

Роджер Г. Барри

ПОГОДА
И КЛИМАТ
В ГОРАХ



**Mountain weather
and climate**

Roger G. Barry

Methuen

London and New York

Роджер Г. Барри

Погода и климат в горах

*Перевод с английского
под редакцией
проф. А. Х. Хргиана*



Ленинград Гидрометеоиздат
1984

Перевод с английского проф. М. А. Петросянца

В книге дается краткая физико-географическая характеристика горных районов, история изучения погоды и климата в горах и организации горных обсерваторий. Рассматриваются основные факторы, формирующие погоду и климат в горах (радиация, давление, температура, ветер, осадки), местные системы циркуляции и их взаимодействие с крупномасштабными процессами, а также климатические характеристики горных районов, опасные явления погоды в горах, вопросы биоклиматологии гор.

Книга представляет интерес не только для метеорологов, климатологов и географов, но и для широкого круга альпинистов и туристов.

Оглавление

<i>Предисловие к русскому изданию</i>	8
<i>Предисловие</i>	10
<i>1 Горы и изучение их климата</i>	12
А Введение	—
Б Характеристики горных областей	13
В История исследования погоды и климата гор	16
Г Изучение климата и погоды гор	21
<i>2 Географические факторы, влияющие на распределение метеорологических элементов в горах</i>	29
А Широта	—
Б Высота	33
1 Давление и плотность воздуха	—
2 Парциальное давление водяного пара	34
3 Солнечная радиация	37
4 Инфракрасная радиация	45
5 Радиационный баланс	47
6 Температура	48
7 Ветер	59
В Топография	66
1 Эффекты масштаба	—
2 Влияние рельефа	69
3 Склон и ориентация	72
4 Топо- и микроклиматы	80
<i>3 Системы циркуляции, связанные с орографией</i>	94
А Динамическая деформация	—
1 Влияния планетарного масштаба	—
2 Влияния синоптического масштаба	96
3 Локальная деформация воздушного потока	104
4 Нисходящие ветры	120

Б	Ветры, вызванные термической неоднородностью подстилающей поверхности	136
	1 Ветры склонов	—
	2 Горио-долинные ветры	143
	3 Взаимодействия регионального масштаба	151
В	Модели орографического поля ветра	156
4	<i>Климатические характеристики горных районов</i>	160
А	Баланс энергии	—
Б	Температура	167
	1 Профиль на склоне	—
	2 Теплые пояса	171
В	Облачность	174
Г	Осадки	182
	1 Процессы выпадения осадков	—
	2 Высотные характеристики	187
	3 Оценка орографической составляющей	191
	4 Снегопады и снежный покров	193
	5 Теоретические модели орографических осадков	196
	6 Проблемы наблюдений	203
Д	Другие гидрометеоры	213
	1 Туман	—
	2 Осадки из тумана	215
	3 Гололед	217
	4 Осаждение на горизонтальных поверхностях	220
	5 Низовая метель и поземок	221
Е	Испарение	227
	1 Процессы и методы вычислений	—
	2 Испарение и водный баланс	231
5	<i>Региональные климатические характеристики</i>	240
А	Горы экваториальной Новой Гвинеи	—
Б	Гималаи	243
В	Ахагар — горы субтропической пустыни	250
Г	Скалистые горы в Колорадо	253
Д	Альпы	258
Е	Приморские горы Великобритании	267
Ж	Субполярные горы Св Ильи на Аляске и Юконе	272
6	<i>Горная биоклиматология</i>	278
А	Биоклиматология человека	—
	1 Физиологические факторы и симптомы	—
	2 Одежда	284
	3 Адаптация	—
Б	Опасные явления погоды	288
	1 Молния	—
	2 Снежные лавины	291

В	Загрязнение воздуха в долинах	293
I	Условия атмосферной диффузии на пересеченной местности	294
7	<i>Изменения горных климатов</i>	299
А	Данные наблюдений	—
Б	Значение изменения климата в горах	303
	<i>Благодарности</i>	305
	<i>Предметный указатель</i>	306

Предисловие к русскому изданию

Книга известного американского ученого Р. Г. Барри «Погода и климат в горах» представляет собой единственную удачную попытку написать монографию по горной метеорологии и климатологии на основе широкого географического обобщения. Публикуя перевод книги Барри, мы полагаем, что он заполнит пробел, уже много лет существующий в метеорологической литературе. Этот пробел особо чувствителен для тех специалистов, которым необходимо иметь целостное представление о горной метеорологии, не ограниченное, скажем, моделями обтекания рельефа или статистическими таблицами температуры, осадков и т. п.

В своей работе автор использовал обширнейшую литературу о горах на многих языках, в том числе на русском. Он дал наглядное и живое описание (хотя не всегда должным образом систематизированное) как типичных, так и исключительных черт горного климата. Особенно важно, что при анализе огромного разнообразия данных наблюдений, Барри исходит из того положения, что влияние гор проявляется в атмосфере тройко — горы воздействуют на синоптические системы, на температуру, осадки и климат в целом и на мозаику микроклиматов малых форм рельефа (масштаба сотен метров), которая находит свое выражение, например, в различиях альбедо, поле радиации, переносе и переотложении снега и т. д. Такая систематизация очень полезна метеорологам, в том числе синоптикам, так как она позволяет тесно увязать решенные стоящих перед ними задач с изучением сложного мира гор.

С самого начала, как бы бросая вызов климатологам, Барри приводит (см. рис. 1.2) карту многочисленных горных областей Земли и тем самым заново приглашает климатологов к их подробному изучению. В книге описан режим отдельных метеорологических элементов разнообразных горных районов — от малоисследованной пока Новой Гвинеи до Аляски и от невысоких (но привлекающих многих скалолазов) гор Шотландии до Гималаев. При этом автор использует как данные многолетних наблюдений, какие имеются, например, для Альп, так и данные экспеди-

ций, например в горах Сахары, а также собственные записи, сделанные им, в частности, на Баффиновой Земле. Приведен и ряд данных о Кавказе и горах Средней Азии.

Приемы описательной и физической климатологии использованы в книге очень успешно. Эмпирические формулы зависимостей между элементами климата удачно сочетаются с формулами, полученными из моделей обтекания и радиационного баланса, однако гидродинамические представления не превращаются в схемы, под которые следует подгонять явления природы.

Немного места Барри отвел и проблеме адаптации человека к горному климату, занимающей сейчас умы альпинистов. Очень важно, что он различает кратковременную и долгосрочную адаптацию, в этом направлении, вероятно, должно развиваться в будущем изучение горной болезни.

В книге также затронуты две проблемы современности — загрязнение атмосферы и изменение климата. Автор напоминает, что горная атмосфера очень нуждается в защите — и потому, что туристы приходят в горы именно в поисках свежего воздуха, и потому, что их многочисленность и перенаселение в свою очередь ведут к загрязнению окружающей среды, даже в Гималаях.

Проблема изменений климата приобретает в книге своеобразную постановку. Автор считает, что исследователь гор может быть активным помощником климатолога. Наблюдения альпиниста, нередко видящего своими глазами следы прежнего отступления или наступания ледников (см. рис. 7.2) или изменения верхней границы леса, могут рассказать о колебаниях климата, возможно, даже больше, чем данные, отыскиваемые климатологом в таблицах старых метеорологических наблюдений.

Книга Барри привлечет, вероятно, интерес широкого круга читателей, изучающих явления атмосферы, а также тех, кто пользуется данными об этих явлениях.

А. Х. Хргиан

Предисловие

Как это ни удивительно, несмотря на почти столетнюю историю исследований погоды и климата гор, до сих пор не написана обобщающая книга по этому предмету. В Великобритании и Северной Америке после потока работ на горных обсерваториях в начале века интерес к этому предмету начал убывать, и вся область горных исследований была оставлена альпийским странам Европы. Поэтому значительный объем метеорологической литературы фактически неизвестен большинству ученых, говорящих на английском языке. Хотя У. М. Дейвис, писавший о горной метеорологии в 1887 г., смог воспользоваться только что опубликованной на немецком языке книгой Юлиуса Ганна, сегодня очень немногие научные работники англоязычных стран обладают такими лингвистическими способностями.

Впервые интерес к горной природе пробудился у меня во время длительных прогулок, которые я совершал в отрочестве по Пеннинским горам в северной Англии и позже в Сноудонии и области Лейк-Дистрикт. Всерьез я заинтересовался этим предметом, когда в 1968 г. приехал в Институт арктических и горных исследований Колорадского университета (ИНСТААР). К тому времени уже было накоплено достаточное количество данных климатологических наблюдений на нескольких организованных Институтом на Передовом хребте станциях, но еще не была начата их метеорологическая интерпретация. Хотя тогда мои главные научные интересы были сосредоточены на проблемах климата Арктики и климатических изменений, давно владевшее мною желание глубже изучить климаты горных районов постепенно обрело форму. Дальнейшим стимулом было то, что в 1975 г. я в течение двух недель работал на г. Вильгельм в Папуа — Новой Гвинее и на кафедре биогеографии и геоморфологии Австралийского национального университета, где продолжительное время изучал горные климаты Новой Гвинее.

В Северной Америке интерес метеорологов к горам сосредоточен почти исключительно на теоретических проблемах характеристик воздушного потока в горах и засевания орографических

облаков. В иностранной литературе заметен более широкий диапазон интересов. Я не пытался дать теоретическое изложение предмета, поскольку для многих вопросов оно еще преждевременно. Моим стремлением было создать книгу, полезную как для тех, кто специализируется по климатологии, так и для ученых смежных дисциплин: ботаников, лесоводов, гляциологов и гидрологов, интересующихся явлениями, связанными с горами. Сначала излагаются сведения о таких влияющих на метеорологические элементы факторах, как широта, высота и топография, затем описывается атмосферная циркуляция, связанная с орографией. Следующая глава посвящена описанию климатических характеристик, изменяющихся под влиянием циркуляционных систем или основных управляющих факторов, или иных сложных взаимодействий. Далее приводится описание нескольких важных случаев исследований климатов горных районов различных широтных зон. Затем рассматриваются вопросы биоклиматологии, и, наконец, кратко обсуждаются изменения климата в горах.

Помощь многих лиц позволила мне осуществить задуманное. Однако особую признательность я хотел бы выразить моему коллеге д-ру Джеку Айвсу, директору ИНСТААР, за постоянный интерес к моей работе и, главным образом, за пробуждение интереса к предмету; д-рам А. Бразеллу, Р. Ф. Гроверу, М. Маркусу, У. Радоку и Дж. Хею за ценные замечания и предложения по тексту; многим друзьям и коллегам, которые предоставили мне экземпляры своих публикаций и, в особенности, д-ру Ф. Лаушеру из Вены и д-ру Ф. Флири из Инсбрука; Мэрилин Джоэл за подготовку многих рисунков и Ненси Хенсал и Джону Адамсу за дополнительную помощь на завершающих стадиях, Лауре Кох и Маргарет Стрех за подготовку машинописного текста, а также Джанис Прайс и Мэри-Энн Кернан из издательства Метьюэн за их терпение и редакторскую помощь. Наконец, без поддержки и понимания со стороны моей семьи на протяжении долгих часов написания книги она, конечно, все еще была бы лишь замыслом: им — Валери, Рейчел и Кристине — эта книга посвящается.

Роджер Г. Барри
Колорадский университет,
Боулдер,
август 1980 г.

1 Горы и изучение их климата

А Введение

С давних пор горы вызывали у людей благоговение. Греки верили, что Олимп — пристанище богов, скандинавы считали Ютунхеймен домом Ютунов, ледовых великанов, а тибетцы называли Джомолунгму богиней снегов. Божества ассоциировались со многими горными вершинами: Сенгем Сама с Фудзиямой (3778 м)¹ в Японии и Шива и Парвати с Кайласом (6713 м) в Тибете, в других местностях горы отождествлялись со злыми духами — к примеру горы Ле-Дьяблере («Дьяволята») в швейцарском кантоне Вале. Возможно, это двойственное отношение к горам отражает контраст спокойствия и опасности, с которыми попеременно сталкиваешься в горах. Климатологические особенности гор, главным образом связанные с ними формы облаков, представлены многими названиями и местными выражениями. Увидев издали горные цепи Новой Зеландии, древние маори назвали эту землю Аотероа — «длинное белое облако». В южной Африке хорошо известна «облачная скатерть» Столовой горы, которая часто покрывает ее, как шапка. Связанные с горами системы ветров также получили много специальных названий, причем некоторые из них теперь широко известны, например фён, чинук, бора, а другие употребляются только местными жителями.

Сегодня величественный пейзаж горных массивов привлекает любителей развлечений и дикой природы. Горные области представляют собой главные водосборные бассейны, накапливающие воду для потребления и производства электроэнергии, в них часто сохраняются большие лесные массивы, а иногда здесь можно найти ценные минеральные ресурсы. Погода гор часто сурова даже летом, она создает опасности для неосторожных посетителей, а высоко в горах влияние высоты над уровнем моря может привести к серьезным физиологическим нарушениям. Несмотря на

¹ Значения некоторых высот гор, не совпадающие с нашими данными, сохранены в тексте.— *Прим. ред.*

важность этих явлений и на тот факт, что горные области занимают 20 % земной поверхности, метеорология большинства горных районов мало изучена. Метеорологические станции малочисленны и располагаются преимущественно в удобных и доступных местах, часто в долинах, а не там, где это необходимо для получения репрезентативных данных о климате.

Изучением климата горных областей занимаются биологи, интересующиеся определенными экологическими задачами, гидрологи, нуждающиеся в оценке снегового стока, и реже — метеорологи. Поэтому большая часть существующей информации о климате гор разбросана по научной литературе и часто рассматривается лишь в связи с конкретной локальной задачей. Цель этой книги — обобщить существующие знания о погоде и климате в горах. В первой ее части рассматриваются основные климатические и метеорологические явления в горах, а во второй — специальные приложения горной климатологии и метеорологии. С помощью общих климатических принципов может быть также обеспечена основа для оценки диапазона условий, с которыми можно столкнуться в малоизученных горных районах.

Б Характеристики горных областей

Определения горных областей неизбежно произвольны. Как правило, между горами и возвышенностями не делается ни качественных, ни даже количественных различий. В Северной Америке обычно считается, что высота 600 м и больше над уровнем окружающей местности отличает горы от возвышенностей [64]. Такая высота уже достаточна для того, чтобы создать вертикальные различия климатических элементов и растительного покрова. Финч и Треварта [17] предложили использовать уровень 1800 м в качестве критерия для выделения гор типа сьерры. В своем опыте рациональной классификации Тролля [65] выделил «высокогорье», при этом он опирался на характерные черты ландшафта и наиболее важными из них считал верхнюю границу леса, снеговую линию эпохи плейстоцена (когда возникли ледниковые формы рельефа) и нижнюю границу перигляциальных процессов (солифлюкции и т. д.). Очевидно, что все эти особенности связаны с результатами воздействия прошлого или настоящего климата и с микроклиматическими условиями близ уровня земли.

По критериям Тролля нижняя граница высокогорья в северной Скандинавии проходит на высоте несколько сот метров над уровнем моря, в центральной Европе — 1600—1700 м, в Скалистых горах на 40° с. ш. — примерно 3300 м и в экваториальной cordillere Анд в Южной Америке — 4500 м (рис. 1.1). В засушливой Центральной Азии, где леса отсутствуют и снеговая линия поднимается выше 5500 м, единственный возможный критерий — рельеф.

Подход Тролля возник из-за различий немецких обозначений высоких горных хребтов (*Hochgebirge*), таких, как Альпы и Татры,

и низких и пологих средних гор (*Mittelgebirge*), к которым относятся Исполиновые горы и Вогезы. С климатологической точки зрения этот подход не совсем верен, поскольку, хотя высотная граница и изменяется с широтой так, что позволяет выделить альпийский пояс и его биоту [3], именно высота над уровнем моря определяет большинство особенностей горных климатов.

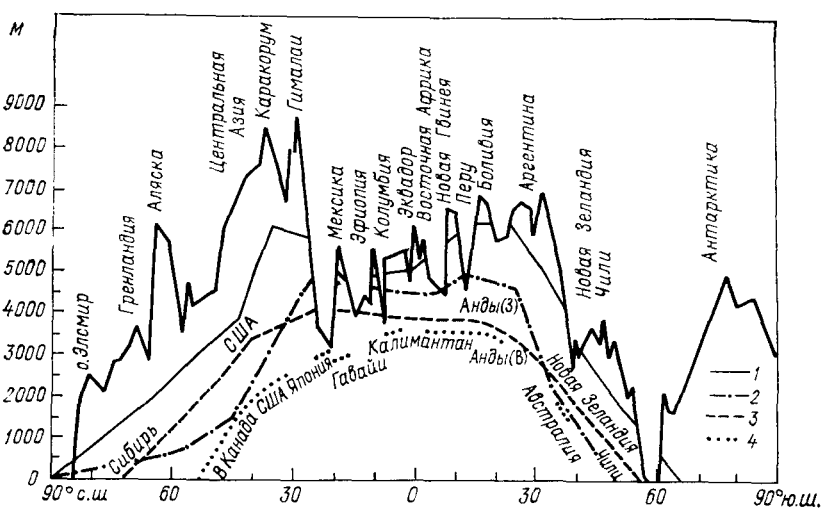


Рис. 1.1. Схематический вертикальный разрез высочайших вершин. (Из [3].)
 1 — наибольшая высота снеговой линии, 2 — наименьшая высота снеговой линии, 3 — наибольшая высота верхней границы леса, 4 — наименьшая высота верхней границы леса.

Основное внимание в этой книге уделяется влиянию высоты гор, однако так как изменения воздушных потоков, обтекающих даже сравнительно скромные топографические препятствия, вызывают важные различия между климатами возвышенностей и низин, затрагиваются и эти вопросы.

Площадь, занятая на Земле горами, была недавно заново определена Луисом [39]. Его оценки площади горных стран и плоскогорий приведены в табл. 1.1.

Таблица 1.1 Площади гор и нагорий на земном шаре. По [39]

Высота (м)	Горы	Нагорья (10 ⁶ км ²)	Отношение площади гор к площади равнин (%) ²
3000 ¹		6	4,0
2000—3000	4	6	2,7
1000—2000	5	19	3,4
0—1000	15	92	10,1
Всего	30	117	20,2

¹ Все территории выше 3000 м.
² Общая поверхность суши равна примерно 149 млн км² (без океанических островов площадью 2 млн. км²).

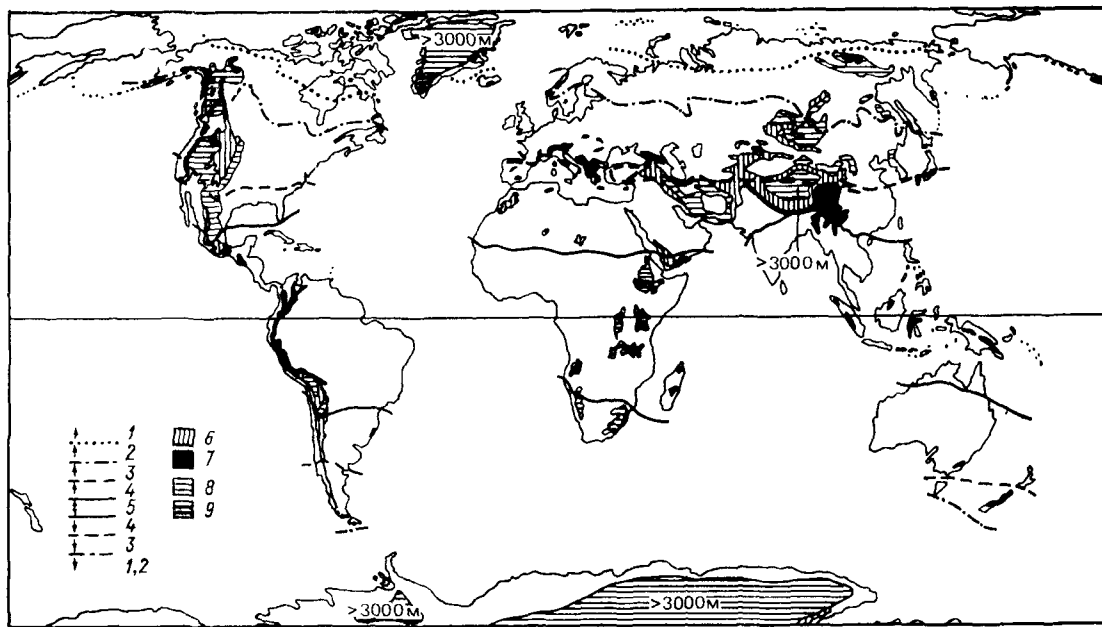


Рис. 1.2. Альпийские и высокогорные зоны и их климатические характеристики. (По Н. Крейтцбергу, из [28].)

Климатические районы: 1 — полярный, 2 — субполярный, 3 — умеренный, 4 — субтропический, 5 — тропический. Климаты гор и возвышенностей: 6 — горы сухого климата (>2000 м, 0–5 месяцев с дождем), 7 — горы влажного климата (>2000 м, 5–12 месяцев с дождем), 8 — возвышенности сухого климата (1200–3000 м, 0–5 месяцев с дождем), 9 — возвышенности влажного климата (1200–3000 м, 5–12 месяцев с дождем). Возвышенности >3000 м отмечены.

Главные горные хребты и высокогорные области мира и их распределение по климатическим зонам указаны на рис. 1.2. Кордильеры на западе Северной и Южной Америки являются наиболее вытянутыми в меридиональном направлении горными хребтами. Наиболее протяженными с запада на восток хребтами являются Гималаи и прилегающие к ним цепи гор Центральной Азии. Нужно упомянуть также обширное нагорье, высота которого превышает 3000 м, в Тибете и еще более громадные ледяные плато в Гренландии и Антарктиде. Все эти районы имеют большое значение для погоды и климата во всех масштабах вплоть до общей циркуляции атмосферы. В то же время высокие, отдельно стоящие вулканические пики, которые встречаются в восточной Африке и в других местах, оказывают влияние главным образом на локальную погоду и климат.

В История исследования погоды и климата гор

Научное исследование условий погоды в горах не привлекало большого внимания до середины XIX в., хотя о зависимости метеорологических элементов от высоты было известно уже давно. Уменьшение давления с высотой было доказано в сентябре 1648 г., когда Флорен Перье по просьбе Блеза Паскаля измерил давление с помощью простой торричеллиевой вакуумной ртутной трубки у основания и на вершине г. Пюи-де-Дом во Франции. В августе 1787 г. О. Б. Соссюр, опытный альпинист, во время подъема на Монблан провел наблюдения относительной влажности, используя изобретенный им волосной гигрометр [14]. В июле 1788 г. Соссюр вместе со своим сыном провел серию метеорологических наблюдений через каждые два часа на г. Коль-дю-Жеан (3360 м) около Монблана. Одновременно в Шамони (1050 м) и Женеве (375 м) выполнялись сравнительные наблюдения. Полученные данные дали Соссюру возможность изучить вертикальный температурный градиент и его суточные изменения. Его оценка величины градиента близка к той, которую сделал Юлиус Ганн сто лет спустя. В своих трудах Соссюр рассмотрел теории XVIII в. о причинах низких температур в горах и подошел ближе к современной точке зрения, чем большинство физиков его времени [2]. Кроме того, он пытался измерить изменения испарения и цвета неба с высотой и интересовался многочисленными другими явлениями погоды гор и изменениями самочувствия людей в зависимости от высоты. Его по праву можно считать «первым горным метеорологом».

С 50-х годов XIX в. метеорологические наблюдения в горах становятся систематическими, причем часто проводятся в связи с астрономическими исследованиями, как, например, на влк. Тейде (Канарские острова) [59]. В США первые подробные наблюдения были сделаны летом в 1853—1859 гг. на г. Вашингтон, штат Нью-Гэмпшир (1915 м) [63]. Вскоре после этого Сиг-

нальной службой США были основаны постоянные обсерватории — на г. Вашингтон в 1870 г. и на г. Пайкс-Пик (штат Колорадо, 4311 м) в 1874 г. [57]. Наблюдения проводились также летом 1873 г. на г. Митчел, штат Северная Каролина (1046 м) [27]. В Европе аналогичное развитие наблюдений началось в соответствии с предложением, выдвинутым Ганном на Втором международном метеорологическом конгрессе в Риме (1879 г.). В наиболее крупных европейских странах были открыты наблюдательные станции [55, 56], особенно в Альпах, где многие из них работают до сих пор. На фотографии 1 изображена эффектно расположенная обсерватория Зоннблик (Австрия, 3100 м). Перечень основных горных обсерваторий/метеорологических станций с указанием их местоположения и лет работы дан в табл. 1.2.

После первоначального периода энтузиазма в деле сбора данных о погоде в горах интерес к горным наблюдениям и обсерваториям в США ослабел в связи с рядом возникших проблем [63]. Телеграфные линии технически было трудно обслуживать, а с другой стороны, данные горных станций практически не могли использоваться в синоптическом анализе карт погоды, который основывался в то время почти исключительно на наблюдениях погоды у поверхности земли. Обсерватории на г. Вашингтон и на г. Пайкс-Пик были закрыты Бюро погоды в 30-х годах XIX в., а в Шотландии в 1904 г. из-за недостатка средств та же участь постигла обсерваторию на г. Бен-Невис [47]. В связи с изучением верхних слоев атмосферы значение таких обсерваторий снова возросло в 30-х годах нашего века, когда начала создаваться сеть современных аэрологических станций [5]. Например, на г. Эванс, штат Колорадо, стали проводить измерения общего содержания озона и новые определения ультрафиолетовой радиации [61]. Горные станции могут работать в любых погодных условиях и на них можно круглосуточно проводить наблюдения, тогда как зондирования производятся обычно только дважды в день и иногда при неблагоприятных погодных условиях отменяются совсем. Подобные соображения, в частности, привели к тому, что обсерватория на г. Вашингтон была восстановлена во время Международного полярного года и продолжает свою работу по сей день [58]. Единственная открытая в последнее время обсерватория расположена на Мауна-Лоа [49]; она приобрела важное значение как станция, ведущая наблюдения за интенсивностью солнечной радиации и концентрацией атмосферных газов. Обсерватория Цугшпитце в ФРГ служит базой для исследования аэрозолей, атмосферного электричества и изучения радиоактивности [54], а обсерватория Вейсфлуйох в Швейцарии — для исследования снега [74].

В других областях мира данные о погоде гор первоначально собирались с помощью геодезических отрядов, таких, например, как отряд в Гималаях [26], или во время экспедиций, подобных экспедиции Гарвардского университета в Перуанские Анды в 1893—1895 гг. [1]. Таких научных экспедиций было много,

Таблица 1.2 Главные горные обсерватории

Название	Страна	Координаты	Высота ³ (м)	Время наблюдений	Источник
<i>Азия</i>					
Влк. Фудзияма	Япония	35°21' с. ш., 138°44' в. д.	3716	1888—1931 (лето), 1932—	[21] ⁴
Мэйсянь	Китай	29 28 с. ш., 103 41 в. д.	3383	1932—33	[36]
<i>Европа</i>					
Фанарокен ¹	Норвегия	61 31 с. ш., 7 в. д.	2062	1932—	[60]; [41] ⁴
Бен-Невис	Шотландия	56 48 с. ш., 5 0 з. д.	1343	1893—1904	[6, 7, 8, 9] ⁴ [23], [47] ⁴
Броккен ¹	ГДР	51 48 с. ш., 10 37 в. д.	1142	1895—	
Фихтельберг ¹	ГДР	50 26 с. ш., 12 57 в. д.	1213	1891—	[48] ⁴
Слешка ¹	Польша	50 44 с. ш., 15 44 в. д.	1603	1881—	[25]
Хознейссенберг ²	ФРГ	47 48 с. ш., 11 01 в. д.	989	1781—	[22] ⁴
Цугшпитце ²	ФРГ	47 25 с. ш., 10 59 в. д.	2962	1900—	[24] ⁴
Зоннблик ²	Австрия	47 03 с. ш., 12 57 в. д.	3106	1886 —	[29]; [62] ⁴
Хох-Обир ²	Австрия	46 30 с. ш., 14 29 в. д.	2044	1847—1943	[40]
Зентис ²	Швейцария	47 15 с. ш., 9 20 в. д.	2500	1882—	
Юнгфрауях ¹	Швейцария	46 33 с. ш., 7 58 в. д.	3577	1923—	[42] ⁴
Давос (Вейсфлуйох)	Швейцария	46 50 с. ш., 9 49 в. д.	2540	1936—	[74]; [78]
Белашница	Югославия	43 42 с. ш., 18 15 в. д.	2067	1895—1915	[20]
Монблан	Франция	45 50 с. ш., 6 52 в. д.	4359	1887—1893 (лето)	[72]; [23]; [66] ⁴

Пик-дю-Миди-де-Бигорр ¹	Франция	42 56 с. ш., 0 08 в. д.	2860	1881→	[30]; [10]
Пюи-де-Дом	Франция	45 47 с. ш., 2 57 в. д.	1467	1878→	[75]
Этна	Италия	37 44 с. ш., 15 0 в. д.	2950	1892—1906	[46]
Изанья ²	Тенерифе	28 18 с. ш., 16 30 з. д.	2367	1915→	[67]; [35]
Олимп	Греция	40 03 с. ш., 22 21 в. д.	2817	1963 (лето)→	[38], [32]
<i>Северная Америка</i>					
г. Вашингтон	США, штат Нью-Гэмпшир	44 16 с. ш., 71 18 з. д.	1915	1870—1892; 1932→	[63] ⁴ ; [58]
г. Пайкс-Пик	США, штат Колорадо	38 50 с. ш., 105 02 з. д.	4311	1874—1888; 1892—1894	[68]
Ликская обсерватория (г. Гамильтон)	США, штат Калифорния	37 20 с. ш., 121 38 з. д.	1283	1880→	[51] ⁴
Мауна-Лоа	США, штат Гавайи	19 32 с. ш., 155 35 з. д.	3399	1959→	[49]; [45] ⁴
<i>Южная Америка</i>					
Влк. Мисти	Перу	16 19 ю. ш., 71 23 з. д.	5822	1893—1895	[1] ⁴
Корридо-де-Кори	Аргентина	25 06 ю. ш., 68 20 з. д.	5100	1942	[44]
Кристо-Редентор ²	Аргентина	32 50 ю. ш., 70 05 з. д.	3800	1935→	[50]
Коллауаси	Чили	21 0 ю. ш., 68 45 з. д.	4810	1914—1915	[36]
Чукикамата	Чили	21 07 ю. ш., 68 31 з. д.	2710	1914—1915	[36]

¹ Годовые значения метеорологических параметров для этих станций приведены в [43], где, кроме того, можно найти список литературы (в большинстве случаев за период 1931—1960 гг.).

² Годовые значения метеорологических параметров для этих станций приведены в [11—13, 69—71].

³ Где возможно, высота приводится по самым последним опубликованным данным. В различных источниках высоты могут отличаться на несколько метров; иногда это отличие обусловлено скорректированной высотой барометра.

⁴ В этих источниках, как правило, описаны место и история основания. В большинстве случаев в них также можно найти и таблицы данных.



Фото 1. Обсерватория Зоннблик летом (Иозеф Ланхардт, Хёршинг, Австрия)

причем некоторые из них создавались специально для решения метеорологических задач. В этих экспедициях делались первые попытки определения солнечной радиации на верхней границе атмосферы (см. с. 37) Дополнительно климатические данные собирались со многих станций второго разряда или вспомогательных станций во всех горных районах мира Согласно Лаушеру [34], в мире существует около 20 станций, расположенных выше 2000 м, где имеются многолетние данные наблюдений (климатические нормы опубликованы за 1931—1960 гг) Однако некоторые из них расположены на высокогорных плато, на горных перевалах или в высокогорных долинах Существует более 200 высокогорных станций с более короткими периодами наблюдений

Лучше всего изученные в метеорологическом отношении горные районы — это, несомненно, Альпы (см., например, [4, 18, 19]), а меньше всего — горные системы Центральной Азии и Анд. В последние годы метеорологические исследования выполняются в различных областях, таких, как Кавказ, горы Св Ильи (Юкон) и г. Вильгельм (Папуа — Новая Гвинея). Начиная с 1950 г. в Европе каждые два года проводятся конференции по альпийской метеорологии (итоги первых шести конференций см в [33]), специальные вопросы погоды и климата гор рассматриваются и на других симпозиумах [53, 76]. Широкий интерес, который проявляется к явлениям, возникающим в воздушных течениях при обтекании Альп, — подветренному циклогенезу, локальным ветрам, горному трению и эффектам различного нагревания, — привел к организации Альпийского эксперимента (АЛЬПЕКС) как части Программы исследований глобальных атмосферных процессов (ПИГАП) Расширенная программа наблюдений и последующий анализ должны существенно пополнить и углубить наши знания о явлениях в этой области и в горах в целом

Г Изучение климата и погоды гор

Изучение климата и погоды гор затрудняется тремя обстоятельствами. Во-первых, многие горные области отдалены от основных центров человеческой деятельности, и поэтому ученые часто пренебрегают их изучением. Эта проблема усугубляется труднодоступностью горных районов, что обуславливает трудности установки и обслуживания метеорологических станций Во-вторых, природа горной территории порождает такое множество местных условий, что любая станция будет репрезентативной только для ограниченного числа мест. В-третьих, при выполнении стандартных наблюдений погоды на горных станциях приходится сталкиваться с серьезными трудностями Некоторые аспекты двух последних вопросов заслуживают тщательного рассмотрения.

При традиционном подходе к климатическому описанию используют многолетние данные наблюдений, охватывающие промежуток времени 30 лет и более в репрезентативном для данной

«региональной» окружающей среды месте. Станции обычно располагаются на открытых местах, удаленных от зданий и других препятствий, оказывающих влияние на воздушный поток. В горах же приходится учитывать по крайней мере три типа ситуаций — вершина, склон и дно долины, — не говоря уже об ориентации склона, угле его наклона, топографической закрытости и неровностях местности малого масштаба. Эти факторы вынуждают либо иметь плотную сеть станций, либо выработать какой-то другой подход к описанию климата гор. В будущем наилучшее решение этой проблемы сможет обеспечить использование наземного и спутникового дистанционного зондирования совместно с интенсивным изучением случаев отдельных явлений погоды. Трудности в проведении измерений обусловлены в общем суровой горной погодой, характеризующейся во многих местах частыми сильными ветрами и большим количеством атмосферных осадков, выпадающих в виде снега. С этой точки зрения эти трудности аналогичны тем, которые возникают в полярных областях, однако существуют и специфические проблемы, связанные, например, с частым появлением облаков на уровне станции. Местная топография тоже может быть причиной нерепрезентативных наблюдений, по крайней мере для некоторых элементов и при определенных направлениях ветра. Для обсерватории Цугшпитце этот вопрос обсуждался Кютнером [31] и Рейхелем [52].

Описание климата гор должно основываться на двух соображениях. Каково назначение каждого конкретного описания? Что может быть доступным для исследования с точки зрения имеющейся технологии и средств, в том числе уже накопленных знаний? На современном этапе описание горных климатов производится через изучение специальных мезо- и микромасштабных метеорологических явлений, которые наблюдаются в горных областях. Иными словами, исследуется, каким образом горы вызывают характерные погодные и климатические режимы и какова их природа.

Горы тройко воздействуют на погоду в окрестностях. Во-первых, благодаря динамическим и термодинамическим процессам наблюдается существенная модификация синоптических систем погоды или воздушных потоков в значительном слое атмосферы. Во-вторых, наблюдается периодическое возникновение характерных региональных условий погоды, в том числе систем ветров, облачности и режимов осадков, вызываемых динамическими и термодинамическими процессами. Оба этих важнейших воздействия имеют место, когда горные хребты обширны по ширине и высоте и не перерезаны глубокими поперечными долинами и перевалами. Оба этих фактора круглый год содействуют формированию горного климата, хотя каждый из них действует при определенном типе синоптических ситуаций. Например, термические режимы ветра лучше всего развиваются при незначительных градиентах давления и безоблачном небе. Третий тип воздействия гор является результатом различий склонов и их ориентации. Он проявляется главным образом в локальном масштабе (от десятков до сотен метров)

и формирует мозаику топоклиматов. Однако в случае систем склоновых и долинных ветров этот тип может проявляться в региональном масштабе и создавать многие сходные друг с другом системы климатических распределений в больших горных массивах, таких, как Гималаи.

Вопрос о том, что доступно для исследования, имеет как практический, так и научный аспект. Обычные сети информационных метеорологических станций предназначены для описания синоптических погодных систем и региональных климатических условий (в масштабе 100 км и более), но в горах синоптические системы сильно видоизменяются вследствие влияния топографии. Кроме того, местные различия углов наклона склонов и их ориентации

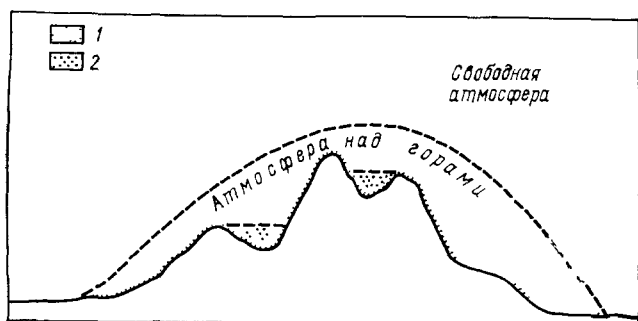


Рис. 1.3. Атмосфера над горами. (По [16].)

1 — атмосфера склонов, 2 — атмосфера долин

вызывают большие неоднородности в локальных климатических условиях, поэтому само понятие «региональный горный климат», по-видимому, теряет смысл и значение. Типичные интервалы климатических элементов, порождаемые определенными топографическими ситуациями, разумнее описывать в зависимости от наблюдающегося воздушного потока и с учетом определяющего влияния высоты, широты и континентальности данного района.

Экхарт [15, 16] предложил подразделять атмосферу в горах на атмосферу склонов (мощностью в несколько сотен метров), атмосферу долин, зависящую от преобладающей в ней циркуляции, вызванной термическими причинами, а в обширных горных хребтах — и на «атмосферу над горами», где воздушные потоки и погодные системы испытывают большие изменения (рис. 1.3). За ее пределами начинается «свободная атмосфера». Однако в случае изолированных пиков наблюдается значительное перемешивание воздуха склонов со свободной атмосферой, и более обширная «атмосфера над горами» может не существовать. Более того, степень, с которой может быть сделано разделение по Экхарту, зависит от сезона и особенно от крупномасштабного

синоптического поля давления. При незначительных градиентах атмосферного давления и ясной погоде атмосферы склонов и долин могут быть отделены от окружающей атмосферы, тогда как в сильных воздушных потоках и облачных условиях единственными отличительными особенностями являются механические эффекты, связанные с закрытостью.

Йосино [77] попытался создать аналогичное климатическое районирование для холмистых территорий. По системе Йосино между локальным (топоклимат) и макроклиматом вводится мезоклиматический масштаб и возвышенности отличаются от низменностей в определенной иерархии этого масштаба. Однако

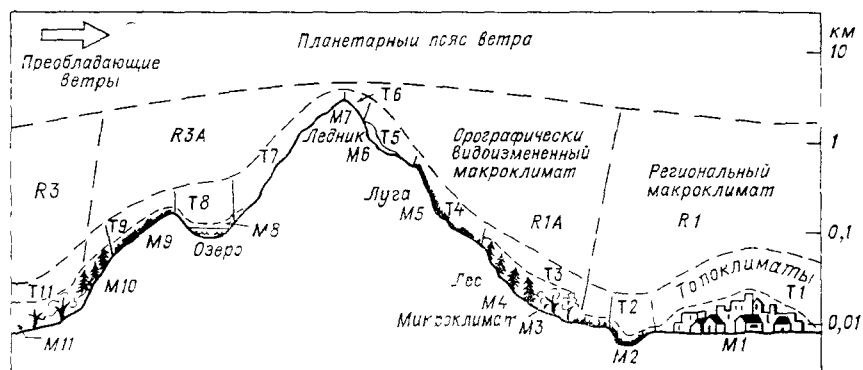


Рис. 14. Масштабы климатических зон в горных областях. (По [77].)

Граница между орографически видоизмененными макроклиматами R1A и R3A меняется в зависимости от сезона и синоптических условий

известные эффекты высоты наводят на мысль, что это районирование, вероятно, неприменимо. Использование мезоклимата также может ввести в заблуждение¹. На рис. 1.4 мы попытались обобщенно представить определяемые уровни климатического районирования в больших горных областях, частично основываясь на идеях Йосино. Горный климат изолированных пиков или более мелких элементов рельефа, видимо, лучше всего рассматривать как вариант топоклимата определенного регионального (макро-) климата.

В следующих главах влияние гор на погоду и климат обсуждается сначала с точки зрения основных географических факторов, определяющих метеорологические элементы, а затем в терминах динамических и термодинамических воздействий горных преград на системы погоды и на воздушные потоки.

¹ По-видимому, предпочтительнее ограничить его использование климатологией погодных систем мезометеорологического масштаба.

Список литературы

1. Bailey, S. I. (1908) 'Peruvian meteorology: Observations made at auxiliary stations, 1892—1895,' *Ann. Astron. Obs. Harvard Coll.*, 49(2), 104—232.
2. Barry, R. G. (1978) 'H. B. de Saussure: the first mountain meteorologist,' *Bull. Am. Met. Soc.*, 59, 702—5.
3. Barry, R. G. and Ives, J. D. (1974) 'Introduction,' in J. D. Ives and R. G. Barry (eds) *Arctic and Alpine Environments*, pp. 1—13, London, Methuen.
4. Bénévent, E. (1926) 'Le climat des Alpes Françaises,' *Mémorial de l'Office National Météorologique de France*, 14.
5. Bjercknes, J. et al. (1934) 'For mountain observatories,' *Bull. Am. Met. Soc.*, 15, 993—4.
6. Buchan, A. (1890) 'The meteorology of Ben Nevis,' *Trans. R. Soc. Edinb.*, 34.
7. Buchan, A. and Omond, R. (1902) 'The meteorology of the Ben Nevis observatories, Part II,' *Trans. R. Soc. Edinb.*, 43.
8. Buchan, A. and Omond, R. (1905) *ibid.*, 'Part III,' *Trans. R. Soc. Edinb.*, 43.
9. Buchan, A. and Omond, R. (1910) *ibid.*, 'Parts IV and V,' *Trans. R. Soc. Edinb.*, 44.
10. Bücher, A. and Bücher, N. (1973) 'La température au sommet du Pic du Midi de Bigorre,' *La Météorologie*, 5 (28), 19—50.
11. Clayton, H. H. (1944a) 'World weather records,' *Smithson. Misc. Coll.*, 79.
12. Clayton, H. H. (1944b) 'World weather records, 1921—1930,' *Smithson. Misc. Coll.*, 90.
13. Clayton, H. H. (1947) 'World weather records, 1931—40,' *Smithson. Misc. Coll.*, 105.
14. de Saussure, H. B. (1779—96) *Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève*, vol. 2, chapters XXXV and LIII (1786) and vol. 4, Chapters V—IX (1796), Neuchatel, L. Fauche-Borel.
15. Ekhardt, E. (1936) 'La classification des Alpes au point de vue météorologique,' *Geofis. pura appl.*, 17, 136—41.
16. Ekhardt, E. (1948) 'De la structure thermique et de l'atmosphère dans la montagne,' *La Météorologie* (Ser. 4), 9, 3—26.
17. Finch, V. C. and Trewartha, G. T. (1949) *Elements of Geography*, New York, McGraw-Hill.
18. Fliri, F. (1974) 'Niederschlag und Lufttemperatur in Alpenraum,' *Wiss. Alpenvereinshefte*, 24.
19. Fliri, F. (1975) *Das Klima der Alpen im Raume von Tirol*, Innsbruck, Universitätsverlag Wagner.
20. Foster, A., Hann, J., and Harisch, O. (1919) 'Das meteorologische Observatorium auf der Bjelasnica (2067 m) bei Sarajevo,' *26—28 Jahresbericht des Sonnblick-Vereines für die Jahre 1917—18*, pp. 12—18, Vienna.
21. Fujimara, I. (1971) 'The climate and weather of Mt. Fuji,' in *Fujisansôgô-gakujutsuchôsa-hôkoku (Mt. Fuji, Scientific Report)*, 215—304. Tokyo, Fuji-kyuko Co. Ltd (In Japanese; English summaries: 293—6, 343—5, also figure and table captions.)
22. Grunow, J., Greve, K. and Heigel, K. (1957) 'Das Observatorium Hohenpeissenberg 1781—1955,' *Berichte d. Deutschen Wetterdienstes*, 5(36).
23. Hann, J. (1899) 'Einige Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen am Observatorium Vallot auf dem Montblanc (4359 m),' *Met. Zeit.*, 16, 198—204.
24. Hauer, H. (1950) 'Klima und Wetter der Zugspitze,' *Berichte d. Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone*, 16.
25. Hellman, G. (1916) 'Das meteorologische Observatorium auf der Schneekoppe,' *24 Jahresbericht des Sonnblick-Vereines für das Jahr 1915*, pp. 6—9, Vienna.
26. Hill, S. A. (1881) 'The meteorology of the North-West Himalaya,' *Indian Met. Mem.*, 1 (vi), 377—429.
27. Howgate H. W. and Sackett, D. H. (1873) 'Report of meteorological observations made at Mount Mitchell during the months of May, June, July, August and part of September, 1873,' *Annual Rep., U. S. Army Signal Corps*, Washington, D. C., Pap. no. 16, 770—947.

28. Ives, J. D. and Barry, R. G. (eds) (1974) *Arctic and Alpine Environments*, London, Methuen.
29. *Jahresbericht des Sonnblick-Vereines*, Vienna, 1892 onwards.
30. Klengel, F. (1894) 'Die Resultate der meteorologischen Beobachtungen am Pic du Midi, 2860 meter, *Met. Zeit.*, 11, 53—64.
31. Küttner, J. (1949) 'Messprobleme auf Bergstation,' *Met. Rdsch.*, 2, 37—41.
32. Kyriazopoulos, B. D. (1966) 'The meteorological observatory of Ayios Antonios Peak or Mount Olympus,' *Meteorologika*, 8.
33. Lauscher, F. (1963) 'Wissenschaftliche Ergebnisse der Alpin—Meteorologischen Tagungen,' *Geofis. Met.*, 11, 295—303.
34. Lauscher, F. (1973) 'Neues von Höhenstation in vier Kontinenten,' 68—69 *Jahresbericht des Sonnblick-Vereines für die Jahre 1970—71*, pp. 65—7, Vienna.
35. Lauscher, F. (1975) 'Naturforschung auf den Kanarischen Inseln von Humboldt bis zur Gegenwart,' 72—73 *Jahresbericht des Sonnblick-Vereines für die Jahre 1974—75*, pp. 61—75, Vienna.
36. Lauscher, F. (1979a) 'Ergebnisse der Beobachtungen an den nordchilenischen Hochgebirgsstationen Collahuasi und Chuquicamata,' 74—75 *Jahresbericht des Sonnblick-Vereines für die Jahre 1976—77*, pp. 43—66, Vienna.
37. Lauscher, F. (1979b) 'Schnee in China,' *Wetter u. Leben*, 30, 148—64.
38. Livadas, G. C. (1963) 'The new Mt. Olympus Research Center,' *Geofis. Met.*, 11, 234.
39. Louis, H. (1975) 'Neugefasstes Höhendiagramm der Erde,' *Bayer. Akad. Wiss.*, (Math.-Naturwiss. Klasse), 305—26.
40. Lukesch, J. (1952) 'Die Geschichte des meteorologischen Observatoriums auf dem Hochobir, 2041 m,' 48 *Jahresbericht des Sonnblick-Vereines für das Jahr 1950*, pp. 25—30, Vienna.
41. Manley, G. (1949) 'Fananrån: the mountain station in Norway,' *Weather*, 4, 352—4.
42. Maurer, J. and Lütshg, O. (1931) 'Zur Meteorologie und Hydrologie des Jungfraugebietes,' *Jungfraujoch Hochalpine Forschungsstation*, 33—44.
43. Meteorological Office (1973) *Tables of Temperature, Relative Humidity, Precipitation and Sunshine for the World*, Pt. III, 'Europe and the Azores,' (MO 856c), London, HMSO.
44. Miller, A. (1976) 'The climate of Chile,' in W. Schwerdtfeger (ed.) *Climates of Central and South America*, pp. 113—45, Amsterdam, Elsevier.
45. Miller, J. (ed.) (1978) *Mauna Loa Observatory: a 20th Anniversary Report*, NOAA Environmental Research Laboratories, U. S. Dept. of Commerce, Boulder, Co.
46. Obermayer, A. von (1908) 'Das Observatorium auf dem Atna,' 16 *Jahresbericht des Sonnblick-Vereines für das Jahr 1907*, pp. 3—11, Vienna.
47. Paton, J. (1954) 'Ben Nevis observatory, 1883—1904,' *Weather*, 9, 291—308.
48. Pleiss, H. (1961) 'Wetter und Klima des Fichtelberges,' *Abhand. Met. Hydrol. Dienst. der DDR*, 8(62).
49. Price, S. and Pales, J. C. (1963) 'Mauna Loa Observatory: the first five years,' *Mon. Weather Rev.*, 91, 665—80.
50. Prohaska, F. (1957) 'Über die meteorologischen Station der Hohen Kordillere Argentiniens,' 51—53 *Jahresbericht des Sonnblick-Vereines für die Jahre 1953—55*, pp. 45—55, Vienna.
51. Reed, W. G. (1914) 'Meteorology at the Lick Observatory,' *Mon. Weather Rev.*, 42, 339—45.
52. Reichel, E. (1949) 'Zur der Messungen auf Gipfelstationen,' *Met. Rdsch.*, 2, 41—2.
53. Reiter, E. R. and Rasmussen, J. L. (eds) (1967) *Proceedings of the Symposium on Mountain Meteorology*, Atmos. Sci. Paper No. 122, Fort Collins, Colorado State University.
54. Reiter, R. (1964) *Felder, Ströme und Aerosole in der unteren Troposphäre nach Untersuchungen in Hochgebirge bis 3000m NN* (Wissenschaftliche Forschungsberichte 71), Darmstadt, D. Steinkopf.
55. Roschkott, A. (1934) 'Die Höhenobservatorien in internationalen Wetterdienst,' 42 *Jahresbericht des Sonnblick-Vereines für das Jahr 1933*, pp. 51—3, Vienna.

