат, 1956, 104 с.
162. Симонов А. И. (ред.). Предисловие редактора к книге А. Нельсона-Смита «Загрязнение моря нефтью». Л., Гидрометеониздат, 1973, с. 1—17.
163. Сонечкин Д. М. Классификация типов ТВ изображений облачности и земной поверхности, получаемых со спутников экспериментальной системы «Метеор».— «Метеорология и гидрология», 1968, № 9, с. 3—10.
164. Сонечкин Д. М. Метеорологическое дешифрирование космических снимков Земли (количественные методы).— «Труды ГМЦ», 1972, вып. 98, 129 с.
165. Спектральная яркость облаков и объектов ландшафтов в видимом и ближнем инфракрасном участке спектра.— «Труды ГГО», 1968, вып. 221, с. 185—196.
Авт.: Чапурский Л. И., Клемин В. В., Андреева Н. И. и др.
166. Темников С. И. Использование телеинформации метеорологических спутников Земли в гидрологических целях.— «Метеорология и гидрология», 1970, № 3, с. 58—64.
167. Титов В. И. Некоторые особенности пространственно-временного распределения облачности над Афганистаном.— «Труды ВНИИ гидрометеорологической информации — МЦД», 1974, вып. 7, с. 32—50.
168. Толчельников Ю. С. Оптические свойства ландшафта. Л., «Наука», 1974, 252 с.
169. Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины. М., Госгеографиздат, 1963, с. 267—290.
170. Угрюмов А. И. О тепловом влиянии океана на атмосферную циркуляцию в Северной Атлантике.— «Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана», 1974, т. 10, № 9, с. 925—932.
171. Физика облаков. Под ред. А. Х. Хргана. Л., Гидрометеониздат, 1969, 647 с.
172. Финкельштейн М. И., Кутев В. А., Власов О. П. Радиолокационное зондирование грунтовых вод под слоем песка.— «ДАН СССР», 1974, т. 219, № 6, с. 1427—1429.
173. Хортон Р. Е. Эрозийное развитие рек и водосборных бассейнов. М., Изд. иностр. лит., 1948, 159 с.
174. Чапурский Л. И. Экспериментальные исследования спектральных яркостных характеристик облаков, атмосферы и подстилающей поверхности в интервале длин волн 0,3—2,5 мкм.— «Труды ГГО», 1966, вып. 196, с. 110—118.
175. Чекирда А. С., Яковлева Г. А. Использование спутниковой информации об уходящем излучении в целях определения зон выпадения осадков.— «Метеорология и гидрология», 1967, с. 13—20.
176. Чемеренко Е. П. О статистической структуре поля высоты снежного покрова.— «Метеорология и гидрология», 1968, № 1, с. 57—63.
177. Чижов О. П. Современные гляциологические условия северной полярной области и их изменения за историческое время.— В сб.: Материалы

глюцинологических исследований. Вып. 23. Под ред. Авсюка М., Изд. АН СССР, 1974, с. 93—99.

178. 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.

179. Швейкина В. И. Анализ гидрологических полей с помощью метода главных компонентов.— «Водные ресурсы», 1975, № 1, с. 14—19.

180. Шифрин К. С., Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Некоторые результаты измерения МВ излучения в свободной атмосфере.— «Метеорология и гидрология», 1969, № 7, с. 17—26.

181. Шифрин К. С., Черняк М. М. Поглощение и рассеяние микроволн в осадках.— «Труды ГГО», 1966, вып. 232, с. 74—82.

182. Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л., «Наука», 1969, 244 с.

183. Янутш Д. А. Микрофотометрический анализ аэрофотонизображений лесостепного ландшафта.— В сб.: Исследования оптических свойств природных объектов и их аэрофотографического изображения. Л., «Наука», 1970, с. 128—138.

184. An analysis of the Earth's resources satellite (ERTS 1) data.— „Remote sensing of environment“, 1973, v. 2, p. 273—283. Auth.: Kondratyev K. Ya., Vasilyev O. V., Grigoryev A. A., Ivanian G. A.