56. Rotch, A. A. (1886) 'The mountain meteorological stations of Europe,' *Am. Met. J.*, 3, 1524.
57. Rotch, A. L. (1892) 'The mountain meteorological stations of the United States,' *Am. Met. J.*, 8, 396—405.
58. Smith, A. A. (1964) 'The Mount Washington Observatory,' *Weather*, 19, 374—9 384—6.
59. Smyth, C. P. (1859) 'Astronomical experiments on the Peak of Teneriffe,' *Phil. Trans. R. Soc.*, London, 148, 465—533.
60. Spinnangr, F. and Eide, O. (1948) 'On the climate of the lofty mountain region of Southern Norway,' *Met. Ann.*, 2(13), 403—65.
61. Stair, R. and Hand, I. F. (1939) 'Methods and results of ozone measurements over Mount Evans, Colorado,' *Mon. Weather Rev.*, 67, 331—8.
62. Steinhauser, F. (1938) *Die Meteorologie des Sonnblicks. 1. Teil. Beiträge zu Hochgebirgsmeteorologie nach Ergebnissen 50-jähriger Beobachtungen des Sonnblick-Observatoriums, 3106 m*, Vienna, Springer.
63. Stone, R. G. (1934) 'The history of mountain meteorology in the United States and the Mount Washington Observatory,' *Trans. Am. Geophys. Union*, 15, 124—33.
64. Thompson, W. F. (1964) 'How and why to distinguish between mountains and hills,' *Prof. Geogr.*, 16, 6—8.
65. Troll, C. (1973) 'High mountain belts between the polar caps and the equator: their definition and lower limit,' *Arct. Alp. Res.*, 5(3, Part 2), A19—A27.
66. Tutton, A. E. H. (1925) 'The story of the Mont Blanc observatories,' *Nature*, 115, 803—5.
67. Tzschirner, B. (1925) 'Ergebnisse der Temperaturregistrierungen in drei Höhenstationen auf Tenerifa,' 33 *Jahresbericht des Sonnblick-Vereines für das Jahr 1924*, pp. 19—22, Vienna.
68. U. S. Army, Chief Signal Officer (1889) 'Meteorological observations made on the summit of Pike's Peak, Colorado. January 1874 to June 1888,' *Ann. Astron. Obs. Harvard Coll.*, 22.
69. U. S. Dept. of Commerce (1959) *World Weather Records 1941—50*, Washington, D. C., Weather Bureau.
70. U. S. Dept. of Commerce (1966) *World Weather Records, 1951—60*, vol. 2 Europe, Washington, D. C., ESSA.
71. U. S. Dept. of Commerce (1968) *World Weather Records, 1951—60*, vol. 6 Africa, Washington, D. C., ESSA.
72. Vallot, J. (1893—98) *Annales de l'Observatoire du Mont Blanc*, vol. 1 (1893), 1—45; vol. 2 (1896), 5—67; vol. 3 (1898), 1—43; Paris, Steinheil.
73. von Hann, J. (1912) 'The meteorology of the Ben Nevis observatories,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 38, 51—62.
74. *Winterberichte, Eidgenössische Institut für Schnee und Lawinenforschung*, Nos. 1—25, Davos Platz, Switzerland; Nos. 26—39; Bern; No. 40— , Weissfluhjoch/Davos. (No. 1 contains meteorological data for 1936/37 to 1945/46; subsequent numbers give an annual tabulation.)
75. Wocikof, A. (1892) 'Klima des Puy de Dôme in Centralfrankreich,' *Met. Zeit.*, 9, 361—80.
76. World Meteorological Organization (1972) *Distribution of precipitation in mountainous areas*, WMO Tech Note no. 326, vol. 1 and vol. 2, Geneva, World Meteorological Organization.
77. Yoshino, M. M. (1975) *Climate in a Small Area: An introduction to local meteorology*, Tokyo, University of Tokyo Press.
78. Zingg, Th. (1961) 'Beitrag zum Klima von Weissfluhjoch,' *Schnee und Lawinen in den Schweizeralpen*, 24 (Winter 1959/60), 102—27.

Труды конференций по альпийской метеорологии

- I 1950 (Milan and Turin) *Geofis. pura appl.* 17(3—4), 81—245 (1950).
- II 1952 (Oberurgl) *Wetter u. Leben*, 5, 1—54 (1953).
- III 1954 (Davos-Platz) *Wetter u. Leben*, 6, 187—211 (1954).
- IV 1956 (Chamonix) *La Météorologie*, 4(45—6), 111—377 (1957).

- V 1958 (Garmisch-Partenkirchen) *Ber. Dtsch. Wetterdienstes*, 8 (54) (1959).
- VI 1960 (Bled) VI *Internationale Tagung für alpine Meteorologie, Bled, Jugoslawien, 14—16 September 1960*, Institut Hydro-Météorologique Fédéral de la République Populaire Fédérative de Yougoslavie, Beograd (1962).
- VII 1962 (Sauze d'Oulx-Sestrière) *Geofis. Met.*, 11 (1963).
- VIII 1964 (Villach) *Carinthia II*, Sonderheft 24 (1965).
- IX 1966 (Brig and Zermatt) *Veröff. Schweizer Meteorol. Zentralanstalt*, No. 4, 366 (1967).
- X 1968 (Grenoble-St. Martin d'Hères) X *Congres International de Météorologie Alpine, La Météorologie*, Numéro spécial (1969).
- XI 1970 (Oberstdorf) *Ann. Met.*, NF 5 (1971).
- XII 1972 (Sarajevo) *Zbornik Met. Hydrol. Radova*, 5 (1974).
- XIII 1974 (Saint Vincent, Valle d'Aosta) *Atti del Treolidesimo Congresso Internazionale di Meteorologia Alpina, Riv. Geofis. Sci. Alpini*, 1 (Speziale) (1975).
- XIV 1976 (Rauris, Salzberg) *Veröff. Met. Geophys. Zentralanstalt*, Publ. No. 227, 1 Teil; Publ. No. 228, 2 Teil. (*Arbeiten, Zentralanst. f. Met. Geodyn.*, Vienna, L. 31, 32), 1978.
- XV 1978 (Grindelwald) *Veröff. Schweiz. Met. Zentr.*, 40, 1 Teil (1978); 41, 2 Teil (1979).

Труды конференции по метеорологии Карпат

- 1980 Tagung Gebirgsmeteorologie (8 internat. conf. Karpatenmeteorologie, Freiburg 1977). *Abhand. Met. Dienst DDR*, XVI(124). Akad. Verlag, Berlin.

2 Географические факторы, влияющие на распределение метеорологических элементов в горах

Наиболее сильно влияют на климаты гор такие географические факторы, как широта, высота над уровнем моря и топография. Главные пути их воздействия на основные метеорологические элементы рассматриваются ниже; их воздействие на распределение климатов в региональном аспекте обсуждается в главах 4 и 5.

А Широта

Влияние широты на климат горных систем проявляется различным образом. Во-первых, приход солнечной радиации и радиационный баланс, а также температура в общем уменьшаются с возрастанием широты, поэтому и высоты верхней границы леса и снеговой линии уменьшаются при движении к полюсам. Это значит, что пояс альпийской растительности (выше границы леса) и нивальный пояс постоянного снега и льда в высоких широтах имеются на значительно более низких горах, чем в тропиках (см. рис. 1.1). Во-вторых, широтный фактор проявляется в относительном значении сезонных и суточных климатических ритмов. Это определяется сезонным различием суточного движения солнца на разных широтах (рис. 2.1). Сезонные изменения солнечной радиации, продолжительности дня и температуры в основном малы в низких широтах, тогда как, например, суточная амплитуда температуры там сравнительно велика. Хедберг [4] характеризует горы экваториальной восточной Африки как испытывающие «лето каждый день и зиму каждую ночь». Для надежного описания суточного хода температуры в этих горах нет достаточного количества данных, но на высоте 3480 м на г. Вильгельм ($5^{\circ}40'$ ю. ш.) в Папуа — Новой Гвинее

ее амплитуда составляет около 7—8°C в течение всего года при сезонном различии для средних месячных температур в 0,8°C [5]. В умеренных и более высоких широтах сезонный ход значительно преобладает над суточным. Например, на высоте 3750 м на

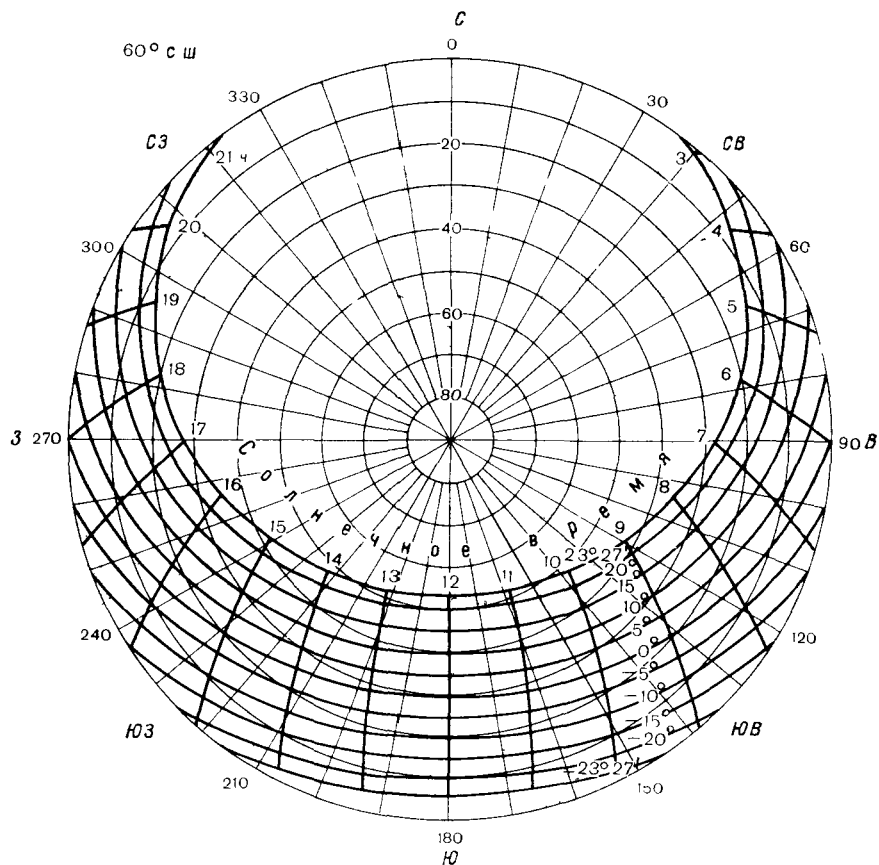
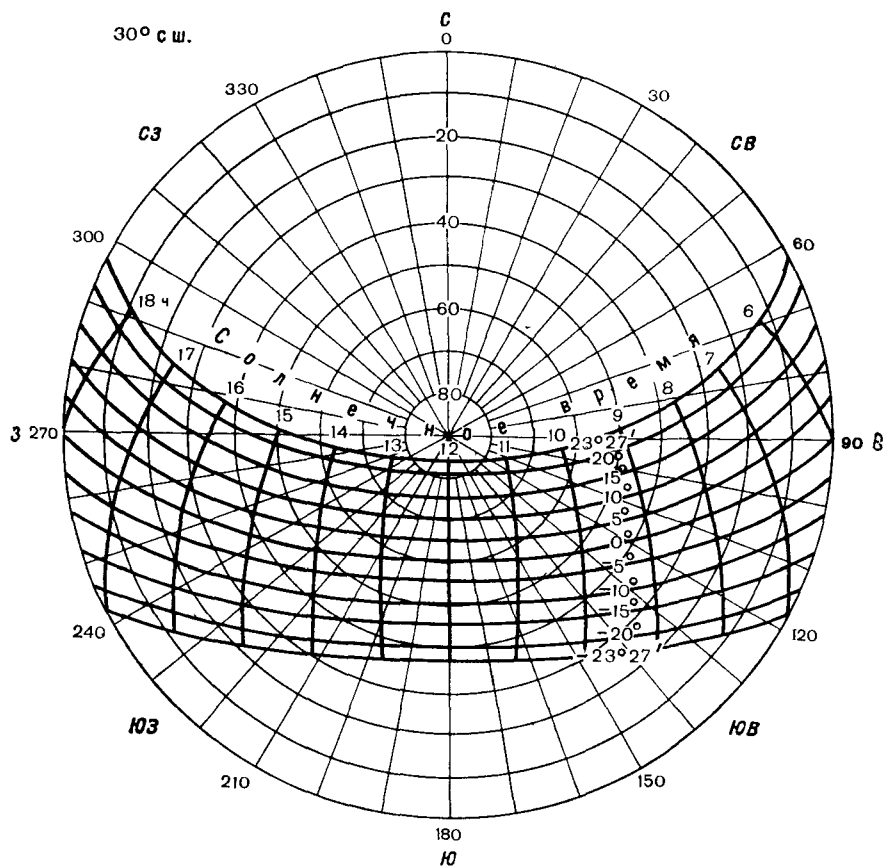


Рис 21. Дневной путь солнца на широтах 30 и 60° с. ш. (Из Смитсоновских Приблизительные даты указанных на рисунке углов склонения следующие

Склонение	Приблизительные даты
+23°27'	22 июня
+20°	21 мая, 24 июля
+15°	1 мая, 12 августа
+10°	16 апреля, 28 августа
+5°	3 апреля 10 сентября

г. Найвот-Ридж (штат Колорадо) сезонная амплитуда средней температуры составляет 21°C, а суточная амплитуда 6—8°C [1]. При наличии ежечасных данных суточный и сезонный режимы температуры удобно представить с помощью диаграммы термоизоплет [8]. На рис. 2.2 приведена такая диаграмма термоизоплет

для г. Пангранго (Ява) и для г. Цугшпитце (ФРГ). Широтные различия в суточном ходе температуры более подробно рассмотрены Лаушером [6]. На рис. 2.3 показано линейное убывание амплитуды среднего суточного хода температуры с ростом широты



метеорологических таблиц, 6 е изд)

Склонение	Приблизительные даты
0°	21 марта, 23 сентября
-5°	8 марта, 6 октября
-10°	23 февраля, 20 октября
-15°	9 февраля, 3 ноября
-20°	21 января, 22 ноября
-23°27'	22 декабря

для открытых мест, расположенных в горах В горных долинах или на высокогорных плато суточные амплитуды в низких и умеренных широтах значительно больше, чем на горных вершинах вследствие меньшего перемешивания воздуха с воздухом свободной атмосферы.

Широтные различия в температурном режиме влияют также на характеристики атмосферных осадков. В экваториальном высокогорье на высотах более 4000 м снег может выпадать в любой день

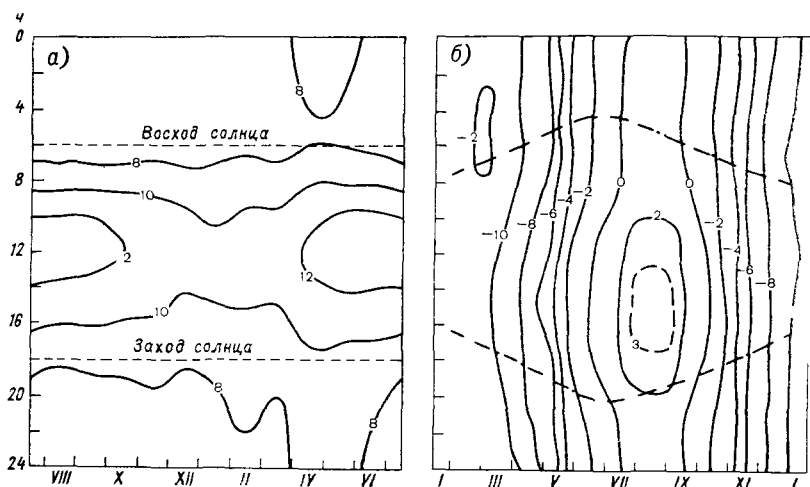


Рис 22 Термоизоплеты

а — г Панграяго, Ява, 7° ю ш, 3022 м (по [8]), б — г Цугшпитце, ФРГ, 47° с ш, 2962 м (по [3])

года, в особенности ночью. В умеренных и более высоких широтах существует отчетливо выраженный и длительный зимний сезон. Например, в Альпах на высоте 3000 м 350 дней в году имеется снежный покров (см. [2, табл. 91]). Здесь снегопады дают 80 % и более общего годового количества осадков [7], что составляет долю, большую, чем на многих арктических станциях, где значительное количество атмосферных осадков выпадает в виде летних дождей

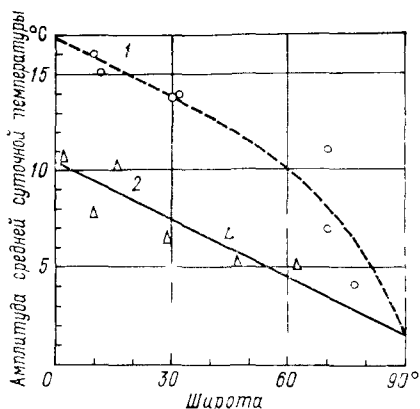


Рис 23 Зависимость средних суточных амплитуд температуры от широты для некоторых станций в высокогорных долинах (1) и на вершинах (2) (По [6])

Другие широтные различия в климатах гор вызваны особенностями глобальной циркуляции атмосферы. Тропические горы находятся в области режима восточного пассата, горы умеренных широт — в области западного переноса. Тропические восточные ветры

с высотой ослабевают, скорость западных ветров с высотой возрастает. Системы осадков в этих глобальных поясах ветров являются главным образом конвективными и мелкомасштабными в низких широтах и циклоническими и, как правило, крупномасштабными в умеренных и более высоких широтах.

Список литературы

- 1 Barry, R G (1973) 'A climatological transect on the east slope of the Front Range, Colorado,' *Arct Alp Res*, 5, 89—110
- 2 Geiger, R (1965) *The Climate near the Ground*, Cambridge, Mass., Harvard University Press
- 3 Hauer, H (1950) 'Klima und Wetter der Zugspitze,' *Berichte d Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone*, 16
- 4 Hedberg, O (1964) 'Features of afroalpine plant ecology,' *Acta phytogeographica suecica*, 49
- 5 Hnatriuk, R J, Smith, J M B and McVean, D N (1976) *Mt Wilhelm studies II The Climate of Mt Wilhelm*, Australian National University, Canberra, Biogeography Studies 4
- 6 Lauscher, F (1966) 'Die Tagesschwankung der Lufttemperatur auf Hohenstation in allen Erdteilen,' *60—62 Jahresberichte des Sonnbluck-Vereines fur die Jahre 1962—64*, pp 3—17, Vienna
- 7 Lauscher, F (1976) 'Methoden zur Weltklimatologie der Hydrometeore Der Anteil des festen Niederschlags am Gesamtniederschlag,' *Arch Met Geophys Biokl*, B, 24, 129—76
- 8 Troll, C (1964) 'Karte der Jahreszeitenklimate der Erde,' *Erdkunde* 18, 5—28

Б Высота

Влияние высоты над уровнем моря на климатические элементы настолько важно, что оно рассматривается здесь в нескольких параграфах. Сначала исследуются основные воздействия высоты на параметры состояния атмосферы: давление, плотность и парциальное давление водяного пара. Затем рассматриваются процессы, определяющие высотные изменения радиации, температуры воздуха и скорости ветра. Балансы энергии и влаги обсуждаются в главе 4, так как их распределение в горных областях зависит как от прямого влияния высоты, так и от взаимодействия воздушного потока с топографией, которое происходит в нескольких масштабах

1 Давление и плотность воздуха

Зависимость между высотой и давлением была впервые установлена более чем триста лет назад. Хотя влияние высоты на метеорологические элементы установлено точно, оно определяет только средние условия в горах, а непосредственное значение для явлений погоды в горах имеют как раз короткопериодные отклонения от среднего состояния.

В идеальной несжимаемой жидкости давление на любой глубине h может быть выражено как $p = g\rho h$, где p — давление, g —

ускорение свободного падения, ρ — плотность воздуха. В случае изменения плотности воздуха с высотой z имеем $dp/p = -gdz/RT$, где R — газовая постоянная сухого воздуха, T — температура. Часто используют зависимость между p , ρ и z для так называемой стандартной атмосферы, где среднее давление на уровне моря 1013,25 гПа, температура воздуха 288 К и $dT/dz = -6,5$ К/км до высоты 11 км (см. табл. 2.1¹). Стандартная атмосфера аппроксимирует средние годовые условия в умеренных широтах. Это понятие впервые было сформулировано во Франции в середине XIX в в связи с развитием воздухоплавания и альпинизма [74].

Таблица 2.1 Стандартная атмосфера По [22]

z' м	p гПа	T °С	ρ кг/м ³
0	1013,25	15,0	1,2250
1000	898,8	8,5	1,1117
2000	795,0	2,0	1,0036
3000	701,2	-4,5	0,90925
4000	616,6	-11,0	0,81935
5000	540,5	-17,5	0,73643
6000	472,2	-24,0	0,66011

Примечание z' — геопотенциальная высота. Различие между геопотенциальной и геометрической высотой составляет 0,2 % вплоть до высоты 6000 м

В тропической атмосфере на высоте 3000 м давление примерно на 15 гПа выше, а на высоте 5000 м — на 20 гПа выше, чем на таких же высотах в умеренных широтах [82]. Это обусловлено более высокими виртуальными температурами² в тропической атмосфере. Таким образом, в тропиках изобарические поверхности на 200—300 м выше, чем указано для стандартной атмосферы в табл. 2.1.

Как будет показано ниже, уменьшение давления и плотности с высотой имеет особое значение в связи с радиационными условиями и биоклиматологией человека (см п. 6А).

2 Парциальное давление водяного пара

Парциальное давление водяного пара, как правило, равно примерно 1 % давления на уровне моря. Давление насыщенного водяного пара определяется только температурой воздуха. Так как температуры на больших высотах низкие, парциальное давление

¹ В отдельных случаях мы сочли возможным частично исправить данные в таблицах и в тексте в соответствии с общепринятыми значениями — *Прим ред*

² Виртуальной температурой называется такая температура, которую должен иметь при данном давлении сухой воздух той же плотности, что и рассматриваемый воздух $T_v = T/(1 - 0,378 e/p)$, где e — парциальное давление водяного пара

водяного пара в горных областях также мало, и уменьшение его с высотой происходит быстрее в более низких слоях. На влк. Фудзияма в Японии давление водяного пара на высоте 3776 м составляет 3,3 гПа, на высоте 1000 м — 11 гПа и на уровне моря — 14,5 гПа ([44], см. [104], с. 203).

Специальные исследования парциального давления водяного пара в горных районах немногочисленны, хотя большинство горных станций ведут за ним наблюдения и имеется обширная информация для свободной атмосферы, полученная с помощью радиозондов. Предложены различные эмпирические формулы, описывающие в экспоненциальной форме уменьшение парциального давления водяного пара (Па) с высотой, например:

$$e_z = e_0 \exp(-\beta z),$$

где e_0 — парциальное давление водяного пара на поверхности, z — высота (км). По Рейтану [85], $\beta \approx 0,44 \text{ км}^{-1}$. Кузьмин [5] дает:

$$e_z = e_0 \cdot 10^{-az},$$

где $a = 0,20$ для свободной атмосферы, $a = 0,159$ для горных районов Средней Азии. Эти эмпирические зависимости характеризуют вертикальную диффузию водяного пара, неодинаковую в пространстве и времени. Профиль влажности ото дня ко дню меняется в связи с вертикальными движениями синоптического и мезометеорологического масштабов.

Для г. Зоннблик в Австрии (3106 м) среднее июльское значение составляет приблизительно 6,5 гПа, а для Зальцбурга (430 м) — 13,5 гПа. Соответствующие средние значения для января 1,8 и 4,9 гПа, так что годовая амплитуда убывает с высотой [93]. На Зоннблике имеются небольшие суточные изменения, летом достигающие примерно 1,2 гПа с максимумом приблизительно в 14 ч и минимумом в 0,5 ч [95]. Зимой суточные изменения имеют такую же фазу, но очень малую амплитуду (0,1 гПа), и это также видно из данных об относительной влажности [84].

Интересные данные об абсолютной влажности для тропических Анд приведены Прохаской [82]. Сезонные амплитуды абсолютной влажности там велики, хотя и уменьшаются с высотой (рис. 2.4). Но при этом даже в сухой сезон абсолютная влажность в этих тропических высокогорных пустынях (например, в Имате) значительно превышает влажность зимой на высоте вершин Альп. На рис. 2.4 показано также, что на высокогорных плато Анд абсолютная влажность больше, чем на таких же высотах в свободной атмосфере. Сторр [97] отмечает, что эта зависимость, по крайней мере вплоть до высоты 4 км, имеет более общее значение, при этом он основывается на результатах исследований А. Х. Хргиана [7] на Кавказе и своих собственных исследований в Мармот-Крике в Скалистых горах близ Калгари. На высоте 1200 м избыток средних значений парциального давления водяного пара летом составлял 2 гПа в Мармот-Крике и 2,5 гПа на

Кавказе. Причина этого явления приписывается Хргианом эвапотранспирации, но Сторр замечает, что сезонное и суточное изменение избытка не вполне подтверждает эту точку зрения. Он высказывает предположение, что дневная долинная циркуляция вверх по долине и вверх по склонам, вероятно, приносит влажный воздух на более высокие уровни, причем локальные вариации силы и продолжительности этих ветров увеличивают изменчивость влажности. Однако эта гипотеза не вполне согласуется с данными Сторра о том, что на половине пунктов наблюдений в июне и июле 1967 г. избыток в 05 ч по местному солнечному времени

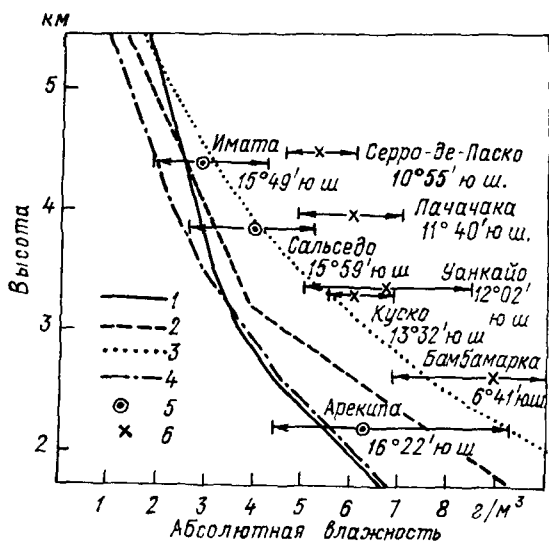


Рис 24 Средние годовые значения и годовая амплитуда средних месячных значений абсолютной влажности как функции высоты в тропической Южной Америке (По [82])

По данным радиозондирования свободной атмосферы 1 — Лима, 1957—1965 г., 2 — Манаус, 1968 г., вычисленные по эмпирической формуле Линке 3 — Амазонас, 4 — Лима, по данным наблюдений на станциях 5 — Альтиплано и Западная Кордильера, 6 — Восточная Кордильера

был больше, чем в 17 ч. Необходимы дальнейшие исследования этой проблемы. В горах с постоянным снежным покровом выше зоны абляции ледника — фирновой линии — разность в содержании водяного пара на склоне и в свободной атмосфере убывает, так как там уже нет источника влаги [5]

Парциальное давление водяного пара является климатически важной характеристикой. Во-первых, водяной пар уменьшает пропускание направленной вверх инфракрасной радиации и, в меньшей степени, солнечной радиации. Во-вторых, он влияет на дефицит насыщения (разность между давлением насыщенного водяного пара и парциальным давлением водяного пара) — показатель большого биоклиматического значения, который иногда называют «иссушающей силой» воздуха. В-третьих, он уменьшает плотность воздуха атмосферы, биологически важную из-за гипоксических эффектов кислородной недостаточности на больших высотах.

Избыток давления водяного пара в горной атмосфере должен понижать уровень конденсации при прочих равных условиях. Это

также приводит к уменьшению уходящей инфракрасной радиации по сравнению со свободной атмосферой, что является причиной более высоких температур атмосферы [97].

3 Солнечная радиация

Горные обсерватории имели особое значение в ранних исследованиях солнечной радиации и солнечной постоянной — среднего потока солнечной радиации, получаемой поверхностью, перпендикулярной к солнечным лучам, вне атмосферы при среднем расстоянии Земли от солнца. Впервые измерения на вершине горы были проведены Ж. Виолем на Моиблане в 1875 г. Ланглей [66, 67] также делал актинометрические наблюдения во время специальной экспедиции на г. Уитни (штат Калифорния) в 1881 г. Однако их оценки¹ солнечной постоянной были значительно больше, чем недавно принятое значение 1367 Вт/м^{-2} ($1,96 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$). Длительные спектральные измерения впервые были проведены Дорно [28] в Давосе (1560 м) в 1908—1910 гг.

Прежде чем рассматривать результаты наблюдений, дадим краткий обзор природы атмосферных воздействий на солнечную радиацию. Подробное теоретическое изложение вопроса можно найти в работах Сивкова [6], Кондратьева [64] и др. Сначала мы рассмотрим чистую, сухую атмосферу. В этом случае солнечная радиация испытывает молекулярное (рэлеевское) рассеяние и поглощение атмосферными газами.

Длина пути солнечного луча через атмосферу выражается через оптическую массу атмосферы $m = 1/\sin\theta$, где θ — угловая высота солнца. Для большинства практических целей эта формула достаточно точна при $\theta > 10^\circ$. На уровне моря зависимость между оптической массой атмосферы и высотой солнца определена следующим образом: для $m=1$ $\theta=90^\circ$, $m=2$ $\theta=30^\circ$ и $m=4$ $\theta=14^\circ$. Для сравнительных вычислений радиации на различных высотах используется абсолютная оптическая масса атмосферы $M = m(p/p_0)$, где p — давление на станции, $p_0 = 1000$ гПа, используется для учета влияния плотности атмосферы на пропускание. Таким образом, на уровне 500 гПа значению M , равному 2, соответствует $m=4$ и $\theta=14^\circ$. Для идеальной (сухой и чистой) атмосферы прямая солнечная радиация на изобарической поверхности 500 гПа (приблизительно 5,5 км) на 5—12 % (в зависимости от высоты солнца) больше, чем на уровне моря (табл. 2.2). Это соответствует увеличению в среднем на 1—2 % на 1 км.

В реальной атмосфере дополнительно к поглощению и молекулярному рассеянию атмосферными газами необходимо принять во внимание поглощение радиации водяным паром и ослабление радиации твердыми частицами (рассеяние Ми). Однако в горных областях содержание аэрозолей, как правило, невелико, а боль-

¹ Виоль получил величину $2,8 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$, а Ланглей [67] $3,0\text{—}3,5 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$

Таблица 22 Зависимость прямой солнечной радиации в идеальной атмосфере от высоты (Вт/м²). По [4]

Уровень (гПа)	Оптическая масса t			
	1	2	3	6
	Соответствующая высота солнца θ°			
	90	30	19,3	9,3
Верхняя граница атмосферы	1358	1347	1338	1323
500	1288	1227	1173	1053
750	1258	1178	1113	976
1000	1233	1136	1064	914

шая часть атмосферного водяного пара находится ниже уровня 700 гПа, так что воздействие указанных факторов несколько уменьшается. Водяной пар влияет на атмосферную прозрачность только благодаря преломлению, и, так как оно происходит преимущественно в самых нижних слоях атмосферы (2—3 км), его воздействие на оптическую массу, согласно Сивкову, незначительно, за исключением случаев, когда $t > 6$ [6]. Драммонд и Ангстрем [29] показали, что при безоблачном небе на высоте 3380 м на Мауна-Лоа (штат Гавайи) поглощение водяным паром в полдень составляет примерно 90 Вт/м² (0,13 кал/(см²·мин)). То же верно для аэрозолей, за исключением случаев с высокой мутностью воздуха при очень низких высотах солнца. Ангстрем и Драммонд [12] показали, что на высокогорных станциях, расположенных между 16 и 36° с.ш., влиянием мутности для длин волн $> 0,7$ мкм можно пренебречь. Эти длины волн включают примерно 50 % всей солнечной радиации.

Первые оценки солнечной постоянной были получены путем экстраполяции данных актинометрических (позже пиргелиометрических) измерений солнечной радиации, проведенных при различных оптических массах атмосферы, к теоретическому нулевому значению t . Абботт и Фоуль [8] заметили, что этот метод дает заниженные значения радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы, особенно если экстраполяция выполняется для сравнительно больших t . Абботт и его помощники усовершенствовали метод спектроболометрии, впервые использованный Ланглеем на г. Уитни в 1881 г. Этот метод предполагает наблюдения относительной интенсивности в узких спектральных полосах при различных углах солнца. Поэтому коэффициенты пропускания определяются для каждого луча. Затем эти результаты градуируются с помощью абсолютных пиргелиометрических измерений суммарной солнечной радиации. Таким образом, Абботт и Фоуль [8] смогли вычислить значение 1470 Вт/м² по наблюдениям на г. Вашингтон и на г. Уилсон (1750 м), штат Калифорния. Важно отметить, что почти все значения, которые приводились в предшествующие 25 лет, были на 50—100 % больше. Абботт

и Фоуль ([8], с. 121) отмечают, что Ланглей пренебрег некоторыми из своих собственных рассуждений относительно пропускания радиации, для того чтобы получить значение 2100 Вт/м^2 , хотя его собственные наблюдения скорее подтверждают значение, близкое к полученному ими. Действительно, ранее проведенное рассмотрение некоторых работ Радо [83] указало, что большинство исследователей согласны с цифрой 1220 Вт/м^2 , кроме Виоля, который, по мнению Ланглея, видимо, неправильно рассчитал водный эквивалент своего актиометра. Несмотря на возраставшее признание [79] необходимости спектральных измерений вследствие неопределенности природы и величины стратосферного поглощения, Маурер [73] использовал метод экстраполяции на $m \approx 0$ данных, собранных в Альпах на различных высотах вплоть до 2800 м , и получил значение 1660 Вт/м^2 . Неопределенность, существовавшая в то время, иллюстрируется изменением взглядов К. Ангстрема. В 1890 г. он получил значение солнечной постоянной, равное 2800 Вт/м^2 , но впоследствии отказался от него. Несмотря на то, что в 1895 и 1896 гг. Ангстрем провел тщательные исследования радиации на влк. Тейде на о. Тенерифе (3683 м), он не попытался больше пересчитать солнечную постоянную, поскольку сомневался в точности актинометрических данных [13].

На основе новых измерений спектроболометром с ультрафиолетовыми фильтрами, проведенных на г. Уитни (4420 м) в штате Калифорния в 1909—1910 гг., Абботт и Фоуль [9] пересчитали свои оценки средней солнечной постоянной и приняли ее равной 1343 Вт/м^2 . Пиргелиометрические данные, полученные спустя 30 лет Бюро погоды США на г. Эванс в штате Колорадо, дали значение 1349 Вт/м^2 [52]. Оба этих числа очень близки к современному значению, полученному при измерениях со спутников¹. Высокогорные станции по-прежнему используются для исследования радиации. Драммонд и Ангстрем [29] повторили измерения падающей на нормальную поверхность прямой солнечной радиации в полдень и пришли к выводу, что при безоблачном небе ее максимальное значение почти всегда составляет 1174 Вт/м^2 , если привести ее к среднему расстоянию от солнца. Это хорошо согласуется с результатами К. Ангстрема [13], Абботта и Фоуля [8] и Бишопа и сотр. [18]. Разность между этим числом и солнечной постоянной объясняется поглощением в верхней атмосфере.

Наиболее широкие исследования влияния высоты на солнечную радиацию проводились и проводятся в Альпах. Штейнхаузер [96] изучил прямую радиацию на нормальную лучам поверхность и показал, что отношение прямой радиации к радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы, быстро растет вплоть до высоты примерно 2000 м , выше скорость возрастания падает (табл. 2.3). Действительно, на основе наблюдений на многих высокогорных станциях можно считать, что увеличение радиации

¹ Чтобы привести эти данные к Международной пиргелиометрической шкале 1956 г., их следует уменьшить на 2%. Подобным же образом значения ранних измерений в Европе необходимо увеличить на 1,5%.

имеет в общем экспоненциальный характер (рис. 2.5), зависящий от концентрации водяного пара в нижней тропосфере. Этот эффект хорошо заметен при сравнении с теоретическим распределением для идеальной (чистой и сухой) атмосферы. Эмпирические выражения для зависимости прямой радиации при безоблачном небе от высоты впервые были разработаны Клейном [62], Беккером и Бойдом [16]. Физически более обоснованный подход предложил Лаури [72]. Он связывает прозрачность в зените

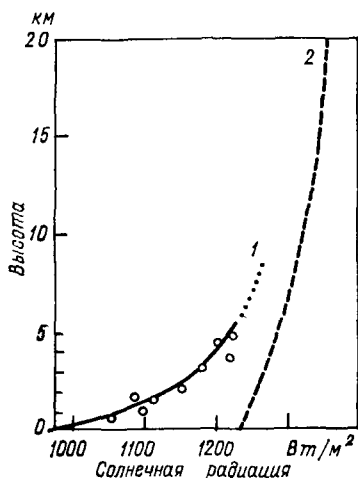


Рис. 2.5. Изменение прямой солнечной радиации с высотой в идеальной атмосфере (2) при $m=1$ (по Кастрову, см. [64, с. 262]) и фактически наблюдающееся на горных станциях (1). (По данным из [10, 61, 81].)

с давлениями стандартной атмосферы и с фактором мутности. Этот подход позволил объяснить на тех же данных большую долю дисперсии, чем у Клейна.

Измерения, сделанные в обсерваториях Юнгфрауйох, Зоннблик и Цугшпитце, дают богатый материал для анализа [90]. Из

Таблица 2.3 Отношение прямой радиации на нормальную поверхность на 47° с. ш. к радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы (%). По [96]

Дата	Высота (м)				Суммарная радиация, приходящая на верхнюю границу атмосферы (Вт/м) ²
	200	1000	2000	3000	
15 декабря	37	48	58	61	488
15 июня	51	58	67	72	865

табл. 2.4 видно, что для безоблачных условий суммарная солнечная радиация на высоте 3000 м на 32 % больше, чем на высоте 200 м, в декабре, на 25 % больше в марте и сентябре и на 22 % больше в июне. Это означает, что она увеличивается на 7—10 % на 1 км, т. е., как заметил Лаушер [68], значительно быстрее, чем растет прямая радиация с высотой в идеальной атмосфере. В условиях сплошной облачности (пасмурное небо) суммарная солнечная радиация увеличивается на 9—11 % на 1 км во все месяцы. Отношение суммарной радиации при сплошной облачности к ее величине при безоблачном небе значительно возрастает с высотой — от приблизительно 0,22 на высоте 200 м во все сезоны

Таблица 2.4. Зависимость суммарной солнечной радиации в Австрийских Альпах от высоты и облачности (Вт/м²). По [90]

Высота (м)	Облачность (балл)					
	Декабрь			Июнь		
	0	5	10	0	5	10
200	63	43	14	335	241	75
1000	73	51	19	362	262	100
2000	80	59	26	387	290	142
3000	83	63	36	404	314	196
	Март			Сентябрь		
200	187	126	41	216	146	43
1000	208	150	58	237	161	55
2000	226	172	87	256	179	75
3000	234	187	122	270	193	96

Таблица 2.5. Зависимость рассеянной радиации¹ в Австрийских Альпах от высоты (Вт/м²). По [90]

Высота (м)	Декабрь		Июнь	
	ясно	пасмурно	ясно	пасмурно
200	13,9	14,5	48	75
1000	12,2	18,5	41	100
2000	10,4	26,0	34	142
3000	9,3	36,5	30	196

¹ Для удобства сравнений все значения радиации в этой и других таблицах переведены в Вт/м².

Таблица 2.6 Средние суточные суммы рассеянной радиации в Альпах при сплошной облачности (Вт/м²). По [27]

	Декабрь	Март	Июнь	Сентябрь
Вена (202 м)	10	42	73	45
Раурис (950 м)	20	57	110	73
Давос (1600 м)	40	93	136	75
Зоннблик (3106 м)	38	124	202	98

до приблизительно 0,40 на высоте 3000 м летом и осенью и приблизительно 0,50 зимой и весной [90]. Чем выше отношение, тем меньше облачный покров влияет на радиационные условия.

Воздействие высоты на диффузную, или рассеянную, радиацию подробно изучала Дирмхирн [27]. При безоблачном небе рассеянная радиация убывает с высотой вследствие уменьшения плотности воздуха и, следовательно, уменьшения рассеяния, но многократное отражение от соседних гор может до некоторой степени ослабить этот эффект, особенно если имеется снежный покров. В табл. 2.5 сведены результаты Дирмхирн для безоблачного и пасмурного неба. При сплошной облачности рассеянная радиация в горах значительно более интенсивна благодаря в общем более тонким облачным слоям в зените. В табл. 2.6 сравниваются значения рассеянной радиации для станций, расположенных на различных высотах над уровнем моря в Альпах. Из таблицы видно, что значение рассеянной радиации возрастает на обсерватории Зоннблик в декабре до 400 % и в июне до 275 % от соответ-

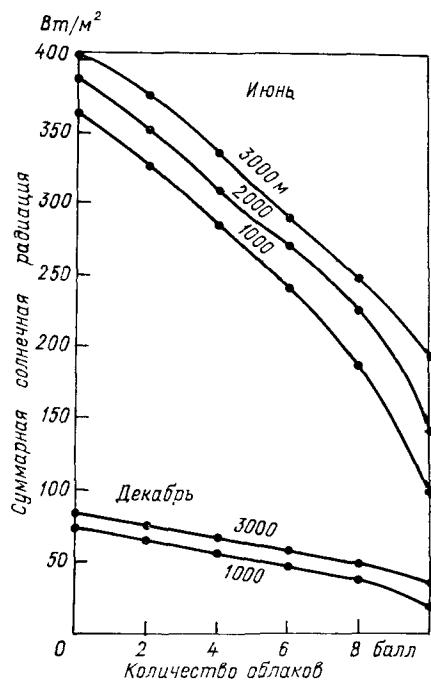


Рис 2.6 Зависимость суммарной солнечной радиации от количества облаков на различных высотах в Австрийских Альпах. (По данным из [90])

ствующим значениям для Вены. Однако следует отметить, что анализ новейших средних значений рассеянной радиации на этих станциях дает соответственно только 119 % в декабре и 128 % в июне [75]. В Австрии рассеянная радиация составляет 50—55 % годовых сумм суммарной радиации. Для Зоннблика эта цифра колеблется от 70 % в мае до 32 % в октябре, который обычно является солнечным месяцем.

Влияние облачного покрова на солнечную радиацию является сложной функцией высоты, по этому вопросу наиболее детальные данные также получены для Альп [90, 98, 99]. В июне и декабре на высоте 3000 м зависимость между суммарной солнечной радиацией и количеством облаков в горах почти линейная, а на меньших высотах при пасмурном небе вследствие более плотной облачности наблюдается более резкое уменьшение радиации (рис. 2.6). На рис. 2.7 представлена общая зависимость рассеянной радиации от количества облаков на четырех высотах над уровнем моря.

Рассеянная радиация возрастает, пока облачность не достигнет некоторого предельного значения, зависящего от высоты. Это значение равно примерно 6 баллам над равнинами, но увеличивается до 9 баллов на высоте около 2000 м. Этот эффект связан с пре-

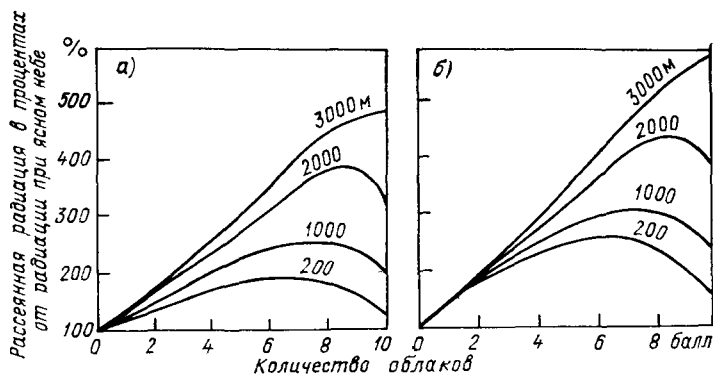


Рис 2.7. Зависимость рассеянной радиации от количества облаков зимой (а) и летом (б) на разных высотах в Альпах. (Из [90].)

обладанием более тонких слоев облачности на высоких станциях [17, 99]. Кривая, построенная по наблюдениям Тамса [98] в Локарно (380 м), имеет такую же форму, как кривая равнинных станций на рис. 2.7, хотя она достигает максимума (260 % от рассеянной радиации при безоблачном небе зимой и 280 % летом) при значении облачности примерно 5 баллов.

Зависимость отношения рассеянной радиации к суммарной солнечной радиации для безоблачного неба от высоты оценивалась Клейном [62]. Для высоты солнца 65° отношение составило примерно 0,16 вблизи уровня моря и 0,08 на высоте 4400 м (г. Уитни в штате Калифорния). При меньших высотах солнца это

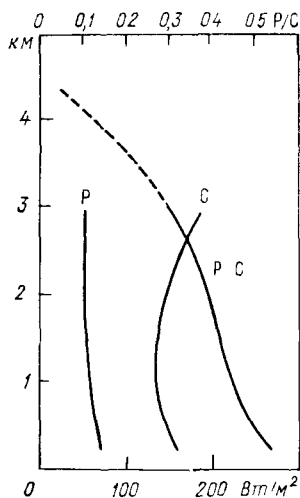


Рис. 2.8. Средние профили суммарной С и рассеянной Р солнечной радиации и их отношение Р/С для средних широт. (По [39])

отношение возрастает. Предварительную оценку общих средних годовых значений в умеренных широтах сделал Флах [39]. На рис. 2.8 показано уменьшение рассеянной радиации с возрастанием прозрачности атмосферы; минимум суммарной радиации

на высоте 1,0—1,5 км отражает влияние поглощения водяным паром.

Убывание плотности воздуха не одинаково сказывается для различных длин волн, и оценки величины его влияния при малых длинах волн весьма разнородны. Наблюдения в свободной атмосфере указывают, что увеличение ультрафиолетовой радиации между уровнем моря и высотой 4 км для $\theta = 90^\circ$ меньше для более длинных волн, хотя абсолютные интенсивности последних, конечно, существенно больше [33]. При длине волны 0,30 мкм радиация увеличивается в 2,5 раза, 0,32 мкм — в 2 раза и 0,34 мкм — в 1,8 раза. Соответственные интенсивности на этих трех длинах волн на высоте 4 км равны: 0,01, 3,5 и 6,9 Вт/(м²·нм). Гейтс и Джэйнк [45] подсчитали, что альпийские области (3650 м)

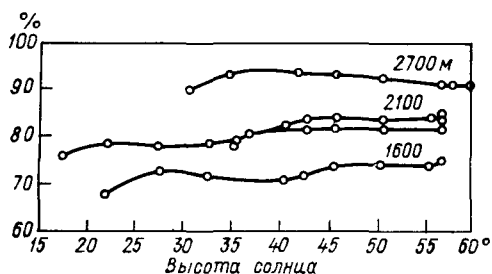


Рис. 2.9. Зависимость прямой ультрафиолетовой радиации от высоты солнца для трех высот в Австрии 27—28 апреля 1964 г. (в процентах от соответствующих значений на Зоннблике). (По [102].)

на 40° с. ш. получают в 1,5 раза больше ультрафиолетовой радиации ($<0,32$ мкм) при $m = 1,05$ и в 2,2 раза больше при $m = 2$, чем на уровне моря. Однако по подсчетам Колдуэлла [21] возрастание от уровня моря до высоты 3650 м в штате Колорадо (август—сентябрь 1966 г.) для биологически активного излучения УФ-В между 0,28 и 0,315 мкм (в котором наибольший вес имеют самые короткие длины волн) составляет только 4 и 50 % для $m = 1$ и $m = 2$ соответственно. Колдуэлл также обнаружил абсолютное убывание рассеянной ультрафиолетовой радиации для этих длин волн на высотах более 1500 м благодаря уменьшению атмосферного рассеяния. Это соответствует ранее полученным данным в Альпах [30].

Результаты исследований, проведенных в Альпах, в частности О. Экелем, указывают, что прямая УФ-В радиация на высотах от 200 и до 3500 м возрастает на 100 % летом и на 280 % зимой, тогда как соответствующий рост суммарной УФ-В радиации составляет только 34 и 72 % соответственно (см. [90, с. 99—100]). Значения оптических масс атмосферы для этих данных не приведены, хотя в общем они находятся в соответствии с данными Колдуэлла. Вессели [102] использовал интерференционный фильтр и фотоэлементы в диапазоне 0,32—0,34 мкм и пришел к выводу, что в конце апреля 1964 г. на высоте 2700 м прямая ультрафиолетовая радиация составляла 90 % от соответствующего значения на Зоннблике (3106 м), а на высоте 1600 м — всего 73 % (рис. 2.9).

Весьма подробные и длительные измерения УФ-В радиации были сделаны в Баварских Альпах [87]. Суточное среднее значение ультрафиолетовой радиации в полосе 0,305—0,335 мкм (с центром на 0,314 мкм) в 1964—1971 гг. на Цугшпитце (2964 м) составило примерно 0,3 Вт/м² в мае и июне и 0,05 Вт/м² в январе. При ясном небе в июне максимальные ее значения в полдень в среднем равны 1,4 Вт/м². Исследование дало интересные результаты о высотных градиентах. Среднее возрастание ультрафиолетовой радиации между станцией на высоте 1780 м и Цугшпитце составляет 50 % на 1 км и вследствие разных условий облачности колеблется от 33 % на 1 км в марте до 75 % на 1 км в мае. Для безоблачного неба среднее возрастание составляет 35 % на 1 км, а при малом замутнении — только 15 % на 1 км. Соответствующие градиенты для суммарной солнечной радиации равны только 11 и 8 % на 1 км.

Рейтер и сотр. [88] также показали, что облачный покров оказывает меньшее влияние на суммарную ультрафиолетовую радиацию на больших высотах. Например, на Цугшпитце средняя ультрафиолетовая радиация для всех погодных условий за 1964—1971 гг. составляет 66 % средней ультрафиолетовой радиации для безоблачных дней, а на высоте 1780 м — 55 % и на высоте 740 м (Гармиш) — 53 % соответствующих значений для безоблачных дней. Максимальные интенсивности ультрафиолетовой радиации регистрируются несколько ниже верхней границы слоистообразных облаков, а не в безоблачных условиях, что является результатом рассеяния.

Для инфракрасного конца спектра солнечного излучения ($>0,65$ мкм) также существует высотная зависимость. Например, Кондратьев (см. [64], с. 234), опираясь на исследования С. П. Попова в СССР, показал, что доля солнечного инфракрасного излучения в суммарной приходящей радиации возрастает от 64 % около уровня моря до 83 % на высоте 2000 м для постоянной оптической массы, равной трем. Соответствующее увеличение инфракрасной компоненты излучения наблюдается и в полярных широтах. И в том, и в другом случае оно является результатом меньшего содержания водяного пара и, следовательно, уменьшения ослабления радиации.

4 Инфракрасная радиация

Хотя влияние уменьшения атмосферной плотности с высотой сказывается на величине солнечной радиации, максимальное поглощение в атмосферном столбе при ясном небе составляет только около 15 % приходящего к верхней границе атмосферы солнечного излучения. На потоки инфракрасной радиации сильно влияют возрастающая прозрачность атмосферы на большой высоте и более низкие температуры воздуха.

Измерения инфракрасной радиации на горных станциях, за исключением горных станций в Альпах, немногочисленны, однако

профили радиации исследовались при помощи шаров-зондов и самолетов, которые дали о ней добавочную информацию. Ледрю [71] на основе наблюдений на г. Найвот-Ридж (штат Колорадо) и модельных оценок доказал, что излучательную способность атмосферы при ясном небе нельзя определить по полу-теоретическим формулам, например формуле Брента [20], если специально не доработать их. Такие формулы используют климатологические величины на уровне метеорологической будки, и они пригодны постольку, поскольку большой вклад в противоизлучение атмосферы возникает в самых нижних 100 м или около этого. На высоте 3500 м (640 гПа), однако, соответствующая оптическая масса, зависящая от содержания водяного пара, достигает 1750 м. Формула Брента (и другие аналогичные формулы) завывает нисходящий поток радиации. Вычисления такого типа были сделаны для Австрии Зауберером и Дирмхирн [90], причем постоянные в уравнениях были определены из измерений в Вене и на Зоннблике.

В общем как инфракрасное излучение земной поверхности, так и противоизлучение атмосферы убывает с высотой (см. табл. 2.7). Это происходит из-за более низкой эффективной температуры и,

Таблица 27 Влияние высоты и облачности на инфракрасную радиацию в Австрийских Альпах (для плотных нижних облаков) ($\text{Вт}/\text{м}^2$). По [90]

А Противоизлучение атмосферы¹

Высота (м)	Облачность (балл)					
	Декабрь			Июнь		
	0	5	10	0	5	10
200	227	255	304	323	345	390
1000	210	237	287	295	308	370
2000	193	225	275	260	292	342
3000	176	206	255	228	255	302

Б Уходящая радиация (средние значения)

Высота (м)	Декабрь		Июнь	
	Обнаженная почва	Снежный покров	Обнаженная почва	Снежный покров
200	289	301	385	—
1000	270	287	366	—
2000	255	274	355	320
3000	240	255	304	302

¹ Значения для января несколько ниже, чем для декабря, а значения для июля несколько выше, чем для июня, что соответствует ходу температуры. Чтобы была возможность сравнить таблицы 2.4—2.7, выбраны одни и те же месяцы.

в случае излучения атмосферы, как результат меньшего содержания водяного пара в вышележащем столбе воздуха. Проведенные Флири [40] вычисления радиации в Альпах также иллюстрируют

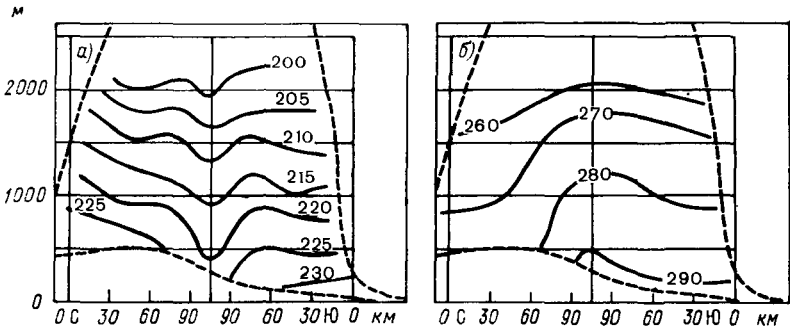


Рис. 2.10. Рассчитанные значения входящей (а) и уходящей (б) инфракрасной радиации на вертикальном разрезе через Альпы. (Из [40].)

эту тенденцию (рис. 2.10). Согласно Флири, имеет место небольшое возрастание эффективного излучения с высотой. Однако наблюдения Зауберера и Дирмхирн (см. [90, с. 78]) указывают, что у обнаженной поверхности почвы при облачности 5 баллов эффективное излучение (Вт/м^2) несколько уменьшается с высотой:

Высота, м	200	1000	2000	3000
Январь	-58,1	-57,6	-57,2	-56,7
Июль	-81,4	-74,2	-74,2	-74,6

Они считают, что, зная лишь условия на поверхности и облачность, еще нельзя определить надежные местные значения излучения.

5 Радиационный баланс

Радиационный баланс R_n определяется в основном величиной поглощенной солнечной радиации $S(1-\alpha)$, так как $R_n = S(1-\alpha) + I\downarrow - I\uparrow$. Возрастающая продолжительность залегания снежного покрова на больших высотах над уровнем моря вызывает уменьшение поглощенной коротковолновой радиации, и в общем за год радиационный баланс имеет тенденцию убывать с увеличением высоты. Слабое возрастание инфракрасной радиации увеличивает этот эффект. Будыко [2, с. 192] замечает, что ниже снеговой линии радиационный баланс изменяется с высотой мало, так как возрастание поглощенной коротковолновой радиации (происходящее в результате более высоких сумм суммарной солнечной радиации) в некоторой степени компенсируется возрастанием баланса инфракрасной радиации. Эта высотная зависимость должна наблюдаться по крайней мере в течение бесснеж-

ного сезона. Там, где есть снежный покров, резкое возрастание альбедо сильно уменьшает суммы поглощенной коротковолновой радиации и, следовательно, радиационный баланс. В летнее время на Кавказе над ледниками наблюдается постепенное убывание отношения эффективного излучения к солнечной радиации с высотой (рис. 2.11): примерно от 0,8 на высоте 2000 м до менее чем 0,2 на высоте 5000 м [3]. Однако оно связано главным обра-

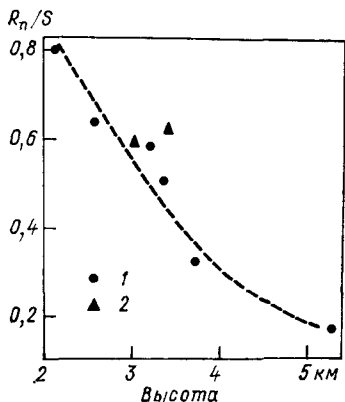


Рис. 2.11 Зависимость отношения радиационного баланса R_n к солнечной радиации S от высоты на Кавказе летом (По [3])
1 — ледник, 2 — оголенная почва

зом с градиентом альбедо, изменяющимся от 0,28 на высоте 2130 м до 0,74 на высоте 5300 м.

Для Австрии средние месячные значения эффективного излучения вычислены Зауберером и Дирмхирн [90, с 83] для высот 500—1500 м (табл. 2.8). Эти значения получены по данным о продолжительности солнечного сияния на 43 станциях и о потоках длинноволновой радиации, приведенных в табл. 2.7. Как видно из табл. 2.8, баланс убывает с высотой примерно до 1000 м в марте и декабре и возрастает с высотой в июне, когда по крайней мере вплоть до высоты 1500 м над ур. м. нет снежного покрова

Таблица 2.8 Средний радиационный баланс на различных высотах в Австрии (Вт/м²) По [90]

Высота (м)	Март	Июнь	Декабрь
500	32,0	141,5	6,8
1000	24,2	151,6	15,0
1500	25,2	164,8	15,0

6 Температура

В XVIII в. шел большой спор о причине общего убывания температуры с высотой. Соссюр, который проводил наблюдения на горном массиве Монблана, был одним из первых ученых-физиков,

который приблизился к реалистическому объяснению причины холода в горах (см. [15]). Так как атмосфера относительно прозрачна для солнечной радиации, то в глобальном среднем можно принять, что 45 % приходящей суммы радиации поглощается поверхностью земли. Атмосфера нагревается главным образом благодаря поглощению инфракрасного излучения земной поверхности (хотя результирующим эффектом для атмосферы является все-таки охлаждение, особенно выше слоя облачности) и благодаря турбулентному потоку тепла, идущему от земли.

Среднее убывание температуры с высотой, или вертикальный градиент температуры, составляет около $6^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в свободной атмосфере. Ночью и зимой градиент может быть обратным в небольших по вертикали слоях инверсий температуры. Это происходит вследствие ночного радиационного выхолаживания у поверхности, крупномасштабного оседания воздуха в антициклоне или адвекции теплой воздушной массы над более холодной поверхностью.

Существует верхний предел абсолютного значения падения температуры с высотой. Этот предел — сухоадиабатический вертикальный градиент температуры, равный $9,8^{\circ}\text{C}/\text{км}$, — представляет собой величину охлаждения ненасыщенной частицы воздуха при ее подъеме. Вертикальный градиент температуры окружающей атмосферы может превышать сухоадиабатический вертикальный градиент температуры, особенно в результате нагревания подстилающей поверхности. В этой ситуации разность плотности воздуха, лежащего у поверхности, и плотности вышележащего воздуха вызывает опрокидывание. Когда воздух насыщен, скорость охлаждения смещающейся вверх частицы воздуха зависит от его начальной температуры, но всегда меньше, чем сухоадиабатический вертикальный градиент температуры, вследствие высвобождения скрытого тепла в процессе конденсации. При температуре выше 20°C этот влажноадиабатический вертикальный градиент температуры меньше, чем $5^{\circ}\text{C}/\text{км}$. При отрицательных же температурах содержание пара в воздухе настолько мало, что может выделяться лишь очень ограниченное количество скрытого тепла. При -40°C влажноадиабатический вертикальный градиент температуры почти равен сухоадиабатическому.

Средние значения вертикальных градиентов температуры обнаруживают значительную изменчивость как по климатическим зонам, так и по сезонам [59, 70]. Самые большие значения наблюдаются летом над тропическими пустынями, тогда как самые большие отрицательные градиенты, благодаря инверсиям температуры, наблюдаются в Восточной Сибири, северо-западной Канаде и в полярных областях зимой. Такого рода различия делают практику приведения средних температур или давлений на станциях к уровню моря не пригодной и дающей ошибочные результаты.

Другой фактор, который влияет на убывание температуры с высотой, — это тип воздушной массы. Йосино [103] показал, что вертикальные градиенты температуры, как правило, при северных ветрах больше, чем при южных (в северном полушарии). Например,

в Японии в феврале часто наблюдается континентальный полярный воздух, в результате чего вертикальный градиент температуры в этом месяце максимален. Средние его значения в 1939—1948 гг. между влк. Фудзияма и г. Кофу при разнице высот 3500 м составляют $6,1^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в феврале и $5,4^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в ноябре.

Воздух над склоном горы испытывает влияние обмена радиационным и турбулентным теплом. Эти процессы изменяют распределение температуры над массивом так, что вертикальные градиенты температуры над горным склоном могут отличаться от градиентов в свободной атмосфере в зависимости от времени суток. Ганн [53, с. 102] получил следующие значения градиента температуры в Австрийских Альпах между г. Колм-Саигурн (1600 м) и г. Зоннблик (3106 м):

Зима: $-4,9^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в 14 ч, $6,6^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в полдень,

Лето: $6,0^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в 14 ч, $8,9^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в полдень.

Фиккер [38], исследуя условия в горах — инверсии ночью и почти адиабатические условия днем, а также воздействие фёновых ветров и кататического стока, пришел к выводу, что «истинные» вертикальные градиенты температуры в горных районах определить нельзя. Однако хорошее приближение к прямому их измерению было получено в Австрийских Альпах в мало замеченном исследовании Брокса [19]. В 1938 г. во время двух ясных осенних дней был использован гониометр для определения преломления — разностей плотности в слоях воздуха — между пятью точками близ Зальцбурга. Брокс обнаружил, что суточная амплитуда вертикального градиента температуры в свободной атмосфере над равнинами убывает быстрее, чем над горами, а также, что условия горной атмосферы распространяются выше средней высоты хребтов.

Английские данные показывают, что вертикальный градиент средних максимальных температур определяется влиянием высоты, тогда как для минимальных температур не менее важна местная топография [56]. Средний градиент максимальных температур в Великобритании равен примерно $8-9^{\circ}\text{C}/\text{км}$ при минимуме, как правило, зимой ($6-7^{\circ}\text{C}/\text{км}$) и максимуме весной ($9-10^{\circ}\text{C}/\text{км}$) (рис. 2.12). Весенний максимум, по-видимому, обусловлен не направлением воздушного потока; вероятнее всего, он связан с сезонным возрастанием неустойчивости; атмосфера в общем более устойчива зимой. Кривые изменения градиентов средней температуры в южной Норвегии и центральной Франции (см. [56, рис. 3]) аналогичны представленным на рис. 2.12. Используя наблюдения в Пеннинских горах в северной Англии, Хардинг [57] показал, что существует линейная зависимость между градиентом суточного максимума температуры и различием в числе часов солнечного сияния между пунктами наблюдений, расположенными на равнинах и в горах. (Горные станции находятся на высотах 500—800 м над ур. м.) Там, где на равнинных станциях солнечное сияние на 2 ч продолжительнее, вертикальный градиент максимальных температур составляет примерно $9,5^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Уменьшение

солнечной радиации за счет влияния облачного покрова в гористых частях страны уменьшает поток ощутимого тепла в пограничный слой и тем самым потенциально снижает максимальные температуры на уровне метеорологической будки. Согласно оценкам Хардинга, при уменьшении продолжительности солнечного сияния на 2 ч в горах максимумы могут снижаться примерно на $0,5^{\circ}\text{C}$. Наблюдаемый градиент максимальной температуры увеличивается приблизительно на $0,45^{\circ}\text{C}/\text{км}$ на 1 ч возрастания разности между продолжительностью солнечного сияния на равнинах и в горах.

Что касается вертикальных градиентов температуры почвы,

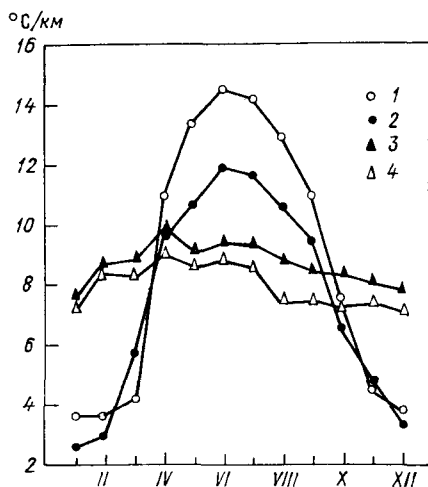


Рис 2 12 Годовой ход вертикальных градиентов температуры воздуха (3, 4) и температуры почвы на глубине 30 см (1, 2) между двумя горными станциями в Пеннинских горах северной Англии и равнинной станцией Ньютон-Ригг (171 м) (Из [49])

1 — Ньютон Ригг — западный склон Фелла, 2 — Ньютон Ригг — Мур-хаус, 3 — Ньютон-Ригг — западный склон Фелла, 4 — Ньютон-Ригг — Мур-Хаус

последние работы в Великобритании ясно показали, что влияние свойств почвы является подчиненным по отношению к метеорологическим условиям [48, 49]. Глоун обнаружил сходство годовых средних высотных градиентов температуры воздуха и температуры почвы, опираясь на наблюдения в 09 ч по Гринвичу, которые аппроксимируют суточный минимум температуры почвы. По суточным максимальным и минимальным температурам почвы на двух горных станциях в Уэльсе, расположенных немного выше 300 м над ур. м., и станции на равнине (30 м) обнаруживаются сильные сезонные изменения градиента — от $1^{\circ}\text{C}/\text{км}$ зимой до $6^{\circ}\text{C}/\text{км}$ летом для максимумов и от 0 до $4^{\circ}\text{C}/\text{км}$ для минимумов [49]. Это согласуется с более ранними данными Гаррисона [58] для максимальной температуры почвы в том же месте. Грин и Хардинг сравнили температуры почвы на глубине 30 см на трех парах станций в Пеннинских горах и близ них (горные станции на высотах 400—550 м) и на десяти парах других станций с различием по высоте 200—300 м в северной Англии и Шотландии и подтвердили, что эта сезонная закономерность не зависит от близости побережья или свойств почвы. Последующая работа тех же авторов по данным других станций в Европе показала, что

указанная закономерность является общей, причем сезонные колебания температуры почвы имеют одинаковый порядок величины, вплоть до глубины по крайней мере 1 м [50].

Хотя сезонная амплитуда вертикального градиента температуры воздуха в Великобритании составляет только $2^{\circ}\text{C}/\text{км}$, амплитуда вертикального градиента температуры почвы составляет $10\text{--}11^{\circ}\text{C}/\text{км}$ (рис. 2.12). Подобные амплитуды этих градиентов наблюдаются в большинстве европейских стран [50]. Сезонная амплитуда мало меняется в пространстве в случае градиента температуры почвы (хотя абсолютные значения температуры меняются), но вертикальный градиент температуры воздуха убывает с увели-

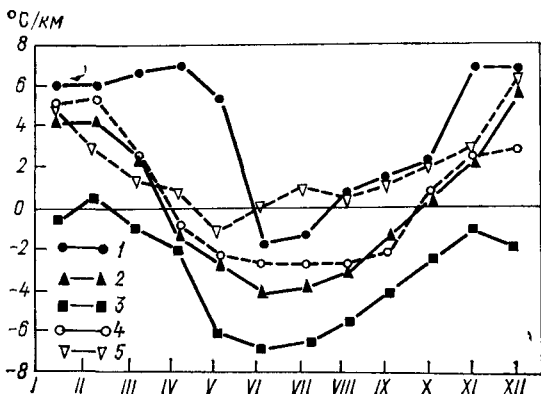


Рис. 2.13. Разности между вертикальными градиентами температуры почвы и воздуха на парах станций в Европе (положительные значения соответствуют тому, что градиент температуры воздуха превышает градиент температуры почвы). (Из [50].)

1 — Исландия, 2 — ФРГ (четыре пары), 3 — Франция, 4 — Англия, 5 — Норвегия

чением континентальности в Европе, и сезонная амплитуда градиента соответственно возрастает. На рис. 2.13 представлены разности вертикальных градиентов температуры воздуха и почвы для нескольких пунктов. Сезонные кривые очень похожи, причем наибольшими являются вертикальные градиенты температуры почвы летом и температуры воздуха зимой. На абсолютные значения разностей градиентов в некоторой степени влияют горизонтальные климатические различия между парами станций, а также, возможно, разность широт. Превышение вертикальных градиентов температуры почвы над сухадиабатическим градиентом летом означает, что почвы возвышенностей относительно холодны. Это, вероятно, обусловлено большими затратами доступной энергии на испарение с влажных торфяников возвышенностей [49, 76]. Причина превышения температур почвы возвышенностей над температурой воздуха зимой менее ясна. Согласно Грину и Хардингу [49], снежный покров должен только уменьшать суточный ход, не повышая среднюю температуру. Эти авторы считают, что

почва не может дать постоянный направленный вверх поток ощутимого тепла (приблизительно 25 Вт/м^2). Далее, временное замерзание воды в почве, возможно, является источником тепла, но и этот эффект не объясняет ни наблюдающееся возрастание максимальных и минимальных температур почвы в Уэльсе, ни появление положительной разности температур почва—воздух при замерзшей почве и снежном покрове в горах ГДР в январе—феврале 1963 г. [50].

Влияние высоты на суточный ход температуры воздуха выражается в том, что амплитуда температуры обычно убывает с ре-

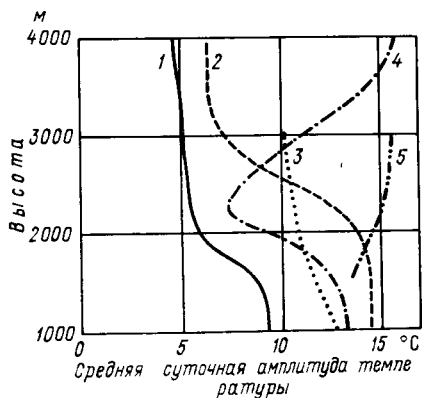


Рис. 2.14 Зависимость средней суточной амплитуды температуры от высоты в различных горных областях и нагорьях. (По [69].)

1 — Альпы, 2 — запад США, 3 — восточная Африка, 4 — Гималаи, 5 — нагорья Эфиопии.

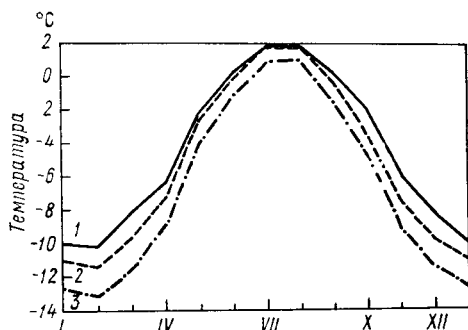


Рис. 2.15. Средние суточные температуры в свободной атмосфере (1) и на горных станциях Цугшпитце (2) и Зоннблик (3) в Альпах. (По [60].)

зультате увеличивающегося перемешивания воздуха над склонами с воздухом свободной атмосферы. Наиболее ярко это проявляется в умеренных широтах, где западные ветры усиливаются с высотой. Рисунок 2.14 иллюстрирует эту закономерность для Альп и Северной Америки. Большая сухость воздуха над западом Северной Америки, возможно, объясняет большие амплитуды по сравнению с Альпами. Лаушер [69] предположил, что высокая влажность воздуха является причиной малых изменений амплитуды с высотой в горах экваториальной Африки. Обратный ход кривой 4 (рис. 2.14), по-видимому, связан с влиянием облачности и осадков, а также с местоположением пунктов наблюдений. Амплитуда температуры наименьшая в зоне максимальных осадков на южных склонах гор, затем она существенно возрастает на станциях, расположенных в высокогорных долинах, таких, как Лех (3496 м) и Лхаса (3685 м). Профиль кривой 5 (рис. 2.14) объясняется, по-видимому, теми же факторами. Чтобы выявить причины,

вызывающие суточные изменения температуры, Штейнхаузер [94] сравнил их периодические и аperiodические составляющие для станций, расположенных в районе Зоннблика в Австрии. Периодическая составляющая была определена методом гармонического анализа длительных рядов максимальных и минимальных значений, а аperiodическая составляющая — по разности между периодической составляющей и действительной амплитудой. Штейнхаузер пришел к выводу, что на горных станциях и зимой, и летом значительно более важна аperiodическая составляющая, что указывает на роль синоптической изменчивости (табл. 2.9), тогда как на долинных станциях, таких, как Раурис, изменения, особенно в ясную погоду, зависят главным образом от правильных локальных колебаний.

Таблица 2.9 Составляющие колебаний суточной температуры в Австрийских Альпах (°C) По [94]

Составляющая	Все дни (январь 1931 г. — июнь 1934 г.)		Ясные дни (облачность < 3 баллов)	
	зима	лето	зима	лето
<i>Периодическая</i>				
Зоннблик, 3106 м	1,0	2,0	1,6	4,2
Раурис, 943 м	7,6	10,7	12,4	17,3
<i>Аperiodическая</i>				
Зоннблик, 3106 м	4,4	4,4	4,0	5,4
Раурис, 943 м	10,2	13,1	14,4	17,9

В 1913 г. Ганн заметил, что на станциях, расположенных на вершинах (Зоннблик и Обир в Австрии), температуры в среднем ниже, чем в свободной атмосфере на том же уровне. Он указал на этот факт, как на явный парадокс, поскольку считал горы источником тепла. Позднее были выполнены многочисленные сравнения температур по наблюдениям в горах и по данным зондирования с помощью самолетов и шаров-зондов [35, 37, 63, 89]. Наиболее тщательно этот вопрос проанализировали Пепплер [77] для Северных Альп, Эйде [31] для Норвегии и Гензель [55] для массива Гарц в ГДР и ФРГ (см. табл. 2.10—2.12, рис. 2.15).

Пепплер обнаружил сильную зависимость разности температур от количества облаков над горами (табл. 2.12). Как видно из таблицы, на Цугшпитце холоднее при ясной погоде по утрам во все сезоны, но разности температур невелики. При облачности более 8 баллов над горами температура там в среднем несколько выше, чем в свободной атмосфере, особенно летом. Отрицательные разности увеличиваются с возрастанием скорости ветра примерно до 6 м/с, а затем убывают, за исключением послеполуденного времени летом. Максимальные отрицательные разности на Цугшпитце наблюдаются при северных ветрах, но на Зентисе при

Таблица 210 Разность между средней температурой на г Броккен (1134 м) и в свободной атмосфере в Вернигероде, апрель 1957 г.—март 1962 г. По [55]

Время по Гринвичу (ч) ¹	Градусы Цельсия					
	I	II	III	IV	V	VI
00	-2,2	-1,9	-1,8	-1,4	-1,5	-1,7
12	-1,2	-0,5	-0,6	-0,4	-0,7	-1,0

Время по Гринвичу (ч) ¹	Градусы Цельсия						Год
	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
00	-1,9	-1,9	-2,0	-2,3	-1,8	-1,9	-1,8
12	+0,5	+0,3	+0,7	+0,3	-0,8	-0,4	0,0

¹ Местное время отличается от гринвичского на 1 ч

Таблица 211 Повторяемость (%) разностей между температурами на Цугшпитце и в свободной атмосфере, 1910—1928 гг По [77]

Время	Градации разности температур (°С)				Число наблюдений
	≤ -4,3	от -4,2 до -1,3	от -1,2 до 1,7	≥ 1,8	
<i>Октябрь—март</i>					
До полудня	15,8	35,1	41,8	7,3	876
После полудня	9,7	27,3	45,1	17,9	421
<i>Апрель—сентябрь</i>					
До полудня	6,5	32,7	51,5	9,3	1442
После полудня	2,6	18,9	50,5	28,0	503

Таблица 212 Зависимость средней разности между температурами (°С) на Цугшпитце и в свободной атмосфере от условий облачности По [77]

Время	Количество облаков (балл)			
	0-1	4-5	8-9	10
<i>Октябрь—март</i>				
До полудня	-2,8	-2,2	-1,6	-0,3
После полудня	-2,2	-0,8	0,1	0,5
<i>Апрель—сентябрь</i>				
До полудня	-2,0	-0,9	-0,5	-0,2
После полудня	-1,2	-0,4	1,0	0,8

южных ветрах. Изменения температуры, зависящие от направления ветра, возникают и на подветренных сторонах, например, под влиянием фёна (см. также [78]). Эйде [31] в Норвегии обнаружил, что средняя годовая разность между температурами на вершине г. Гаустатоппен (60° с. ш., 9° в. д., 1792 м) и в свободной атмосфере над Кьеллером в 140 км к востоку составляет $-2,5^{\circ}\text{C}$; с увеличением скорости ветра она возрастает почти линейно. Корреляция между ветрами у вершины и разностью между температурами на вершине и в свободной атмосфере составляет $+0,61$ для г. Фанарокен ($61,5^{\circ}$ с. ш., 8° в. д., 2061 м) и $+0,46$ для г. Гаустатоппен, где ветер, видимо, подвержен локальным воздействиям. На г. Гаустатоппен отрицательная разность температуры при юго-восточных ветрах больше, чем при северо-западных, а на г. Фанарокен — при западных ветрах больше, чем при восточных. Во всех случаях температура на вершине ближе к температуре в свободной атмосфере при таких направлениях ветра, когда метеорологическая станция оказывается на подветренной стороне гор. Эйде также указывает, что некоторая разность температуры при северных и южных ветрах на г. Гаустатоппен может возникнуть вследствие зависимости между относительным геопотенциалом и температурами, которые являются наиболее низкими в центре высотного циклона. Разность давления между г. Гаустатоппен и Кьеллером наибольшая в том случае, когда изобары ориентированы с севера на юг при градиенте давления 4 гПа и разности между температурами северного и южного потока воздуха $0,7^{\circ}\text{C}$. Однако такая разность давления представляется слишком большой для расстояния между рассматриваемыми пунктами.

Согласно некоторым исследованиям, главным фактором, определяющим разность между температурой в свободной атмосфере и на вершине, является температурная стратификация атмосферы. Пепплер пришел к заключению, что в Альпах температуры в горах наиболее близки к температурам в свободной атмосфере, когда вертикальный градиент температуры в слое 1—3 км является почти адиабатическим, а при изотермических или инверсионных условиях как зимой, так и летом температуры значительно ниже на горных вершинах. Эйде получил отрицательную корреляцию ($-0,36$) между разностью температур на вершине г. Гаустатоппен и в свободной атмосфере над Кьеллером и вертикальным градиентом температуры в Кьеллере. Этот вопрос тщательно разработан Экхартом [32]. На основе данных за 1930—1937 гг. на станциях в северных Альпах и в свободной атмосфере на тех же высотах над Мюнхеном он показал, что средние суточные изменения температуры (между 07 и 14 ч) больше на горных станциях. Как и Пепплер, он приписал это адиабатическому охлаждению воздуха вследствие вынужденного подъема до высоты примерно 1 км, но предположил, что выше 2 км основное воздействие оказывают термические восходящие движения. Эйде высказывает мысль, что подъем массы воздуха

происходит пропорционально скорости ветра. Если предположить, что процесс сухоадиабатический, средний подъем как на г. Фанарокен, так и на г. Гаустатоппен составит примерно 500 м, но так как процесс, по крайней мере частично, влажноадиабатический, эта цифра, вероятно, занижена. Кроме того, ясно, что там, где горы представляют собой изолированные пики, «воздух над горами» подвергается большему перемешиванию с воздухом свободной атмосферы, чем в случае если поток пересекает обширный горный массив или высокое плато. Это перемешивание ограничивает степень нагревания горной поверхности в течение дня, в особенности летом. Ночью радиационное охлаждение гор, вероятно, вызывает среднее отрицательное отклонение температуры, даже при отсутствии подъема воздушной массы. Однако по данным наблюдений на Броккене наличие снежного покрова или его отсутствие мало влияют на ночную скорость охлаждения. В полночь пик холоднее, чем воздух свободной атмосферы, в среднем на 1,4—2,2°С во все месяцы года (табл. 2.10).

Существование в общем отрицательных разностей между температурой на горных вершинах и в свободной атмосфере зависит от так называемого эффекта подъема массы (*Massenerhebung*). Это понятие было введено А. де Кервеном [26] для того, чтобы объяснить, что зависящие от температуры граница леса и снеговая линия в центральных Альпах располагаются на больших высотах, чем в их окраинных районах. В исследованиях, использующих это понятие, высота подъема территории осредняется по площади. Эта идея широко применяется в экологических исследованиях. Альпы как частный случай рассматриваются в дальнейшем в главе (с. 261). Здесь же нас интересуют более общие метеорологические зависимости.

Флон [41] первый предположил, что поверхности высокогорных плато, таких, как Тибет и Альтиплано в Южной Америке, летом теплее, чем свободная атмосфера вблизи них, вследствие увеличения с высотой солнечного излучения при относительном постоянстве по высоте эффективного инфракрасного излучения. Приведенные в пп. 2Б4 и 2Б5 (см. таблицу на с. 47) данные подтверждают эту точку зрения. Флон различает два фактора, вносящих вклад в нагревание горной атмосферы. Первый — это явное тепло, отдаваемое поверхностью, второй — скрытое тепло конденсации, освобождающееся при выпадении осадков из орографических кучевых облаков. Впоследствии Флон доказал, что поток явного тепла в атмосферу летом над Памиро-Алаем имеет тот же порядок, что и поток явного тепла от поверхности пустынь, расположенных на тех же широтах на уровне моря [42, 43]. Поток явного тепла значителен над сухой западной частью Тибетского нагорья, и об этом можно судить по послеполуденным вертикальным градиентам температуры, которые достигают 9,0°С/км на высотах 4—7 км над Памиром (около 38° с. ш., 74° в. д.). Однако над юго-восточным Тибетом и восточными Гималаями (Ассамом) конвективная деятельность благодаря вынужденному подъему

воздуха над горами обеспечивает большой приток тепла конденсации. Этот эффект имеет большое значение для развития высотного тропосферного антициклона, центр которого лежит примерно на 30° с. ш., 85° в. д. На рис. 2.16 схематически представлена природа этих воздействий. Суточный баланс тепла атмосферы над этим районом в июле между поверхностями 580 и 1000 гПа в среднем составляет примерно 73 Вт/м для явного тепла и 116 Вт/м для скрытого тепла (при осадках 4 мм/сут), что соответствует нагреванию на $3,4^\circ\text{C}/\text{сут}$. Адвективный перенос уносит около половины этого тепла, остаток приходится на радиационное охлаждение. Аналогичные оценки были сделаны Гутманом и Швердфегером [51] для Анд, где высотный антициклон формируется летом над Альтиплано [65].

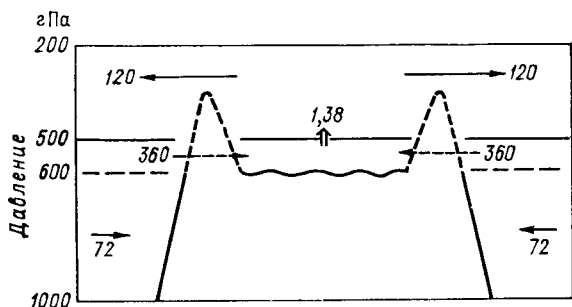


Рис. 2.16. Составляющие средней суточной термической циркуляции над Тибетом (см/с). Основной приток через горы происходит в слое 600—500 гПа (Из [43].)

Флон [41] заметил, что под влиянием застоя воздуха с наветренной стороны у горных хребтов, существующего на всех широтах, в том числе в низких, и динамического воздействия горных преград на западный перенос в умеренных широтах над хребтом создается гребень высокого давления (см. п. 3А2). Вклад явного тепла существен главным образом летом и отсутствует там, где горы покрыты снегом. Согласно Боровикову и сотр. [1], температуры, наблюдавшиеся в течение 15 дней летом 1956 г. на высотах 4700—7000 м у пика Победы в горах Тянь-Шаня, были в среднем на $1,8^\circ\text{C}$ меньше, чем температуры в свободной атмосфере над Алма-Атой. Очевидно, что понятие подъема массы можно применять, только внимательно изучив географический район и характерные для него метеорологические факторы.

Несмотря на различия между условиями на склонах и в свободной атмосфере, радиозондовые данные иногда можно использовать для оценки температур в горах. Изучение прибрежного района Британской Колумбии [80] показало, что повторяемость отрицательных температур зимой можно приближенно оценить с помощью данных радиозондирования в 04 ч, хотя при выпол-

нении этого анализа исключались периоды с инверсией температуры.

Распределение температур над горами, как правило, удобно описывать с помощью анализа потенциальной температуры. Потенциальная температура θ — это температура частицы воздуха, приведенного адиабатически к давлению 1000 гПа, т. е. $\theta = T(1000/p)^{R/c_p}$, где p — давление (гПа), T — температура (К), R — газовая постоянная для сухого воздуха, c_p — удельная теплоемкость сухого воздуха при постоянном давлении, $R/c_p = 0,288$. Это приведение легко выполняется графически по термодинамической диаграмме, если высоту станции пересчитать в давление. При этом, если использовать стандартную атмосферу, то ошибки обычно незначительны. Поверхности равной потенциальной тем-

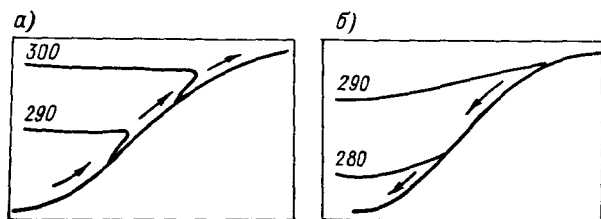


Рис. 2.17 Схематические изэнтропы на склонах при нагревании подстилающей поверхности (а) и при радиационном охлаждении (б). (По [23].)

пературы, или изэнтропические поверхности, представляют собой траекторию воздуха, движущегося адиабатически (не подвергающегося действию диабатических процессов, таких, как радиационное нагревание или охлаждение). Крамер [24] показал, что в утренние часы, когда воздух устойчиво стратифицирован, изэнтропы приземной температуры в общем параллельны изогипсам территории. Когда склоны нагреваются и формируется перемешанный слой, изэнтропы имеют тенденцию пересекать изогипсы топографии. Это особенно хорошо видно на вертикальных разрезах (рис. 2.17). Наклонные изэнтропы отмечают атмосферные разрывы, такие, как фронты, морские бризы в прибрежных областях и бризы склонов или горно-долинных ветры. Таким образом, анализ потенциальных температур является полезной основой для изучения вероятных форм систем потоков воздуха в горных областях, особенно в условиях, складывающихся летом при слабых градиентах давления.

7 Ветер

Наиболее важные свойства скорости ветра в горах зависят больше от топографии, чем от высоты. Тем не менее остановимся немного на роли высоты. Естественно ожидать, что в умеренных и высоких широтах скорость ветра в среднем увеличивается с высотой благодаря свойствам глобальных поясов западного переноса (см.,

например, [86]). На изолированных пиках и поднятых высоко в атмосферу хребтах наблюдаются большие средние и экстремальные скорости в результате малого влияния трения на движение воздуха в свободной атмосфере. В некоторых местах рельеф может даже увеличивать скорость ветра вблизи поверхности по сравнению со скоростями поблизости в свободной атмосфере. Так, на г. Вашингтон в штате Нью-Гэмпшир (1915 м) средняя скорость ветра составляет 23 м/с зимой и 12 м/с летом [34], при этом зарегистрирован порыв ветра 103 м/с. Более типичным примером является Зоннблик в Австрии (3106 м), где средняя скорость равна 7 м/с [95]. Напротив, ветры над экваториальными высокими горами, по-видимому, много слабее. В Новой Гвинее на высоте 4250 м на г. Джая среднее значение скорости за декабрь—февраль [11] составляет только 2 м/с, а на влк. Мисти в Перу (4760 м) средняя скорость оценивается примерно 5 м/с с зарегистрированным максимумом 16 м/с [14]. Вообще в тропиках восточные пассаты ослабевают с высотой. В зимний сезон на обращенных к полюсам перифериях областей пассатов они могут смениться западными ветрами, связанными с циркуляцией вне-тропического западного переноса. Это, вероятно, случается, когда на синоптической карте полярные ложбины верхней атмосферы проникают в тропические широты. Для южной Азии характерна сезонная смена сильного западного потока над Гималаями, наблюдающегося в среднем между октябрём и маем, на умеренные восточные ветры, дующие с конца июля по сентябрь включительно. Этот вопрос подробнее рассматривается в п. 5Б (с. 243).

Воздействие гор на поле ветра над ними вызывало интерес уже давно, в частности во время полетов Фиккера на воздушном шаре [36]. Используя результаты этих наблюдений, а также наблюдений за шарами-пилотами и змейковых зондирований, Георги [46, 47] доказывал, что скорость ветра над горными вершинами, как правило, возрастает до уровня, соответствующего 30 % их абсолютной высоты. Этот уровень он назвал «высотой влияния». Однако большинство его наблюдений были сделаны на высоте 820 м на г. Фельдберг (Таунус), и А. Вагнер поставил под сомнение общность упомянутого вывода и указал, что высоту влияния, вероятнее всего, определяют относительные превышения рельефа. Этот вопрос обсуждается подробнее в п. 2В (с. 66).

Два основных фактора, влияющих на скорость ветра над горными вершинами, действуют противоположно. Вертикальное сжатие воздушного потока над горой вызывает ускорение потока воздуха, а воздействие трения вызывает его замедление. На основе этих соображений Шелл [91] сделал попытку объяснить противоречивые данные наблюдений с привязными аэростатами на трех вершинах на Кавказе высотой 1300 м. Он заключил, что в случае изолированного пика или открытого ветру хребта влияние сжатия преобладает над трением и ветер вплоть до 50—100 м сильнее над вершиной, чем выше в свободной атмосфере. Ускорение это связано с уменьшением давления на 1—2 гПа в результате

искривления линий тока над гребнем — так называемым эффектом Бернулли [25]. Для установившегося несжимаемого потока без трения вдоль линии тока уравнение Бернулли будет иметь вид:

$$\frac{V_2^2 - V_1^2}{2} + \frac{P_2 - P_1}{\rho} + g(Z_2 - Z_1) = 0.$$

Первый член характеризует кинетическую энергию, второй — работу, совершенную силой давления, и третий — потенциальную энергию. Падение давления на 1 гПа обычно вызывает увеличение скорости ветра на 4—5 м/с.

Георги заметил, что воздействие гор, по-видимому, в сильной степени зависит от направления и скорости ветра, а также от вертикального градиента температуры, однако имеющихся в настоящее время данных о ветрах в горах и в свободной атмосфере еще недостаточно для того, чтобы определить общую природу этих связей. Шумахер [92] рассмотрел данные о ветре на трех альпийских станциях. На Зентисе, Зоннблике и на Цугшпитце средние годовые скорости составляют около 0,8 скорости в свободной атмосфере, хотя при скорости ветра в свободной атмосфере менее 4 м/с отношение обычно превосходит единицу. Это отношение сильно зависит также от топографии, общего направления ветра и от расположения анемометра на вершине. Таким образом, на Зоннблике в Австрийских Альпах южные ветры сильнее, чем ветры в свободной атмосфере, а западные ветры и ветры от северо-восточных до восточных румбов — слабее. На г. Цугшпитце, расположенной на северной окраине Альп, скорости на вершине превышают скорости в свободной атмосфере только при ветрах южного квадранта.

Обширный обзор наблюдений за ветром на горных вершинах и в свободной атмосфере выполнен Волом [101]. По данным для европейских станций он пришел к выводу, что скорости на вершинах, как правило, составляют приблизительно половину соответствующих значений в свободной атмосфере. Для медианных величин общее уравнение регрессии имеет вид:

$$V_m = 2,1 + 0,5V_a,$$

где V_m — скорость ветра на вершине (м/с) и V_a — соответствующая скорость ветра в свободной атмосфере.

Соотношение скоростей для разных интервалов повторяемости показано на рис. 2.18. Там, где эффекты трения велики, отношение может уменьшаться до 0,3. Отсюда, скорости на вершинах как относительно, так и абсолютно выше зимой, когда общее возрастание устойчивости уменьшает роль трения. Иллюстрацией этого факта служит рис. 2.19, где данные измерений на Малом Фельдберге (805 м) сравниваются с данными зондирования над Висбаденом (ФРГ). Вол также отмечает, что отношение вер-

шина/свободная атмосфера иногда превышает 1,01. Такие случаи определяются в основном рельефом и направлением ветра по отношению к нему. Исключительно большие скорости на г. Вашингтон,

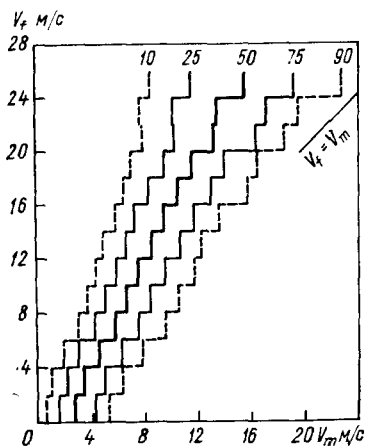


Рис. 2.18. Скорости ветра, наблюдающиеся на горных вершинах V_m в Европе и на тех же высотах в свободной атмосфере V_f . Указаны линии перцентилей распределения скоростей. (Из [101].)

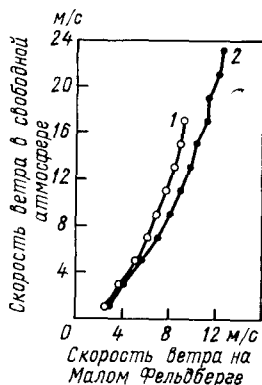


Рис. 2.19. Средние скорости ветра на Малом Фельдберге (805 м) и в свободной атмосфере над Висбаденном летом (1) и зимой (2). (По [101].)

например, объясняются тем, что это самая высокая вершина в центре обширной области горных хребтов. Юстис [34] сообщил, что там наблюдались отношения вершина/свободная атмосфера, равные 1,4 летом и 1,8 зимой.