185. Anuta P. E., McDonald B. B. Crop surveys from multiband satellite photography using digital techniques.— „Remote sensing of environment“, 1971, v. 2, N 1, p. 53—67.

186. Application of remote sensing to hydrology. Technical progress report July 1—December 31, 1972. IBM, N 37W—00089 prepared for NASA under Contract NAS 8—1400/SA 2171. Technical Directive DS-14-25-72 MSFS DRL 008-A. Line Item, 161, March, 1973.

187. Baker D. R., McClain E. P. Some of ESSA's current efforts in satellite data application for hydrology. Proc. of 1-st International Seminar for hydrology professors.— „Progress of hydrology“, Illinois, 1969, v. 1, p. 108—125.

188. Barnes J. C., Bowley C. J. The use of environmental satellite data for mapping annual snow-extent decrease in Western United States. Final report, Contract N E-252-69 (N), 1970, Allied Research Associates, Inc., concord maps, 105 p.

189. Barnes J. C., Bowley C. J. Snow cover distribution: as mapped from satellite photography.— „Water Resources Research“, 1968, v. 4, N 2, p. 257—272.

190. Castruccio P. A., Loats H. L. The practical utilization of remote sensing technology for the management and conservation of natural resources. Part 2. Water Resources Management NASA, New York, 1974. 68 p.

191. Conover J. H. Note on the flora and snow cover distribution effecting the appearance of North-East United States as photographed by Tiros satellites.— „Monthly Weather Review“, 1965, v. 93, N 10, p. 644—646.

192. Forrester J. W. World dynamics. Cambridge, 1971. 142 p.

193. Heineman L. R., Myers V. I., Moore D. G. Snow and ice melt indicators of hydrologic conditions. Exploratory Study, Interim. technical report RSI-72-01. Remote sensing Institute Brookings South Dakote, 1972. 19 p.

194. Hope J. R. Path of neary rainfall photographed from space.— „Bull. Amer. Meteor. Soc.“, 1966, v. 47, N 5, p. 371—373.
195. Kennedy J. M. Multisensor techniques applied to hydrology.— „Space Techn. and Earth Problems“, Sci. and Techn. Ser. Amer. Astron. Sci., 1970, v. 23, p. 315—327.
196. Kennedy J. M. Microwave sensors for water management and hydrology from space. „AIAA Paper“, 1968, N 1067. 5 p.
197. Kirk T. N. A usefull synoptic representation of moisture.— „The Meteorological Magazine“, 1965, v. 94, p. 214—216.
198. Kung E. C., Briston R. A., Lenshow D. H. Study of continental surface albedo on the basis of a flight measurements and structure of the Earth's surface cover over North America.— „Monthly Weather Review“, 1964, v. 92, N 2, p. 543—564.
199. Laevastu T., Clarke L., Wolff P. M. Oceanic part pf hydrological cycle. Reports on WMO/IHD Project, Report N 11, 1969, Switzerland. 71 p.
200. McClain E. P. On the relation of satellite viewed cloud conditions to vertically integrated moisture fields.— „Monthly Weather Review“, 1966, v. 94, N 8, p. 509—515.
201. McClain E. P., Baker D. P. Experimental large-scale snow and ice mapping with composite minimum brightness charts. ESSA Technical Memorandum, NESCTM, 12, 1969. 19 p.
202. McLeod N. H. Ecological interpretation of data from „Nimbus-3“ high-resolution infrared radiometer.— „J. Geophys. Research“, 1971, v. 76, N 6, p. 1588—1594.
203. Microwave radiometric measurements of atmospheric temperatures and water from aircraft.— „J. Geophys Research“, 1972, v. 77, N 30, p. 5833—5844.
Auth.: Rozenkranz P. W., Barath P. T., Blin J. C., Johnston E. J., Lenoir W. B., Staelin D. H., Waters J. W.
204. Microwave signature of first-year and multilyered sea ice.— „J. Geophys. Research“, 1973, v. 78, N 18, p. 3564—3572.
Auth.: Gloersen P., Norberg W., Schmugge T. J., Wilheit T. T.
205. Microwave spectrometer on the „Nimbus-5“ satellite: meteorological and geophysical data.— „Science“, 1973, v. 182, N 4119, p. 1339—1341.
Auth.: Staelin D. H., Barret A. H., Waters J. W., Barath P. T., Johnston E. J., Rozenkranz P. W., Gant N. E., Lenoir W. B.
206. Moore D. G., Myers V. I., Giles W. H. Location of flowing artesian wells using thermal infrared scanner imagery. Interim. Technical Report for Geological Survey of U. S. Remote Sensing Institute, Brookings, South Dakole, 1972, 6 p.
207. Palmen E. Evaluation of atmospheric moisture transport for hydrological purposes. WMO/IHD, Report 1, 1967. 63 p.
208. Papez A. A. A remark on synoptic charting of moisture.— „The Meteorological Magazine“, 1966, v. 95, N 1128, p. 210—212.
209. Parry J. T., Turner H. Infrared photos for drainage analysis.— „Photogrammetric Engineering“ 1971, v. 37, N 10, p. 1031—1038.
210. Peixoto J. P. Pole-to pole divergence of water vapour.— „Tellus“, 1970, v. 22, N 1, p. 17—25.