Список литературы

1. Боровиков А. М., Грудзинский М. Е., Хргиан А. Х. (1958) «О метеорологических условиях высокогорного Тянь-Шаня», *Труды ЦАО*, вып. 21, с. 175.
2. Будыко М. И. (1971) *Климат и жизнь*. Л., Гидрометеондат, с. 189—210.
3. Волошина А. П. (1966) *Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период*. М., Наука, 150 с.
4. Кастров В. Г. (1956) «Солнечная радиация в тропосфере в случае абсолютно чистого воздуха», *Труды ЦАО*, вып. 16, с. 23—30.
5. Кузьмин П. П. (1961). *Процесс таяния снежного покрова*. Л., Гидрометеондат.
6. Сивков С. И. (1968) *Методы расчета характеристик солнечной радиации*. Л., Гидрометеондат.
7. Хргиан А. Х. (1965) «О распределении влажности в атмосфере над горной страной», *Изв. АН СССР. ФАО*, т. 1, № 4, с. 395.
8. Abbott, C. G. and Fowle, F. E., Jr. (1908) 'Determination of the intensity of solar radiation outside the earth's atmosphere, otherwise termed the "solar

- constant of radiation", *Ann. Astrophys. Obs. Smithson. Inst., Washington*, 2(1), 11—126.
9. Abbott, C. G. and Fowle, F. E., Jr. (1911) 'The value of the solar constant of radiation,' *Astrophys. J.*, 33, 191—6.
 10. Abetti, G. (1957) *The Sun* (transl. J. B. Sidgwick), London, Macmillan.
 11. Allison, I. and Bennett, J. (1976) 'Climate and microclimate,' in G. S. Hope, *et al.* (eds) *The Equatorial Glaciers of New Guinea*, pp. 61—80, Rotterdam, A. A. Balkema.
 12. Ångström, A. K. and Drummond, A. J. (1966) 'Note on solar radiation in mountainous regions at high altitude,' *Tellus*, 18, 801—5.
 13. Ångström, K. (1900) 'Intensité de la radiation à différentes altitudes. Recherches faites à Tenériffe, 1895 et 1896,' *Nova Acta Reg. Soc. Sci. Upsal.*, 20 (3).
 14. Bailey, S. I. (1908) 'Peruvian meteorology: observations made at the auxiliary stations. 1892—1895,' *Ann. Astron. Obs. Harvard Coll.*, 49(2), 104—232.
 15. Barry, R. G. (1978) 'H-B. de Saussure: the first mountain meteorologist,' *Bull. Am. Met. Soc.*, 59, 702—5.
 16. Becker, C. F. and Boyd, J. S. (1957) 'Solar variability on surfaces in the United States as affected by season, orientation, latitude, altitude and cloudiness,' *J. Solar Energy*, 1, 13—21.
 17. Bener, P. (1963) 'Der Einfluss der Bewölkung auf die Himmelstrahlung,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 12, 442—57.
 18. Bishop, B. C., Ångström, A. K., Drummond, A. J. and Roche, J. J. (1966) 'Solar radiation measurements in the high Himalayas (Everest region),' *J. appl. Met.*, 5, 94—104.
 19. Brocks, K. (1940) 'Lokale Unterschiede und zeitliche Änderungen der Dichtschichtung in der Gebirgsatmosphäre,' *Met. Zeit.*, 57, 62—73.
 20. Brunt, D. (1932) 'Notes on radiation in the atmosphere,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 58, 389—420.
 21. Caldwell, M. M. (1968) 'Solar ultraviolet radiation as an ecological factor for alpine plants,' *Ecol. Monogr.*, 38, 243—68.
 22. COESA (1962) 'U. S. Standard Atmosphere, 1962,' U. S. Comm., Extension Standard Atmosphere, Washington, D. C.
 23. Cramer, O. P. and Lynott, R. E. (1961) 'Cross-section analysis in the study of windflow over mountainous terrain,' *Bull. Am. Met. Soc.*, 42, 693—702.
 24. Cramer, P. (1972) 'Potential temperature analysis for mountainous terrain,' *J. Appl. Met.*, 11, 44—50.
 25. Davidson, B., Gerbier, S. D., Papagiankis, S. D. and Rijkooft, P. J. (1964) 'Sites for wind-power installations,' *W.M.O. Tech. Note* 63, Geneva, World Meteorological Organization.
 26. de Quervain, A. (1904) 'Die Hebung der atmosphärischen Isothermen in der Schweizer Alpen und ihre Beziehung zu deren Höhengrenzen,' *Gerlands Beitr. Geophys.*, 6, 481—533.
 27. Dirmhirn, I. (1951) 'Untersuchungen der Himmelstrahlung in den Ostalpen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Höhenabhängigkeit,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 2, 301—46.
 28. Dorno, C. (1911) *Studie über Licht und Luft des Hochgebirges*, Braunschweig, Vieweg und Sohn.
 29. Drummond, A. J. and Ångström, A. K. (1967) 'Solar radiation measurements on Mauna Lea (Hawaii) and their bearing on atmospheric transmission,' *Solar Energy*, 11, 133—44.
 30. Eckel, O. (1936) 'Über einige Eigenschaften der ultravioletten Himmelstrahlung in verschiedenen Meereshöhen und bei Föhnlage,' *Met. Zeit.*, 53, 90—4.
 31. Eide, O. (1948) 'On the temperature difference between mountain peak and free atmosphere at the same level. II. Gaustatoppen-Kjeller,' *Met. Annal.*, 2(3), 183—206.
 32. Ekhart, E. (1939) 'Mittlere Temperaturverhältnisse der Alpen und der freien Atmosphäre über dem Alpenvorland. Ein Beitrag zur dreidimensionalen Klimatologie.' 1. Die Temperaturverhältnisse der Alpen,' *Met. Zeit.*, 56, 12—26; 2. Die Temperaturverhältnisse der freien Atmosphäre über München und Vergleich mit den Alpen,' *Met. Zeit.*, 56, 49—57.

33. Elterman, L., (1964) 'Atmospheric attenuation model, 1964, in the ultraviolet, visible and infra-red regions for altitudes to 50 km,' *Env. Res. Pap. No. 46, AFCRL-64-740*, Cambridge, Massachusetts, U. S. Air Force Cambridge Research Laboratories.
34. Eustis, R. S. (1942) 'The winds over New England in relation to topography,' *Bull. Am. Met. Soc.*, 28, 383—7.
35. Ferguson, S. P. (1934) 'Aerological studies on Mt. Washington,' *Trans. Am. Geophys. Union*, 15, 114—17.
36. Ficker, H. von (1913) 'Die Wirkung der Berge auf Luftströmungen,' *Met. Zeit.*, 30, 608—10.
37. Ficker, H. von (1913) 'Temperaturdifferenz zwischen freier Atmosphäre und Berggipfeln,' *Met. Zeit.*, 30, 278—304.
38. Ficker, H. von (1926) 'Vertikale Temperaturgradienten im Gebirge,' *Veroff. Preuss. Met. Inst.*, 335, 45—62.
39. Flach, E. (1966) 'Geographische Verteilung der Globalstrahlung und Himmelstrahlung,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 14, 161—83.
40. Fliri, F. (1971) 'Neue klimatologische Querprofile der Alpen — ein Energiehaushalt,' *Ann. Met.*, N. F. 5, 93—7.
41. Flohn, H. (1953) 'Hochgebirge und allgemeine Zirkulation. II. Die Gebirge als Wärmequellen,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, A, 5, 265—79.
42. Flohn, H. (1968) 'Contributions to a meteorology of the Tibetan Highlands,' *Atmos. Sci. Pap. No. 130*, Ft. Collins, Colorado State University.
43. Flohn, H. (1974) 'Contribution to a comparative meteorology of mountain areas,' in J. D. Ives and R. G. Barry (eds) *Arctic and Alpine Environments*, pp. 55—71, London, Methuen.
44. Fujimara, I. (1971) 'The climate and weather of Mt. Fuji,' in *Fujisan-sogokujutsuchosa-hokoku (Mt. Fuji, Scientific Report)*, pp. 215—304, Tokyo, Fujikyuko Co. Ltd.
45. Gates, D. M. and Janke, R. (1966) 'The energy environment of the alpine tundra,' *Oecol. Planta*, 1, 39—62.
46. Georgii, W. (1922) 'Die Windbeeinflussung durch Gebirge,' *Beitr. Phys. frei Atmos.*, 10, 178—84.
47. Georgii, W. (1923) 'Die Luftströmung über Gebirge,' *Met. Zeit.*, 40, 108—12, 309—11.
48. Gloyne, R. W. (1971) 'A note on the average annual mean of daily earth temperature in the United Kingdom,' *Met. Mag.*, 100, 1—6.
49. Green F. H. W. and Harding, R. J. (1979) 'The effect of altitude on soil temperature,' *Met. Mag.*, 108, 81—91.
50. Green, F. H. W. and Harding, R. J. (1980) 'Altitudinal gradients of soil temperatures in Europe,' *Trans. inst. Brit. Geog.*, 5, 243—54.
51. Gutman, G. J. and Schwerdtfeger, W. (1965) 'The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes in the summer,' *Met. Rdsch.*, 18, 69—75.
52. Hand, I. F., Conover, J. H. and Boland, W. A. (1943) 'Simultaneous pyrheliometric measurements at different heights on Mount Washington, N. H.,' *Mon. Weather Rev.*, 71, 65—9.
53. Hann, J. von (1906) *Lehrbuch der Meteorologie*, Leipzig, C. H. Tauchnitz.
54. Hann, J. von (1913) 'Die Berge kälter als die Atmosphäre, ein meteorologisches Paradoxon,' *Met. Zeit.*, 30, 304—6.
55. Hänsel, C. von (1962) 'Die Unterschiede von Temperatur und relativer Feuchtigkeit zwischen Brocken und umgebender freier Atmosphäre,' *Zeit. Met.*, 16, 248—52.
56. Harding, R. J. (1978) 'The variation of the altitudinal gradient of temperature within the British Isles,' *Geogr. Ann.*, A, 60, 43—9.
57. Harding, R. J. (1979) 'Altitudinal gradients of temperature in the northern Pennines,' *Weather*, 34, 190—201.
58. Harrison, S. J. (1975) 'The elevation component of soil temperature variation,' *Weather*, 30, 397—409.
59. Hastenrath, S. L. (1968) 'Der regionale und jahrzeitliche Wandel des vertikalen Temperaturgradienten und seine Behandlung als Wärmehaushaltsproblem,' *Met. Rdsch.*, 21, 46—51.

60. Hauer, H. (1950) 'Klima und Wetter der Zugspitze,' *Berichte d. Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone*, 16.
61. Kimball, H. H. (1927) 'Measurements of solar radiation intensity and determinations of its depletion by the atmosphere with bibliography of pyrheliometric measurements,' *Mon. Weather Rev.*, 55, 155—69.
62. Klein, W. H. (1948) 'Calculation of solar radiation and the solar heat load on man,' *J. Met.*, 5, 119—29.
63. Kleinschmidt, E. (1913) 'Die Temperaturverhältnisse in der freien Atmosphäre und auf Berggipfeln nach den Messungen der Drachenstation am Bodensee und der Observatorien auf der Säntis und der Zugspitze,' *Beitr. Phys. frei. Atmos.*, 6, 1—18.
64. Kondratyev, K. Ya. (1969) *Radiation in the Atmosphere*, New York, Academic Press.
65. Kreuels, R., Fraedrich, K. and Ruprecht, E. (1975) 'An aerological climatology of South America,' *Met. Rdsch.*, 28, 17—26.
66. Langley, S. P. (1882) 'The Mount Whitney expedition,' *Nature*, 26, 314—17.
67. Langley, S. P. (1884) 'Researches on solar heat and its absorption by the earth's atmosphere. A report on the Mount Whitney expedition,' U. S. War Dept., Prof. Pap. Signal Service XV, Washington, D. C.
68. Lauscher, F. (1937) 'Die Zunahme der Intensität der Sonnenstrahlung mit der Höhe,' *Gerlands Beitr. Geophys.*, 50, 202—15.
69. Lauscher, F. (1966) 'Die Tagesschwankung der Lufttemperatur auf Höhenstation in allen Erdteilen,' *60—62 Jahresberichte des Sonnblick-Vereins für die Jahre 1962—64*, pp. 3—17, Vienna.
70. Lautensach, H. and Bogel, R. (1956) 'Der Jahrgang des mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde,' *Erdkunde*, 10, 270—82.
71. Le Drew, E. F. (1975) 'The estimation of clear sky atmospheric emittance at high altitudes,' *Arct. Alp. Res.*, 7, 227—36.
72. Lowry, W. P. (1980) 'Clear-sky direct-beam solar radiation versus altitude: a proposal for standard soundings,' *J. Appl. Met.*, 19, 1323—7.
73. Maurer, J. (1912) 'Aus älteren und neuen Messungen der Sonnenstrahlung auf hochalpinen Stationen,' *Met. Zeit.*, 29, 561—9.
74. Minzer, R. A. (1962) *A History of Standard and Model Atmospheres, 1847 to 1962*, Bedford, Mass., TR 62-6-N, Geophysics Corp. America.
75. Neuwirth, F. (1979) 'Beziehungen zwischen Globalstrahlung, Himmelstrahlung und extraterrestrischer Strahlung in Österreich,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 27, 1—13.
76. Oliver, J. (1962) 'The thermal regime of upland peat soils in a maritime temperate climate,' *Geogr. Ann.*, 44, 293—302.
77. Peppler, W. (1931) 'Zur Frage des Temperaturunterschiedes zwischen den Berggipfeln und der freien Atmosphäre,' *Beitr. Phys. frei. Atmos.*, 17, 247—63.
78. Peppler, W. (1935) 'Ergänzung zu meiner Arbeit: "Zur Frage des Temperaturunterschiedes Zwischen den Berggipfeln und der freien Atmosphäre"', *Beitr. Phys. frei. Atmos.*, 21, 172—76.
79. Pernter, J. M. (1886) 'Über Langley's Untersuchungen der Sonnenstrahlung,' *Met. Zeit.*, 3, 193—207.
80. Peterson, E. B. (1969) 'Radiosonde data for characterization of a mountain environment in British Columbia,' *Ecology*, 50, 200—5.
81. Pope, J. H. (1977) 'Computations of solar insolation at Boulder, Colorado,' NOAA Tec. Mem., NESS 93, Washington, D. C.
82. Prohaska, F. (1970) 'Distinctive bioclimatic parameters of the subtropical-tropical Andes,' *Int. J. Biomet.*, 14, 1—12.
83. Radau, R. (1877) *Actinométrie*, Paris, Gauthier-Villars.
84. Rathschuler, E. (1949) 'Über die Änderung des Tagesganges der Luftfeuchtigkeit mit der Höhe,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B1, 17—31.
85. Reitan, C. H. (1963) 'Surface dew point and water vapor aloft,' *J. appl. Met.*, 2, 776—9.
86. Reiter, E. R. (1963) *Jet-stream Meteorology*, University of Chicago Press.
87. Reiter, R., Carnuth, W. and Sládkovic, R. (1972) 'Ultraviolettstrahlung in alpinen Höhenlagen,' *Wetter u. Leben*, 24, 231—47.

88. Reiter, R., Sládkovic, R. and Munzert, K. (1980) 'Results of several years' concurrent recordings of UV in two spectral ranges and at three levels (700, 1800 and 300 m a.s.l.),' in *International Radiation Symposium 1980, Extended Abstracts*, pp. 190—2, Fort Collins, Colorado State Univ.
89. Samson, C. A. (1965) 'A comparison of mountain slope and radiosonde observations,' *Month. Weather Rev.*, 95, 327—30.
90. Sauberer, F. and Dirmhirn, I. (1958) 'Das Strahlungsklima,' in F. Steinhauser, O. Eckel, and F. Lauscher (eds) *Klimatographie von Osterreich*, pp 13—102, Vienna, Springer.
91. Schell, I. I. (1936) 'On the vertical distribution of wind velocity over mountain summits,' *Bull. Am. Met. Soc.*, 17, 295—300.
92. Schumacher, C. (1923) 'Der Wind in der freien Atmosphäre und auf Säntis, Zugspitze und Sonnblick,' *Beitr. Phys. frei Atmos.*, 11, 20—42.
93. Steinhauser, F. (1936) 'Über die Häufigkeitsverteilungen des Dampfdruckes in Gebirge und in der Niederung und ihre Beziehungen zueinander,' *Met. Zeit.*, 53, 415—19.
94. Steinhauser, F. (1937) 'Über die täglichen Temperaturschwankungen im Gebirge,' *Gerlands Beitr. Geophys.*, 50, 360—7.
95. Steinhauser, F. (1938) *Die Meteorologie des Sonnblicks. I. Beiträge zur Hochgebirgsmeteorologie*, Vienna, J. Springer.
96. Steinhauser, F. (1939) 'Die Zunahme der Intensität der direkten Sonnenstrahlung mit der Höhe im Alpengebiet und die Verteilung der 'Trubung' in den unterer Luftschichten,' *Met. Zeit.*, 56, 173—81.
97. Storr, D. (1970) 'A comparison of vapour pressure at mountain stations with that in the free atmosphere,' *Can Met. Res. Rep* 1/70, Dept. of Transport, Canada.
98. Thams, J. C. (1961a) 'The influence of the alps on the radiation climate,' in *Recent Progress in Photobiology*, Proc. 3rd Int. Congress, pp. 76—91, New York, Elsevier.
99. Thams, J. C. (1961b) 'Der Einfluss der Bewölkungsmenge und art auf die Grösse der diffusen Himmelstrahlung,' *Geof. pura appl.*, 48, 181—92.
100. Troll, C. (1964) 'Karte der Jahreszeitenklimate der Erde,' *Erdkunde* 18, 5—28.
101. Wahl, E. (1966) 'Windspeed on mountains,' Milwaukee, Meteorology Dept., University of Wisconsin, Final Report AFCRL-66-280.
102. Wessely, E. (1969) 'Messung der UV-Strahlung mit Interferenzfilter und Photoelementen bei 332 m μ ,' Ph. D. dissertation, University of Vienna.
103. Yoshino, M. M. (1966) 'Some aspects of air temperature climate of the high mountains in Japan,' *Jap. Progr. Climat.*, November, 21—7.
104. Yoshino, M. M. (1975) 'Climate in a small area,' *An Introduction to Local Meteorology*, Tokyo, University of Tokyo Press.

В Топография

Взаимодействие между топографией и метеорологическими элементами зависит от ряда свойств рельефа местности. Общие размеры и ориентация горного хребта по отношению к преобладающим ветрам важны для крупномасштабных процессов, относительные превышения рельефа и форма его особенно важны в региональном масштабе, а угол наклона склона и его ориентация вызывают сильную местную дифференциацию климатов.

1 Эффе́кты масштаба

Воздействия орографического препятствия на движение воздуха определяются: во-первых, размерами препятствия (его высотой, длиной, шириной и расстояниями между следующими друг за другом хребтами), во-вторых, свойствами самого потока воздуха

(направлением ветра относительно препятствия, вертикальными профилями ветра и устойчивостью). Каждая из трех пространственных характеристик горного препятствия как бы взаимодействует с определенным масштабом характеристик атмосферы [55]. Поэтому высоту гор следует сравнивать с высотой однородной атмосферы, или шкалой высот ($\approx 8,0$ км)¹. Длина хребта по отношению к перпендикулярной к хребту составляющей ветра сильно влияет на степень возмущения воздушного потока. Воздушный поток обтекает изолированную гору, но хребет длиной несколько сотен километров может вызвать блокирование воздушного потока, вынужденный подъем, отклонение потока воздуха или какие-либо их сочетания.

Ширина препятствия, согласно Смиуту, как бы взаимодействует с разными атмосферными пространственными характеристиками, имеющими различный масштаб, а именно с:

- 1) толщиной пограничного слоя (≈ 300 м),
- 2) расстоянием, которое проходит частица воздуха по ветру в течение периода гравитационных колебаний, обусловленных силой плавучести (≈ 1 км),
- 3) расстоянием, которое проходит частица воздуха по ветру за время конденсации и выпадения осадков (≈ 1 ч),
- 4) перемещением вниз по ветру в течение суток ($\approx 10^3$ км),
- 5) радиусом Земли (6000 км), который определяет величину воздействия кривизны Земли на крупномасштабный поток воздуха.

Полезно рассмотреть, когда и почему воздух пересекает орографическое препятствие, а не обтекает его. С энергетической точки зрения воздух, встречающий препятствие, должен иметь достаточную кинетическую энергию для того, чтобы подняться на высоту препятствия против силы тяжести [58]. Высота, на которой исчерпывается кинетическая энергия частицы воздуха, поднимающейся от поверхности (с учетом трения), составляет приблизительно $0,64 U/\sqrt{S}$, где U — приземная скорость ветра поднимающегося потока (м/с), а $S = g(\Gamma - \gamma)/T$ — статическая устойчивость, представляющая результирующую сил плавучести и тяжести, Γ — сухоадиабатический вертикальный градиент температуры, γ — вертикальный градиент температуры окружающего воздуха $(\partial T/\partial z)$ [54, 69]². Для изотермической атмосферы с темпе-

¹ Это высота гипотетической несжимаемой атмосферы постоянной плотности.

² Уилсон [68] вывел эту зависимость, пренебрегая силами трения:

$$\frac{d\omega}{dt} = -S(z_1 - z_0),$$

где ω — вертикальная скорость, $z_1 - z_0$ — вертикальное смещение от начального уровня. После интегрирования получаем:

$$\Delta \frac{\omega^2}{2} = \frac{S(z_1 - z_0)^2}{2}.$$

Если кинетическая энергия восходящего потока ($=U^2/2$) является источником для $\Delta(\omega^2/2)$, тогда $z_1 - z_0 = U/\sqrt{S}$.

ратурой 270 K $1/\sqrt{S} = 53 \text{ с}$, и если $U = 10 \text{ м/с}$, то воздух может преодолеть препятствие высотой приблизительно 320 м . Отсюда следует, что в изотермической атмосфере скорость набегающего потока у земли должна составлять 19 м/с только для того, чтобы воздух мог достигнуть гребня препятствия высотой 1000 м .

Величина $1/\sqrt{S}$ увеличивается с уменьшением устойчивости. Для инверсии с $\gamma = -6,5 \text{ К/км}$ $1/\sqrt{S} = 41 \text{ с}$, хотя для нормального температурного градиента с $\gamma = +6,5 \text{ К/км}$ $1/\sqrt{S} = 91 \text{ с}$. Таким образом, при $U = 10 \text{ м/с}$ и нормальных температурных градиентах воздушный поток может преодолеть препятствие высотой 545 м , а для соответствующих условий инверсии — только 245 м . Если же воздушный поток не обладает необходимой кинетической энергией, чтобы подняться над препятствием, то он отклоняется и течет поперек изобар по направлению к более низкому давлению, приобретая тем самым кинетическую энергию [69]. По прошествии некоторого времени это отклонение может распространиться достаточно далеко вверх по течению и обеспечить воздушный поток энергией, необходимой для подъема над препятствием. Это означает, что изэнтропические поверхности (поверхности равной потенциальной температуры) поднимаются над препятствием так, что воздух может течь параллельно им. На подветренной стороне хребта избыток энергии может проявляться в виде волн в воздушном потоке (кинетическая энергия) или переходить в потенциальную энергию вследствие отклонения воздуха по направлению к более высокому давлению.

Уилсон [69] также показал, что ширина препятствия, которое вызывает блокирование воздушного потока, приблизительно равна $0,36U/f$, где f — параметр Кориолиса. Для $f = 1,0 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ и $U = 10 \text{ м/с}$ эта критическая ширина равна 36 км .

Отсюда ясно, почему хребты высотой $4\text{—}6 \text{ км}$ являются в большинстве случаев существенными препятствиями для воздушного потока и погодных систем, сталкивающиеся с ними, и, таким образом, формируют главные климатические разделы. Это особенно верно там, где хребты ориентированы почти перпендикулярно к направлению воздушного потока, как в случае Кордильер и Скалистых гор Северной Америки или Анд и, в меньшей степени, в случае Южных Альп Новой Зеландии. Воздействия на характеристики воздушного потока значительно менее резко выражены, если препятствие ориентировано приблизительно параллельно направлению преобладающего (по крайней мере в течение части года) воздушного потока, как в случае Пиренеев, Гималаев и хребтов Новой Гвинеи. Однако, хотя эти широкие обобщения, возможно, справедливы в климатическом смысле, воздушный поток в данный момент может быть направлен поперек любого хребта благодаря динамическим и термодинамическим изменениям в поле давления, которые обуславливают местные усиления потока.

Степень, в которой горный хребет рассечен глубокими долинами, также определяет его эффективность как климатической границы. Большие сквозные долины предоставляют возможность для движения воздуха. Например, в горном проходе Паллаккад шириной 30 км через Западные Гаты на 11° с. ш. в Индии влияние топографии на количество осадков не обнаруживается, хотя скорости ветра на выходе в два-три раза больше, чем скорости в самом проходе [46]. Это влияние сходно с динамическим воздействием, наблюдающимся при выходе струи воздуха через сопло в большую камеру. Если струя проходит по касательной к выпуклой поверхности, она соприкасается с этой поверхностью на протяжении некоторого расстояния вниз по течению несмотря на возрастающее отклонение потока. Это явление называется эффектом Коанда. Джильс [19] предположил, что ветры, наблюдающиеся к востоку от Карпатских гор и Трансильванских Альп в Румынии, подтверждают этот принцип, так как они отклоняются на юго-запад к соседней выпуклой части хребта. Местная депрессия вызывается вовлечением воздуха в поток на южной стороне Трансильванских Альп. Отклонение мистрала на юго-восток в дельте Роны может указывать на подобный эффект в районе Приморских Альп.

Ориентация горных хребтов не только влияет на воздушный поток, но и видоизменяет режимы температуры, испарения, конвекции и вызванной термическими причинами циркуляции, которые возникают вследствие увеличения (уменьшения) солнечной радиации, поступающей на обращенные к экватору (полюсу) склоны. Этот вопрос обсуждается ниже. Во многих случаях расщечение горных хребтов системами долин создает сложное многообразие склонов и, следовательно, топоклиматов. Тем не менее общая ориентация главных хребтов в Альпах, к примеру, является причиной того, что снеговая линия на южных склонах лежит на 200 м выше, чем на северных.

2 Влияние рельефа

Влияние рельефа на скорость ветра над горами и возвышенностями было признано в исследованиях, посвященных «высоте влияния» в 20-е годы нашего века (см. с. 60), но только недавно появились данные наблюдений и теории, более пригодные для описания таких воздействий. Два процесса приводят к изменению градиентов давления в локальном масштабе [59]. Для двумерного потока в нейтрально стратифицированной атмосфере (при условии пренебрежения касательным напряжением и силой Кориолиса) динамический градиент давления P_D на наветренной стороне возвышенности определяется приблизительно так:

$$P_D \approx -\rho U \Delta U / L$$

и, если $L \Delta U \approx hU$,

$$P_D \approx -\rho U^2 h / L^2,$$

где L — ширина и h — высота возвышенности, ρ — плотность воздуха, U — скорость ветра на наветренной стороне, а ΔU — увеличение скорости над возвышенностью. Гидростатический градиент давления, вызванный нагреванием (P_H), равен приблизительно

$$P_H \approx -\rho g \Delta\theta h^*/\theta L,$$

где θ — потенциальная температура на наветренной стороне, $\Delta\theta$ — увеличение температуры над возвышенностью, h^* — меньшее из h и h_S — высоты сверхadiaбатического слоя около поверхности, g — ускорение свободного падения.

Предположив, что $U = 10$ м/с, $g \approx 10$ м/с² и $\Delta\theta/\theta = 0,1$. Тейлор с помощью анализа размерности отношения P_D/P_H для выбранных величин L , h и h^* показал, что динамические барические эффекты являются важными внутри пограничного слоя ($L \approx \approx 100$ м, $h = 10$ м, $h^* > h$). Для крупномасштабных возвышенностей ($L \approx 10$ км, $h = h^* = 100$ м) преобладают термические воздействия, хотя для более крутых склонов (1:10) динамические и термические воздействия одинаковы при $h^* \leq h$.

Известно, что атмосферная стратификация влияет на вертикальный профиль ветра над возвышенностями, однако между ними не установлена четкая зависимость [14]. В большей части теоретических работ рассматриваются возвышенности с углами наклона лишь в несколько градусов. Джексон и Хант [31], а также Брэдли [8] выражают угол наклона через «относительное удлинение» (L^*/h , где L^* — горизонтальное расстояние от вершины до точки, высота которой равна половине максимальной высоты h). Можно предположить, что на некотором уровне, значительно выше возвышенности, скорость ветра будет такой же, как и в невозмущенном с наветренной стороны потоке (U). Однако около поверхности граница перемещается вверх благодаря рельефу территории, и тем самым устанавливается локальный градиент давления, который влияет на горизонтальную скорость. Это «отношение ускорения» $\Delta S = (\Delta U/U)z$, или отношение избытка скорости ветра ΔU на высоте z над вершиной возвышенности к скорости U на той же самой высоте на наветренной стороне, изменяется в соответствии с высотой смещения, относительным удлинением возвышенности и параметром шероховатости поверхности.

При изучении Черной горы в Канберре, которая поднимается на 170 м над окружающей территорией с углом наклона 20°, Брэдли [8] нашел локальный максимум ветра на высоте $h/5$, или 35 м, для случаев нейтральной стратификации. Джексон и Хант [31] показали, что для малых возвышенностей $\Delta S \approx 2h/L^*$. На Черной горе $L^* = 275$ м, и, таким образом, теоретическое значение $\Delta S = 1,24$. Наблюдаемое значение, равное 1,07, хорошо согласуется с теоретическим, а средняя разность $\Delta U = 4$ м/с. Брэдли заметил, что на самом деле ΔS близ подстилающей поверхности почти не зависит от высоты. Экстраполяция измеренных вертикальных скоростей и наклонов вычисленных линий тока

показывает, что воздействия территории становятся малыми на высоте $1h$ над возвышенностью, хотя вертикальный профиль скорости ветра свидетельствует, что воздействия могут распространяться еще выше. Эта теория, очевидно, также применима к изолированным возвышенностям. На г. Брент-Нолл на о. Сомерсет ($h = 130$ м, $L^* = 300$ м) скорость на высоте 2 м для случаев нейтрального западного потока возрастает от 10 м/с на наветренной стороне препятствия до 22—23 м/с над гребнем хребта при минимуме 4—5 м/с на подветренной стороне хребта [42]. Наблю-

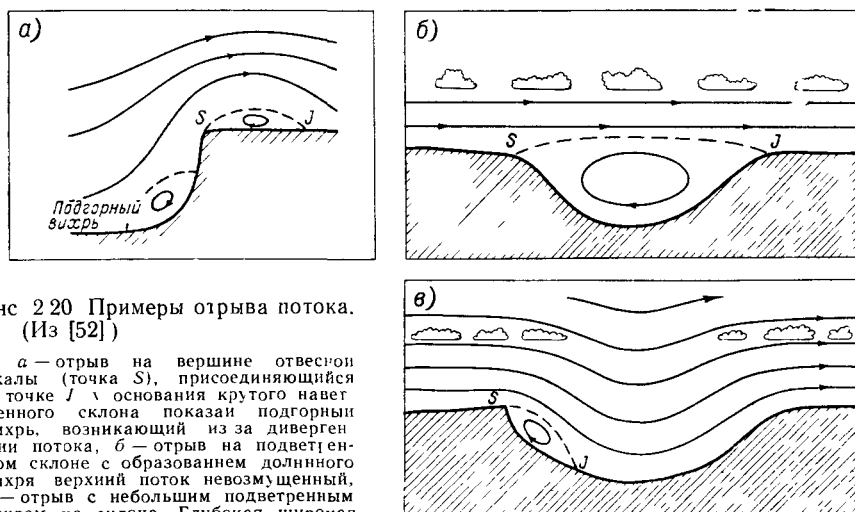


Рис 2.20 Примеры отрыва потока. (Из [52])

а — отрыв на вершине отвесной скалы (точка *S*), присоединяющийся в точке *J* у основания крутого наветренного склона показан подгорный вихрь, возникающий из за дивергенции потока, *б* — отрыв на подветренном склоне с образованием долинного вихря верхний поток невозмущенный, *в* — отрыв с небольшим подветренным вихрем на склоне Глубокая широкая долина может заставить воздух осесть что будет приводить к рассеянию облаков над ней

денное и предсказанное ΔS и в этом случае хорошо согласуются.

Форма или профиль препятствий также важны. Если на склоне есть резкие обрывы, это вызывает большую турбулентность в воздухе, проходящем над ним, чем если склон пологий. Обрывы на склоне значительно увеличивают тенденцию к отрыву воздушного потока от земли и формированию горизонтальных вихрей, или роторов. Они могут наблюдаться в форме подветренных вихрей вниз по течению от выпуклого гребня хребта или в форме подгорных вихрей у подножия крутого обращенного к ветру склона [51]. Там, где общий воздушный поток перпендикулярен к большой долине, вихрь может занять всю долину, не возмущая вышележащий поток, или же в долине может наблюдаться направленное вниз движение, следующее вдоль ее бортов. Эти воздействия представлены на рис. 2.20. Термическая неустойчивость способствует отделению потока от поверхности земли, а радиационное выхолаживание у поверхности противодействует ему.

Рельеф влияет на воздушный поток или на климатические элементы, такие, как осадки, не только при больших относительных превышениях рельефа горного препятствия. Согласно исследованиям Бержерона [7] около Упсалы (Швеция) даже «микрорельеф» в 50 м или меньше может воздействовать на распределение осадков. При конвективных условиях воздействие рельефа слабое или его вообще нет, но над возвышенностями количество осадков из слоистообразных облаков увеличивается. В этих ситуациях система воздушных течений почти стационарна. Так как дождевые капли не успевают вырасти за короткий промежуток времени, пока воздух проходит над малой возвышенностью, Бержерон предположил, что происходит вымывание облачных капель нижних разорванно-дождевых облаков (облаков плохой погоды) каплями дождя, который идет из верхнего облачного слоя. Для того чтобы над возвышенностями могли образоваться разорванно-дождевые облака, пограничный слой должен быть близким к насыщению. В таких ситуациях, вероятно, важно влияние трения, которое создает механическую турбулентность (вынужденная конвекция). Над небольшими холмами высотой около 10 м различия в количестве осадков скорее можно приписать воздействиям ветра на дождемер, чем орографическим факторам как таковым.

В случае больших препятствий на пути воздушного потока, когда высота гор превышает высоту планетарного пограничного слоя, необходимо принимать в расчет многие другие факторы, как это указано в предыдущем параграфе. Влияние гор проявляется в образовании подветренных волн и блокировании мезомасштабного потока, деформации фронтов и подветренном циклогенезе (от регионального до крупномасштабного), а также возникновении планетарных волн в воздушных потоках, перпендикулярных к высоким, полубесконечным препятствиям. Эти особенности детально исследуются ниже.

3 Склон и ориентация

От угла наклона и ориентации склона существенно зависят приход радиации и температурные условия, и это послужило предметом многих экспериментальных и аналитических исследований. Прямая суммарная радиация, падающая на склоны данного угла наклона и данной ориентации на разных широтах, рассчитывалась многими авторами. Гейгер [18, с. 373] перечисляет целый ряд источников, в которых можно найти соответствующие данные, в том числе опирающиеся на фактические измерения. Некоторые исследования цитируются Кондратьевым (см. [32, с. 342, 485], а также [33, 34]) и Хеєм [23].

На рис. 2.21 показано изменение приходящей радиации в зависимости от сезона, угла наклона и ориентации склона для двух станций, расположенных в умеренных широтах. На всех склонах, кроме обращенных на север, максимальный поток прямой радиации зимой наблюдается на более крутых склонах, а летом, когда

высота солнца больше, — на более пологих. В дни равноденствий, когда солнце встает точно на востоке, для обращенных на юг склонов картина получается симметричной: солнце не сразу освещает обращенный на юг склон, и чем он круче, тем больше задержка. Этот эффект заметен еще сильнее на обращенных на запад склонах, тогда как на обращенных на восток склонах угол наклона определяет видимый заход солнца. Максимум приходит-

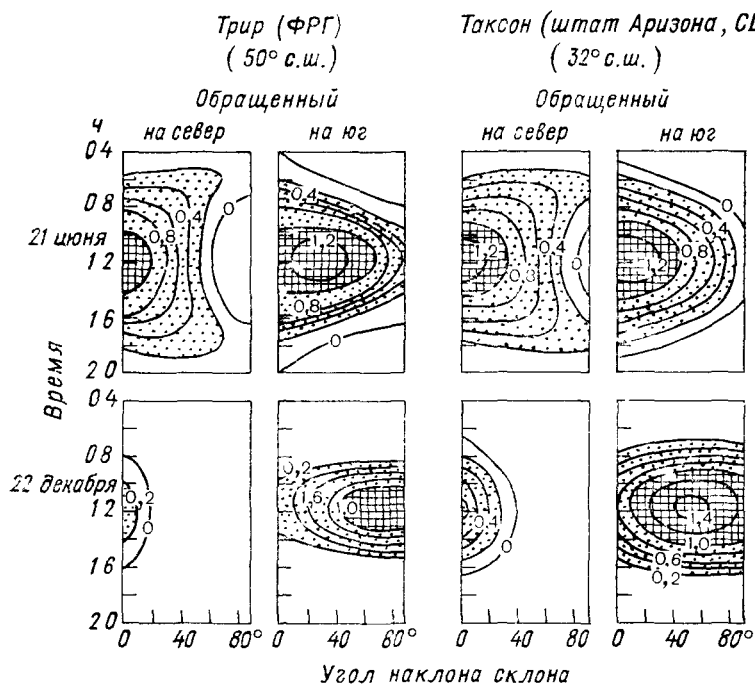


Рис. 2.21. Среднее значение прямой солнечной радиации (кал/(мин·см²)), падающей на поверхность, при безоблачном небе как функция уклона, ориентации, времени суток и сезона. (По [5, 18, 53].)

щей радиации для обращенных на восток (и запад) склонов зависит как от угла склонения солнца, и следовательно, от сезона, так и от угла наклона склона. Зимой обращенные на север склоны в умеренных широтах получают прямую радиацию только в около-полуденное время, если высота солнца превышает угол наклона склона (см., например, рис. 2.1); максимум всегда наблюдается при склонении, равном нулю.

Важно отметить, что с широтой изменяется не только абсолютная величина, но даже знак склонового эффекта [38, с. 171]. Южнее широты 40° в северном полушарии обращенные на север склоны в летнее солнцестояние получают в течение дня больше прямой радиации, чем обращенные на юг склоны, причем

разность возрастает с углом наклона склона (рис. 2.22). Однако обращенные на юг склоны получают больше радиации за несколько часов около полудня. Эта разность в суточных суммах прямой радиации является результатом продолжительности дня и того факта, что солнце поднимается и заходит севернее точек местного востока и запада. В годовом ходе теоретически возможно, что суммы прямой радиации дадут самые большие относительные разности между обращенными на север и на юг склонами в умеренных широтах (рис. 2.23) [33]. Интересно отметить,

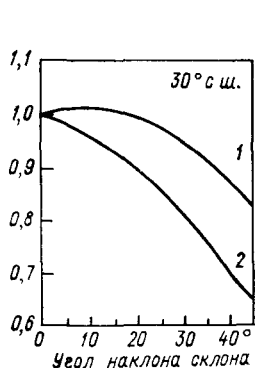


Рис. 2.22. Суточные суммы прямой радиации на обращенных к северу (1) и к югу (2) склонах на широте 30° с. ш. относительно суточных сумм прямой радиации на верхней границе атмосферы 21 июня (По [38])

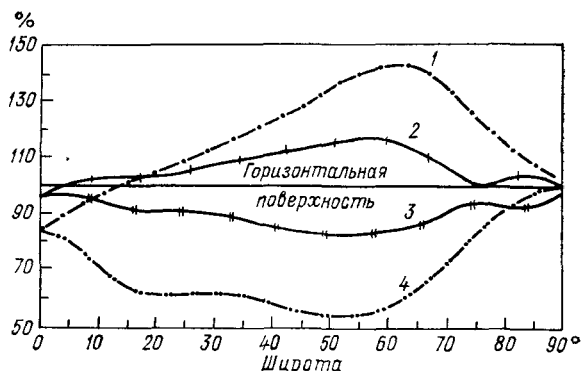


Рис. 2.23. Годовые суммы возможной прямой солнечной радиации как функция широты для обращенных на север (3, 4) и на юг (1, 2) склонов с углом наклона 10° (2, 3) и 30° (1, 4) (в процентах от приходящей на горизонтальную поверхность). (По [33])

что обращенный на север склон с углом наклона 30° создает больший дефицит радиации в тропиках, чем около полюса.

Теперь рассмотрим некоторые геометрические соображения относительно радиации на склонах. Солнечная радиация, получаемая поверхностью склона, складывается из трех компонент: прямой солнечной радиации S'_b , рассеянной радиации S'_d и радиации, отраженной от окружающих поверхностей S_r . Мгновенная прямая солнечная радиация, падающая на склон, может быть выражена таким образом:

$$S'_b = S_b \cos i,$$

где i — угол между солнечными лучами и нормалью к склону, S_b — прямая радиация, приходящая на поверхность, нормальную солнечным лучам.

Для оценки этого выражения через измеряемые параметры предлагались разные подходы (см. [24, 27, 32, 39, 47]). Метод определения географических координат «эквивалентной» горизонтальной площадки, предложенный Ли [37, 38], имеет тот недостаток, что он применим только к мгновенным значениям, так как время восхода и время захода солнца на склонах отличаются от времени восхода и времени захода солнца на горизонтальной поверхности. Поэтому для получения суточных и месячных сумм S'_b требуются сложные вычисления.

Прямая радиация определяется следующим образом [24, 33]:

$$\cos i = \cos s \cos Z + \sin s \sin Z \cos (A - A_s),$$

где s — угол наклона склона, Z — зенитное расстояние, равное 90° минус высота солнца,

$$\cos Z = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega t,$$

где φ — широта,

δ — угол склонения солнца (положительный к северу),

ωt — часовой угол солнца, отсчитываемый от истинного полудня (положительный по часовой стрелке),

t — время от солнечного полудня,

ω — угловая скорость вращения земли ($\pi/12$ рад/ч),

A — азимут солнца,

A_s — азимут склона;

$$\cos A = \frac{\sin \varphi \cos Z - \sin \delta}{\cos \varphi \sin Z}$$

и

$$\sin A = \frac{\cos \delta \sin \omega t}{\sin Z}.$$

Таким образом,

$$\begin{aligned} S'_b &= S_b [\cos s \cos Z + \sin s \sin Z \cos (A - A_s)] = \\ &= S_b \left\{ \cos s [\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega t] + \right. \\ &\left. + \sin s \left[\cos A_s \left(\frac{\sin \varphi \cos Z - \sin \delta}{\cos \varphi} \right) + \sin A_s (\cos \delta \sin \omega t) \right] \right\}. \end{aligned}$$

Рассеянная радиация на склоне S'_d отличается от рассеянной радиации на горизонтальной поверхности, так как только часть неба является видимой. Если принять рассеянную от неба радиацию S_d изотропной, то

$$S'_d = S_d \cos^2 \left(\frac{s}{2} \right) \equiv 0,5 S_d (1 + \cos s).$$

Влиянием отлогих склонов (угол наклона $< 20^\circ$) можно пренебречь, особенно при расчете суточных сумм, так как $\cos^2(20^\circ/2) = 0,97$, тогда как для склона в 45° $S'_d = 0,85 S_d$.

Изотропная модель дает заниженную оценку рассеянной радиации от ясного неба на склонах, обращенных к экватору, так как падающий поток является анизотропным. Согласно Кондратьеву и Федоровой [33], поток рассеянной радиации от около-солнечной половины неба (т. е. отделенной плоскостью, нормальной солнечному лучу) составляет около 75 % общей рассеянной радиации, падающей на горизонтальную поверхность. Эта азимутальная зависимость вызывает различия, определяющиеся ориентацией склона для всех углов наклона склона. Экранирование точки от стороны горизонта, направленной к солнцу, важно для склонов, обращенных или к солнцу или противоположно от него [32, с. 482—492]. Хей [24] разработал модель для анизотропной рассеянной радиации на склонах и показал, что она дает меньшие систематические и случайные ошибки, чем изотропная модель и чем модель, где околосолнечная и изотропная компоненты приняты равными. Анизотропная формула Хей имеет вид:

$$S'_d = \left[\left(\frac{S_b}{S_0} \right) \frac{\cos i}{\cos Z} S_d \right] + \left\{ 0,5 S_d (1,0 + \cos s) \left[1,0 - \left(\frac{S_b}{S_0} \right) \right] \right\},$$

где S_0 — солнечная постоянная, $(S_b/S_0)\cos i$ — «индекс анизотропии» для склона. Первый член в правой части уравнения является околосолнечным компонентом, а второй описывает изотропно распределенный поток радиации.

При альтернативном подходе рассеянное излучение на склонах вычисляется интегрированием среднего распределения излучения при безоблачном небе для сектора, видимого со склона [56, 57]. Приведенные в работах [56, 57] таблицы показывают резко выраженное влияние азимута склона для крутых склонов и малых высот солнца.

Отражение от соседних склонов (S_r), как правило, оценить нелегко. Однако если мы предположим, что ландшафт однородный (в смысле альбедо) и диффузно отражающий, тогда отраженный компонент на склоне равен:

$$S_r = (S_b + S_d) \alpha \sin^2 \left(\frac{s}{2} \right) \equiv 0,5 (S_b + S_d) \alpha (1,0 - \cos s),$$

где α — альбедо ландшафта. Как и для рассеянного компонента, анизотропия вызывает сильные отклонения от теоретического значения S_r , вычисленного по вышеуказанной формуле, особенно при наличии снежного покрова. Относительные значения $S_r/(S_b + S_d)$, определенные из измерений и из изотропного приближения для S_r , сравнивались Кондратьевым [32, с. 492]. Он показал, что изотропные оценки слишком малы для склонов, обращенных к солнцу. Различия, выраженные отношением разности измеренная радиация минус изотропная оценка к измеренной радиации для склонов с углом наклона 30° и тающим снежным покровом при высоте солнца 30° , составили +49 % для склонов, обращенных к солнцу, и —46 % для склонов, обращенных от солнца.

Результирующее влияние отраженной и рассеянной радиации мало в сравнении с прямой радиацией, когда солнце не затемнено облачностью и высота солнца большая ($\geq 60^\circ$). Однако на крутых склонах, обращенных от солнца, при наличии зимнего снежного покрова отраженная радиация может обеспечить больший вклад, чем рассеянная. В табл. 2.13 представлены вычисленные средние суточные значения S'_b , S'_d и S_r для пункта Черчилл (провинция Манитоба) в декабре и июне, заимствованные из работы Хей [23] (использованная им формула для вычисления S'_d незначительно отличается от приведенной выше). Хей использовал реалистические оценки альбедо облачности и подстилающей поверхности, в качестве исходных данных для вычислений — измеренное значение суммарной радиации, приходящей на горизонтальную поверхность.

Таблица 2.13 Вычисленные значения компонент радиации на склонах для Черчилла (провинция Манитоба) в декабре и июне (МДж/(сут·м²)). Из [23]

Ориентация	Угол наклона склона											
	0°			20°			40°			90°		
	S_b	S_d		S_b	S_d	S_r	S_b	S_d	S_r	S_b	S_d	S_r
<i>Декабрь</i> (альбедо поверхности 0,60, количество облаков 51 %)												
Северная			0,0	0,65	0,0	0,0	0,35	0,11	0,0	0,01	0,47	
Западная ¹	0,63	0,92	0,80	0,89	0,03	1,02	0,81	0,11	1,14	0,42	0,47	
Южная			2,60	1,13	0,03	4,26	1,26	0,11	5,87	1,13	0,47	
<i>Июнь</i> (альбедо поверхности 0,25, количество облаков 63 %)												
Северная			10,85	8,37	0,17	7,25	7,04	0,65	2,10	2,17	2,28	
Западная ¹	13,14	9,08	12,64	8,72	0,17	11,51	7,70	0,65	7,03	3,38	2,78	
Южная			14,08	9,07	0,17	13,55	8,35	0,65	6,49	4,21	2,78	

¹ Значения для обращенных на восток склонов отличаются незначительно.

Вслед за Гарнье и Омурой [16, 17] многие исследователи разрабатывали программы для ЭВМ, предназначенные для вычисления солнечной радиации (при безоблачном небе) в любой местности. Такие программы могут генерировать непосредственно выдачу карты, используя цифровые данные о местности в правильной сетке точек [66].

Подобные вычисления состоят из следующих шагов: 1) определение радиации на верхней границе атмосферы для требуемого дня, времени и широты, 2) вычисление прямой радиации для безоблачного неба при конкретном значении коэффициента пропускания, подходящего для условий атмосферной мутности, 3) вычисление прямой радиации на склон данного азимута и угла наклона, 4) вычисление рассеянной радиации по зависимости

от высоты солнца, азимута и наклона склона и 5) вычисление влияния закрытости горизонта окружающими горами. Детали этих вычислений выходят за рамки настоящего обсуждения, но их несложно найти в цитированной литературе. Пример карты, составленной с помощью такой процедуры для района г. Вильгельм (Папуа—Новая Гвинея), приводится на рис. 2.24. На рисунке показаны теоретические суммы суммарной солнечной радиации между восходом солнца и 10 ч, что иллюстрирует резко выраженное влияние рельефа. Контрасты между склонами ясно видны в наблюдаемых суточных температурах почвы на глубине по край-

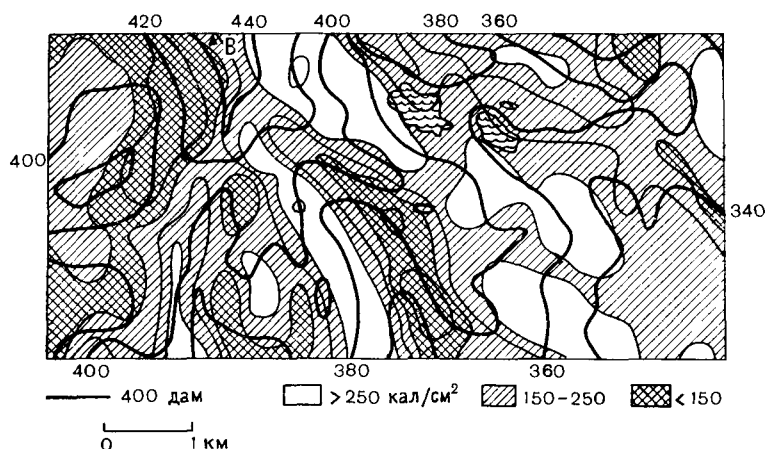


Рис. 2.24. Рассчитанная суммарная солнечная радиация при безоблачном небе при коэффициенте пропускания 0,75 между 06 и 10 ч 23 сентября для района г. Вильгельм (В) в Папуа — Новой Гвинее. (Из [4].)