211. Planet W. G. Some comments on reflectance measurements of wet soils.—"Remote Sensing of Environment", 1970, v. 1, N 2, p. 127—129.
212. Popham R. W., Samuelson R. E. Polar exploration with Nimbus meteorological satellite.—"Arctic", 1965, v. 18, p. 246—256.
213. Pouquet J. Geopedological features derived from satellite measurements in the 2,4—4,2 mkm and 0,7—1,3 mkm spectral regions. Greenbelt, 1969, 27 p.
214. Powell W. J., Copeland C. W., Drahovzoi J. A. Geological and hydrologic research through space acquired data. Deleniation of linear features and application to reservoir engineering using Apollo-9 multispectral photography. Information series 41. University Alabama, 1970.
215. Proceeding 7-th International Symposium on Remote Sensing of Environment. Ann. Arbor, Michigan, v. 1, 1972. 2360 p.
216. Proceeding 8-th International Symposium on Remote Sensing of Environment. Ann. Arbor, Michigan, v. 1, 1972. 2690 p.
217. Rabchevsky G. A. Hydrologic condition viewed by the Nimbus meteorological satellites. Proc. of the Intern. Workshop on Earth Resources Survey Systems, v. 2, Wash. D. C., 1971, p. 469—511.
218. Rasmussen J. L. Atmospheric water balance and hydrology of the upper Colorado River Basin.—"Water Resources Research", 1970, v. 6, N 1, p. 62—76.
219. Rasmussen E. H. Atmosphere water vapour transport and water balance investigation.—"Monthly Weather Review", 1968, v. 96, N 10, p. 720—734.
220. Remote sensing of soil moisture with microwave radiometers.—"J. Geophys. Research", 1974, v. 79, N 2, p. 317—323.
Auth.: Schmugge T. J., Gloersen P., Wilheit T., Geiger F.
221. Robinove C. J. Space technology in hydrologic application.—In: Proc. of the 1-st Intern. Seminar for Hydrology professors, "The progress of hydrology", 1969, v. 1, Illinois, p. 88—107.
222. Robinove C. J., Anderson D. G. Some guidelines for remote sensing in hydrology.—"Water Resources Bulletin", June 1969, v. 5, N 2, p. 10—19.
223. Rockwood D. M. Application of streamflow synthesis and reservoir regulation.—"SSARR" program to the Lower Mekong River. The use of analog and digital computers in hydrology. JASH National Committee for IHD. Tucson, Arizona, USA, 1968, p. 329—343.
224. Salomonson V. V. Nimbus 3 and 4 observation of snow and other hydrological features in the Western Himalayas.—In: Proc. Intern. Workshop on Earth Resources Survey Systems, v. 2. Wash. D. C., 1971, p. 443—448.
225. Synoptic application of infrared satellite data. Interim. Report department of Meteorology, Grant No WBG-48. University Park, Pennsylvania, 1967. 32 p.
Auth.: Brandford K., Frasch C., Huang Ch., Leithbridge M., Panofsky H., Schwald A.
226. Space age satellite brings down-to-earth results.—"Ground-water age", 1969, v. 4, N 3, p. 26—27.

227. Strong A. E., McClain E. P., Ginnis D. F. Detection of thawing snow and ice packs through the combined use of visible and near infrared measurements from Earth satellites.— „Monthly Weather Review“, 1971, v. 99, N 11, p. 828—830.

228. Symposium on significant results obtained from the ERTS-I, 1973, v. 1, p.

229. The limits to growth. New York, 1970, p.

Auth.: Meadows D. H., Meadows D. L., Ruggers J., Benrens W. W.

230. Tuller S. E. World distribution of mean monthly and annual precipitable water.— „Monthly Weather Review“, 1968, v. 96, N 11, p. 785—797.

231. Water policies for the future. Final Report to the President and the Congress of the US by National Water Comission, Wash., 1973. 579 p.

232. Wobber F. J. Environmental studies using earth orbital photographs.— „Photogrammetria“, 1969, v. 24, N 3, 4, p. 107—165.

233. Younkin R. J., La Rue J. A., Sanders F. The objective prediction of clouds and precipitation using vertically integrated moisture and adiabath vertical motions.— „J. Applied Meteorology“, 1965, v. 4, p. 3—17.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
1. Возможности аэрокосмических методов определения запасов воды в различных объектах гидросферы	10
1.1. Физические принципы дистанционных измерений гидрологиче- ских явлений	11
1.2. Дистанционные измерения влагосодержания атмосферы и запаса воды в облаках	20
1.3. Снежный и ледяной покров и определение запасов воды в снеге	31
1.4. Измерения влажности почв	42
1.5. Возможности обнаружения подземных вод	52
1.6. Термический режим и динамика гидрологических процессов	57
2. Принципы и возможности прогнозирования гидрологических яв- лений на основе аэрокосмической информации	71
2.1. Применение дистанционного зондирования для прогноза стока в США	73
2.2. Принципиальные и методические особенности моделирования стока с привлечением аэрокосмической информации	80
2.3. Прогноз снегового половодья по дистанционным данным о ди- намике таяния снежного покрова	87
2.4. Прогноз стока по динамике площадей внерусловых затоплений	92
2.5. Прогноз стока по дистанционным оценкам русловых запасов и их индикаторов	97
2.6. Определение и прогноз подземного стока по дистанционным данным	105
3. Проблемы глобальной гидрологии и спутниковая информация	114
3.1. Статистическая структура пространственно-временных полей гидрометеорологических величин и космическая информация	116
3.2. Изучение взаимодействия атмосферы и гидросферы по спутни- ковым данным	124
3.3. Возможности изучения вековых колебаний режима вод Земли	135
3.4. Принципы управления водными ресурсами и космическая ин- формация	147
Вместо заключения	159
Список литературы	168

Геннадий Павлович Калинин
Юлия Васильевна Курилова
Петр Алексеевич Колосов

КОСМИЧЕСКИЕ
МЕТОДЫ
В ГИДРОЛОГИИ

Редактор Л. П. Чепелкина. Художник В. В. Бабанов. Техн. редактор Г. В. Ивкова.
Корректор В. И. Гинцбург. ИБ № 151. Сдано в набор 13/1 1977 г. Подписано к печати 7/IV
1977 г. М-20115. Формат 60×84^{1/16}. Бум. тип. № 1. Усл. печ. л. 10,7. Уч.-изд. л. 11,64.
Тираж 1600 экз. Индекс ГЛ-203. Заказ № 48. Цена 2 р. 10 к. Гидрометеониздат. 199053.
Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.