Волнами отмечены озера. Изоплеты проведены через 50 кал/см²

ней мере 7 см [4]. Позже днем облачный покров уничтожает эти контрасты между склонами. Сейчас уже хорошо разработаны [12, 23, 24] методы, позволяющие учитывать влияние анизотропии, пространственно изменяющегося альbedo и переменного облачного покрова.

Влияние склонов на радиационный баланс особенно сложное, так как здесь имеет дополнительное значение инфракрасная радиация. Наблюдения очень малочисленны, хотя теоретически проблема уже рассматривалась (например, [32, с. 680—685]). По аналогии с вышеизложенными рассуждениями для солнечной радиации, можно написать:

$$R'_n = S'_b + S'_d + S_r - r' + \varepsilon' L'_i + \varepsilon' L'_{ir} + \varepsilon' L_b - \varepsilon' L'_c,$$

где $(S'_b + S'_d)$ — суммарная солнечная радиация на склоне, $S_r = (S_b + S_d) \alpha \sin^2(s/2)$ — отражение коротковолновой радиации

на склон, $r' = (S'_b + S'_d + S_r)\alpha'$ — коротковолновая радиация, отраженная склоном, $L_i = L_i \cos^2(s/2)$ — атмосферное излучение к склону, $L_{ir} = (1 - \epsilon)L_i \sin^2(s/2)$ — атмосферное излучение к соседней поверхности, отраженное на склон, $L_b = \epsilon\sigma T^4 \sin^2(s/2)$ — поток инфракрасной радиации от соседней поверхности, полученный склоном, $L'_0 = \sigma(T')^4$ — поток инфракрасной радиации от склона при температуре T' ,

α — альbedo прилегающей поверхности,

α' — альbedo склона,

ϵ — излучательная (поглощательная) способность поверхности,

ϵ' — значения для склона,

σ — постоянная Стефана—Больцмана.

Различные составляющие показаны на рис. 2.25. В общем L_{ir} и S_r имеют малое значение, хотя, как уже отмечалось, S_r становится важным при наличии снежного покрова. Альbedo подстилающей поверхности для инфракрасного излучения обычно равно 0,05—0,10. Недавно разработана модель [41] для вычисления атмосферной радиации (L_i и L_{ir}) в горных областях. Для применения модели требуются данные о температуре воздуха и парциальном давлении водяного пара, а также топографии — чтобы определить «фактор термической открытости», т. е. незатемненность неба, который вычисляется как $\cos^2 \bar{Z}_H$, где \bar{Z}_H — средний угол горизонта, отсчитываемый от зенита.

Для склонов с углом наклона меньше чем 30° Кондратьев и Федорова [33] показали, что баланс инфракрасной радиации на склоне L'_n аппроксимируется так: $L'_n = L_n \cos s$.

Аналогично, для радиационного баланса Уилсон и Гарнье [67] показали, что в пределах 4 % точности суточные суммы радиации на склонах могут быть аппроксимированы выражением:

$$R'_n = S'_b + S'_d - r' + L_i - L_0$$

для склонов с углом наклона меньше чем 20° . Кроме того что угол наклона и ориентация склона непосредственно влияют на продолжительность солнечного сияния, на суммы радиации и, следовательно, на температуру почвы, «экспозиция» склона также воздействует на количество осадков, снежный покров, скорость испарения и режим ветра. Хотя движение воздуха является определяющим для этих элементов, эта тема тем не менее рассматривается ниже в главе 3.

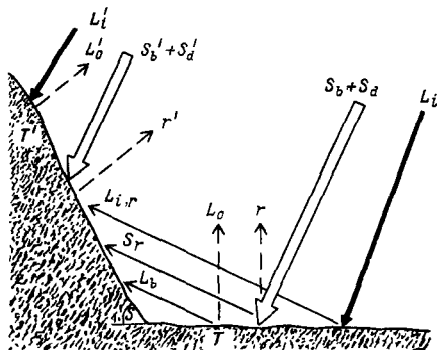


Рис. 2.25. Составляющие солнечного и инфракрасного излучения, падающего на склоны.

Высоко в горах, особенно выше границы леса, жизнь растительного и животного мира строго регулируется климатом на земной поверхности или около нее — микроклиматом. Вдобавок, пространственное распределение микроклиматов создает мозаику из-за воздействий топографии, которые порождают характерные топоклиматы. Сочетания топо- и микроклиматических воздействий определяют в основном местные различия растительного покрова. Небольшие топографические особенности и различия в углах наклона и ориентации склонов вызывают ярко выраженные различия в растительности вследствие совместного влияния радиации, испарения, скорости ветра и накопления снега.

Рассмотрим некоторые основные влияния высоты на микроклиматы. Они возникают из-за типичного высотного распределения метеорологических элементов, обсуждавшегося в п. 2Б.

а Микроклиматические градиенты Большая интенсивность солнечного излучения на больших высотах приводит к высоким абсолютным температурам подстилающей поверхности. Например, Тернер [60] в июле 1957 г. на высоте 2070 м в Эцтальских Альпах (Австрия) надежно измерил на темном черноземе крайнее значение температуры, равное 80 °С. Склон был обращен на юго-запад и имел угол наклона 35°, а температура воздуха (на высоте 2 м) была 30 °С. В сентябре 1975 г. с помощью радиационного термометра, который регистрирует инфракрасное излучение поверхности, автор наблюдал температуру оголенной почвы на уровне 3480 м на г. Вильгельм (Папуа—Новая Гвинея), равную 60 °С [4]. В этом случае температура воздуха была только 15 °С. Такое влияние высоты видно и из климатических данных. Средние годовые значения температуры почвы в Альпах на глубине 1,2 м превышают температуру воздуха на 0,5 °С на высоте 600 м, на 2,0 °С — на 1800 м и на 2,9 °С — на 3000 м [43].

Так как температуры воздуха уменьшаются с высотой, нагревание подстилающей поверхности обычно вызывает на больших высотах большие температурные градиенты в приземном слое воздуха [3, 50], хотя разность температур почва — воздух зависит от погодных условий. Аулицкий [3] обработал данные подробных измерений на границе леса (2072 м) около Обергургля (Австрия) и показал, что имеется линейная зависимость между средними и экстремальными значениями температуры почвы и воздуха, когда почва незамерзшая (рис. 2.26). В переходные сезоны температура почвы ниже, чем температура воздуха, вследствие радиационного охлаждения поверхности осенью и запаздывания схода снежного покрова весной. В Альпах почва, как правило, имеет самые низкие температуры осенью при промерзании, тогда как зимний снежный покров защищает почву от промерзания.

Похожие различия отмечаются и в других вертикальных микроклиматических градиентах на большой высоте. В умеренных

широтах скорость ветра над вершинами обычно высока вследствие общего увеличения скорости ветра по вертикали. Поэтому крутой вертикальный профиль ветра около земли усиливает вертикальные потоки тепла и влаги. Это характерно, например, для Скалистых гор, где благодаря сильной адвекции довольно сухого воздуха создаются высокие скорости эвапотранспирации с поверхности альпийской тундры [36].

Мелкомасштабная топография и растительный покров играют главную роль в видоизменении микроклиматов в горах, особенно

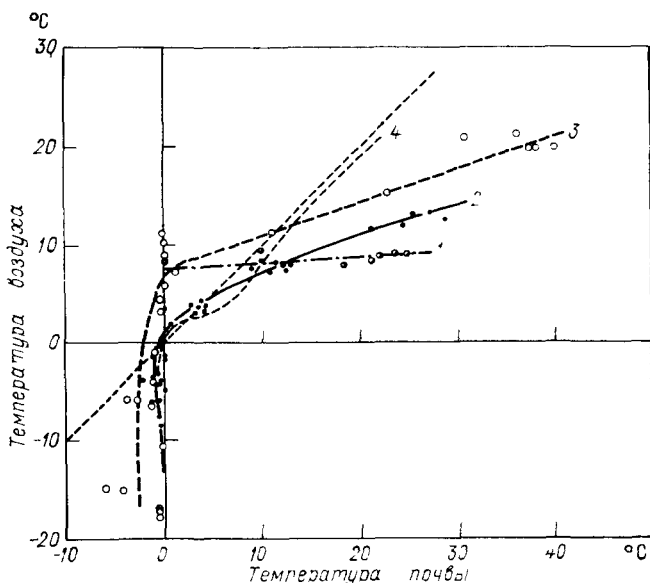


Рис. 2.26. Зависимость между средними месячными температурами почвы (0—1 и 10 см) и температурой воздуха (2 м) около границы леса, Обергургль, Австрия (2072 м), июнь 1954 г.—июль 1955 г. (По [3], из [71].)

1 — средние амплитуды (0—1 см); 2 — средние и средние экстремумы (0—1 см), 3 — абсолютные экстремумы (0—1 см); 4 — средние и средние экстремумы (10 см)

вблизи границы леса. Например, исследования в субальпийском поясе в Швейцарии показывают, что гребни и глубокие овраги с неровностями в 5—12 м могут изменять скорость ветра на $\pm 60\%$, когда направление ветра перпендикулярно к хребтам [44]. Кроме того, на подветренной стороне препятствий образуются вертикальные вихри в форме ротора. Глоуи [20] показал, что они распространяются по горизонтали на подветренной стороне на расстояния, равные 10—15-кратной высоте препятствия. Для полосы растительности с 50 %-ной плотностью скорость ветра уменьшается вниз по течению на 80 % на расстоянии вплоть до 3—5-кратной высоты растительности. Поэтому в соответствии с режимом ветра на подветренной стороне около деревьев и кус-

тарников создаются характерные и повторяющиеся формы накопления снега: на подветренной стороне каждой группы деревьев образуются сугробы (или «острова»), которые защищают ветви от зимнего иссушения, тогда как незащищенные побеги в кроне деревьев или на наветренной стороне постепенно буреют и отмирают. Иссушение, по-видимому, вызывает напряжение испарения в сезон, когда влага в корнях и стволе или в почве находится в замерзшем состоянии. Уардл [64] считает, что недостаточная предзимняя закалка также ответственна за этот процесс, вызывающий анатомические и морфологические изменения в деревьях. Эти изменения проявляются в деформации кроны дерева — «повисании кроны» у большей части поросли на подветренной стороне ствола дерева. В экстремальных условиях внутри верхней зоны криволесья деревья принимают стелющиеся формы [21, 64, 70].

Так как воздействие ветра на деревья хорошо установлено, хотя до конца не исследовано, делались попытки использовать деформацию дерева как показатель условий местных ветров в районах, где данных об экстремальных ветрах мало. Так, Холройд [28] построил мелкомасштабные карты направления ветра для района в горах Уайтфейс (штат Нью-Йорк), а Хольтмейер [29] — в горах Индиан-Пикс (штат Колорадо). Такие карты можно использовать для распознавания местных областей конвергенции/дивергенции ветра — эти сведения важны при выборе места строительства зданий, линий электропередачи, лыжных подъемников и силовых установок или для прогноза распространения загрязняющих воздух веществ. Совсем недавно Уэйд и Хьюсон [63] попытались определить количественную зависимость между показателями деформации дерева и скоростью ветра. Они рассчитали уравнения регрессии деформации на среднюю годовую скорость ветра, хотя продолжительность скоростей, превышающих порог порядка 3—5 м/с, по-видимому, является более подходящим параметром для оценки воздействий ветра на деревья.

Экологи считают, что на рост растительности в горах наибольшее влияние оказывает экспозиция [30]. Эта концепция, кажется, количественно не определена, но, по всей видимости, она учитывает скорость ветра и его воздействие на снежный покров, как в Кейрнгормсе, где работал Инграм, так и в Скалистых горах (штат Колорадо), где работали Уардл и Хольтмейер. Однако скорость ветра также влияет на напряжение транспирации, которое зависит и от иных факторов [15]. Исследования около границы леса в Альпах (Давос) показали, что относительно высокие скорости ветра и раннее таяние снега благоприятствуют выживанию посадок деревьев (лиственницы, ели и сосны) на гребнях хребтов и теплых склонах [49]. Там, так же как и в Скалистых горах, глубокий долго лежащий снег способствует развитию грибковой болезни растений. Напротив, для роста дерева вверх благоприятны солнечные, но защищенные от ветра места. Рису-

нок 2.27 схематически иллюстрирует эти выводы [62]. Лархер [35] считает, что в альпийском поясе, где растения подвергаются климатическим стрессам из-за низкой и сильно колеблющейся

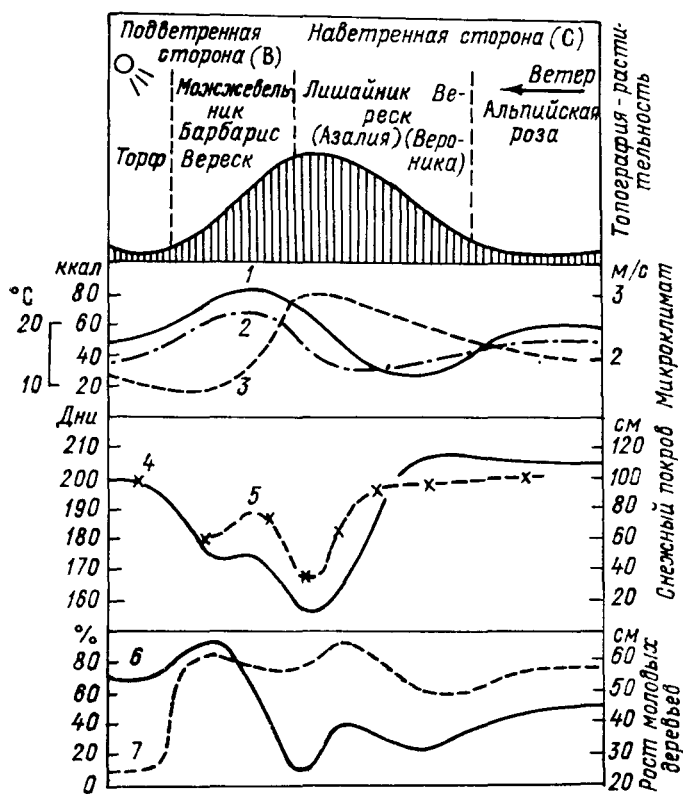


Рис 2.27 Схематические зависимости между рельефом, микроклиматом, снежным покровом и ростом деревьев на границе леса (2170 м) около Давоса, Швейцария (По [62])

Разрез от обращенного на северо-восток склона с углом наклона 40–45° через лавинный желоб и обратный отрог горы. Климатические средние значения вычислены для вегетационного периода 1 — суммарная солнечная радиация (ккал/см²) на склоне при безоблачных условиях, 2 — температура поверхности почвы, 3 — скорость ветра на высоте 1 м для времени между 06 и 18 ч, 4 — средняя высота снежного покрова в апреле, 5 — продолжительность залегания снежного покрова, 6 — рост кроны, 7 — выживание 12-летних посадок лственниц в горшках (%)

температуры, в них возникают различные процессы адаптации, обеспечивающие морозостойкость как в зимних, так и в летних условиях. Однако в настоящее время нет окончательной приемлемой интерпретации «экспозиции».

б Топоклиматические эффекты Топоклиматы определяются главным образом влиянием угла наклона склона, его ориентации и закрытости горизонта. Они относительно явно выражены в случае

радиации и температуры, но возможны также воздействия второго порядка, которые проявляются в виде влияния рельефа на скорость ветра и на образование ветров склонов и ветров горнодолинной циркуляции.

Самые явные топоклиматические различия возникают между обращенными на север склонами, с одной стороны, и обращенными на юг, с другой, и между дном долины и гребнями хребтов. В зависимости от ориентации долины относительно горного хребта и профиля поперечного сечения долины могут также возникать и другие особенности. Главным фактором, определяющим условия на склоне и зависящим от его ориентации, является солнечная радиация, тогда как воздействия ветра и стока — важные дополнительные факторы климата вершин хребтов и пойм долин, особенно в ночное время и в условиях зимы.

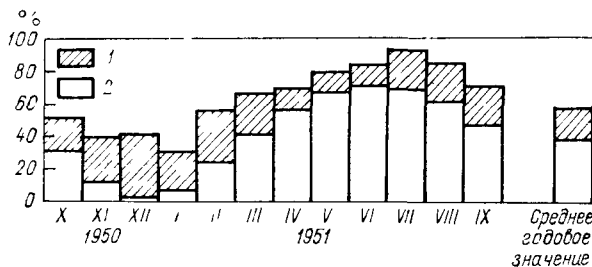


Рис. 2.28. Прямая (2) и рассеянная (1) солнечная радиация, измеренная на северо-северо-западном склоне с углом наклона 30° (в процентах от измеренной на юго-юго-восточном склоне в Хознпейсенберге, ФРГ). (По [22].)

Влияние склонов на радиацию и температуру почвы подробно анализировал Грунов [22] в Хознпейсенберге (Бавария). Рисунок 2.28 иллюстрирует различия в прямой и рассеянной радиации, падающей на склоны, обращенные на северо-северо-запад и юго-юго-восток, с углом наклона примерно 30° . Общие суммы больше всего отличаются зимой, когда высота солнца мала; обращенный на север склон получает только 30 % от количества радиации, получаемой обращенным на юг склоном, и почти вся радиация на первом из них является рассеянной. Связанные с этим разности температуры почвы показаны на рис. 2.29 для средних суточных значений и средних значений в 14 ч. Разность температур почвы (на глубине 50—100 см) достигает минимума зимой и летом, а максимума в переходные сезоны. Зимой снежный покров изолирует почву, и это ведет к тому, что между склонами почти нет различий. Склоны покрыты снегом с ноября по март (по апрель на северном склоне), и северный склон, кроме того, является обычно более влажным. Влияние суточного нагревания на верхний почвенный слой в 14 ч явно выражено летом.

Существует три общих подхода к дифференциации топоклиматов в горных областях: первый — с помощью непосредственного измерения климатических элементов на сети метеорологических

станций; второй — путем полевых обследований распределения климатических воздействий на растительность, таких, как гибель от заморозков или повреждение от ветра; третий — на основе вычисленных с помощью анализа топографической карты радиационных потоков. Топоклиматические исследования выполнялись во многих горных областях, в том числе в юго-восточной Аляске, польских Карпатах и Альпах. Отметим некоторые общие результаты этих исследований.

Характеристика топоклиматов в Польше, которая сделана Хессом и сотр. [25] на основе данных о температуре и относительной влажности, охватывает широкие категории территорий: 1) долины, где различаются соответственно дно долины, террасы

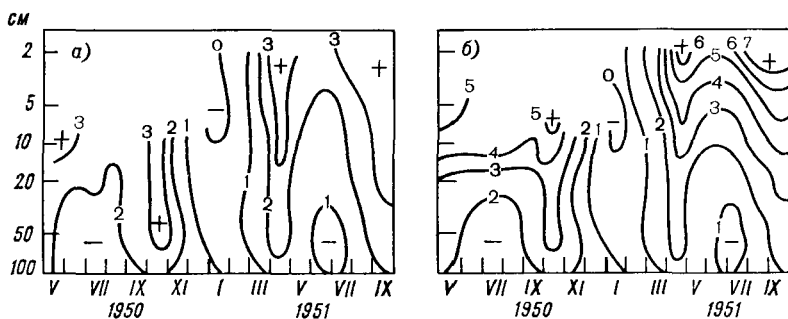


Рис 2.29 Разности между средними месячными температурами почвы на южном и северном склонах с мая 1950 г по сентябрь 1951 г. в Хюэпфессенберге, ФРГ. (По [22].)

а — средние суточные значения, *б* — средние значения в 14 ч

и борта долины, 2) склоны, включающие «тепловой пояс» (с. 171), и более низкие хребты и 3) хребты, вершины и склоны гор от малых до умеренных высот. В долинах обычно отмечается самая большая амплитуда суточного хода температуры, самая большая частота заморозков и радиационных туманов, а на склонах — наименьшая амплитуда температуры и самый продолжительный безморозный период. Верхняя зона имеет более низкие средние значения температур и малую их суточную изменчивость. Внутри каждой категории микроклиматические различия возникают в соответствии с мелкомасштабными особенностями рельефа и растительным покровом.

Рассматривая Западные Карпаты Польши, Хесс и сотр. [26] с помощью уравнений регрессии связывают разные термические параметры со средними годовыми значениями температур, а сами средние годовые значения температуры линейно зависят от высоты. Уравнения составлены отдельно для выпуклой и вогнутой форм рельефа и для северных склонов. Например, из рис. 2.30 видно, что абсолютные минимумы значительно ниже на вогнутых склонах. Подобные же группы уравнений были составлены для таких параметров, как продолжительность безморозного периода

в зависимости от средних годовых минимальных температур. Эти уравнения применимы только для мест выше уровня инверсий в долинах. Такие уравнения должны опираться на местные данные, так как коэффициенты регрессии в разных районах могут меняться в широких пределах. Следовательно, этот подход требует многочисленных измерений в широком диапазоне погодных условий.

В пересеченной местности пространственная согласованность одних климатических элементов, очевидно, меньше, чем других. Например, корреляция температуры воздуха между станциями, размещенными внутри малой области в районе перевала Читстоун

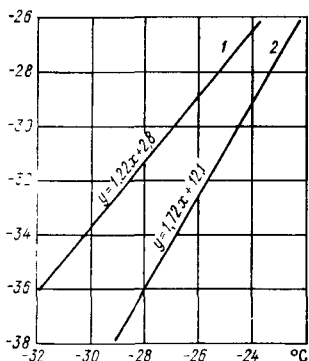


Рис. 2.30. Линии регрессии между абсолютными минимальными температурами на выпуклых (абсцисса) и вогнутых (ордината) формах местности в польских Карпатах (1951—1960 гг.). (Из [25].)

1 — выпуклые формы и долины в Предкарпатье, 2 — вершины и глубокие долины в Карпатах.

(1774 м) в юго-восточной Аляске в разных топоклиматах, значительно слабее для суточных минимальных температур, чем для максимальных [9]. Видимо, это объясняется влиянием ледниковых ветров и застоём холодного воздуха, образующего так называемые озера, которые влияют на значения минимальных температур на станциях в долинах. Другие исследования в тех же областях [10, 11] показали, что тепловой режим подстилающей поверхности определяется главным образом углом наклона склона, его ориентацией и углом закрытости горизонта. Тепловой режим менее чувствителен к радиационным свойствам поверхности (альбедо и излучательной способности), за исключением мест, которые покрыты снегом или льдом. Он также менее зависит от тепловых свойств, таких, как объемная теплоемкость, темпе-

ратуропроводность и глубина промерзания почвенного слоя.

Вычисление радиации, поступающей на однородные участки склона, с учетом как полевых измерений, так и определений по карте угла наклона и ориентации склона и закрытости горизонта, а также полевых измерений или вычисления прямой либо суммарной солнечной радиации при безоблачном небе впервые было тщательно выполнено в работах [61, 65]. Зависимость суммарной солнечной радиации от ориентации долины и угла наклона ее склонов в Австрии характеризуется табл. 2.14. Зависимость радиации от высоты и ориентации склона была рассчитана Борзенковой [2] на основе теоретических методов Кондратьева и Маноловой [34] и наблюдений Айзенштата. Некоторые ее результаты указаны в табл. 2.15. При безоблачном небе на высоте 3600 м обращенные на север склоны с углом наклона 30° получают только 49 % годовой суммы прямой солнечной радиации, падаю-

Таблица 2.14 Суммарная солнечная радиация в долинах Австрии (в процентах от радиации на горизонтальную поверхность) для разных условий облачности. Из [48]

Сезон	Облачность (балл)	Угол горизонта					
		10°	20°	30°	10°	20°	30°
		Меридиональная долина			Зональная долина		
Лето	0	97	92	85	99	98	96
	5	98	93,5	88,5	99	97	93,5
	10	99	96	93	99	97	93
Зима	0	95	86	74	95	17	17
	5	96	88,5	80,5	96,5	47	46
	10	99	98	95	99	98	96

Таблица 2.15 Рассчитанные значения прямой солнечной радиации и радиационного баланса для горизонтальной и наклонных поверхностей на Кавказе. По [2]

Состояние неба	Высо-ты (м)	Горизонтальная поверхность			Северный склон 33°			Южный склон 30°		
		прямая радиация S_b	радиационный баланс R_n	R_n/S_b	прямая радиация S_b	радиационный баланс R_n	R_n/S_b	прямая радиация S_b	радиационный баланс R_n	R_n/S_b
Средние годовые значения (кДж/(год·см ²))										
Безоблачно	400	683	347	0,51	389	108	0,28	857	490	0,57
	3600	917	144	0,16	453	—	—	1125	288	0,26
Пасмурно	400	142	79	0,56	132	79	0,60	132	79	0,60
	3600	185	40	0,22	170	40	0,24	170	40	0,24
Средние июньские значения (кДж/(мес·см ²))										
Безоблачно	400	89	54	0,61	70	41	0,59	85	54	0,64
	3600	116	42	0,36	85	28	0,33	107	68	0,64
Пасмурно	400	18	11	0,61	16	11	0,69	16	11	0,69
	3600	23	13	0,56	21	13	0,62	21	13	0,62

щей на горизонтальную поверхность, на высоте 400 м — 57 %. Соответствующие цифры для обращенных на юг склонов с углом наклона 30° составляют 122 % от горизонтальной поверхности на высоте 3600 м и 126 % — на 400 м. Склоны более низких возвышенностей могут получать также больше прямой радиации благодаря отражению ее соседними горами, чем склоны на больших высотах, хотя эта разность численно не оценивалась. При сплошной облачности (низкая облачность) все склоны с углом наклона

30° получают около 92 % суммарной солнечной радиации, приходящей на горизонтальную поверхность. На рис. 2.21 видны поразительные различия между северными и южными склонами с углом наклона 30° в зимние месяцы в умеренных широтах.

Рассчитанные значения радиационного баланса (табл. 2.15) также свидетельствуют о значительной годовой разности между северным и южным склонами, особенно на малых высотах. На больших высотах она наиболее заметна в летние месяцы. Айзенштат [1] измерял радиационный баланс на высоте 3150 м на северном и южном склонах пер. Кумбель (около Шахристана), на северном склоне Туркестанского хребта (40° с. ш., склоны в 31—33°). Он пришел к выводу, что за пять ясных дней в сентябре дневная сумма на обращенном на юг склоне (1784 мДж/м²) была в 3,4 раза больше, чем на обращенном на север, в то время

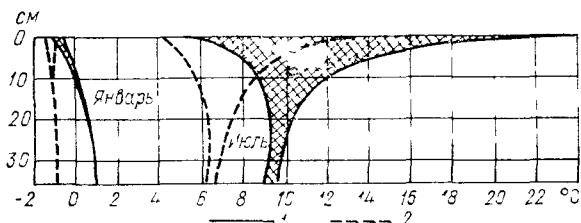


Рис 2.31 Средние суточные максимальные и минимальные температуры почвы на глубине до 35 см на солнечном (1) и затененном (2) склонах около границы леса, Давос (2170 м), в январе и июле 1968—1970 гг (Из [62])

как сумма за сутки (1298 мДж/м²) была соответственно в 7,5 раз больше. (Различия в альбедо были малы: 0,15 на обращенном на юг склоне и 0,20 на обращенном на север.)

Сравнения турбулентных потоков тепла на склонах немногочисленны. В юго-восточной Аляске по данным за 11 летних дней на дне долины на склонах, обращенных на юго-восток и северо-запад, в потоках скрытого тепла были обнаружены большие различия по абсолютной величине и фазе (табл. 2.16) [10, 11]. Суточные суммы испарения на обращенном на северо-восток склоне составляют только третью часть от суммы испарения на дне долины, но здесь основным определяющим фактором является растительный покров. Дно долины и юго-восточный склон занимает в основном тундра с мхами, лишайниками и отдельными ивами на склоне, тогда как северо-западный склон представляет собой мелкую и крупную каменистую осыпь.

На границе леса в Альпах большие контрасты в радиации, приходящей на солнечные и затененные склоны, проявляются и в значениях средней температуры почвы в январе примерно до глубины 10 см, а в июле до 25 см и больше (см. рис. 2.31). Однако несмотря на вычисленные большие разности радиации на больших высотах (табл. 2.15) несколько исследований указывают на убывание с высотой различий в температурах почвы

Таблица 2.16 Потоки скрытого тепла и отношение Боуэна в трех пунктах в районе пер. Читстоун (Аляска) за 11 дней в июле—августе По [11]

Место	Время (ч)								Суточное значение	Испарение (мм)
	00	03	06	09	12	15	18	21		
<i>Поток скрытого тепла (Вт/м²)</i>										
Горизонтальный участок	10,5	7,0	-66,3	-181,4	-233,8	-177,2	-48,8	10,5	-126,9	4,4
ЮВ склон (34°)	34,9	34,9	-167,5	-361,5	-321,0	-101,2	34,9	34,9	-97,4	3,4
СЗ склон (28°)	-20,9	-20,9	-20,9	-41,9	-80,2	-97,7	-80,2	-17,4	-45,5	1,6
<i>Отношение Боуэна¹</i>										
Горизонтальный участок	2,86	4,70	-0,01	0,33	0,39	0,42	-0,21	2,67		
ЮВ склон	0,80	0,86	0,35	0,36	0,39	0,48	0,48	0,70		
СЗ склон	-0,60	-0,93	-1,10	-0,17	0,53	0,86	1,09	0,36		

¹ Отношение Боуэна = поток ощутимого тепла/поток скрытого тепла. Оба потока положительны, когда направлены к поверхности. Отрицательные значения отношения Боуэна наблюдаются, когда потоки имеют противоположные знаки.

между склонами, ориентированными на север и на юг. Это справедливо для северных и южных склонов Передового хребта в штате Колорадо с углом наклона 7—10° между высотами 2200 и 3750 м и для Санта-Каталина в штате Аризона между высотами 2150 и 2750 м [6]. Мани [40, с. 7] заметила, что в северо-западных Гималаях выше 4500 м и температуры почвы летом почти одинаковы на обращенных на север и на юг склонах. Видимо, для проверки этих результатов необходимо провести больше сравнений вычисленных и измеренных потоков энергии и наблюдаемых температур почвы.

Сейчас возможно непосредственное вычисление и картирование падающей радиации по цифровым топографическим данным, как показано на рис. 2.23. Недавно разработана модель расчета на ЭВМ компонентов энергетического баланса над горными поверхностями [13]. Приходящая солнечная и инфракрасная радиация вычисляется для каждой точки с учетом склона, экспозиции и данных о закрытости горизонта. Первоначально должны быть заданы температура воздуха, влажность и скорость ветра в каждой точке сетки — они используются для того, чтобы определить вертикальные профили для вычисления потоков тепла. Задаются также параметр шероховатости, альбедо и термические свойства почвы. С помощью модели рассчитывается температура поверхности, поток тепла в почву, потоки явного и скрытого тепла и радиационный баланс, которые затем могут быть нанесены на карту для определенного времени суток. В основе модели лежит теория температурного равновесия, которая утверждает, что температура поверхности удовлетворяет уравнениям потока энергии для данного ряда граничных условий. В настоящее время модель применима только для условий безоблачного неба и имеет многочисленные ограничения, но она представляет собой существенно новый подход к исследованиям топоклимата в пересеченной местности.

Список литературы

1. Айзенштат Б. А. (1962) «Некоторые черты радиационного режима, теплового баланса и микроклимата горного перевала», *Метеорология и гидрология*, 3, с. 27—32.
2. Борзенкова И. И. (1967) «К вопросу о влиянии местных факторов на приход радиации в горной местности». *Труды ГГО*, вып. 209, с. 70—77
3. Aulitzky, H. (1962) 'Die Bodentemperaturverhältnisse einer zentralalpiner Hochgebirgs-Hangstation II,' *Archiv. Met. Geophys. Biokl.*, B, 11, 301—62.
4. Barry, R. G. (1978) 'Diurnal effects on topoclimate on an equatorial mountain,' *Arbeiten. Zentralanst. Met. Geodynam.*, 32, 72, 1—8.
5. Barry, R. G. and Chorley, R. J. (1976) *Atmosphere, Weather and Climate*, 3rd edn, London, Methuen.
6. Barry, R. G. and Van Wie, C. C. (1974) 'Topo- and microclimatology in alpine areas,' in J. D. Ives and R. G. Barry (eds) *Arctic and Alpine Environments*, pp. 73—83, London, Methuen.
7. Bergeron, T. (1960) *Preliminary results of Project Pluvius*, Helsinki, Int. Ass. Sci. Hydrol. Pub. No. 53, 225—37.

8. Bradley, E. F. (1980) 'An experimental study of the profiles of wind speed, shearing stress and turbulence at the crest of a large hill,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 106, 101—24.
9. Brazel, A. (1974) 'A note on topoclimatic variation of air temperature, Chitstone Pass region, Alaska,' in *Icefield Ranges Research Project, Scientific Results*, Vol. 4, pp. 81—7, New York, American Geographical Society.
10. Brazel, A. and Outcalt, S. I. (1973a) 'The observation and simulation of diurnal surface thermal contrast in an Alaskan alpine pass,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 21, 157—74.
11. Brazel, A. and Outcalt, S. I. (1973b) 'The observation and simulation of diurnal evaporation contrasts in an Alaskan alpine pass,' *J. appl. Met.*, 12, 1134—43.
12. Dozier, J. (1980) 'A clear-sky spectral solar radiation model for snow-covered mountainous terrain,' *Water Resources*, 16, 709—18.
13. Dozier, J. and Outcalt, S. I. (1979) 'An approach toward energy balance simulation over rugged terrain,' *Geog. Anal.*, 11, 65—85.
14. Frenkiel, J. (1962) 'Wind profiles over hills (in relation to wind-power utilization),' *Q. J. R. Met. Soc.*, 88, 156—69.
15. Gale, J. (1972) 'Elevation and transpiration: some theoretical considerations with special reference to Mediterranean-type climate,' *J. appl. Ecol.*, 9, 691—702.
16. Garnier, B. J. and Ohmura, A. (1968) 'A method of calculating the direct short wave radiation income of slopes,' *J. appl. Met.*, 7, 796—800.
17. Garnier, B. J. and Ohmura, A. (1970) 'The evaluation of surface variations in solar radiation income,' *Solar Energy*, 13, 21—34.
18. Geiger, R. (1965) *The Climate Near the Ground*, Cambridge, Mass., Harvard University Press.
19. Giles, B. D. (1976) 'Fluidics, the Coanda effect and some orographic winds,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, A, 25, 273—80.
20. Gloyne, R. W. (1955) 'Some effects of shelter-belts and windbreaks,' *Met. Mag.*, 84, 272—81.
21. Grace, J. (1977) *Plant Response to Wind*, London, Academic Press.
22. Grunow, J. (1952) 'Beiträge zum Hangklima,' *Berichte dt. Wetterdienstes in der US-Zone*, 8(35), 293—8.
23. Hay, J. E. (1977) 'An analysis of solar radiation data for selected locations in Canada,' *Climat. Studies*, 32.
24. Hay, J. E. (1979) *Study of shortwave radiation on non-horizontal surfaces*, Can. Climate Centre, Atmos. Env. Serv., Rep. No. 79—12, Downsview, Ontario.
25. Hess, M., Niedzwiedz, T. and Obrebska-Starkel, B. (1975) 'The methods of constructing climatic maps of various scales for mountains and upland territories exemplified by the maps prepared for southern Poland,' *Geogr. Polon.*, 31, 163—87.
26. Hess, M., Niedzwiedz, T. and Obrebska-Starkel, B. (1976) 'The method of characterizing the climate of the mountains and uplands in the macro-, meso- and microscale (exemplified by Southern Poland),' *Zesz. Nauk. Univ. Jagiellon., Prace Geog.*, 43, 83—102.
27. Heywood, H. (1964) 'Solar radiation on inclined surfaces,' *Nature*, 204 (4959), 669—70.
28. Holroyd, E. W., III. (1970) 'Prevailing winds on Whiteface Mountain as indicated by flag trees,' *For. Sci.*, 16, 222—9.
29. Holtmeier, F. K. (1978) 'Die bodennahen Winde in den Hochlagen der Indian Peaks Section (Colorado Front Range),' *Münster Geogr. Arbeit.*, 3, 3—47.
30. Ingram, M. (1958) 'The ecology of the Cairngorms. IV. The *Juncus* zone: *Juncus trifidus* communities,' *J. Ecol.*, 46, 707—37.
31. Jackson, P. S. and Hurt, J. C. R. (1975) 'Turbulent wind flow over a low hill,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 101, 929—55.
32. Kondratyev, K. Ya. (1969) *Radiation in the Atmosphere*, pp. 485—502, New York, Academic Press.
33. Kondratyev, K. Ya. and Fedorova, M. P. (1977) 'Radiation regime of inclined slopes,' W.M.O. Tech. Note No. 152, Geneva, World Meteorological Organization.
34. Kondratyev, K. Ya. and Manolova, M. P. (1960) 'The radiation balance of slopes,' *Solar Energy*, 4, 14—19.

35. Larcher, W. (1980) 'Klimastress im Gebirge-Adaptionstraining und Selektionsfilter für Pflanzen,' *Rheinisch-Westfalen*, Akad.-Wiss. No. 291, 49—80.
36. LeDrew, E. F. (1975) 'The energy balance of a mid-latitude alpine site during the growing season, 1973,' *Arct. Alp. Res.*, 7, 301—14.
37. Lee, R. (1962) 'Theory of the "equivalent slope",' *Mon. Weather Rev.*, 90, 165—6.
38. Lee, R. (1978) *Forest Microclimatology*, New York, Columbia University Press.
39. Loudon, A. G. and Petheridge, P. (1965) 'Solar radiation on inclined surfaces,' *Nature*, 206 (4984), 603—4.
40. Mani, M. S. (1962) *Introduction to High Altitude Entomology*, pp. 1—73, London, Methuen.
41. Marks, D. and Dozier, J. (1979) 'A clear-sky longwave radiation model for remote alpine areas,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 27, 159—87.
42. Mason, P. J. and Sykes, R. I. (1979) 'Flow over an isolated hill of moderate slope,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 105, 383—95.
43. Maurer, J. (1916) 'Bodentemperatur und Sonnestrahlung in den Schweizer Alpen,' *Met. Zeit.*, 33, 193—9.
44. Nägeli, W. (1971) 'Der Wind als Standortfaktor bei Aufforstungen in der subalpinen Stufe,' *Mitt. Schweiz. Anst. forstl. Versuch.*, 47, 33—147.
45. Ramachandran, G. (1972) 'The role of orography on wind and rainfall distribution in and around a mountain gap: an observational study,' *Ind. J. Met. Geophys.*, 23, 41—4.
46. Ramachandran, G., Rao, K. V., and Krishna, K. (1980) 'An observational study of the boundary-layer winds in the exit region of the mountain gap,' *J. Appl. Met.*, 19, 881—8.
47. Revfeim, K. J. A. (1976) 'Solar radiation at a site on known orientation on the earth's surface,' *J. appl. Met.*, 15, 651—6.
48. Sauberer, F. and Dirmhirn, I. (1958) 'Das Strahlungsklima,' *Klimatographie von Osterreich*, 3(1), 13—102.
49. Schönenberger, W. (1975) 'Standortseinflüsse auf Versuchsaufforstungen an der alpinen Waldgrenze,' *Mitt. Schweiz. Anst. forstl. Versuch.*, 51(4), 358—428.
50. Schwind, M. (1952) 'Mikroklimatische Beobachtungen am Wutaischan,' *Erdkunde*, 6, 44—5.
51. Scorer, R. S. (1955) 'Theory of airflow over mountains. IV. Separation of flow from the surface,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 81, 340—50.
52. Scorer, R. S. (1978) *Environmental Aerodynamics*, Chichester, Ellis Horwood.
53. Sellers, W. D. (1965) *Physical Climatology*, Chicago, University of Chicago Press.
54. Sheppard, P. A. (1956) 'Airflow over mountains,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 82, 528—9.
55. Smith, R. B. (1979) 'The influence of mountains on the atmosphere,' *Adv. Geophys.*, 21, 87—230.
56. Steven, M. D. (1977) 'Standard distributions of clear sky radiance,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 103, 457—65.
57. Steven, M. D. and Unsworth, M. H. (1979) 'The diffuse solar irradiance of slopes under cloudless skies,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 105, 593—602.
58. Stringer, E. T. (1972) *Foundations of Climatology*, pp. 141—67, San Francisco, W. H. Freeman and Co.
59. Taylor, P. A. (1977) 'Numerical studies of neutrally stratified planetary boundary-layer flow above gentle topography. I. Two-dimensional cases,' *Boundary-Layer Met.*, 12, 37—60.
60. Turner, H. (1958) 'Maximal Temperaturen oberflächennaher Bodenschichten an der alpinen Waldgrenze,' *Wetter u. Leben*, 10, 1—12.
61. Turner, H. (1966) 'Die globale Hangbestrahlung als Standortfaktor bei Aufforstungen in der subalpinen Stufe,' *Mitt. Schweiz. Anst. forstl. Versuch*, 42(3), 109—68.
62. Turner, H., Rochat, P. and Streule, A. (1975) 'Thermische Charakteristik von Hauptstandortstypen im Bereich der oberen Waldgrenze (Stillberg, Dischmatal bei Davos),' *Mitt. Eidgenöss. Anst. forstl. Versuch.*, 51, 95—119.
63. Wade, J. E. and Hewson, E. W. (1979) 'Trees as a local climatic wind indicator,' *J. appl. Met.*, 18, 1182—7.

64. Wardle, P. (1974) 'Alpine timberlines,' in J. D. Ives and R. G. Barry (eds) *Arctic and Alpine Environments*, pp. 371—402, London, Methuen.
65. Wendler, G. and Ishikawa, N. (1974) 'The effect of slope exposure and mountain screening on the solar radiation of McCall Glacier, Alaska: a contribution to the International Hydrological Decade,' *J. Glaciol.*, 13(68), 213—26.
66. Williams, L. D., Barry, R. G. and Andrews, J. T. (1972) 'Application of computed global radiation for areas of high relief,' *J. appl. Met.*, 11, 526—33.
67. Wilson, R. G. and Garnier, B. J. (1975) 'Calculated and measured net radiation for a slope,' *Climat. Bull.* (Montreal), No. 17, 1—14.
68. Wilson, H. P. (1968) *Stability waves*. Toronto, Dept. of Transport., Met. Branch, TEC-703.
69. Wilson, H. P. (1974) 'A note on mesoscale barriers to surface airflow,' *Atmosphere*, 12, 118—20.
70. Yoshino, M. M. (1973) 'Studies on wind-shaped trees: their classification, distribution and significance as a climatic indicator,' *Climat. Notes* 12, 1—52.
71. Yoshino, M. M. (1975) *Climate in a Small Area*, Tokyo, pp. 445—459, University of Tokyo Press.

3 Системы циркуляции, связанные с орографией

А Динамическая деформация

Воздействия топографии на движение воздуха происходят в широком диапазоне масштабов и создают иерархию систем циркуляции с помощью механизма динамических и термических факторов. Здесь мы остановимся на трех основных типах динамического процесса. Первый — обширные горные хребты создают волновые движения планетарного масштаба в результате крупномасштабных вихревых воздействий. Второй — горы вызывают деформацию погодных систем синоптического масштаба, особенно фронтов. Третий — топография всех масштабов вызывает волновое движение в результате локальных гравитационных воздействий. Несмотря на то что эти типы не всегда четко разграничены, они дают удобную основу для обсуждения. Подробные обзоры орографических воздействий на воздушный поток приведены в работах Алака [4], Николса [86] и Смита [110], а удачное резюме — в работе Бира [8].

1 Влияния планетарного масштаба

В планетарном масштабе поток воздуха над горами подвергается воздействию кривизны Земли и земного вращения, которые создают горизонтальное волновое движение. Длины волн в западном потоке воздуха умеренных широт составляют примерно 5000 км, причем ложбины волн расположены вниз по течению от основных горных хребтов. В среднем существуют ложбина около 80° з. д. вниз по течению от Скалистых гор и другая ложбина около 130° в. д. вниз по течению от Гималаев и Тибетского нагорья. Распределение суши и моря вследствие их температурных различий, конечно, способствует возникновению этих волновых систем, но, по крайней мере зимой, орографические воздействия, по-видимому, сказываются сильнее [55, 56]. Что касается горных

поясов, то отмечается тенденция к образованию гребней высокого давления над ними, хотя эта особенность хорошо выражена только в умеренных и высоких широтах запада Северной Америки. Значение этих планетарных волн заключается в том, что они влияют на образование и движение барических систем. Депрессии умеренных широт, как правило, развиваются или усиливаются под восточным краем высотной ложбины волны, например над восточным побережьем Северной Америки и близ восточных берегов Азии.

Крупномасштабные воздействия орографического препятствия на воздушный поток над ним обычно объясняются как следствие зависимости между дивергенцией и завихренностью. Она описывается уравнением сохранения потенциальной завихренности:

$$(\zeta + f)/\Delta p = \text{const},$$

где ζ — вертикальная составляющая относительной завихренности (циклоническая завихренность положительна в северном полушарии), f — параметр Кориолиса (вертикальная компонента вектора вращения Земли), причем $f = 2\omega \sin \varphi$, где ω — угловая скорость вращения Земли, φ — широта, Δp — толщина атмосферного столба в единицах давления.

При выводе уравнения предполагается, что атмосфера несжимаема и что воздух движется адиабатически.¹ Уравнение показывает, что когда столб воздуха приближается к горному хребту и Δp уменьшается, соответственно уменьшается $(\zeta + f)$. Другими словами, вертикальное сжатие столба воздуха компенсируется горизонтальным расширением, т. е. горизонтальной дивергенцией. Чтобы $(\zeta + f)$ уменьшилось, необходимо либо чтобы воздушный поток приобрел антициклоническую кривизну, либо чтобы воздух перемещался к экватору, где f меньше. Наоборот, на подветренной стороне препятствия Δp снова увеличивается и соответственно увеличивается $(\zeta + f)$ [12, 28, 93].

Системы воздушных течений, наблюдающиеся над большими горными хребтами, указывают, что их влияние на кривизну (или относительную завихренность) воздушного потока является преобладающим. Например, над Скалистыми горами западные течения в свободной атмосфере имеют тенденцию приобретать антициклоническую кривизну, несмотря на связанное с этим небольшое перемещение к полюсу (f изменяется очень мало по сравнению с ζ , которое меняет знак). Однако, согласно Смиту [11], правильное объяснение не обязательно связано с изменением завихренности из-за вертикального растяжения. Вероятнее всего, что воздушные частицы, пересекающие хребет в квазигеострофическом потоке, подвергаются объемному расширению при подъеме. Это создает антициклоническую завихренность, и влияние расширения не уничтожает ее, а вызывает постоянную циркуляцию.

¹ Это эквивалентно утверждению, что поток является изэнтропическим, т. е. что он течет вдоль поверхности постоянной потенциальной температуры (температуры воздуха, приведенного сухоадиабатически к давлению 1000 гПа).

Амплитуда волнового возмущения сильно зависит от широтной протяженности препятствия. Такие горные хребты, как Скалистые горы, Анды и Гималаи, воздействуют на крупномасштабный планетарный воздушный поток, а протяженность Альп недостаточна для таких воздействий. Южные Альпы Новой Зеландии, охватывающие 5° широты, также, вероятно, недостаточно протяженны, чтобы оказывать такие воздействия, хотя данные о течениях на юге Тихого океана довольно скудны. Рейтер [96, с. 382—383] отмечает два интересных обстоятельства. Во-первых, если скорость ветра ниже определенного порога, узкий поток струйного течения может отклоняться антициклонически так, что не пересекает горный хребет. Критическая скорость для зонального потока, встречающего препятствие высотой 2 км и протяженностью 1000 км, равна 20 м/с. Если кривизна потока циклоническая (антициклоническая), это критическое значение будет соответственно меньше (больше). Во-вторых, если рассматривать циклоническую и антициклоническую стороны от оси струйного течения, то свойства завихренности могут привести к дивергенции (дифлюэнции) воздушного потока. Южнее оси струйного течения, там, где абсолютная завихренность ($\xi + f$) приближается к нулю, воздействие горного препятствия на поток приводит к уменьшению f , отклоняя поток по направлению к экватору. На северной стороне от оси струйного течения поток отклоняется по направлению к полюсу, поскольку абсолютная завихренность сохраняется. Профили ветра на высотах зимой свидетельствуют, что такие расщепления наблюдаются в западных струйных течениях, которые натекают на Скалистые горы, Тибетское нагорье и Гималаи [24], хотя, по крайней мере в последнем случае, причина дивергенции, вероятно, не только динамическая. Зимой Тибетское нагорье является поднятым на большую высоту источником холода, который создает интенсивную бароклинную зону на своем южном крае, и здесь длительно существует западное субтропическое струйное течение.

2 Влияния синоптического масштаба

Эволюция планетарного потока очень важна для глобального климата, а видоизменения синоптических систем непосредственно сказываются на условиях в самих горах. На такие системы орografia влияет двояко: фронтальные циклоны, проходящие над горным хребтом, подвергаются структурной модификации и на подветренной стороне гор усиливается циклогенез. Первый процесс более важен для изменений погоды в горах, хотя второй может повлиять на условия ветра с подветренной стороны хребта.

Имеется несколько динамических и термодинамических механизмов, участвующих в орографическом изменении характеристик фронта. Один из них — маскирование фронта [44, с. 610]. Фронты, проходящие над горными системами с обширными межгорными котловинами, могут скользить по верху неглубокого слоя холод-

ного воздуха, заполняющего котловину. Это может сглаживать температурные контрасты на нижних уровнях по обе стороны холодного фронта и подчеркивать их по обе стороны теплого фронта. В ситуациях, где наблюдается предфронтальный фён, теплый фронт также может быть замаскирован уменьшением разности температур.

Динамические и термодинамические воздействия орографии происходят и в результате вынужденного подъема воздуха над препятствием, который приводит к изменению температурной стратификации благодаря адиабатическим процессам. Так как теплые фронты имеют типичный наклон 1:100, а параллельный им наветренный склон препятствия обычно более крутой (1:20), то воздух впереди фронта задерживается и, таким образом, замедляет движение нижней части фронта (рис. 3.1). Это надолго создает облачность и порождает продолжи-

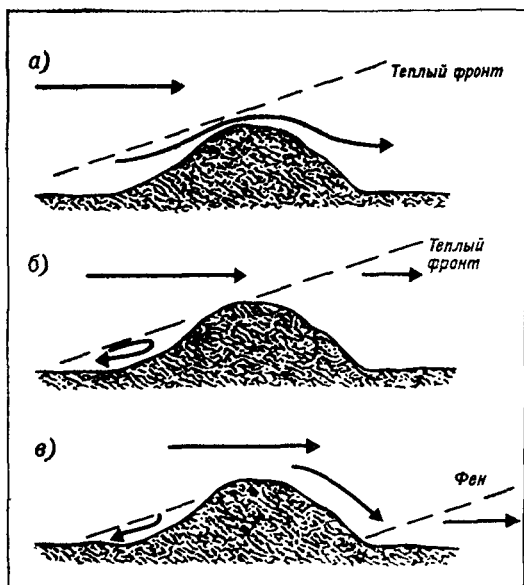


Рис. 3.1. Воздействие горных препятствий на прохождении фронта.

а — продвижение теплого фронта, б — замедление с наветренной стороны, в — отрыв.

тельные дожди с наветренной стороны склонов. Перемещение же верхней части фронта происходит беспрепятственно, и фён на подветренном склоне может отделить ее от нижней части фронта. В последующем на подветренной стороне хребта происходит регенерация фронта.

В результате такого замедления теплых фронтов, приближающихся к Скандинавским горам или к Гренландии с запада, циклоническая система может окклюдироваться с образованием нового центра, развивающегося южнее, там, где теплый фронт обогнул препятствие [44, с. 613]. Холодные фронты с типичным наклоном 1:20 также имеют тенденцию замедляться у горных препятствий, так как составляющая ветра, нормальная фронту, на нижних уровнях начинает убывать раньше и убывает быстрее, чем на верхних. Это приводит к подъему фронтальной поверхности благодаря накоплению массы холодного воздуха на нижних уровнях [95]. В таких ситуациях холодный воздух может проникать через

большие понижения в горном препятствии. Это часто наблюдается, когда холодные фронты при движении на юго-восток через Испанию и Францию встречают Пиренеи, Центральный массив и Альпы¹. На подветренной стороне хребта и в межгорных котловинах остатки холодного воздуха могут ослабить нижнюю часть холодного фронта.

Вынужденный подъем может также привести к изменению влажности. Когда подъем с наветренной стороны склона приводит к осадкам, фронты, которые перевалили через хребет, похожи на фронты в сухой атмосфере. В них отсутствует конденсационное нагревание и ослабевает фронтогенез [88, с. 265, 344].

Воздействия гор наиболее резко выражены, когда фронты перемещаются в направлении, перпендикулярном препятствию, хотя даже и тогда система может отклоняться к одному из концов хребта. Воздействия также зависят от интенсивности и скорости движения системы. Например, мощные, быстро движущиеся системы, пересекающие горы Св. Ильи (Аляска—Юкон), модифицируются слабо, а фронты, перемещающиеся параллельно хребту, вообще едва испытывают его влияние [121].

Так называемый барьерный эффект — влияние горных хребтов на движение воздуха — наиболее выражен, когда хребты высоки и непрерывны и когда натекают массы устойчивого холодного воздуха. Это хорошо видно из анализа вторжения полярного континентального воздуха из центральной Канады на побережье Тихого океана в штате Вашингтон в январе 1940 г. [27]. Скалистые горы и в меньшей степени Каскадные горы позволяли перемещаться на запад выше уровней вершин только воздуху с более высокими потенциальными температурами. Когда воздух двигался в западном направлении, в слое толщиной по крайней мере 2000 м наблюдалось оседание и происходило нагревание при вертикальном градиенте температуры, близком к сухоадиабатическому. Барьерный эффект Гималайского хребта, ограничивающего распространение летнего муссонного воздуха на север, и барьерный эффект Тибетского нагорья, препятствующий перемещению на юг холодного воздуха из низкого Сибирского антициклона зимой, хорошо известны в климатологии, хотя мало исследованы в деталях.

Над высокими горами и нагорьями условия погоды во время прохождения синоптических систем отражают тот факт, что характеристики воздушных течений свободной атмосферы становятся характеристиками приземного воздуха над возвышенностями. Тейлор-Бардж [121] заметила, например, что высотные ложбины тепла могут воздействовать на погоду в горах Св. Ильи выше 2500 м. Точно так же, исследования на ледяном щите Гренландии показали, что карты топографии изобарической поверхности 700 гПа являются самым лучшим средством синоптического ана-

¹ Некоторые примеры для Центральной Азии описаны Лидольфом [78, с. 160—169]

лиза для описания фронтальных систем, проходящих над Гренландией [46, 47].

Горные препятствия не только влияют на фронтальные системы, но и изменяют поле ветра вследствие возникновения орographicеских разностей давления. Малберг [80] считает, что типичное среднее значение разности давления между наветренным (высокое) и подветренным (низкое) склонами определяется главным образом разностью температур, а динамические воздействия, обусловленные блокированием воздушного потока, второстепенны. Типичный «фёновый нос», видный на ежедневных картах давления [14], является синоптической иллюстрацией такого воздействия склона. Малберг также указал на факт, что в горных областях приведенное к уровню моря давление часто завышено и это вызвано инверсионными условиями, частыми в горных долинах и котловинах, где накапливаются озера холодного воздуха [125]. Однако Смит [110, с. 103] считает, что высокое давление на наветренной стороне хребта объясняется гидростатическим эффектом, приводящим к образованию над горами мощного слоя холодного плотного воздуха. Смит также замечает, что геострофический сбалансированный поток над горой с изэнтропическими поверхностями, параллельными рельефу, возможен только при наличии антициклонической циркуляции над горами — «горного антициклона». Однако имеющиеся данные о вертикальных градиентах температуры в горах (с. 50), как правило, не подтверждают, что эти вертикальные градиенты температуры являются адиабатическими. В настоящее время свойства потока над горными препятствиями недостаточно изучены ни теоретически, ни экспериментально.

Кене [94] изучал следствия антициклонической деформации линий тока над хребтом. Он заметил, что она приводит к увеличению градиента давления с левой стороны хребта, если смотреть вниз по потоку (в северном полушарии), известного в литературе как угловой эффект [44, с. 606]. Градиент давления вызывает локальный максимум ветра, такой, например, как трамонтана во время общего северо-западного воздушного потока к востоку от Пиренеев или хорошо известный мистраль к востоку от Центрального массива во Франции [32]. Эти системы течений представлены линиями тока на рис. 3.2.

В высоких широтах препятствия оказывают существенное влияние на низкие устойчивые воздушные течения [33, 102]. Например, зимой севернее хребта Брукс (Аляска) устойчивый холодный воздух, приближающийся к хребту с севера, отклоняется влево и создает западные барьерные ветры, дующие параллельно горам. Швердфегер показал, что градиент температуры на изобарической поверхности, перпендикулярный к северному склону (холодный воздух натекает на склон), обуславливает термический ветер восточный компонент которого параллелен хребту (рис. 3.3 а). Это эквивалентно большому направленному с юга на север градиенту давления, который, таким образом, определяет западный

компонент геострофического ветра в нижнем слое холодного воздуха близ склона. В векторной форме картина выглядит следующим образом: чтобы получить геострофический ветер нижнего слоя, следует вычесть вектор термического ветра между слоями из вектора геострофического ветра верхнего слоя (рис 3.3 б).

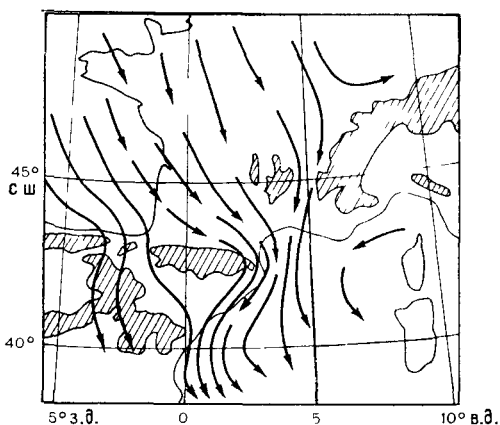


Рис. 3.2. Угловой эффект в воздушном потоке к востоку от Центрального массива (мистраль), к востоку от Пиренеев (трамонтана) и к востоку от Кантабрийских гор в Испании. (Из [32].)

Термический ветер определяется только уклоном поверхности (и границы холодного воздуха), интенсивностью инверсии и возможным застоем холодного воздуха около препятствия.

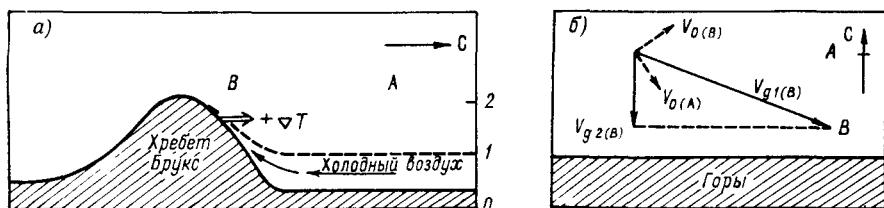


Рис. 3.3. Схема барьерных ветров к северу от хребта Брукс (Аляска). (По [31].)

Северный натекающий на склоны поток отклоняется и приобретает западные компоненты на уровнях гор. а — вертикальный разрез через устойчивый воздух, движущийся к хребту Брукс. 1 — инверсия; ∇T — градиент температуры (от холода к теплу); б — проекция векторов ветра на плоскость: V_T — термический ветер; V_g — геострофический ветер; индексы 0, 1 и 2 указывают уровни; $V_{0(A)}$ и $V_{0(B)}$ — приземные ветры в точках А и В, они отклоняются примерно на 30° влево от соответствующих геострофических ветров.

Подветренный циклогенез имеет большое значение во многих районах земного шара. Он наблюдается не только на подветренной стороне больших горных препятствий на пути западного переноса умеренных широт, таких, как Западная Кордильера в Северной и южной Америке или Тибетское нагорье, но также на подветренной стороне многих меньших горных систем, таких, как Альпы. Это явление важно с точки зрения анализа участвующих в циклогенезе процессов, а также потому, что подветренный

циклон может влиять на погодные условия, в особенности на подветренных склонах.

Влияние Скалистых гор на циклогенез, особенно в восточной части провинции Альберта и штата Колорадо, хорошо известно [26, 45, 50, 81, 88, глава 11]. В западном воздушном потоке существует ложбина на подветренной стороне хребта, связанная с адиабатическим нагреванием нижнего слоя атмосферы в нисходящем вдоль подветренного склона потоке и с вертикальным расширением столба воздуха. Эта стационарная барическая ложбина углубляется, когда тихоокеанский циклон приближается к западному побережью и усиливает поток, перетекающий через горы. На следующей стадии процесса адвекция холодного воздуха сменяет нагревание, обусловленное адиабатическим опусканием. Однако циклогенез продолжается в результате адвекции положительной (циклонической) завихренности, в то время как на верхнем уровне относительная дивергенция поддерживает конвергенцию и подъем воздуха в нижнем слое атмосферы. Наконец, приземный холодный фронт тихоокеанского циклона может переместиться на подветренную сторону, в ложбину, и орографические воздействия прекращаются, поскольку с поворотом приземного ветра к северо-западу нисходящая по склону составляющая потока обращается в ноль.

Процессы, приводящие к подветренному циклогенезу в Альпах, несколько иные и отличаются большей сложностью. Сперанца [114] заметил, что истинный подветренный циклогенез наблюдается, вероятно, самое большее пять раз в год. Приведенное описание случая, изученного Буцци и Тибальди [21], иллюстрирует взаимодействие между топографией и холодным фронтом, который вторгался с северо-запада и усиливал бароклинное поле в верхней тропосфере над северной Италией (рис. 3.4 а—г). Буцци и Тибальди обнаружили, что очень важно различать воздействия Альп на поле давления и фронтальные структуры, с одной стороны, и верхнее тропосферное приспособление, с другой стороны. Ниже высоты 2 км, там, где Альпы образуют препятствие протяженностью 450 км для западного воздушного потока [35], взаимодействие между препятствием и воздушным потоком создает возмущение давления в нижнем слое атмосферы с антициклонической завихренностью, вызванной сжатием вихревой трубки над горами, и с циклонической завихренностью, которая усиливается на подветренной стороне. Дугообразная выпуклая форма линии западных Альп деформирует термическое поле в нижней атмосфере, обусловленное блокированием холодного воздуха, и эта деформация усиливается благодаря адвекции холодного воздуха западнее Альп вдоль долины Роны. Вклад термического ветра деформирует структуру высотного тропосферного потока [95]. Поэтому сильные северо-западные струйные течения, проходящие над Францией, имеют тенденцию раздваиваться: одна ветвь севернее Альп циклонически искривляется и направляется к востоку, а другая ветвь проникает на юг, в сторону Лионского

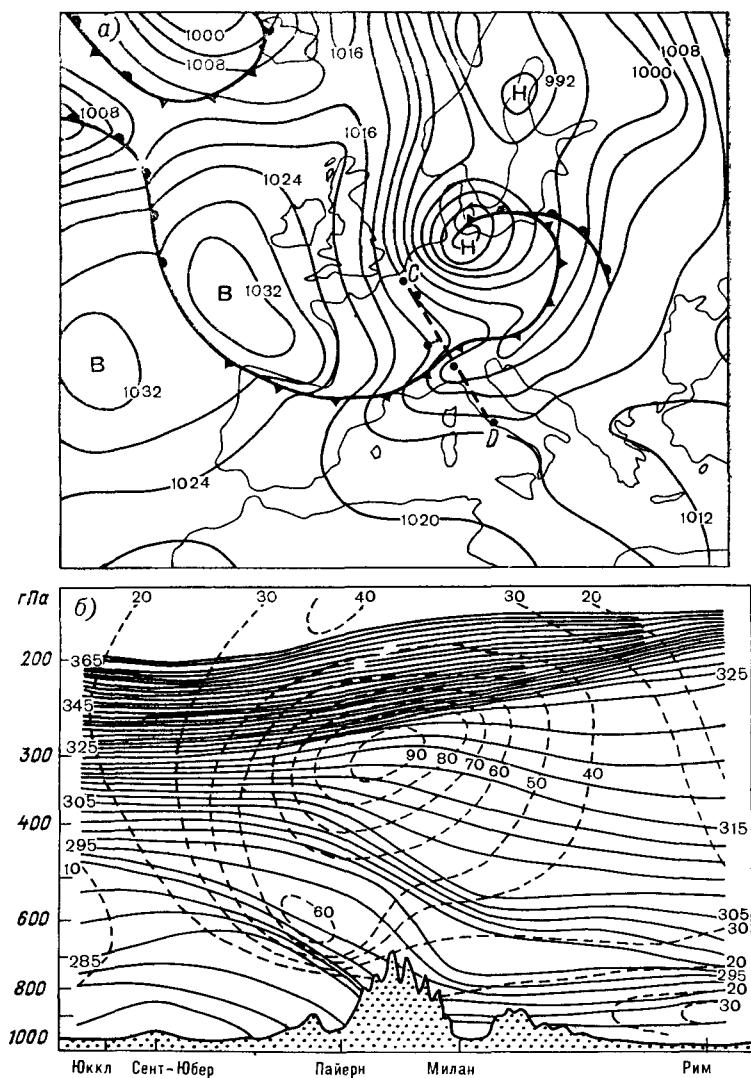
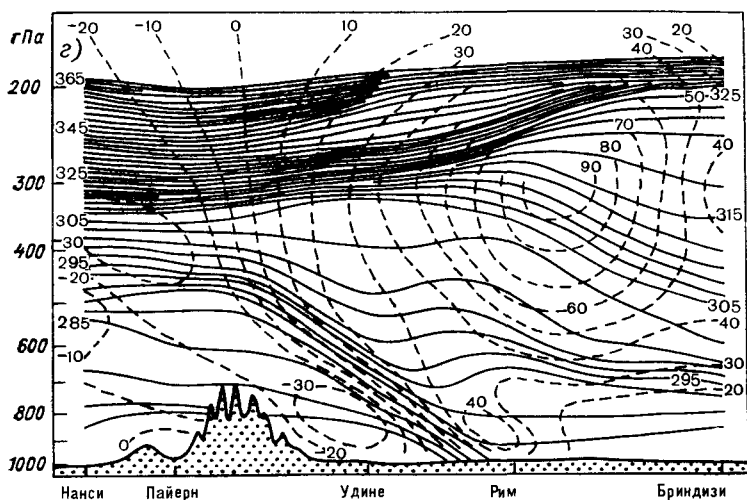
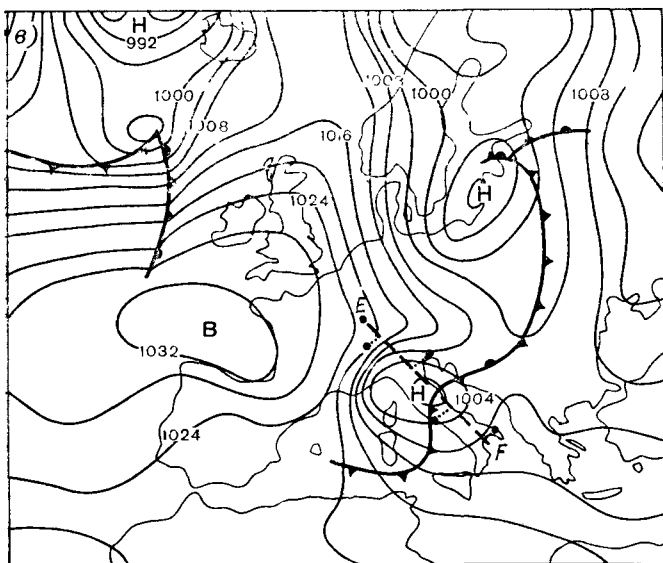


Рис. 3.4. Подветренный циклогенез, связанный с прохождением фронта над
 Карты приземного давления, 3 апреля 1973 г. в 00 ч по Гринвичу (а) и в 12 ч (б),
 в кельвинах, изотахи — в узлах.

залива [20]. Согласно Радиновичу, неадиабатическое нагревание (выделение теплоты конденсации) значительно меньше влияет на изменения относительного геопотенциала, чем блокирование или замедление адвекции в нижних слоях атмосферы. По форме изогипс относительной топографии 1000—500 гПа обычно отмечается гребень над подветренной областью с вогнутой стороны Альп, связанный с развитием циклона у поверхности земли. Циклогенез



Альпами. (Из [21].)

вертикальные разрезы вдоль линий $C-D$ (б) и $E-F$ (в) соответственно. Изотропы даны

происходит на восточной периферии конфлюэнтной термической ложбины¹, связанной с проникновением на юг холодного воздуха западнее Альп и с гребнем южнее гор.

Таким образом, Буцци и Тибальди считают, что сильные подветренные циклоны формируются внутри орографически вызван-

¹ Описание поля относительной топографии и циклогенеза (антициклогенеза) приводится в работе Сатклиффа и Форсдайка [119], а также в работе Штрингера [118, с. 407].

ного возмущения субсиноптического масштаба (250 км) в поле давления, когда холодный фронт переваливает через Альпы (рис. 3.4 а, б). Вслед за быстрым падением давления, связанным с этим приспособлением барического поля, происходит небольшое углубление и расширение системы, когда ложбина синоптического масштаба на верхнем уровне углубляется, причем усиливается температурный градиент, направленный параллельно выпуклому краю хребта Альп, и отклоняется верхнее струйное течение (рис. 3.4 г). Затем, вертикальное объединение возмущения давления на нижнем уровне с верхней ложбиной приводит вследствие бароклинной неустойчивости к нормальному развитию самостоятельного циклона.

3 Локальная деформация воздушного потока

а Волновые явления В воздушном потоке над горами возникают движения с горизонтальными масштабами 1—100 км, не считая характерных длинных волн, рассмотренных ранее (с. 94). Эти мелкомасштабные возмущения потока имеют очень большое значение для погоды непосредственно в районе их возникновения.

Поведение воздушного потока над препятствием зависит в принципе от 1) вертикального профиля ветра, 2) распределения устойчивости и 3) формы препятствия. Рассмотрим воздействие простого протяженного хребта, нормального к воздушному потоку в устойчивой атмосфере, в которой потенциальная температура возрастает с высотой. Для этих условий Фёрхтголт [37] выделил три основных типа потока в зависимости от вертикального профиля скорости ветра (рис. 3.5). При слабых ветрах, скорость которых почти не меняется с высотой, поток течет плавно над хребтом, образуя пологую волну (рис. 3.5 а), со слабыми вертикальными движениями. Такой поток называют ламинарным течением. При более сильных ветрах, скорость которых немного растет с высотой, воздух на подветренной стороне хребта образует стоячий вихрь (рис. 3.5 б). При более интенсивном вертикальном градиенте скорости ветра влияние гор создает последовательность подветренных волн (рис. 3.5 в), которая может распространяться за препятствием на 25 км и более (фото 2). Эти гравитационные волны стационарны, при условии что характеристики потока не изменяются. Подветренные волны обычно образуются только тогда, когда существует мощный по вертикали воздушный поток, отклоняющийся от нормали к линии хребта не более чем на 30°, причем направление ветра с высотой меняется незначительно. Скорость ветра должна увеличиваться с высотой от наименьшей горизонтальной скорости около 7 м/с на уровне гребня для низких хребтов (1 км) и от 15 м/с — для хребтов высотой 4 км [86].

На рис. 3.5 б, в, г линии тока свидетельствуют об отрыве воздушного потока от поверхности. В этом случае развивается роторное движение, формирующее отдельные вихри ниже гребней волн [105]. Роторы являются зонами сильной турбулентности, весьма

опасной для самолетов. Иногда вихрь может достигнуть размеров горы, как это наблюдалось близ влк. Фудзияма в Японии [112] и в Малых Карпатах в Чехословакии [38]. При кatabатическом

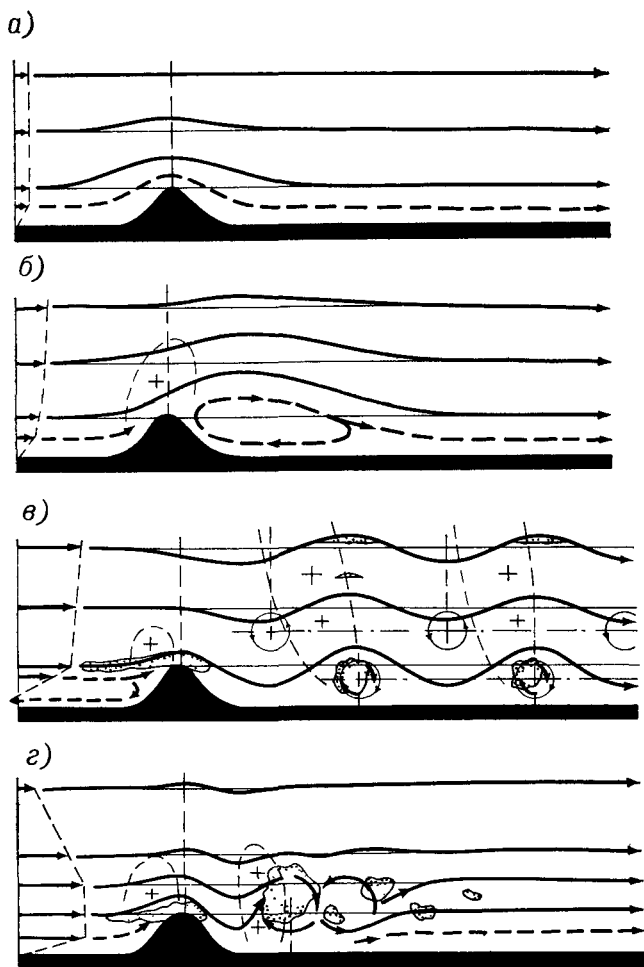


Рис. 3.5. Типы воздушного течения над горными препятствиями в зависимости от вертикального профиля скорости ветра. (Из [30].)

а — ламинарное течение, *б* — течение со стоячим вихрем, *в* — волновое течение с облаком над гребнем и роторными облаками на подветренной стороне, *г* — роторное течение

течении (см. с. 136) отрыв ликвидируется, так как поток спускается вниз по склону, а при конвективных условиях, особенно на подветренном склоне, вероятность отрыва увеличивается. В общем отрыв потока наблюдается тогда, когда воздух в вышележащих слоях не сохраняет своего устойчивого движения. Однако

отрыв уменьшает воздействие гор на воздушный поток на более высоких уровнях из-за уменьшения амплитуды подветренных волн [105].



Фото 2 Волновые облака 7 марта 1966 г над Передовым хребтом в Скалистых горах, Боулдер, штат Колорадо (Роберт Бампас, Национальный центр атмосферных исследований, Боулдер, штат Колорадо).

Видны как чечевицеобразные облака, так и облака формы «столка тарелок» Над слабым южным воздушным потоком в полярном континентальном воздухе у поверхности земли имелся слой сильных северо-западных ветров

Схема Фёрхтготта подтверждается результатами наблюдений, выполненных во Французских Альпах Жербье и Беранже [41]. Указанные авторы выделили три общих случая в соответствии со значением составляющей ветра, нормальной хребту.

1. Для ветров скоростью меньше 8 м/с любые волны являются слабыми и плоскими. Турбулентный поток описывается одним подветренным ротором. Воздействие гор ограничи-

вается слоем разрыва скорости на высоте 100—200 м над гребнем хребта.

2. Для ветров скоростью 8—15 м/с поток является более турбулизированным, в нижней атмосфере возникает последовательность роторов, совпадающих по фазе с гребнями гор. Амплитуда волн увеличивается с высотой, если скорость ветра постоянна, и она больше, если атмосфера устойчива.
3. Для ветров скоростью больше 15 м/с характеристики воздушного потока аналогичны случаю 2. Длина подветренных волн, их вертикальная амплитуда и появление роторов зависят от устойчивости и вертикального градиента скорости ветра. Роторы, как правило, слабо выражены, если стратификация устойчивая, а скорость ветра увеличивается с высотой равномерно.

Теории воздушного потока над горами математически сложны, и здесь приводятся только их существенные моменты. Горное препятствие создает возмущение в натекающем потоке воздуха, а на подветренной стороне вертикальному смещению противодействует восстанавливающая сила тяжести. Частицы воздуха «проскакивают» положение равновесия, и поэтому в потоке развиваются вертикальные колебания на подветренной стороне хребта. Если атмосфера устойчива и ветры слабые, период колебаний короткий (т. е. частота высока), тогда как в ситуациях с низкой устойчивостью и сильными ветрами образуются медленные колебания с большой длиной волны. Устойчивая атмосфера благоприятствует образованию волн малой длины и большой амплитуды потому, что большая устойчивость увеличивает возвращающее к равновесию действие силы тяжести на движущийся воздух. Существование тонкого слоя инверсии на уровне гребня хребта особо способствует образованию волн [31]. Собственные колебания воздушного течения над горами усиливаются при резонансе, который может наблюдаться, если орографически вынужденная волна усиливает свободные волны [8].

Собственная частота вертикального колебания для сжимаемой среды при отсутствии трения известна в литературе как частота Брента—Вяйсяля; она имеет порядок 10^{-2} с^{-1} и выражается следующим образом:

$$N = \frac{1}{2\pi} \left[\frac{g(\Gamma - \gamma)}{T} \right]^{1/2} = \sqrt{S}/2\pi,$$

где S — параметр устойчивости, Γ — адиабатический вертикальный градиент температуры, γ — вертикальный градиент температуры окружающей среды, равный $\partial T/\partial z$ (положительный при уменьшении температуры с высотой).

Уилсон [129] показал, что максимальное вертикальное смещение частицы воздуха с данного начального уровня равно ω/\sqrt{S} , где ω — начальная вертикальная скорость. Для изотермической атмосферы $\partial T/\partial z = 0$, где $T = 270 \text{ К}$, $1/\sqrt{S} = 53 \text{ с}$. В этом случае

смещение составляет от 0,5 м для ω , равного 1 см/с, до 160 м для ω , равного 3 м/с. Чем более неустойчивы (устойчивы) условия, тем большие (меньшие) смещения наблюдаются.

В стратифицированной атмосфере, движущейся над синусоидальными хребтами, гравитационные волны наблюдаются, когда внутренняя (собственная) частота движения ($n_1 = \bar{U}k$) меньше, чем частота Брента—Вяйсяля; здесь $k = 2\pi/\text{длина волны местных хребтов}$. Гравитационные волны этого типа являются «вертикально распространяющимися» — под этим подразумевается, что возмущение не затухает с высотой. Линии равных фаз для таких волн наклонены с высотой против потока, что связано с распространением энергии вертикально вверх от земли. Предполагается, что никакие компоненты потока не могут излучать энергию вниз («условие излучения»).

Второй основной тип волны — стоячие подветренные волны, которые наблюдаются вниз по течению от препятствия. Развитию подветренных волн благоприятствует стратификация, когда наблюдается уменьшение устойчивости по вертикали и (или) увеличение скорости ветра. Это означает, что l^2 уменьшается (l — фактор устойчивости, известный как параметр Скорера [103]). Если пренебречь кривизной вертикального профиля ветра, которая измеряется величиной $\partial^2 U / \partial z^2 \approx 0$, l^2 можно выразить через частоту Брента—Вяйсяля:

$$l^2 = \frac{1}{U^2} \left\{ \frac{g}{T} (\Gamma - \gamma) \right\} = \frac{S}{U^2} = \frac{4\pi^2 N^2}{U^2},$$

где U — горизонтальная составляющая скорости ветра, перпендикулярная к препятствию, а остальные величины определены выше.

Существует пороговое условие образования волн. Если для более низкого слоя толщиной z_1 вычислено l_1^2 , а для более высокого слоя — l_2^2 , тогда условие образования волн имеет вид:

$$l_1^2 - l_2^2 > (\pi/2z_1)^2.$$

Характерные значения $l^2 (\cdot 10^6)$ находятся в пределах от ≈ 1 до $< 0,05 \text{ км}^{-1}$ по вертикали. Масштаб для определения значений l^2 по нанесенной на тефиграмме кривой стратификации, соответствующей окружающей атмосфере, был разработан Скорером [104] и Уоллингтоном [127], а Кассуэл [23] приводит графики для вычисления размеров волн и скоростей по значению l . Длина волны λ преобладающих подветренных волн пропорциональна среднему значению горизонтальной составляющей ветра, перпендикулярной хребту \bar{U} , и обратно пропорциональна устойчивости. Если пренебречь вертикальными ускорениями [79, 103], то для основной подветренной волны можно написать:

$$\lambda \approx 2\pi \bar{U} \left\{ \frac{T}{g(\Gamma - \gamma)} \right\}^{1/2} = 2\pi/l.$$

Например, для $\bar{U} = 10$ м/с $\partial T/\partial z = -6,5$ К/км, $T = 260$ К, $l = 0,0035$ м⁻¹ и $\lambda = 1,8$ км. Длины волн имеют тенденцию увеличиваться при уменьшении в дневное время вертикального градиента температуры в нижних слоях атмосферы из-за уменьшения l . Наоборот, в вечерние часы длина волны может постепенно уменьшаться [104].

Примеры вертикальных профилей температуры и ветра и рассчитанное распределение волновых движений представлены на рис. 3.6. На рис. 3.6 *а* линии тока наклонены вверх по течению вблизи хребта, а над подветренными склонами имеется сильный нисходящий поток. По вертикали система линий тока повторяется с длиной волны $2\pi/l$, но на высоте 10 км нисходящий поток смещается на 2—3 км к востоку. На рис. 3.6 *б* представлены подветренные волны в нижнем слое атмосферы, а также вертикально распространяющиеся волны в верхних слоях с наклонными линиями равных фаз. Расчеты Сойера [98] по данным зондирования в действительно наблюдавшихся воздушных течениях в общем согласуются с данными наблюдений волн, полученными в то же время. Система течений на подветренной стороне, изображенная на рис. 3.6 *а*, достаточно характерна, но зависимости между амплитудой волн над хребтом или с его подветренной стороны и профилем ветра, температурой и l^2 сложны и изменчивы.

При среднем значении вертикального градиента температуры, равном 5°C/км, можно указать полезное приближенное соотношение для длины волны λ (км) подветренных волн в нижней тропосфере: $\lambda = 0,5\bar{U}$, где \bar{U} — среднее значение тропосферной скорости ветра (м/с) (см. [30]). Соотношение между λ и \bar{U} близко к линейному. Однако гребень первой подветренной волны вниз по течению от горного хребта расположен приблизительно на $0,75\lambda$. Наблюдения подветренных волн показывают, что длины волн заключены в пределах 5—30 км с наиболее вероятными значениями около 10 км. Согласно Крюэт [32], горизонтальное распространение области подветренных волн вниз по ветру от горных препятствий обратно пропорционально толщине устойчивого слоя. Результаты Крюэт опираются на исследование 226 случаев подветренных волн над Западной Европой и Северной Африкой за 1966—1968 гг. по фотографиям со спутников и измерениям с самолета. Устойчивый слой захватывает энергию возмущения, вызванного горами, действуя как «волновод».

Интересно отметить, что волны формируются только вниз по течению от горного препятствия. Смит [110, с. 113] объяснил это тем, что в потоке жидкости скорость перемещения гребней волны (фазовая скорость) превышает скорость распространения энергии (групповую скорость). Фазовая скорость в стоячей волне должна быть равна и противоположна по направлению среднему значению скорости ветра \bar{U} . Таким образом, \bar{U} превышает групповую скорость, и адвекция, определяемая средней скоростью ветра, доминирует в переносе волновой энергии вниз по течению от ее источника у препятствия. Волновая энергия распространяется

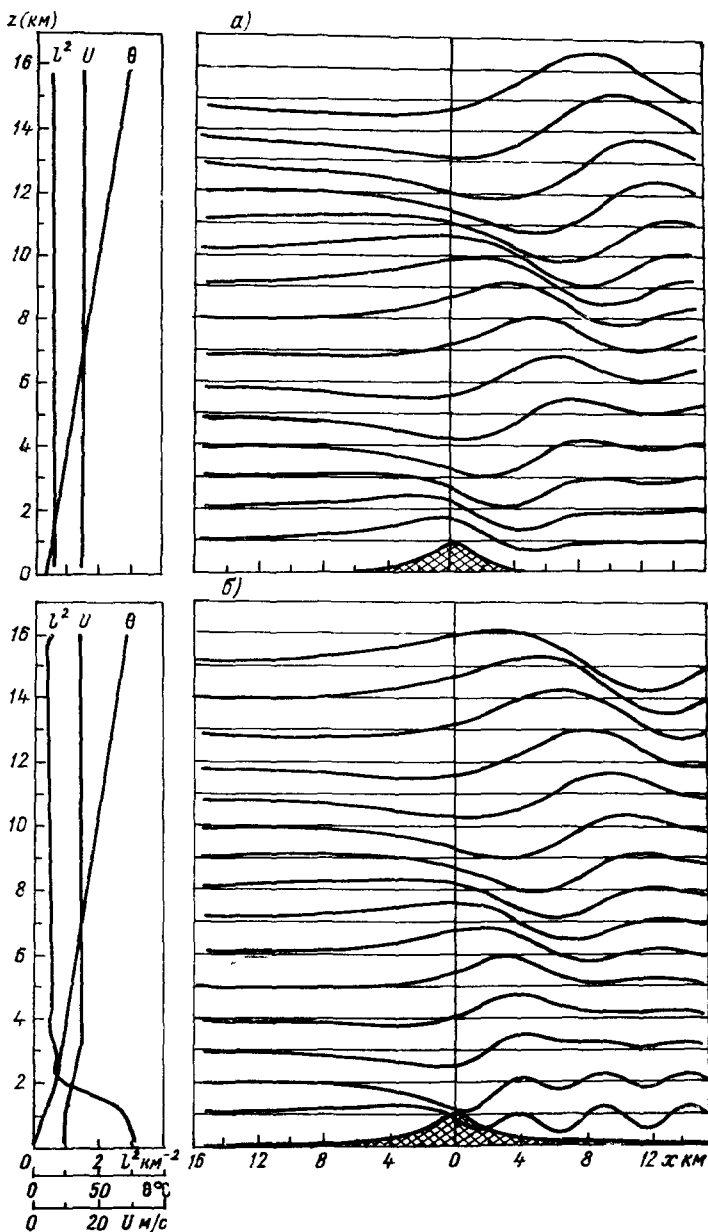


Рис. 3.6. Рассчитанные линии тока, описывающие развитие волн над хребтом для двух идеализированных профилей скорости ветра U и потенциальной температуры θ . (Из [98].)

a — U и I^2 постоянны с высотой; b — I^2 большое в самом нижнем слое и затем быстро уменьшается с высотой до малых значений.

вверх и вниз между землей и верхней областью, где l^2 мало (рис. 3.6 б).

Амплитуда подветренной волны зависит от уменьшения с высотой l^2 , от высоты и ширины горы. Анализ показывает, что самые большие амплитуды волн наблюдаются, когда характеристики воздушного потока едва удовлетворяют волновому условию [31]. Кроме того, максимальные амплитуды наблюдаются преимущественно тогда, когда в нижней тропосфере существует тонкий инверсионный слой. Для данной высоты препятствия амплитуда будет самой большой, когда ширина хребта соответствует собственным длинам волн в данном воздушном потоке: это наблюдается, когда λ/π равно половине ширины препятствия. Таким образом, самые большие волны, наблюдающиеся в воздушном потоке, необязательно связаны с самыми высокими горными хребтами. Высота, где амплитуда волн наибольшая, обычно отмечена вершиной облака (если таковое наблюдается) и обычно на этой высоте есть инверсионный слой [106].

Когда рельеф состоит из последовательности хребтов, перпендикулярных к воздушному потоку, то возможно наложение нескольких систем волн, возникающих независимо в результате влияния отдельных препятствий [106]. Это может привести к усилению или к исчезновению волн, в зависимости от расположения (соотношения фаз) индивидуальных последовательностей волн. Препятствие, расположенное ниже по течению на расстоянии, равном половине длины волны, может уничтожить подветренные волны, возникшие у хребта выше по течению. По этой причине воздух иногда опускается в потоке, пересекающем в том или ином месте широкий горный хребет; Уоллингтон [126] наблюдал это явление с самолета при полетах через горы Уэльса. Однако даже над единичными симметричными хребтами обычно существуют две или более волновых моды с максимальными амплитудами на различных высотах в нижней тропосфере, возникающие в зависимости от сложных характеристик воздушного потока.

Синоптические условия, способствующие развитию подветренных волн, различны в зависимости от географического положения. В сьеррах подветренные волны могут возникать в западном потоке, связанном с верхней ложбиной, или при прохождении холодного или окклюдированного фронта, идущего с северо-запада [4, с. 38]. Струйное течение, связанное с фронтальной зоной, обычно наблюдается севернее этой области, и его появление обязательно для развития подветренных волн. Как следует из проведенного выше математического анализа, характеристики волн, наблюдающихся в определенной ситуации, зависят от индивидуальных свойств воздушного потока. Так как эти свойства могут быстро меняться и не всегда возможно точно определить их при аэрологическом зондировании, радиолокационные наблюдения, по-видимому, являются наиболее доступным средством для краткосрочного авиационного прогноза [115]. Возмущения потока

обнаруживают по отражению от слоев разной плотности и влажности, имеющих разный показатель преломления.

Строго говоря, с помощью теорий волнового движения, применимых к возмущениям малой амплитуды, нельзя описать блокирование воздушного потока выше по течению от препятствия, развитие роторов или явления гидравлического прыжка. Теории возмущений большой амплитуды разрабатывались значительно медленнее, так как для них уравнения движения становятся, за редкими исключениями, нелинейными.

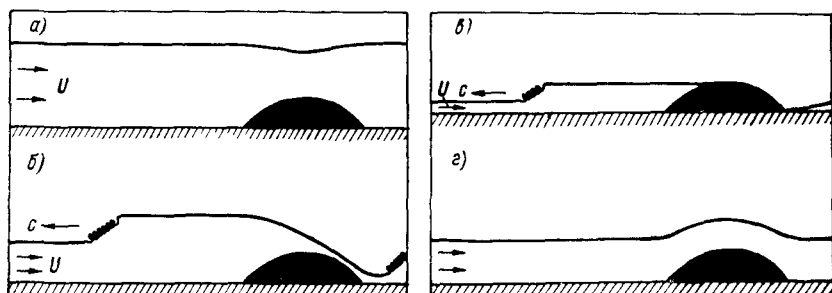


Рис. 3.7. Схематическое изображение потока воды над препятствием в канале. (Из [72].)

а — абсолютно докритический поток; б — частично блокированный поток с уступообразной волной, распространяющийся вверх по течению со скоростью c , и гидравлический прыжок на подветренной стороне; в — полностью блокированный поток, г — абсолютно сверхкритический поток

Общие типы потока идеальной жидкости, встречающего препятствие, можно описать при помощи числа Фруда F — отношения внутренних вязких сил к гравитационным силам [86] ¹.

$$F = U / \sqrt{hS} = 1 / (t \sqrt{h}),$$

где U — скорость неискаженного потока, h — высота горы, S — статическая устойчивость. При $F \gg 1$ ни подветренные волны, ни другие возмущения не существуют, наблюдается только потенциальное течение, гладко обтекающее препятствие (рис. 3.7 г). При другом крайнем значении ($F \rightarrow 0$) поток выше по течению полностью блокирован. При промежуточных значениях наблюдается неполное блокирование, а также местные струи выше по течению и гидравлические прыжки (рис. 3.7 б) с подветренной стороны препятствия. Согласно Уилсону [130], влияние препятствия обнаруживается для $F \approx 25$ (если пренебречь трением) и возрастает при $F \rightarrow 1$.

Гидравлический прыжок — хорошо известная особенность потока воды в каналах, наблюдаемая по турбулентным следам за

¹ Скорер [107, с. 78] определяет F как величину, обратную этому выражению

большими камнями, где имеется понижение уровня потока, турбулизирующегося ниже по течению. В атмосфере гидравлические прыжки — обычное явление в сильных кататических ветрах у побережья Антарктиды (с. 129). Они могут также возникать, когда воздушный поток, переваливающий хребет, частично блокирован [73]. Волновое возмущение («бор»), формирующееся под влиянием горного препятствия, распространяется вверх по течению; более мощный поток опускается вниз над препятствием, становится более тонким на подветренной стороне, а затем снова поднимается на более высокий уровень (рис. 3.7 б). Хотон и Айзексон [51] показали, что гидравлические прыжки могут встречаться над высокими горными хребтами и при малом числе Фруда в натекающем потоке. Для многослойных жидкостей внутреннее число Фруда F_i определяется [71] следующим образом:

$$F_i = U \left(g \frac{\Delta \rho}{\rho} H \right)^{1/2},$$

где $\Delta \rho$ — разность плотности между верхним и нижним слоями, H — общая глубина жидкости. Для несжимаемой жидкости:

$$F_i = U \left(g \frac{\Delta \theta}{\theta} H \right)^{1/2},$$

где θ — потенциальная температура. В лабораторной модели, воспроизводящей ситуацию с тропопаузой и низкой тропосферной инверсией, подветренные прыжки наблюдаются приблизительно при $F_i \geq 0,2$. Это соответствует среднему значению скорости ветра 20 м/с и $[g(\Delta\theta/\theta)H]^{1/2} \approx 10^4$ [71]. В моделях со стратифицированным потоком над трехмерными возвышенностями прыжки наблюдаются для $F_i \geq 0,4$, но типы потока по существу такие же, как и в двумерном потоке [52].

Клемп и Лилли [57] указали, что теоретические условия развития гидравлического прыжка являются слишком жесткими и ими нельзя объяснить многие наблюдаемые формы усиления волны и штормовых ветров в нисходящих по склону воздушных потоках. Они предположили, что наблюдаемое усиление волны зависит от частичного отражения распространяющейся вверх волновой энергии от устойчивого слоя в средней тропосфере.

Недавно для исследования поведения нелинейного потока над горами были использованы численные решения уравнений движения. Пелтье и Кларк [90] показали, что нелинейность однородных устойчивых потоков над двумерным препятствием связана с отношением высоты препятствия к его ширине. Линейная теория становится неприменимой, когда высота горы сравнима с высотой имеющейся инверсии или — в непрерывно стратифицированной атмосфере — с вертикальной длиной волны гидростатических волн (равной $2\pi U/N$). Как правило, это имеет место в случае гор выше 0,5—1 км. В неоднородных потоках Пелтье и Кларк обнаружили резонансные подветренные волны, а также стационарование и

усиление внутренних волновых возмущений, вызванное отражением от областей разрушения волн и турбулентности в нижней стратосфере. Клемп и Лилли [58] использовали наличие верхней рассеивающей области для того, чтобы исключить возможность распространения вверх волновой энергии перед отражением. Они также проанализировали нелинейный случай с большой амплитудой волны, воспроизводящий штормовой ветер в нисходящем по склону потоке в Боулдере (штат Колорадо) 11 января 1972 г. Они обнаружили влияние натекающего потока, в котором верхний устойчивый слой поднимался с приближением к горам. Однако позднее [67] Клемп и Лилли доказали отсутствие влияния натекающего потока и показали, что форма рельефа оказывает существенное воздействие на амплитуду волны и на коэффициент сопротивления. Этот вопрос рассматривается ниже. Видимо, результаты Лонга, указывающие на влияние общего течения (рис. 3.7), определяются предположением о двумерности потока и верхним граничным условием в форме твердой стенки [110].

Появление роторов (см. рис. 3.5 *г*) представляет собой один из самых важных аспектов горных волн. Кютнер [61] высказал идею, что роторы связаны с гидравлическими прыжками, а Йосино [135, с. 403—406] провел лабораторный эксперимент в аэродинамической трубе для исследования таких воздействий. Однако Скорер [106] показал, что в уравнении для вертикального смещения воздуха ω в стоячих волнах в плоскости xz наиболее важны члены

$$\delta^2 \omega / \delta z^2 = (K^2 - l^2) \omega,$$

где l — параметр Скорера, K — кривизна линии тока (или волновое число в направлении U), $2\pi/K$ — длина волны.

Критерий появления роторов $\delta\omega/\delta z > 1$ или $\delta\omega/\delta z < -1$ означает, что линии тока наклонены в обратном направлении, так что воздух переворачивается и становится статически неустойчивым. Поэтому роторы имеют тенденцию развиваться, когда амплитуда волн возрастает там, где наклон профилей ω является самым большим. Роторы наиболее распространены около земли, но могут встречаться и в ложбинах, и в гребнях подветренных волн — в зависимости от профиля l^2 (рис. 3.6).

Когда препятствие имеет крутые склоны или обрывы, особенно с подветренной стороны, поток может становиться сильно турбулизированным. Смит [109] аналитически показал, что крутые подветренные склоны приводят к увеличению крутизны передних частей горных волн, вызывая более раннее разрушение волн и возрастание скорости ветра вниз по склону. Порывы во время штормовых ветров, дующих вниз по подветренным склонам Скалистых гор, усиливаются, по-видимому, благодаря этому фактору, в частности, в таких местах, как Боулдер (штат Колорадо) [17, 68]. В недавно проведенном численном исследовании воздействия поперечного профиля горы на волновое движение Лилли и Клемп [67] пришли к выводу, что отношение максимальной скорости приземного ветра к средней над симметричной горой равно 1,72,

тогда как над горой с более крутым подветренным склоном и пологим наветренным склоном оно равно 2,36. Отрыву потока от земли также способствуют крутые склоны, особенно на подветренной стороне препятствия. Для стратифицированного потока над пологими и умеренно крутыми склонами ($<45^\circ$) режим пограничного слоя потока определяется главным образом отношением длины волны подветренных волн ($2\pi U/N$) к общей ширине препятствия W , а не его высотой [52]. Когда это отношение близко к единице, отрыв потока маловероятен, но когда $W \ll 2\pi U/N$ (т. е. $F \gg 1$), отрыв на подветренной стороне вызывается течением в пограничном слое потока. В этом случае отрыв наблюдается, как правило, около гребня возвышенности или места с максимальной кривизной склона (см., например, рис. 2.20).

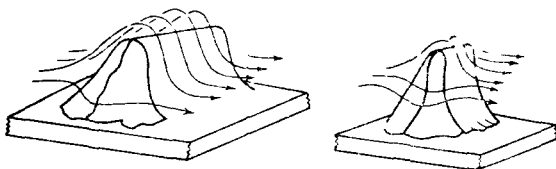


Рис. 3.8. Влияние формы горы на воздушный поток. (Из [4], по [41].)

Большинство теоретических работ, посвященных анализу воздействий гор на воздушный поток, рассматривает эту задачу как двумерную, хотя очевидно, что во многих случаях воздух проходит через горные долины и другие понижения или обтекает препятствие около его концов. Влияние формы препятствия на воздушный поток представлено на рис. 3.8. Как и следовало ожидать, изолированные пики вызывают наименьшее вертикальное возмущение, хотя воздух имеет тенденцию обтекать любой горный хребет ограниченной длины, а не подниматься над ним. Это хорошо видно из рис. 3.9, составленного по данным наблюдений Жербье и Беранже [42] во Французских Альпах. Когда линия гребня выпуклая по отношению к натекающему потоку, эффект обтекания усиливается, вогнутая же линия гребня способствует образованию волн.

В настоящее время проводятся исследования воздействий изолированных препятствий на воздушный поток. Фотографии со спутников часто позволяют обнаружить подветренные волновые облака за горными хребтами или пиками. Например, Гьевик и Мартинсен [43] описали стоячие волны при инверсионных условиях с подветренной стороны островов Ян-Майен, Медвежий и Хопен. Волны наблюдаются в клинообразной последовательности сзади острова, часто в форме расходящегося следа с гребнями, ориентированными от середины волны. Реже отмечаются поперечные волновые облака с гребнями, перпендикулярными ветру. Другая мезомасштабная циркуляция, которая может встречаться

в таких местах, это вихревая дорожка. Она обычно наблюдается с подветренной стороны островов в зоне пассатов и в других областях с низкими инверсиями (фото 3). По аналогии с теорией вихревых дорожек Кармана, сопротивление воздушному потоку над высокими островами с крутыми берегами приводит к образованию вихрей, которые отрываются попеременно с каждой стороны острова с периодом 5—10 ч [25]. В случае Канарских островов, которые возвышаются над пассатной инверсией и имеют высоту 2—3 км, вихри обычно имеют размер 10—30 км и выстраиваются

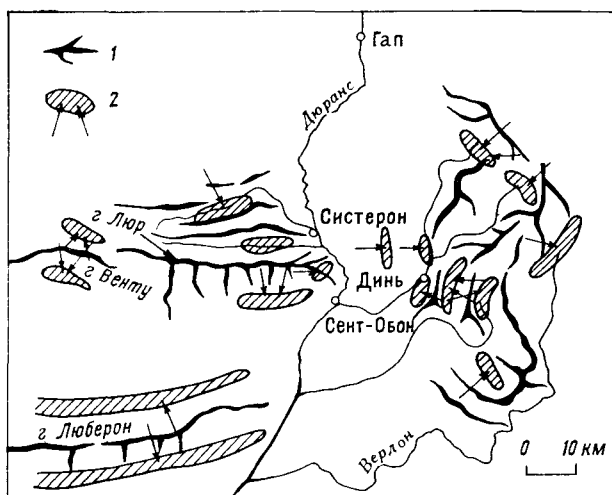


Рис. 3.9. Положение подветренных волн в зависимости от направления ветра во французских Альпах. (По [41].)

1 — горные цепи, 2 — схематическое изображение положения волн и направления ветра.

вниз по течению в виде двух цепочек шириной около 50 км и длиной 500 км. Облака, образующиеся под инверсией, служат метками вихрей, которые в восточном воздушном потоке являются циклоническими с северной стороны островов и антициклоническими с южной (рис. 3.10). Разделение потока при отрыве вихрей вызывает колебания давления примерно в 1 гПа [138], хотя полностью не выяснено, как дивергенция и вертикальное движение, обусловленные такими воздействиями, порождают наблюдаемую облачность.

Экспериментальное исследование очень сильно стратифицированного потока за крутым препятствием, выполненное Брайтоном [13], подтвердило идею о ключевой роли в образовании вихрей сильной низкой инверсии. Его результаты показали, что на нижних уровнях атмосферы поток вокруг препятствия остается почти горизонтальным, и на подветренной стороне формируются перемежающиеся вихри. Однако примерно на уровне вершины вниз по течению присутствуют подветренные волны и изредка может



Фото 3. Снимок со спутника «Метеосат», сделанный в 11 ч 55 мин по Гринвичу 1 августа 1978 г. в видимом канале (Copyright European Space Agency).

Видны две параллельные вихревые дорожки, определяемые по слоисто-кучевым облакам, которые распространяются на 800 км вниз по ветру к юго-западу от Канарских островов. Инверсия оседания находилась на высоте 1100 м над ур. м. над слабыми северо-восточными ветрами у поверхности. Выше ее до высоты 2 км отмечался устойчивый слой.

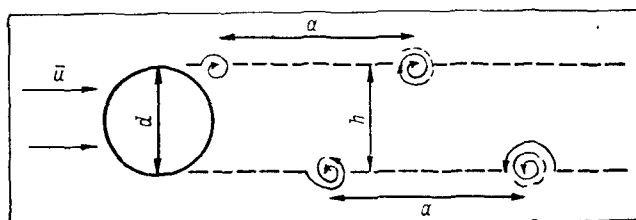


Рис. 3.10. Схематическое изображение вихревой дорожки Кармана на подветренной стороне цилиндрического препятствия (диаметром d). (По [25].)

h — ширина вихревой дорожки; a — продольное расстояние между последовательными вихрями в каждом ряду. Эмпирически получено, что $0,3 < h/a < 0,5$.

развиваться вихрь «коровьи рога», который первоначально возникает ниже первого гребня подветренной волны, причем рога этого вихря направлены вниз по течению.

Интересно отметить, что в Боулдере изредка наблюдались малые вертикальные вихри (маунтанадо) во время штормовых ветров, а также при более слабом западном потоке [10]. Возможно, это вихри описанного выше типа, образующиеся на подветренной стороне местного резко очерченного и изрезанного хребта. Похожие вихри, которые видны как смерчи, опускающиеся из облака на 300 м ниже его основания, наблюдались на подветренной стороне г. Вашингтон (штат Нью-Гэмпшир) [19].

б Связанные с горами формы облаков Подробная, хотя и излишне сложная, классификация орографических облаков была предложена Абе [2], который использовал кино съемку влк. Фудзияма (Япония) и свои исследования лабораторных моделей. Он отметил, в частности, что и кучевообразные облака, и слоисто-кучевые облака, и турбулентные разорванные формы могут образовываться над горами или вблизи них.

Система горных волн характеризуется несколькими типичными формами облаков. Как правило, это неподвижные облака, которые постоянно рассеиваются с подветренного края и заново образуются на наветренном крае. Существуют три основных вида таких облаков: облачная шапка, чечевицеобразное облако и шкваловый воротник (роторное облако); они встречаются как совместно, так и по отдельности.

Облачная шапка (облако над гребнем). Образуется над гребнем хребта или изолированным пиком, когда вынужденный подъем поднимает воздух до уровня насыщения. Основание облака находится обычно вблизи или ниже уровня вершины, поэтому оно и носит название «облачная шапка». Облачная шапка имеет гладкую верхнюю границу, а подветренная сторона часто выглядит как стена (фёновая стена, или арка чинука в Скалистых горах) с волкнистыми элементами, размывающимися со стены вниз.

Другой тип облачной шапки — облачный флаг. Он образуется с подветренной стороны резко очерченных изолированных пиков, таких, как Маттерхорн [34]. Уменьшение давления, вызываемое обтеканием воздуха вокруг горы, заставляет воздух подниматься на подветренной стороне. Эту форму иногда трудно отличить от снежных флагов, сдуваемых с вершины.

Чечевицеобразные облака. Образуются в виде правильно расположенных полос, параллельных горному хребту, с его подветренной стороны (фото 2). Первые описания подветренных волн (моацаготль) к северу от Судетских гор на чешско-польской границе как раз и были получены при исследовании таких форм облаков [62]. Облака моацаготль наблюдаются при южном потоке и обычно простираются на 50—60 км к северу от наветренного края горного хребта высотой 1200—1500 м. Внутри этой зоны Кютнер [63] выявил до шести рядов подветренных волн, простираю-

щихся на 250 км поперек ветра, при этом мощность облаков была 1—4 км. Ладлэм [77] предложил называть такие облака, связанные с крутыми склонами, «большими волнистыми облаками возвышенностей». Над сложным рельефом волновые системы могут и не быть так непосредственно с ним связаны. Действительно, высокая фёновая волна, наблюдающаяся над восточными Альпами, является примером облака верхнего яруса, связанного скорее с общим влиянием гор, чем с воздействием определенного хребта [60]. Из-за изменчивой стратификации влажности эти облака иногда наблюдаются в слоях один над другим и образуют «стопку тарелок», куда входят слоисто-кучевые, высоко-кучевые и перистообразные облака. Аффронти [3] описал такие формы с подветренной стороны влк. Этна, где они называются контецца дель венто. В редких случаях, чаще зимой, волновое движение распространяется в стратосферу и образует перламутровые облака на высоте 25—30 км. Верхняя граница облака в волне обычно резко очерчена, когда там существует устойчивый слой с убыванием влажности с высотой.

Подветренные облака на влк. Фудзияма называются туруси (подвешенные). Однако они включают вертикальные вихри, которые нельзя объяснить только на базе волнового движения [2, с. 108]. В случае изолированной конической горы туруси обычно принимают V-образную форму с крыльями, направленными вниз по течению. Фотографии Абе и результаты лабораторного моделирования свидетельствуют о явном сходстве между этой формой и вихрем «коровьи рога», описанным Брайтоном [13].

Роторные облака. В первом гребне волны с подветренной стороны гор обычно имеется полоса роторного облака. В Кроссфелле в Пенниннах северной Англии это хорошо известный шкваловый воротник, который развивается во время сильных восточных ветров [83]. Вращение в этих облаках легко различимо на последовательности фотографий, сделанных с помощью замедленной киносъемки. Турбулентность в роторном облаке делает его очертания размытыми, так что к нему применим термин «разорванное».

На фоне облаков этих трех видов, особенно чечевицеобразных и роторных облаков, могут образовываться полосы или гребешки [76]. Они порождаются неустойчивостью малого масштаба, вызванной вертикальным сдвигом ветра, когда воздух движется через волновое облако большего масштаба. Они могут возникать в уже существующем тонком слое облаков в нижней тропосфере, когда радиационные потоки создают в нем неустойчивую стратификацию. Переворачивание происходит перпендикулярно к вектору сдвига с типичной длиной волны около 1 км. Реже встречаются неправильные перистообразные валы около фронтов или струйных течений. В случае облачных форм нижнего яруса зависимость от орографических особенностей очевидна, но даже валы перистых облаков на большой высоте могут развиваться на расстоянии 20—30 км вниз по течению от отдельных возвышенностей или хребтов.

4 Нисходящие ветры

При благоприятной синоптической ситуации механические и термодинамические воздействия на воздушный поток могут вызывать характерные ветры, дующие вниз по подветренным склонам горного хребта. К этим так называемым нисходящим ветрам относятся фён (или чинук), бора и мезомасштабные кatabатические ветры. По самому простому определению, фён — это дующий вниз по склону ветер, который приводит к росту температуры и понижению относительной влажности с подветренной стороны горного хребта, тогда как бора вызывает соответственно понижение температуры. И фён, и бора могут быть порывистыми. Кроме того, фён значительно иссушает растительность и почву, что наблюдается, например, на расстоянии до 50 км от подножия Скалистых гор в штате Колорадо [53, 97]. Кatabатический ветер является нисходящим под влиянием силы тяжести стоковым ветром, дующим вниз вдоль любой наклонной поверхности, но в этой книге мы называем кatabатическим ветром ветровую систему, которая распространяется больше, чем на отдельный склон (см. с. 136).

а Фён Открытие и исследование фёновых ветров в Альпах имеет более чем столетнюю историю. Здесь впервые Ганн дал в общем правильное объяснение их происхождения [48]. Таким образом, их общее название возникло в Альпах, а термин «чинук» используется на Великих равнинах к востоку от Скалистых гор, и во всем мире существует много других местных названий фёна [15]. Классический механизм, используемый для объяснения фёнового ветра, предполагает вынужденный подъем влажного воздуха по горному хребту. Этот подъем вызывает развитие облаков и осадки на наветренном склоне. Поднимающийся воздух охлаждается по влажноадиабатическому вертикальному градиенту температуры (примерно $5-6^{\circ}\text{C}/\text{км}$), высвобождая скрытую теплоту конденсации выше основания облака, тогда как на подветренном склоне нисходящий безоблачный воздух нагревается по сухоадиабатическому вертикальному градиенту температуры на $9,8^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Таким образом, потенциальные температуры выше на подветренной стороне (рис. 3.11 б). Однако во многих отдельных случаях фён может наблюдаться и без потери влаги на наветренном склоне. Это было впервые замечено Ганном [49] и впоследствии многократно подтверждалось [16, 29, 69]. При этом для повышения температуры достаточно, чтобы воздух опустился от уровня вершины до ближайшей низменности и подвергся адиабатическому сжатию после того, как на наветренном склоне воздух в нижних слоях атмосферы был блокирован инверсией (рис. 3.11 а). Типичные характеристики атмосферы во время северных и южных фёнов в Альпах приводятся в табл. 5.4 и 5.5.

Два других механизма, которые вызывают колебания температуры фёнового типа, обнаружены на восточном склоне Скалистых гор [9]. Один из них — ночной процесс, который наблюдается,

когда адвекция теплого воздуха с запада вызывает турбулентность и тем самым предотвращает или сильно уменьшает нормальный ход радиационного охлаждения. Второй — вытеснение тонкого слоя холодного полярного воздуха, покрывающего более низкие восточные склоны, воздухом с Тихого океана, который перетекает с запада через горы. Взаимодействие между двумя воздушными массами может создать небольшие волны, приблизительно параллельные горному хребту, вызывая при этом резко выраженные колебания температуры, заметные близ границы между этими воздуш-

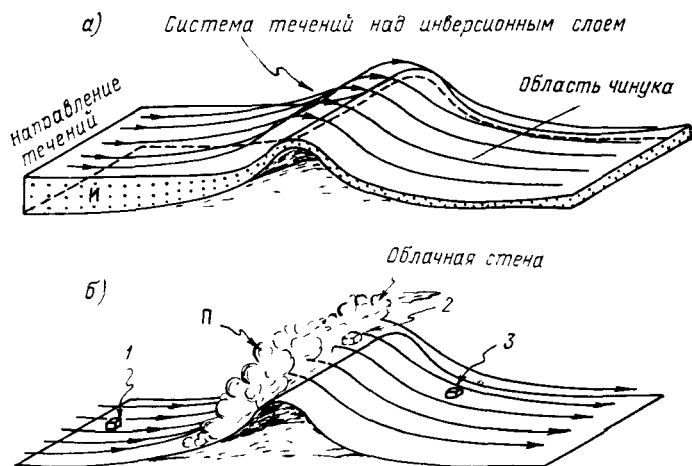


Рис. 3.11. Адиабатические изменения температуры, связанные с различными механизмами фёнового опускания. (Из [9].)

а — блокирование инверсией (*И*) нижнего слоя воздуха на наветренной стороне; *б* — подъем (*П*) влажного воздуха, вызывающий высвобождение скрытой теплоты на наветренной стороне склона и образование облаков и осадков с адиабатическим нагреванием на подветренной стороне. 1 — частица влажного тихоокеанского воздуха; 2 — частица воздуха, получившая теплоту конденсации; 3 — нисходящая частица на подветренной стороне, несущая с собой теплоту конденсации.

ными массами. Обе ситуации являются особыми случаями основного нисходящего фёнового ветра.

Классификация фёновых ветров на основе разности температуры и давления по обе стороны горного барьера была предложена Чадежем [22]. Выделенные им три типа схематично представлены на рис. 3.12. Типы *а* и *б* наблюдаются в циклоническом поле давления; в случае *б* атмосфера менее устойчива и повышаются температуры с подветренной стороны соответственно больше. В случае *в* холодный воздух задерживается на наветренной стороне из-за антициклонической инверсии. В связи с этим можно упомянуть, что Бильвиллер [11] впервые ввел термин «антициклонический фён», чтобы описать динамическое нагревание при крупномасштабном антициклоническом оседании над областью фёна

в Альпах. Другие метеорологи впоследствии использовали термин «фён из свободной атмосферы» в том же самом смысле (см., например, [36]). Такие явления не относятся к категории склоновых ветров.

Определение понятия фён важно потому, что от принятого критерия зависит частота фёновых условий, вычисляемая для данного места [14, 15]. Например, при исследованиях в провинции Альберта Лонгли [74] использовал в качестве критерия фёна в зим-

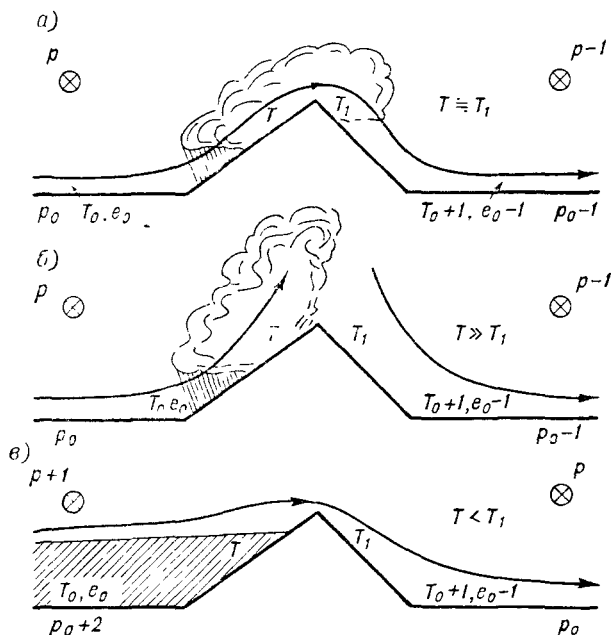


Рис. 3.12. Три типа фёна. (По [22], из [135].)

a — циклонический фён в устойчивой атмосфере с сильными ветрами; *b* — циклонический фён в менее устойчивой атмосфере; *в* — антициклонический фён с подпруживанием холодного воздуха. T — температура воздуха; p — давление воздуха; e — парциальное давление водяного пара; индекс 0 относится к величинам на уровне земли, 1 — на подветренном склоне.

ние месяцы максимальную температуру $\geq 4,4^\circ\text{C}$. Он показал, что зимой над обширной областью южной Альберты чинук наблюдается в 15 % случаев или более. Обычно на подветренных станциях используются три критерия: приземные ветры, дующие с гор, внезапное повышение температуры и одновременное падение относительной влажности [39, 87]. Айвс [53] использовал определение, согласующееся с первоначальной термодинамической теорией фёна, в соответствии с которой критерием является появление осадков на наветренной стороне и более высокие потенциальные температуры на подветренной стороне. Айвс заметил, что около трети таких случаев не было отнесено обитателями равнин штата

Колорадо к чинуку, поскольку не было повышения температуры. Наоборот, около половины явлений теплового ветра принималось жителями равнин за чинук, хотя эти ветры не удовлетворяли упомянутому метеорологическому критерию. Следующий возможный критерий — существование изэнтропических условий (сухоадиабатического вертикального градиента температуры) между горной вершиной и станциями в подветренных долинах. При этом Шутц и Штейнхаузер [99] приняли более низкий предел $7^\circ\text{C}/\text{км}$, так как пара станций может не находиться на одной и той же линии тока. Бринкман [14] сделал попытку использовать синоптический критерий. Для чинука верхний поток должен быть перпендикулярным к горам, в приземном поле давления должен обнаруживаться «фёновый нос», или гребень высокого давления, над горами. Такие случаи затем сравнивались с периодами западных приземных ветров («без чинука»), которые определялись по верхним воздушным потокам, параллельным горам, и отсутствию «фёнового носа» (гребня высокого давления) в приземных изобарах над канадскими Скалистыми горами. Исследование, опирающееся на три наиболее общепринятых климатических критерия (скорость приземного ветра, температура и относительная влажность), используемых для определения чинука, показало, что с помощью дискриминантного анализа почти 50 % случаев были классифицированы ошибочно. Явление «фёнового носа» обычно не очень хорошо выражено над западом США, вероятно, как считает Бринкман [15], из-за скопления озер холодного воздуха в Большом Бассейне.

Исследовались также синоптические условия ветров санта-ана в южной Калифорнии к югу и западу от гор Сан-Бернардино [113]. Здесь хребет ориентирован между направлениями север—юг и западо-северо-запад — востоко-юго-восток. Типичное синоптическое положение при ветрах санта-ана — северный поток, связанный с верхней ложбиной к востоку от гребня и верхним гребнем над восточной частью Тихого океана. Важнейшими определяющими условиями процесса являются существование крупномасштабного оседания с наветренной стороны гор, увеличивающего устойчивость, и инверсия около урвня вершины. Соммерс согласился с выводом Бринкмана для штата Колорадо, что температуры на подветренных склонах при таких фёновых ситуациях могут повышаться или понижаться. Относительная влажность может падать ниже 10 %, что создает большую опасность лесных пожаров, и могут наблюдаться порывы ветра до 10—50 м/с.

Другой подход был разработан на основе теории подветренных волн. Согласно Скореру и Клифорту [108], блокирование воздушного потока выше по течению от горного барьера имеет место, если высота хребта $h > \pi l$, где l — параметр Скорера (см. с. 108¹). Локвуд [69] обнаружил, что в четырех случаях фёновых ветров из пяти на Британских островах π/l незначительно превышает высоту гор. В штате Колорадо Беран [9] пришел к заклю-

¹ Этот критерий эквивалентен критерию $F < \pi^{-1}$, где $F = U/\sqrt{hS}$.

чению, что этот критерий является необходимым, но не достаточным для предсказания чинука на подветренной стороне Скалистых гор. Фергейнер [124] использовал маломасштабную трехмерную численную модель для анализа фёновых ветров в окрестности Инсбрука (Австрия). Уравнения линеаризировались и использовались в зависимой от времени форме для нескольких произвольных воздушных течений. Топография идеализировалась для сетки 2,5 км по горизонтали и 250 м по вертикали. Результаты моделирования дали: 1) вынужденные орографические волны на нижних уровнях атмосферы с длинами волн 10—15 км, наклоненные назад с высотой, и 2) «свободные» резонансные более короткие подветренные волны обычно на более высоких уровнях. Последние волны являются стоячими и распространяют волновую энергию вниз по течению (см. с. 109). Поля ветра при этом похожи на поля при северных и южных фёнах. Сильные фёны повторяются в некоторых местах в зависимости от характеристик воздушного потока и блокирования на наветренных склонах, вызывающего обращение ветра. Фергейнер также обнаружил явление сильного подъема воздуха (высокой фёновой волны) над гребнем северных Альп (Карвендель), который связан скорее с орографическим влиянием Альп как целого, чем с воздействием отдельных хребтов. Хотя такие модели очень полезны диагностически, но использовать их для прогнозирования в большинстве случаев нельзя из-за недостатка начальных данных.

Итак, существуют различные подходы для определения и предсказания явления фёна, но ни один из них не является полностью удовлетворительным. Частично это связано с разнообразием ситуаций, которые могут вызвать фён.

б Бора Название этому типу нисходящих ветров дали холодные, сухие и порывистые ветры, которые дуют зимой над горами Далмации в Югославии по направлению к Адриатическому морю. Впоследствии оно широко использовалось для обозначения аналогичных нисходящих ветров на побережье Черного моря в Крыму [6] и в других местах СССР (см. [134]), в Апеннинах Италии [40], в фьордах северной Норвегии [59, 85] и вдоль восточного склона Передового хребта в штате Колорадо [18]. Аналогичные ветры с иными названиями также наблюдаются в Северной Англии на г. Кросс-Фелл в Пеннинских горах (это северо-восточный сильный холодный ветер в долине р. Иден — гелм) [83] и в Японии на равнине Канто, расположенной от Токио в глубь страны (ороси) [135, с. 368—372].

Типичные области боры расположены на восточном побережье Адриатики в окрестностях Триеста (Италия) и южнее на протяжении почти 500 км между Риекой и Дубровником. Сильные северо-восточные порывы ветра встречаются в 50—60 км от берега [137]. Бора бывает обычно более интенсивной зимой с порывами ветра, превышающими 40 м/с, как это часто отмечается в Триесте и во внутренней области страны в бассейне Айдовщина. Скорости

имеют ночной максимум с пиком между 05 и 08 ч. Каждый случай продолжается в среднем 12—20 ч, но периоды времени с борой, длящейся 6—7 дней и больше, наблюдаются по крайней мере один раз каждую зиму. Температуры на побережье во время антициклонических ситуаций с борой примерно нулевые (табл. 3.1), а относительная влажность может падать ниже 40 %.

Таблица 3.1. Средние условия во время боры в январе на перевале Синь в Югославии (по данным Гидрометеорологического института в Загребе). По [136]

<i>Бора</i>	<i>Температура воздуха (°C)</i>	<i>Относительная влажность (%)</i>	<i>Скорость ветра (м/с)</i>
Циклоническая	—0,1	61	15,6
Антициклоническая			
А ¹	1,5	49	13,4
В ²	—0,2	55	18,8
Отсутствует	7,4	64	5,3

¹ Высокое давление над Западной Европой.

² Высокое давление над Восточной Атлантикой.

Йосино [133] выделил четыре синоптических типа распределения давления, которые вызывают бору. Зимой она большей частью связана с циклоном над Средиземным морем или антициклоном над Европой. Летом циклонические системы бывают реже и антициклон может располагаться дальше к западу. При любой системе градиентный ветер должен быть от восточного до северо-восточного. Йосимура [132] определил широкий диапазон синоптических условий, связанных с борой, и показал, что с циклоническими случаями связаны тонкие слои боры (приблизительно 1 км), тогда как в антициклонических типах бора может распространяться до высоты 3 км. Однако эти различия, вероятно, имеют ограниченное значение. Для развития и сохранения боры требуются одновременно подходящий градиент давления, застой холодного воздуха восточнее гор и его перетекание через горы, преобразующее потенциальную энергию в кинетическую [91]. Бора лучше всего развивается там, где Динарские горы узкие и близко подходят к побережью, как, например, в Сплите. Это увеличивает температурный градиент между прибрежной и внутренней частями страны и усиливает эффект нисходящего ветра. Динарские горы имеют высоту более 1000 м, и низкие перевалы, такие, как перевал у Синя, также благоприятствуют местному усилению боры. В дни, когда есть бора, слой инверсии обычно расположен между 1500—2000 м на наветренной стороне гор и на том же или более низком уровне на подветренной стороне [132].

Вертикальная структура атмосферы при боре на наветренной (Загреб) и на подветренной сторонах (Сплит) Динарских гор

иллюстрируется табл. 3.2, где приведены разности значений метеорологических элементов на этих станциях для 142 случаев зимой. В Сплите ветер сильнее лишь у поверхности, но воздействие гор на температуру и влажность распространяется до высоты 3 км.

Таблица 3.2 Разности между температурой воздуха (Δt), относительной влажностью (Δr) и скоростью ветра (Δv) в Сплите и Загребе. По [136]

Уровень (гПа)	Δt °C	Δr %	Δv м/с
500	-0,1	+2,4	-1,5
700	+1,8	-0,8	-2,7
850	+5,4	-10,2	-2,0
Поверхность земли	+7,4	-26,7	+3,9

В глобальном масштабе большой повторяемости дней с борой на Адриатическом побережье в январе соответствует также большая повторяемость ветров ороси на равнине Канто в Японии [123]. Среднее поле изогипс 500 гПа описывает в это время господствующий двухволновой режим, который благоприятствует вторжениям холодных полярных воздушных масс в эти два сектора.

Йосино [136] заметил, что в смысле изменения температуры ветры бора и ороси могут иметь характеристики или боры, или фёна. Возможные трудности в различении боры и фёна можно понять, если обратиться к рис. 3.12 в. Если холодный воздух, задерживающийся на наветренной стороне горного хребта, достигнет вертикальной мощности, достаточной, чтобы начать перетекать через горы, тогда бора сменит фён. Адиабатическое нагревание вследствие опускания и разрушения приземных инверсий может вызывать другие сложности. Как заметили Сузуки и Ябуки [120], характеристики температуры на более низких частях склонов могут быть замаскированы местным нагреванием или охлаждением. При подробном исследовании 20 штормовых ветров, дувших вниз по склону в Боулдере (штат Колорадо), Бринкман [18] обнаружил, что почти половина были генетически холодными, т. е. адвекция холода понижала потенциальную температуру на горных склонах (приблизительно на уровне 650—700 гПа). Только в четырех случаях из 20 наблюдалась адвекция теплого воздуха, а остальные восемь случаев были нейтральными. Однако у подножия гор только в четырех случаях обнаружались характеристики боры с понижениями температуры до 15 °C, тогда как в 15 случаях проявлялись фёновые ветры, пять из них должны считаться «фёнами холодного воздуха», шесть — нейтральными и только четыре — истинным фёном.

Штормовые ветры. Изучение сильных штормовых ветров, дующих вниз на подветренных склонах [17, 68], позволило значительно продвинуться в понимании причинных механизмов. Анализ

теоретической и лабораторной моделей установил при этом решающую роль слоя инверсии (или устойчивого слоя) непосредственно над горной вершиной в создании условий возникновения ветров [5, 57, 73, 120]. Рисунок 3.13 построен по данным комплекса зондирований выше по течению от хребта, которые проводились в Гранд-Джанкшен, Солт-Лейк-Сити и Ландере вдоль траектории воздушного потока на высотах, и зондирования в Денвере во время установления штормового ветра в Боулдере и на склонах. На рис. 3.13 указан модальный устойчивый слой, основание кото-

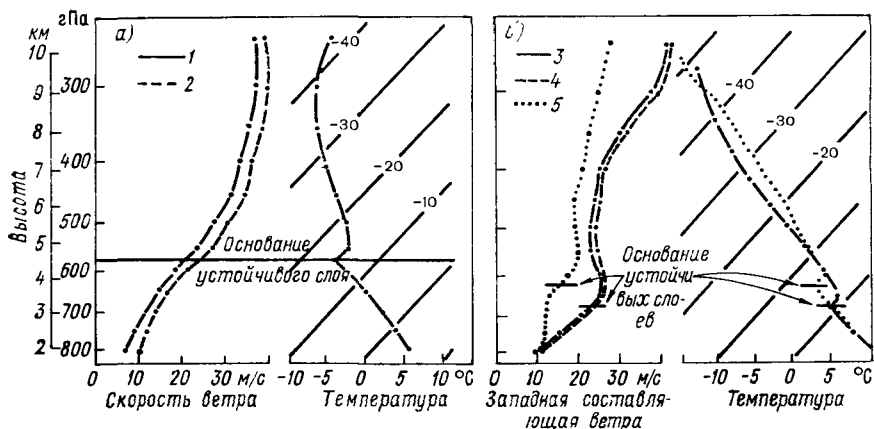


Рис. 3.13. Среднее зондирование во время штормовых ветров в Боулдере (штат Колорадо). (Из [17].)

а — вверх по течению (к западу от континентального раздела): 1 — западная составляющая ветра, 2 — скорость ветра; *б* — на подветренной стороне (Денвер) при штормах в Боулдере или на склонах непосредственно к западу: 3 — шторм в Боулдере — западная составляющая ветра, 4 — шторм в Боулдере — средняя скорость ветра, 5 — склоновый ветер — западная составляющая ветра.

рого лежит на уровне 575 гПа; это основание служило точкой отсчета для осреднения других данных зондирования [17]. Осредненные приземные порывы во время проанализированных штормовых ветров в Боулдере составляют 36 м/с, что значительно выше средних скоростей ветра вплоть до уровня 450 гПа. Высокие скорости в нижних слоях атмосферы вызываются маломасштабной подветренной ложбиной, которая располагается, в силу уравнения гидростатики, под областью высокой потенциальной температуры, созданной крупномасштабной подветренной волной (рис. 3.14). Эта локальная ложбина, которая может накладываться на барический минимум синоптического масштаба, ускоряет воздушный поток в нижнем слое атмосферы, направленный к ней. Поэтому обычно наблюдается узкая зона очень сильных ветров, параллельная переднему краю гор [1, 128]. В редких случаях она может распространяться на десятки километров от подножья горы [64].

Общие условия, необходимые для появления сильного порывистого потока, согласно Ябуки и Сузуки [131], состоят в следующем.

1. Поднимающийся по наветренному склону воздух подвержен эффекту Бернулли, усиленному инверсией, расположенной непосредственно выше гребня хребта.
2. Сильные ветры, вынужденные опускаться с уровня вершины благодаря волновой структуре. Результаты исследований Бринкмана [17] для Боулдера и анализ разрушительных ветров в Шеффилде (Англия) Аненсена [1] определенно говорят о важности в таких ситуациях подветренных волн с длиной волны 20—30 км.
3. Рельеф с крутым подветренным склоном.

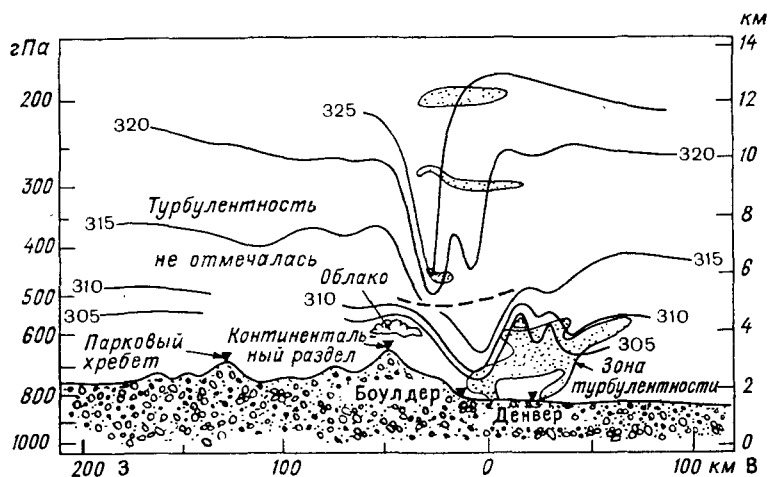


Рис. 3.14. Вертикальный разрез потенциальной температуры k , основанный на самолетных зондированиях во время штормового ветра в Боулдере 11 января 1971 г. (По [66].)

Штриховая линия разделяет области данных, собранных в разное время. Вдоль горизонтальных траекторий полета над Боулдером были зарегистрированы три слоя турбулентности, которые, вероятно, были непрерывны по вертикали; к востоку от Боулдера турбулентность не наблюдалась.

Последний пункт подтверждается модельными вычислениями Смита [109] и Лилли и Клемпа [67] (см. с. 114). Аракава [5] заметил, что сильные ветры у поверхности земли более вероятны, если уровень инверсии вниз по течению от хребта ниже, чем над вершиной. Фактически данные Бринкмана подтверждают этот вывод (рис. 3.13).

К востоку от Скалистых гор, где проводились многочисленные исследования штормовых ветров, дующих вниз по склону, зона их появления тянется от Колорадо-Спрингс до Шайенна. Согласно газетным сообщениям в Боулдере (штат Колорадо) начиная

с 1860 г., а также выполненному недавно научному анализу, около 85 % случаев наблюдается между ноябрем и мартом с резко выраженным максимумом в январе, преимущественно в ночное время, а продолжительность в среднем равна 8 ч [54, 128]. По данным наблюдений за 100 лет частота штормов составляет примерно 1,5 шторма в год, но более полные наблюдения, ведущиеся с 1945 г., указывают, что в Боулдере три-четыре разрушительных шторма в год с максимальными скоростями ветра 30 м/с наносят материальный ущерб.

в Катабатические ветры Этот класс нисходящих ветров отличается от ночного стока холодного воздуха вниз по склонам (см. с. 136) своим масштабом и влиянием дополнительных сил, в том числе силы Кориолиса. На полярных ледяных щитах Антарктиды и Гренландии сток воздуха может возникнуть на удаленных от побережья ледяных куполах и на обширных высоких холодных плато. Это движение видоизменяется в результате появления низкой наклонной инверсии, которая приводит к созданию таких компонент термического ветра, что ветры во внутренних районах ледяных щитов не являются истинно катабатическими [100, 101]. Однако главный интерес здесь представляют прибрежные зоны, где катабатические ветры являются нисходящими ветрами, которые могут иметь характеристики, свойственные фёну или боре, и испытывать неправильные колебания скорости [116].

Во время экспедиции Дугласа Моусона в 1912—1913 гг. сообщениям об экстремальных ветровых условиях на мысе Деннисон (67° ю. ш., 143° в. д.) сначала просто не поверили. Эта экспедиция сообщила, что по всему району исследования средняя скорость ветра за сутки в течение 12 месяцев превышала 18 м/с в 64 % дней и что ветры отличались высоким постоянством скорости и направления. Впоследствии о сходных экстремальных ветрах сообщалось и из других прибрежных мест в восточной Антарктиде. Катабатическая зона имеет по крайней мере 150 км в ширину и от мыса Деннисон распространяется внутрь страны на 300 км. Прибрежная топография не может вызвать эти локальные ветры, но диагностический анализ режима воздушных течений свидетельствует, что крупномасштабная топография центральной части страны определяет их силу и постоянство вследствие растекания радиационно охлажденного воздуха из внутренней части материка [84, 89].

В Моусоне (67° ю. ш., 63° в. д.), где циклоническая деятельность может вызывать частые сильные ветры [117], катабатический ветер — это только один компонент течения, и можно определить три типа профилей ветра. Стретен [116] выделяет «нормальный» катабатический режим, когда синоптическое влияние слабое. В этом случае среднее значение скорости ветра составляет примерно 10 м/с в нижнем 300-метровом слое. Иногда катабатический поток не ограничивается нижними слоями атмосферы и при средних скоростях 10 м/с достигает высоты 1200—1500 м. Наконец,

снежные бури наблюдаются при средних скоростях ветра около 30 м/с между высотами 300 и 1000 м, когда синоптический процесс усиливает катататический эффект.

Сильные прибрежные ветры на мысе Деннисон возникают и прекращаются, как правило, внезапно, и Болл [7] объясняет это как явление стационарного прыжка. Сильный температурный градиент между мысом Деннисон на побережье и станцией Шарко (69° ю. ш., 2400 м над ур. м.) усиливает основной гравитационный поток холодного воздуха с Полярного плато. На уровне 2400 м разность между средними годовыми значениями температуры на этих двух станциях составляет 17 °С, эта разность приводит (если предположить, что этот градиент температуры изобарический) к разности плотности примерно в 7 % [70]. Составляющая термического ветра, связанная с приземной температурной инверсией, вероятно, также имеет определенное значение, так как ветры обычно захватывают слой в несколько сотен метров. Прыжок обычно наблюдается над морем близ берега, но если он сдвигается в глубь материка, то режим сильных ветров (порывистый поток) вверх по течению от прыжка сменяется почти штилевыми условиями в увеличивающемся по мощности слое холодного воздуха (ср. рис. 3.7 б). Болл показал, что типичные условия в этой области соответствуют наличию прыжка, так как число Фруда значительно больше единицы. Около станции Дейвис (68° ю. ш., 78° в. д.) стоячие прыжки обычно отмечаются как стена переносимого снега высотой 30—100 м [65]. Между 30 мая и 14 ноября 1961 г. на станции Дейвис наблюдали или слышали (по реву ветра) 31 такой прыжок. Лид отмечает, что обычно они появляются через несколько часов после развития катататического режима.

Катататические ветры в Гренландии менее экстремальные, чем на Земле Адели, хотя и там на побережье регистрировались порывы ветра, превышающие 50 м/с. Штормы во фьордах восточной Гренландии, которые имеют в основном катататическое происхождение, наблюдаются примерно в 20 % всего количества дней [82, 92].

В экваториальной Колумбии в долине Каука, где условия окружающей среды совершенно отличные, Лопес и Хауэлл [75] наблюдали явления, свойственные прыжку. Здесь холодный, влажный воздух с Тихого океана переваливает через Западную Кордильеру и опускается как катататический ветер в результате разности потенциальной температуры в 2—4 °С с воздухом, расположенным к востоку. В Кали после полудня наблюдаются скорости до 16 м/с, а на перевале на высоте 700 м над ур. м.— примерно 5 м/с. Явления типа гидравлического прыжка наблюдаются в меридиональных долинах, когда катататический поток опускается и награвается. Лопес и Хауэлл показали, что скорость катататического ветра гораздо более чувствительна к разности потенциальных температур, чем к мощности вышележащего потока.

Список литературы

1. Aanensen, C. I. M. (1965) 'Gales in Yorkshire in February 1962', *Geophys. Mem.*, 14(3), No. 108.
2. Abe, M. (1941) 'Mountain clouds, their forms and connected air currents, Part II,' *Bull. Cent. Met. Observ.*, Japan, 7, 93—145.
3. Affronti, di F. (1963) 'Le nubi d'onda sull'Etna con flusso occidentale,' *Geofis. Met.* (7 Congr. Int. Met., Alpina), 11, 75—80.
4. Alaka, M. A. (ed.) (1960) *The airflow over mountains*, Tech. Note No. 34, Geneva, World Meteorological Organization.
5. Arakawa, S. (1968) 'A proposed mechanism of fall winds and Dashikaze,' *Pap. Met. Geophys.*, 19, 69—99.
6. Arndt, A. (1913) 'Über die Bora in Noworossisk,' *Met. Zeit.*, 30, 295—302.
7. Ball, F. K. (1957) 'The katabatic winds of Adelie Land and King George V Land,' *Tellus*, 9, 201—8.
8. Beer, T. (1976) 'Mountain waves,' *Sci. Prog.*, 63, 1—25.
9. Beran, D. W. (1967) 'Large amplitude lee waves and chinook winds,' *J. appl. Met.*, 6, 865—77.
10. Bergen, W. R. (1976) 'Mountainadoes: a significant contribution to mountain windstorm damage?' *Weatherwise*, 29, 64—9.
11. Bilwiller, R. (1899) 'Über verschiedene Entstehungsarten und Erscheinungsformen des Föhn's,' *Met. Zeit.*, 16, 204—15.
12. Bolin, B. (1950) 'On the influence of the earth's orography on the character of the westerlies,' *Tellus*, 2, 184—95.
13. Brighton, P. W. M. (1978) 'Strongly stratified flow past three-dimensional obstacles,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 104, 289—307.
14. Brinkmann, W. A. R. (1970) 'The chinook at Calgary (Canada),' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 18, 269—86.
15. Brinkmann, W. A. R. (1971) 'What is a foehn?' *Weather*, 26, 230—9.
16. Brinkmann, W. A. R. (1973) *A climatological study of strong downslope winds in the Boulder area*, Inst. Arct. Alp. Res., Occas. Pap. No. 7, Boulder, University of Colorado.
17. Brinkmann, W. A. R. (1974a) 'Strong downslope winds at Boulder, Colorado,' *Mon. Weather Rev.*, 102, 596—602.
18. Brinkmann, W. A. R. (1974b) 'Temperature characteristics of severe downslope winds in Boulder, Colorado,' *Zbornik Met. Hidrol. Radova*, 5, 143—7.
19. Brooks, F. A. (1949) 'Mountain-top vortices as causes of large errors in altimeter heights,' *Bull. Am. Met. Soc.*, 30, 39—44.
20. Buzzi, A. and Rizzi, R. (1975) 'Isentropic analysis of cyclogenesis in the lee of the Alps,' *Rivista Ital. Geofis.* (XIII Cong. Int. Met. Alpina), 1, 7—14.
21. Buzzi, A. and Tibaldi, S. (1978) 'Cyclogenesis in the lee of the Alps: A case study,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 104, 271—87.
22. Cadež, M. (1967) 'Über synoptische Probleme in Südostalpinen Raum,' *Veröff. Schweiz. Met. Zentralanstalt*, 4, 155—75.
23. Casswell, S. A. (1966) 'A simplified calculation of maximum vertical velocities in mountain lee waves,' *Met. Mag.*, 95, 68—80.
24. Chaudhury, A. M. (1950) 'On the vertical distribution of wind and temperature over Indco-Pakistan along the meridian 76°E in winter,' *Tellus*, 2, 56—62.
25. Chopra, K. P. (1973) 'Atmospheric and oceanic flow patterns introduced by islands,' *Adv. Geophys.*, 16, 297—421.
26. Chung, Y. S., Hage, K. D. and Reinelt, E. R. (1976) 'On lee cyclogenesis and airflow in the Canadian Rockies and the east Asian mountains,' *Mon. Weather Rev.*, 104, 879—91.
27. Church, P. E. and Stephens, T. E. (1941) 'Influence of the Cascade and Rocky Mountains on the temperature during the westward spread of polar air,' *Bull. Am. Met. Soc.*, 22, 25—30.
28. Colson, D. (1949) 'Airflow over a mountain barrier,' *Trans. Am. Geophys. Union*, 30, 818—30.
29. Cook, A. W. and Topil, A. G. (1952) 'Some examples of chinooks east of the mountains in Colorado,' *Bull. Am. Met. Soc.*, 33, 42—7.

30. Corby, G. C. (1954) 'The airflow over mountains: a review of the state of current knowledge,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 80, 491—521.
31. Corby, G. C. and Wallington, C. E. (1956) 'Airflow over mountains: the lee-wave amplitude,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 82, 266—274.
32. Cruette, D. (1976) 'Experimental study of mountain lee-waves by means of satellite photographs and aircraft measurements,' *Tellus*, 28, 499—523.
33. Dickey, W. W. (1961) 'A study of topographic effect on wind in the Arctic,' *J. Met.*, 18, 790—803.
34. Douglas, C. K. M. (1928) 'Some alpine cloud forms,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 54, 175—7.
35. Egger, J. (1972) 'Incorporation of steep mountains into numerical forecasting models,' *Tellus*, 24, 324—35.
36. Flohn, H. (1942) 'Häufigkeit, Andauer and Eigenschaften des "freien Föhns" auf deutschen Bergstationen,' *Beitr. Phys. frei. Atmos.*, 27, 110—24.
37. Förchgott, J. (1949) 'Wave streaming in the lee of mountain ridges,' (in Czech), *Met. Zpravy*, 3, 49—51.
38. Förchgott, J. (1969) 'Evidence for mountain-sized lee eddies,' *Weather*, 24, 255—60.
39. Frey, K. K. (1957) 'Zur Diagnose des Föhns,' *Met. Rdsch.*, 2, 276—80.
40. Georgii, W. (1967) 'Thermodynamik und Kinematik des Kaltluftföhns,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, A, 16, 137—52.
41. Gerbier, N. and Béranger, M. (1960) 'Études expérimentales des ondes dues au relief,' *Monogr. Mét. Nat.* 20.
42. Gerbier, N. and Béranger, M. (1961) 'Experimental studies of lee waves in the French Alps,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 87, 13—23.
43. Gjevik, B. and Marthinsen, T. (1978) 'Three-dimensional lee-wave pattern,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 104, 947—58.
44. Godske, C. L., Bergeron, T., Bjerknes, J. and Bundgaard, R. C. (1957) *Dynamic Meteorology and Weather Forecasting*, Boston, Mass., American Meteorological Society.
45. Hage, K. D. (1961) 'On summer cyclogenesis in the lee of the Rocky Mountains,' *Bull. Am. Met. Soc.*, 42, 20—33.
46. Hamilton, R. A. (1958a) 'The meteorology of northern Greenland during the midsummer period,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 84, 142—58.
47. Hamilton, R. A. (1958b) 'The meteorology of north Greenland during the mid-winter period,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 84, 355—74.
48. Hann, J. (1866) 'Zur Frage über den Ursprung des Föhns,' *Zeit. Oesterreich Ges. Met.*, 1 (17), 257—63.
49. Hann, J. (1885) 'Einige Bemerkungen zur Entwicklungs-Geschichte der Ansichten über den Ursprung des Föhns,' *Met. Zeit.*, 2, 393—9.
50. Hess, S. L. and Wagner, H. (1948) 'Atmospheric waves in the northwestern United States,' *J. Met.*, 5, 1—19.
51. Houghton, D. D. and Isaacson, E. (1970) 'Mountain winds,' *Studies in Num. Anal.*, 2, 21—52.
52. Hunt, J. C. R. and Snyder, W. H. (1980) 'Experiments on stably and neutrally stratified flow over a model three-dimensional hill,' *J. Fluid Mech.*, 96, 671—704.
53. Ives, R. L. (1950) 'Frequency and physical effects of chinook winds in the Colorado high plains region,' *Ann. Ass. Am. Geog.*, 40, 293—327.
54. Julian, L. T. and Julian, P. R. (1969) 'Boulder's winds,' *Weatherwise*, 22, 108—12, 126.
55. Kasahara, A. (1967) 'The influence of orography on the global circulation patterns of the atmosphere,' in Reiter, E. R. and Rasmusen, J. L. (eds.) *Symposium on Mountain Meteorology*, Atmos. Sci. Pap. No. 122, pp. 193—221, Fort Collins, Colorado, Colorado State University.
56. Kasahara, A., Sasamori, T. and Washington, W. M. (1973) 'Simulation experiments with a 12-layer stratospheric global circulation model. I. Dynamical effects of the earth's orography and thermal influence of continentality,' *J. Atmos. Sci.*, 30, 229—50.
57. Klemp, J. B. and Lilly, D. K. (1975) 'The dynamics of wave-induced downslope winds,' *J. Atmos. Sci.*, 32, 320—39.

58. Klemp, J. B. and Lilly, D. K. (1978) 'Numerical simulation of hydrostatic mountain waves,' *J. Atmos. Sci.*, 35, 78—107.
59. Köppen, W. (1923) 'Die Bora in nordlichen Skandinavien,' *Ann. Hydrogr. Marit. Met.*, 51, 97—9.
60. Krug-Pielsticker, U. (1942) 'Beobachtungen der hohen Föhnwelle an den Ostalpen,' *Beitr. Phys. frei Atmos.*, 27, 140—64.
61. Kuettner, J. P. (1958) 'The rotor flow in the lee of mountains,' *Schweiz. Aero Revue*, 33, 208—15. (Also: (1959) *Geophys. Res. Dir., Res. Notes. No. 6*, Cambridge, Mass., U. S. Air Force, Cambridge Research Center.)
62. Küttner, J. (1939a) 'Moazagotl und Föhnwelle,' *Beitr. Phys. frei Atmos.*, 25, 79—114.
63. Küttner, J. (1939b) 'Zur Entstehung der Föhnwelle,' *Betr. Phys. frei Atmos.*, 25, 251—99.
64. Lester, P. F. (1978) 'A severe chinook windstorm,' in *Conference on Sierra Nevada Meteorology. Preprints*, pp. 104—8, Boston, American Meteorological Society.
65. Lied, N. J. (1964) 'Stationary hydraulic jumps in a katabatic flow near Davis, Antarctica, 1961,' *Aust. Met. Mag.*, 47, 40—51.
66. Lilly, D. K. (1978) 'A severe downslope windstorm and aircraft turbulence induced by a mountain wave,' *J. Atmos. Sci.*, 35, 59—77.
67. Lilly, D. K. and Klemp, J. B. (1979) 'The effect of terrain shape on non-linear hydrostatic mountain waves,' *J. Fluid Mech.*, 95, 241—61.
68. Lilly, D. K. and Zipser, E. J. (1972) 'The Front Range windstorm of 11 January 1972 — a meteorological narrative,' *Weatherwise*, 25, 56—63.
69. Lockwood, J. G. (1962) 'Occurrence of föhn winds in the British Isles,' *Met. Mag.*, 91, 57—65.
70. Loewe, F. (1972) 'The land of storms,' *Weather* 27, 110—21.
71. Long, R. R. (1954) 'Some aspects of the flow of stratified fluids. II. Experiments with a two-fluid system,' *Tellus*, 6, 97—115.
72. Long, R. R. (1969) 'Blocking effects in flow over obstacles,' Tech. Rep. 32, WB-ESSA, Baltimore, Md., Johns Hopkins University.
73. Long, R. R. (1970) 'Blocking effects in flow over obstacles,' *Tellus*, 22, 471—80.
74. Longley, R. W. (1967) 'The frequency of winter chinooks in Alberta,' *Atmosphere*, 5, 4—16.
75. Lopéz, M. E. and Howell, W. E. (1967) 'Katabatic winds in the equatorial Andes,' *J. Atmos. Sci.*, 24, 29—35.
76. Ludlam, F. H. (1967) 'Characteristics of billow clouds and their relation to clear-air turbulence,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 93, 419—35.
77. Ludlam, F. H. (1980) *Clouds and Storms*, pp. 369—80, University Park, Pa., Pennsylvania State University Press.
78. Lydolph, P. E. (1977) *Climates of the Soviet Union*, pp. 160—9, 193—5, Amsterdam, Elsevier.
79. Lyra, G. (1943) 'Theorie der stationären Leewellenströmung in freier Atmosphäre,' *Zeit., angew. Math. Mechan.*, 23, 1—28.
80. Mälberg, H. (1967) 'Der Einfluß der Gebirge auf die Luftdruckverteilung am Erdboden,' *Met. Abhand.*, 71 (2).
81. McClain, E. P. (1960) 'Some effects of the Western Cordillera of North America on cyclonic activity,' *J. Met.*, 17, 104—15.
82. Manley, G. (1938) 'Meteorological observations of the British East Greenland Expedition, 1935—1936, at Kangerlvssvak, 68°10'N, 31°44'W,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 64, 253—76.
83. Manley, G. (1945) 'The helmwind of Crossfeld, 1937—9,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 71, 197—219.
84. Mather, K. B. and Miller, G. S. (1967) 'The problem of katabatic winds on the coast of Terre Adelie,' *Polar Record*, 13, 425—32.
85. Mook, R. H. G. (1962) 'Zur Bora an einem nordnorwegischen Fjord,' *Met. Rdsch.*, 15, 130—3.
86. Nicholls, J. M. (1973) *The airflow over mountains. Research, 1958—1972*, WMO Tech. Note No. 127. Geneva, World Meteorological Organization.

- 87 Osmond, H W (1941) 'The chinook wind east of the Canadian Rockies,' *Can J Res*, A, 19, 57—66
- 88 Palmén, E and Newton, C W (1969) *Atmospheric Circulation Systems*, pp 344—50, New York, Academic Press
(Пальмен Э, Ньютон Ч *Циркуляционные системы атмосферы* Л Гидрометеониздат, 1973)
- 89 Parish, T R (1980) *Surface winds in East Antarctica*, Madison Dept of Meteorology, University of Wisconsin
- 90 Peltier, W R and Clark, T L (1979) 'The evolution of finite-amplitude mountain waves Part II Surface wave drag and severe downslope windstorms,' *J Atmos Sci*, 36, 1498—529
- 91 Petkovšek, Z and Paradž, B (1976) 'Bora in the Slovenian coastal region, in Yoshino, M M (ed) *Local Wind Bora*, pp 135—44, Tokyo, University of Tokyo Press
- 92 Putnins P (1970) 'The climate of Greenland,' in Orvig, S (ed) *Climates of the Polar Regions*, pp 3—128, Amsterdam, Elsevier
- 93 Queney, P (1948) 'The problem of airflow over mountains a summary of the theoretical studies,' *Bull Am Met Soc*, 29, 16—26
- 94 Queney, P (1963) 'État actuel de la dynamique des courants aériens pres des montagnes,' *Geofis Met (7 Cong Int Met Alpina)*, 11, 1—11
- 95 Radinovic, D (1965) 'Forecasting of cyclogenesis in the West Mediterranean and other areas bounded by mountain ranges by a baroclinic mode,' *Arch Met Geophys Biokl*, A, 14, 279—99
- 96 Reiter, E R (1963) *Jet Stream Meteorology*, Chicago, University of Chicago Press
- 97 Riehl, H (1974) 'On the climatology and mechanisms of Colorado chinook winds,' *Bonn Met Abhandl*, 17, 493—504
- 98 Sawyer, J S (1960) 'Numerical calculation of the displacements of a stratified airstream crossing a ridge of small height,' *Q J R Met Soc*, 86, 326—45
- 99 Schutz, J and Steinhauser, F (1955) 'Neue Föhnuntersuchungen aus dem Sonnblick,' *Arch. Met Geophys Bioklim*, B 6, 207—24
- 100 Schwerdtfeger, W (1970) 'The climate of the Antarctic,' in Orvig, S (ed) *Climates of the Polar Regions*, pp 253—355, Amsterdam, Elsevier
101. Schwerdtfeger, W (1972) 'The vertical variation of the wind through the friction-layer over the Greenland ice cap,' *Tellus*, 24, 13—16
102. Schwerdtfeger, W (1975) 'Mountain barrier effects on the flow of stable air north of the Brooks Range,' in Weller, G and Bowling, S A (eds), *Climate of the Arctic*, pp 204—8, Fairbanks, Geophysics Institute University of Alaska
103. Scorer, R S (1949) 'Theory of waves in the lee of mountains,' *Q J R Met Soc*, 74, 41—56
- 104 Scorer, R S (1953) 'Forecasting mountain and lee waves,' *Met Mag*, 82, 232—4
- 105 Scorer, R S (1955) 'Theory of airflow over mountains IV Separation of airflow from the interface,' *Q J R Met Soc*, 81, 340—50
- 106 Scorer, R S (1967) 'Causes and consequences of standing waves,' in Reiter, E and Rasmussen, J. L (eds.) *Symposium on Mountain Meteorology*, Atmos Sci Pap. No. 122, pp. 75—101, Fort Collins, Colorado State University
- 107 Scorer, R S (1978) *Environmental Aerodynamics*, Chichester, Ellis Horwood
- 108 Scorer, R S and Klieforth, H (1959) 'Theory of mountain waves of large amplitude,' *Q J R Met Soc*, 85, 131—43
- 109 Smith, R B (1977) 'The steepening of hydrostatic mountain waves,' *J Atmos Sci*, 34, 1634—54
- 110 Smith, R B (1979a) 'The influence of mountains on the atmosphere,' *Adv Geophys*, 21, 87—230
- 111 Smith, R B (1979b) 'Some aspects of the quasi-geostrophic flow over mountains,' *J Atmos Sci*, 36, 2385—93

- 112 Soma, S (1969) 'Dissolution of separation in the turbulent boundary layer and its application to natural winds,' *Pap Met Geophys.*, 20, 111—74
- 113 Sommers, W T (1978) 'LFM forecast variables related to Santa Ana wind occurrences' *Mon Weather Rev*, 106, 1307—16
- 114 Speiarza, A (1975) 'The formation of basic depressions near the Alps,' *Ann Geofis.*, 28, 177—217
- 115 Starr, J R and Browning, K A (1972) 'Observations of lee waves by high-power radar,' *Q J R Met Soc*, 98, 73—85
- 116 Streten, N A (1963) 'Some observations of Antarctic katabatic winds,' *Aust. Met Mag*, 42, 1—23
- 117 Streten, N A (1968) 'Some characteristics of strong wind periods in coastal East Antarctica,' *J appl Met*, 7, 46—52
- 118 Stringer, E T (1972) *Foundations of Climatology*, p 407, San Francisco, W H Freeman
- 119 Sutcliffe, R C and Forsdyke, A G (1950) 'The theory and use of upper air thickness patterns in forecasting,' *Q J R Met Soc*, 76, 189—217.
- 120 Suzuki, S and Yabuki, K (1956) 'The air flow crossing over the mountain range,' *Geophys Mag*, 27, 273—91
- 121 Taylor Barge, B (1969) *The summer climate of the St Elias mountain region*, Arctic Institute of North America Res Pap No 53, Montreal.
- 122 Tamiya, H (1972) 'Chronology of pressure patterns with bora on the Adriatic coast,' *Climat Notes* (Tokyo), 10, 52—63
- 123 Tamiya, H (1975) 'Bora and oroshi their synoptic climatological situation in the global scale,' *Jap Progr Climatol*, 29—34
- 124 Vergeiner, I (1978) 'Föhn flow in the Alps — three-dimensional numerical simulations on the small- and meso scale,' *Arbeiten, Zentralanstalt Met. Geodynam.*, 32, (63), 1—37
- 125 Walker J M (1967) 'Subterranean isobars,' *Weather*, 22, 296—7
- 126 Wallington, C E (1961) 'Airflow over broad mountain ranges a study of five flights across the Welsh mountains,' *Met Mag*, 90, 213—22
- 127 Wallington, C E (1970) 'A computing aid to studies of airflows over mountains,' *Met Mag*, 99, 157—65
- 128 Whiteman, C D and Whiteman, J G (1974) 'A historical climatology of damaging downslope windstorms at Boulder, Colorado,' Tech Rep ERL-336-APCL 35, Boulder, Colorado, NOAA
- 129 Wilson, H P (1968) 'Stability waves,' Meteorological Branch Tech. Mem. 703, Toronto, Department of Transport
- 130 Wilson, H P (1974) 'A note on meso scale barrier to surface airflow,' *Atmosphere*, 12, 118—20
- 131 Yabuki, K and Suzuki, S (1967) 'A study on the airflow over mountain,' *Bull Univ Osaka Prefecture*, B, 19
- 132 Yoshimura, M (1976) 'Synoptic and aerological climatology of the bora day,' in Yoshino, M M (ed) *Local Wind Bora*, pp 99—111, Tokyo, University of Tokyo Press
- 133 Yoshino, M M (1971) 'Die Bora in Jugoslawien Eine synoptisch klimatologische Betrachtung,' *Ann Met*, N F, 5, 117—21
- 134 Yoshino, M M (1972) 'An annotated bibliography on bora,' *Climat Notes*, 10 1—22
- 135 Yoshino, M M (1975) *Climate in a Small Area*, Tokyo, University of Tokyo Press
- 136 Yoshino, M M (ed) (1976) *Local Wind Bora*, Tokyo, University of Tokyo Press
- 137 Yoshino, M M, Yoshino, M T, Yoshimura, M, Mitsui, K, Urushibara, K., Ueda, S, Owada, M and Nakamura, K (1976) 'Bora regions as revealed by wind shaped trees on the Adriatic Coast,' in Yoshino M M (ed) *Local Wind Bora*, pp 59—71, Tokyo, University of Tokyo Press
- 138 Zimmerman L I (1969) 'Atmospheric wake phenomena near the Canary Islands,' *J appl Met*, 8, 896—907

Б Ветры, вызванные термической неоднородностью подстилающей поверхности

Вызванные топографией деформации воздушного потока, рассмотренные в предыдущем параграфе, обусловлены в основном механическими воздействиями горных препятствий. Характерные системы течения воздуха порождаются также, помимо указанных влияний, термическими неоднородностями рельефа, особенно когда региональные градиенты давления малы. Их приводят в движение главным образом вертикальные различия потенциальной температуры, вызывающие вертикальные движения и неодинаковое нагревание и охлаждение склонов, которое может создавать циркуляции воздуха с горизонтальными и вертикальными компонентами. В некоторых местах такие течения возникают достаточно часто и их влияние настолько резко выражено, что создает отчетливые и квазипостоянные системы топоклиматов. Такое положение наблюдается, например, в глубоких долинах Гималайских хребтов.

Термически приводимые в движение системы ветров включают морские и береговые бризы, которые здесь не рассматриваются, а также более сложные горно-долинные ветры. Основными динамическими процессами, которые управляют этими ветрами, являются: а) составляющая антитриптического ветра, направленная в сторону низкого давления, когда влияние силы Кориолиса относительно мало, и б) гравитационная составляющая ветра, направленная вниз по склону в отсутствие общего градиента давления [11]. Рассмотрим сначала природу и механизмы ветров склонов.

1 Ветры склонов

В общем движение холодного воздуха ночью вниз по склону именуется кatabатическим потоком, а движение вверх по склону в течение дня называется анабатическим потоком.

Кatabатические ветры в строгом смысле являются локальными направленными вниз по склону гравитационными потоками, вызываемыми ночным радиационным охлаждением близ поверхности при безветренных и безоблачных условиях. Добавочный вес устойчивого слоя (по отношению к окружающему воздуху на той же самой высоте) создает движение потока. Наоборот, поток вверх по склону связан с дневным нагреванием склона и вызванной этим силой плавучести. Основные системы течений склонов, связанные с градиентами потенциальной температуры, схематически представлены на рис. 2.17. Толщина слоя холодного воздуха над горными склонами и альпийскими ледниками составляет обычно 20—50 м с максимальными скоростями 2—3 м/с на высоте 20—40 м [5]. Крупномасштабные потоки кatabатического типа над Антарктидой, которые могут быть на порядок величины более мощными по вертикали и более сильными, рассматриваются от-

дельно (с. 129). На рис. 3.15 представлены построенные по шаропилотным наблюдениям профили ветра на Нордкетте около Инсбрука на склоне с углом наклона 42° . Максимальные скорости ветров как вверх, так и вниз по склону наблюдались на высоте 27 м. Как видно из рисунка, долинные ветры вверх по склону в общем сильнее, чем их ночные двойники — течения вниз по склону, так как в хорошую погоду большой дневной радиационный обмен создает большую плавучесть. Вовлечение воздуха над долиной в склоновую циркуляцию также несколько увеличивает

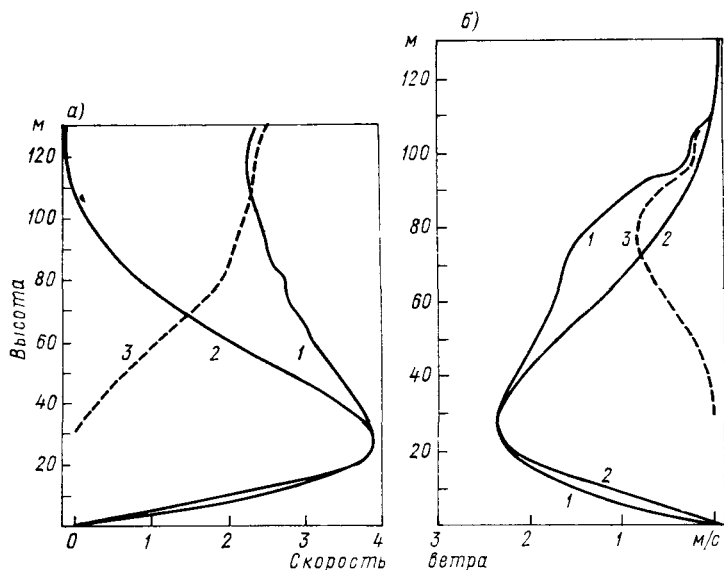


Рис. 3.15. Ветры склонов на г. Нордкетте близ Инсбрука. (Из [5].)

а — вверх по склону (11 случаев), *б* — вниз по склону (5 случаев); 1 — по шаропилотным наблюдениям, 2 — по теоретическим расчетам, 3 — разность между теоретическими и наблюдаемыми значениями

мощность циркуляции. В общем долинные ветры лучше развиваются на южных склонах, хотя и здесь они сильнее в глубоких ущельях.

Существует несколько важных различий между катататическими ветрами склонов и слабым (≈ 1 м/с) маломасштабным стеканием воздуха, которое создает озера холодного воздуха. В то время как тот и другой сток возникают из-за радиационного охлаждения и разностей плотности, для катататического потока нужен, видимо, уклон не менее чем 1 : 150 и 1 : 100 [20]. Маломасштабное стекание воздуха не создает никаких заметных компенсирующих потоков прежде всего из-за малого горизонтального размера неровностей поверхности. Тем не менее малые замкнутые лощины могут создавать иногда очень сильные местные температурные ин-

версии. Например, в известной впадине Гштетнеральм (известковая впадина) около Лунца в Австрии, исследованной В. Шмидтом, много раз наблюдались минимальные температуры ниже -40°C (см. [13, с. 401]). Эта впадина глубиной 100—150 м расположена на высоте 1270 м, и в ней иногда наблюдаются инверсии в $20-30^{\circ}\text{C}$ и больше.

Для оценки скорости стекания воздуха по склону предлагаются различные формулы. Для маломасштабных движений наиболее подходящим кажется уравнение Рейэра [30], связывающее скорость v с разностью между температурой холодного воздуха склона T и окружающего воздуха T' :

$$v = \left(\frac{2gh(T' - T)}{T'} \right)^{1/2},$$

где g — ускорение свободного падения (981 см/с), h — высота над поверхностью, где наблюдается v . Для $h=500$ см, $T=273,2$ К и $T'=275,8$ К Рейэр получил скорость 1 м/с, а наблюдавшееся значение составило 1,2 м/с. При опытах на искусственных склонах Войтс [43] получил результаты, которые также согласуются с этим уравнением.

Можно выделить три теоретических подхода к анализу кататических потоков [24]. Наиболее ранний подход опирался на гидравлические свойства направленного вниз по склону потока выходящего воздуха [4]. Впоследствии его использовали Флигл [10], Петковсек и Хочевар [28]. Внутренней (вертикальной) структурой потока они пренебрегали, но временные изменения принимали в расчет. Во втором подходе Прандтль [29], Дефант [5, 6] и Холмгрен [18] учли вертикальную структуру температуры и скорости ветра над склоном, считая поток устойчивым и инвариантным вдоль склона. При этом подходе пренебрегают воздействиями адвекции и считают уклоны малыми, а коэффициент обмена постоянным. Третий подход учитывает адвекцию путем численного решения полных уравнений движения [36], при котором процессы перемешивания параметризуются.

Дефант [4] сделал попытку составить общее уравнение для кататического потока на склоне, учитывающее угол наклона склона s , влияние трения и толщину вовлеченного в сток слоя холодного воздуха ΔZ :

$$v = \left(\frac{g \Delta Z}{C_d} \frac{(\theta_2 - \theta_1)}{\theta_2} \sin s \right)^{1/2},$$

где θ — потенциальная температура верхнего θ_2 и нижнего θ_1 слоев, $C_d=0,0025$ — безразмерный коэффициент трения. Однако такая прямая зависимость между скоростью ветра и углом s не согласуется со многими наблюдениями кататического потока. Лоуренс [20] предположил, что имеет значение длина склона, так как короткие склоны могут давать лишь малое количество холодного воз-

духа. Для определения скорости ветра в стадии развития кататического потока он предложил следующую формулу:

$$v = \left(\frac{(2gl \sin s) (T' - T)}{T'} \right)^{1/2},$$

где l — длина склона.

Впоследствии Петковсек и Хочевар [28] вывели иное выражение для скорости нисходящего ветра. Они допустили, что в стационарном случае направленное вниз по склону ускорение охлажденного на склоне воздуха, обусловленное силой тяжести, уравновешивается трением. Адиабатическое нагревание во время движения также принималось в расчет. В этом случае скорость определяется следующим выражением:

$$v = \left(\frac{C}{(\Gamma - \gamma') \sin s} \right) \left[1 - \exp \left(- \frac{gt}{K\Gamma'} (\Gamma - \gamma') \sin^2 s \right) \right],$$

где $C = \frac{1}{c_p} \frac{dL_n}{dt}$ — среднее радиационное охлаждение слоя,

c_p — удельная теплоемкость сухого воздуха при постоянном давлении,

L_n — эффективная потеря длинноволновой радиации,

γ' — первоначальный вертикальный градиент температуры в окружающем воздухе,

K — коэффициент трения,

T' — температура окружающего более теплого воздуха,

s — угол наклона склона,

t — время.

Теоретически максимальная скорость наблюдается при $t \rightarrow \infty$, т. е. $v_{\max} = C / [(\Gamma - \gamma') \sin s]$, и она пропорциональна результирующему радиационному охлаждению и вертикальному градиенту температуры в окружающем воздухе и обратно пропорциональна углу наклона склона. Результаты вычисления скорости ветра для разных вертикальных градиентов температуры и коэффициентов трения с углом наклона склона $11,5^\circ$ представлены на рис. 3.16. Согласно Стретену и соотр. [33], ветры на леднике Мак-Колл на Аляске в общем согласуются с ветрами, вычисленными по этой модели. Пока движение не установилось, v растет с вертикальным градиентом температуры в окружающем воздухе и углом наклона склона и обратно пропорционально коэффициенту трения. Действительно, высокие скорости наблюдаются в кататических потоках на краях ледяных покровов Гренландии и Антарктиды, но нужно отметить, что модель не принимает в расчет эффект ограниченной протяженности склона.

По теории Флигла [10] средний направленный вниз по склону поток выражается через угол наклона склона, эффект трения и скорость неадиабатического охлаждения воздуха склона. Равно-

весная скорость тоже пропорциональна балансу уходящей радиации и обратно пропорциональна углу наклона склона и толщине охлаждающегося слоя. Кроме того, модель указывает, что первоначально поток является периодическим и что в течение этого времени скорость пропорциональна котангенсу угла наклона склона. Эти флуктуации потока возникают за счет ускоряющегося и расходящегося течения воздуха, ослабляющего начальный градиент давления. Адиабатическое нагревание затем превышает радиационное охлаждение и вызывает направленный вверх по склону градиент давления, который замедляет воздушный поток. Цикл повторяется, когда радиационное охлаждение восстанавливает направленный вниз по склону градиент давления. Волны воздуха действительно наблюдались в основном на склонах с углом наклона больше чем 10° . Кютнер [19] называл эти волны «воздушными лавинами». Он отмечал регулярный 5-минутный интервал между порывами ветра в продолжение двух последовательных ночей в точке на 100 м ниже вершины Хелленталь высотой 2800 м в горах Веттерштейн.

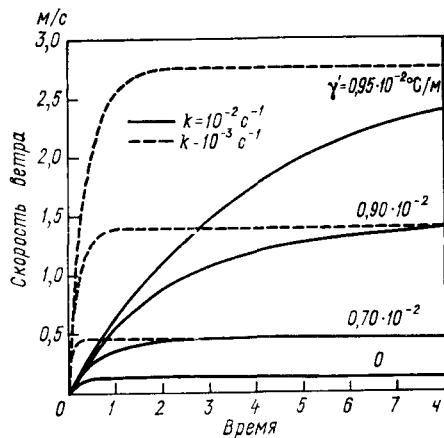


Рис. 3.16. Скорость ветра (v) в стекающем по склону с углом наклона $11,5^\circ$ воздухе как функция времени для разных значений вертикального градиента температуры и коэффициента трения. (Из [28].)

Установившаяся скорость, рассчитанная по модели Флигла, — это такая скорость, которая компенсирует интенсивность охлаждения, поддерживая равновесие между градиентом давления и силами трения. Кютнер отмечает, что так как, для того чтобы достичь конечной скорости на отлогих склонах, требуется длительное время, то, вероятно, в региональном поле давления или в суточном режиме ветра должны наблюдаться изменения, которые воздействуют на кататическую систему и тем самым устраняют кажущийся парадокс: при $s \rightarrow 0$ v бесконечно возрастает.

Подход Прандтля—Дефанта, учитывающий вертикальную структуру потока, мы не будем рассматривать здесь подробно, так как последующие работы, кажется, опровергают делаемые ими допущения, по крайней мере для кататического случая.

Манинс и Софорд [24] обобщили гидравлический подход. Они учли зависимость от времени, видоизменение движущегося вниз по склону кататического потока, обусловленное турбулентным вовлечением в него окружающего воздуха, напряжение приземного трения и радиационное охлаждение кататического потока. Их ключевой вывод, который противоречит большинству предыду-

щих теоретических исследований, заключается в том, что кататические потоки, сильно стратифицированные около земли, динамически изолированы от подстилающей поверхности, так что сопротивление поверхности пренебрежимо мало. Главной причиной замедления потока является турбулентное перемешивание через поверхность раздела с окружающим воздухом. В исследовании Манинса и Софорда вовлечение воздуха из окружающей среды в кататический поток параметризуется при условии, что скорость втока пропорциональна масштабу скорости u слоя:

$$W_H = -EU,$$

где W_H — скорость, нормальная к склону, на высоте H , поток объема $Uh = \int_0^H udn$, h — толщина, n — направление, нормальное к склону, $E = A/S_1 Ri$, где $S_1 = 0,5$ (постоянная), Ri — число Ричардсона для слоя, которое является функцией уклона ($Ri = \Delta h \cos s / U^2$), $S_1 Ri$ — величина, обратная внутреннему числу Фруда потока, для кататических потоков она имеет значение порядка единицы, $A \approx 2 \cdot 10^{-3}$ (постоянная). E отражает изменение потенциальной энергии кататического потока, обусловленное вовлечением окружающего воздуха. Оно пропорционально турбулентной кинетической энергии, производимой сдвигом ветра на поверхности раздела между слоем кататического ветра и окружающей средой.

Модель Манинса и Софорда показывает, что толщина кататического потока растет линейно с расстоянием вниз по склону, а скорость растет все медленнее. Плавуемость потока уменьшается постепенно вследствие вовлечения окружающего воздуха. Для устойчиво стратифицированной окружающей атмосферы при частоте, обусловленной подъемной силой плавуемости $N = 10^{-2} s^{-1}$, свойства потока на расстоянии 4, 8 и 12 км от гребня хребта вниз по склону следующие:

Расстояние (км)	4	8	12
Скорость (м/с)	3,0	3,3	3,0
Толщина (м)	45	95	186
Дефицит потенциальной виртуальной температуры (°C)	1,6	0,71	0,19

Когда охлажденный воздух движется вниз по склону, он встречает более плотный окружающий воздух и для поддержания дефицита плавуемости в слое требуется большее охлаждение. Устанавливается равновесие между выхолаживанием слоя и потоком вовлекаемого холодного окружающего воздуха. Предполагается, что начальное охлаждение зависит от отдачи тепла к поверхности, но когда развивается термическая стратификация, вероятно, преобладающей становится радиационная дивергенция в слое воздуха.

Полевые исследования Манинса и Софорда [25] в южной Австралии подтверждают неприменимость предшествующих одномерных моделей. Их наблюдения показывают, что влияние призем-

ного трения ограничивается тонким слоем (толщиной только несколько метров). Катабатический поток достигает максимума в слое толщиной 40 м, а глубокая «поверхность раздела» с окружающим воздухом находится выше 160 м. Установление катабатического потока на склоне с углом наклона $4,5^\circ$ около 04 ч связано с возрастающей термической устойчивостью с градиентом 130 К/км в нижних 40 м. Инверсия распространяется до 120 м над подстилающей поверхностью.

Что касается циркуляций, восходящих по склону, то стоит указать, что ветры склонов как таковые могут не развиваться, если вертикальный градиент температуры неустойчивый или даже нейтральный. Модельные вычисления Орвилла [27] для горы высотой 1000 м со склонами с углом наклона 45° указывают, что

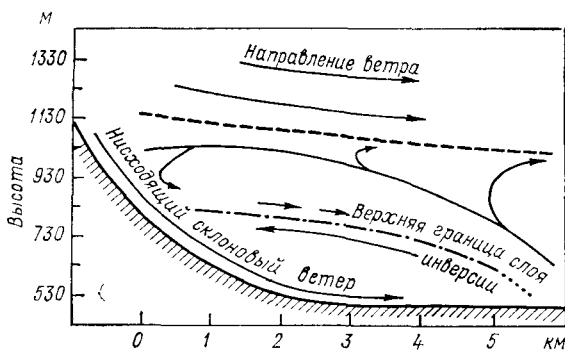


Рис. 3.17. Модель ночной циркуляции воздуха на склоне влк. Бандай (Япония).
Ниже верхней границы слоя инверсии находится озеро холодного воздуха.
(По [26], из [48].)

в нейтральной окружающей атмосфере конвективные термики поднимаются вверх и отодвигаются от склона. Однако при устойчивом окружении наблюдается движение вверх по склону, которое переходит в вертикальную конвекцию над гребнем горного хребта.

В нескольких исследованиях ночного режима стока вниз по склону выяснялась природа обратного потока из долины или с соседней равнины. Мано [26] разработал модель таких потоков, опираясь на наблюдения в слое 515—830 м на юго-восточном склоне влк. Бандай в Японии ($37^\circ 36'$ с. ш., $140^\circ 04'$ в. д.) и на специальные зондирования. На рис. 3.17 показана циркуляция и область с более высокими ночными температурами на склоне там, где воздух поднимался по склону над инверсионным слоем в направлении горы. Эта зона и называется «теплым поясом» (см. с. 171; как замечает Мано, она регулярно смещается вверх и вниз с периодом примерно 4 ч. Подобные ветры вниз по склону и обратные циркуляции над невысоким склоном около Арык-балыка (53° с. ш., 68° в. д.) в Казахстане были описаны Воронцовым [1].

Здесь глубина озера холодного воздуха у подножия склона составляет приблизительно 0,20—0,25 относительной высоты последнего.

2 Горно-долинные ветры

Одно из первых описаний системы горно-долинных ветров можно найти в работе Фурне [12]. Он заметил, что в долинах Савойи днем ветер дует вверх по долине, особенно летом, а ночью — вниз по долине (горный ветер), особенно зимой. Впервые теоретическое объяснение этого явления дал Юлиус Ганн [16], затем оно было значительно развито Вагнером [44], Экхартом [7, 8] и Дефантом [6] на основе аэрологических исследований в Альпах, а недавно Бютнер и Тайер [2], которые работали в окрестностях г. Рейнир (штат Вашингтон), дали новое толкование этому явлению.

Дефант утверждал, что ветры вверх по склону развиваются перед установлением дневного долинного ветра, а ночью кататические стоковые течения питают горный ветер. Его схема последовательных стадий развития горно-долинной циркуляции широко известна, и ее приняли многие авторы, хотя в нескольких исследованиях доказывается, что различные компоненты ветра развиваются почти одновременно. В альпийской долине около Давоса Урфер-Хеннебергер [41] обнаружила, что более чем в 90 % случаев дующий вниз по склону бриз заканчивается с восходом солнца ± 20 мин, а горный ветер — примерно через 25 мин после восхода солнца. Дующий вверх по склону бриз начинается в течение 40 мин после восхода солнца, а долинный ветер — примерно через час после восхода солнца. Таким образом, переходы занимают меньше чем 1 ч в каждом случае. Позднее она подчеркнула [42], что долинный ветер устанавливается одновременно вдоль всей долины, хотя у подножия возвышенностей Драконовых гор в южной Африке появление горного ветра наблюдается, когда местный фронт холодного воздуха продвинется вниз по долине [39].

Эти суточные смены, по-видимому, наиболее регулярно проявляются в узких горных долинах. Работа Ф. Штейнхаузера в долине Раурис к северу от Зоннблика (цитируется по [11]) показала, что ночной горный ветер имеет там частоту, превышающую 70 %, во все месяцы кроме мая, тогда как долинный ветер имеет подобную высокую повторяемость только между 10 и 14 ч с мая по сентябрь. Однако даже в широких долинах, таких, как долина Зальцаха в Зальцбурге (Австрия), течения вверх и вниз по долине отчетливо заметны [9]. Потоки близ оси долины часто сильнее, чем ветры склонов, несмотря на более слабый уклон топографии, что согласуется с теориями, обсужденными выше. Например, в долине Инна максимальные скорости горного ветра составляют 3—4 м/с и наблюдаются на высоте 400 м над дном долины [6].

Условия непрерывности неизбежно требуют, чтобы в дополнение к этим системам с суточной периодичностью в нижних слоях атмосферы устанавливались противотоки (компенсационные течения) над гребнями хребтов. Эти компенсационные течения очень

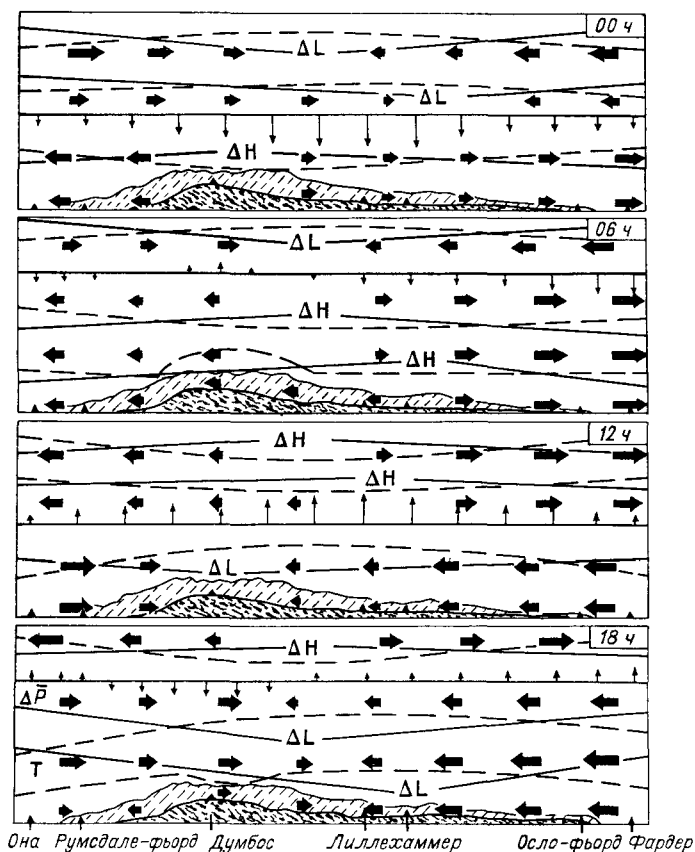


Рис. 3.18. Аномалии давления (схематичные), связанные с системой горно-долинных ветров через 6-часовые интервалы вдоль долины Гудбраннсдален (Норвегия). (По [32].)

Фардер (59° с. ш.) находится у устья Осло-фьорда, Она (63° с. ш., 7° в. д.) — на западном берегу, высота местности в Думбосе 650 м над ур. м.

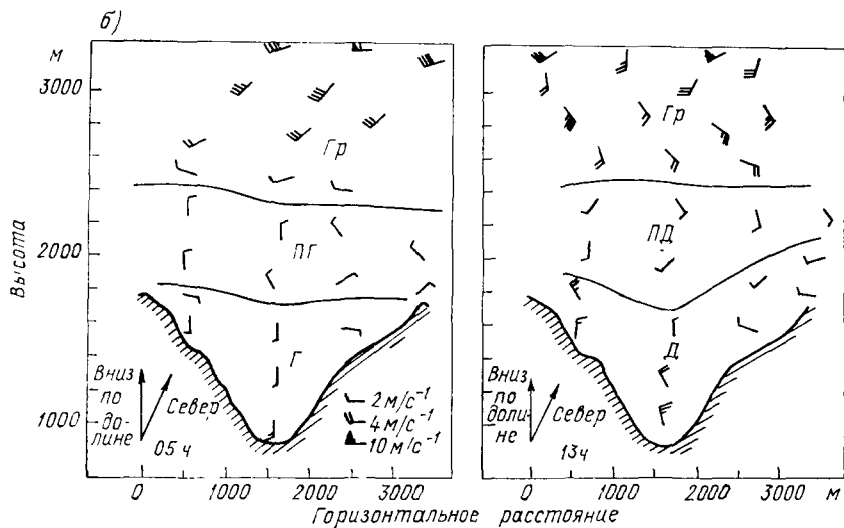
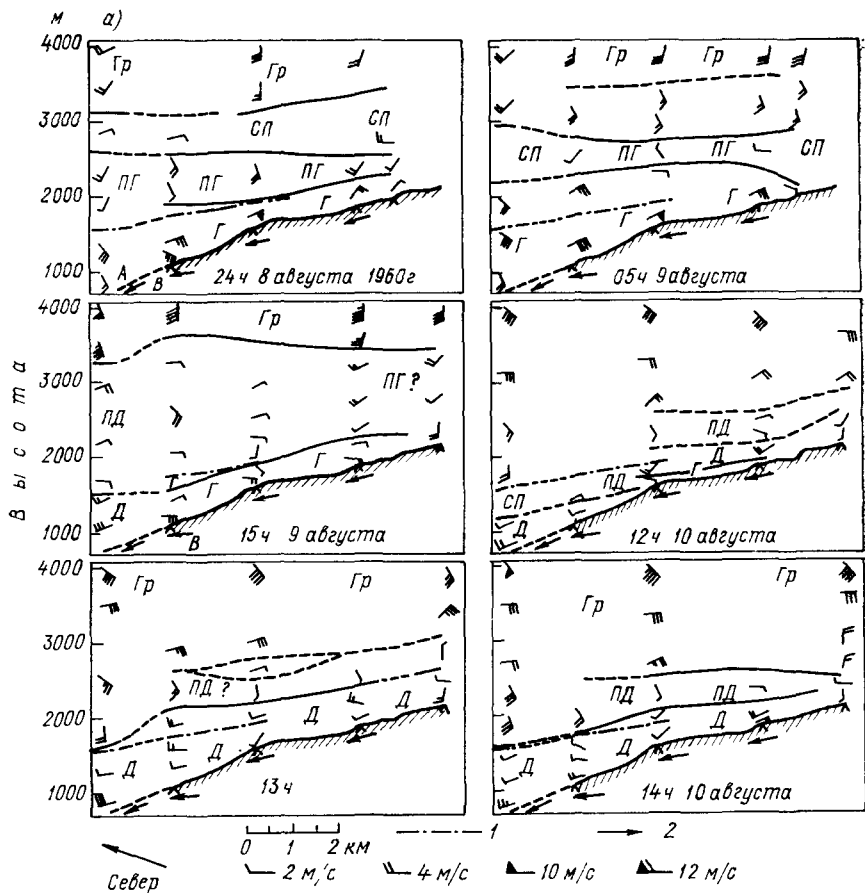
трудно обнаружить из-за взаимодействия с общим воздушным переносом на высотах.

Дневной долинный ветер характерен прежде всего для хорошей летней погоды. Поднимающийся над склонами долины воздух пополняется в основном продольными вдоль долины воздушными течениями с равнин, к которым в больших долинах могут добавляться и потоки поперек долины с оседанием воздуха над ее осью,

как описано Вагнером [44] (см. также [42, с. 38]). Ими управляет градиент давления между равнинами и долиной, действие которого распространяется вплоть до средней высоты хребта («эффективная высота хребта», [44]). Стертен и Кнудсен [32] изучили подробно барический градиент вдоль долины Гудбрансдален, которая пересекает горы южной Норвегии. Наблюдая аномалии давления с интервалом в 6 ч (отклонения давления от средних суточных значений), они показали, что в дни, когда по крайней мере на трех станциях отмечались горно-долинные ветры, типичные различия давления составляли летом $\pm 1,5$ гПа, зимой $\pm 0,7$ гПа. Аномалии давления и их тенденции схематически показаны на рис. 3.18.

Бютнер и Тайер [2] провели широкий комплекс полевых измерений, включавших шаропилотные и самолетные наблюдения, в долине р. Карбон к северо-западу от г. Рейнир (штат Вашингтон) летом 1957—1960 гг. По полученным данным они построили высотно-временные и продольные разрезы структуры ветра на нескольких долинных станциях вдоль оси долины. На рис. 3.19 а приведены продольные разрезы в верховьях долины р. Карбон за 8—10 августа 1960 г., а на рис. 3.19 б — поперечный разрез той же долины за 9 июля 1959 г. Максимальные скорости отмечались на высотах от одной четверти до одной трети разности между высотами долины и хребта, что обусловлено трением у подстилающей поверхности и уменьшением амплитуды температурного возмущения с высотой. Расположенные выше компенсационные течения имеют такую же вертикальную протяженность, как нижние ветры.

Теоретической основой изучения горно-долинных систем ветра является теорема циркуляции В. Бьеркнеса, которая связывает возникновение движения циркуляции с горизонтальным градиентом температуры. В простейшем случае можно рассмотреть два вертикальных столба воздуха: один — в верхней части долины, другой — над равниной. Первый нагревается сильнее благодаря радиации на соседних склонах, и воздух расширяется по вертикали, к чему также добавляется действие восходящих по склону ветров. Поэтому около подстилающей поверхности развивается воздушный поток от равнины к верхней части долины, наверху в противоположном направлении формируется обратный поток. Это объяснение механизма предложил Венгер [45], он также провел расчеты для простейшего случая. Сложная численная модель, включающая не только этот эффект, но также склоновые ветры, была разработана Тайером [36]. Математическая формулировка задачи включает трехмерное уравнение движения и теплопроводности, уравнение непрерывности, уравнение состояния и термодинамическое уравнение Пуассона. Эти уравнения были применены к симметричной V-образной долине длиной 400 км, высотой 1000 м и склонами с углом наклона 45° . Отдельные численные эксперименты успешно воспроизводили как тонкие слои склоновых ветров, так и продольную циркуляцию с компенсационным течением. Уменьшение угла наклона склона до $26,5^\circ$ и высоты хребта до 200 м значительно ослабляло скорости ветра по сравнению



с основным расчетом. Эксперименты представляли только ранние фазы развития этих циркуляций, так как время счета на ЭВМ было коротким, но Тайер указывает, что установленное состояние долинного ветра в природе не наблюдается. В проведенном ранее теоретическом анализе Глисон [15] предполагал, что сила Кориолиса имеет некоторое значение, по крайней мере в определении вертикальной составляющей изменений ветра, но в модели Тайера сила Кориолиса не принималась в расчет.

Ориентация долины и, следовательно, экспозиция склонов могут значительно видоизменить эти теоретические выводы. Это было показано Урфер-Хеннебергер [42] в исследовании в долине Дишма около Давоса. Долина ориентирована с юго-юго-востока на северо-северо-запад, и данные о температуре, полученные на обоих склонах, действительно обнаружили ожидавшуюся асимметрию во времени нагревания склонов при хорошей погоде. Поэтому циркуляция усложняется из-за запаздывания появления склоновых ветров на разных склонах и из-за поперечных к долине компонент ветра. Восемь фаз их развития, которые наблюдались в течение суток, схематически представлены на рис. 3.20. Из рисунка видно, что они заметно отличаются от первоначальной схемы Дефанта [6]. Урфер-Хеннебергер также подвергла сомнению некоторые из механизмов, предложенных Дефантом [5]. В частности, по температурам воздуха на станциях, расположенных на склонах в долине Дишма, ночью не обнаруживалась инверсия температуры, хотя возможность более сильного охлаждения воздуха у поверхности земли несомненна.

Влияние направленных поперек долины компонентов ветра, обусловленных дифференциальным нагреванием склонов, теоретически анализировалось Глисоном [14]. Он доказывал, что инерционные эффекты, которые возникают благодаря тому, что разности в приходе солнечной радиации на разные склоны могут накапливаться, имеют большое значение для динамики ветров. Такими эффектами ранее пренебрегали, например в равновесном приближении Флигла при объяснении склонового стока. Показано также, что изменения трения и параметра Кориолиса также важны. Когда угол наклона склонов увеличивается, максимальные скорости ветров, дующих поперек долины, возрастают из-за усиливающегося контраста в нагревании склона. Подобным же образом ветры поперек долины обычно сильнее летом, чем зимой. Изменения в угле наклона склона и ориентации долины также

Рис 3.19. Горно-долинные ветры в окрестностях г. Рейнир, штат Вашингтон. (Из [2].)

a — вертикальный продольный разрез вдоль осн долины в верховьях р Карбон, 8—10 августа 1960 г; *b* — вертикальный разрез поперек той же долины, 9 июня 1959 г. *1* — уровень гребня; *2* — местное направление вниз по долине; *D* — долинный ветер, *ПД* — противодлинный ветер, *G* — горный ветер, *ПГ* — противогорный ветер, *Гр* — градиентный ветер, *СП* — слабые и переменные ветры
Расстояние между точками *A* и *B* равно 12 км (оно укорочено на всех вышеприведенных рисунках)

вливают на фазу максимальных скоростей ветров поперек долины. Например, если угол наклона обращенных на запад склонов возрастает, то восход солнца на склоне наблюдается позже, в результате чего наступление максимальной скорости утром также запа-

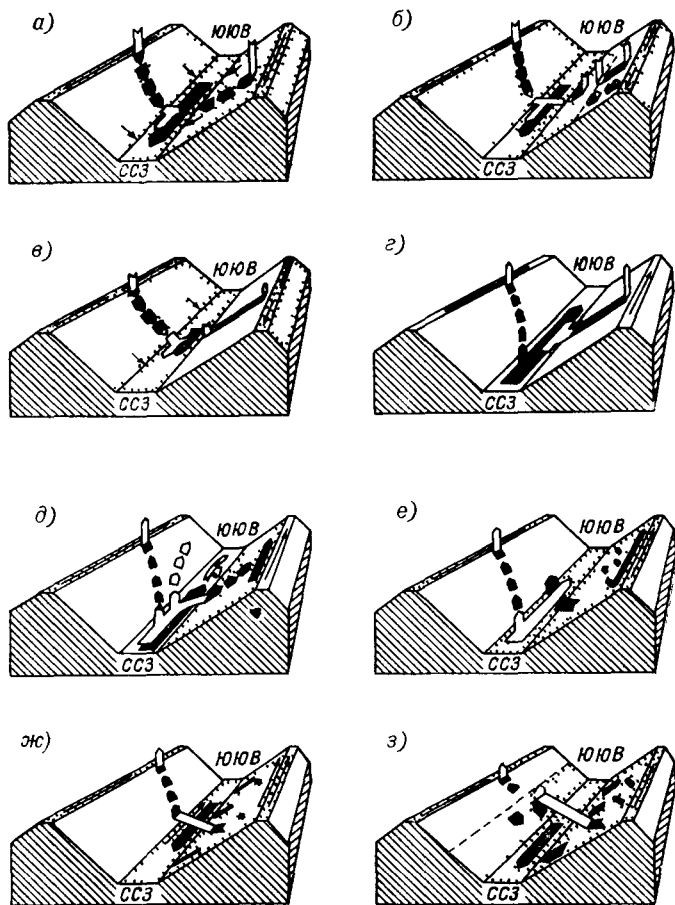


Рис 3.20 Модель системы горно долинных ветров в долине Дишма, Швейцария (Из [42])

a — от полуночи до восхода солнца на восточном склоне *б* — восход солнца в верхней части восточного склона *в* — весь восточный склон освещен *г* — вся долина освещена, появление долинного ветра *д* — западный склон получает больше солнечной радиации чем восточный *е* — солнечные лучи касательны к восточному склону *ж* — заход солнца на восточном склоне и на дне долины *з* — после захода солнца в нижней части западного склона

здывает Как показали результаты Урфер-Хеннебергер, если ориентация долины сдвинута от направления север—юг к направлению северо-восток—юго-запад, то максимальные скорости ветра как утром, так и в полдень наблюдаются позже

В некоторых из цитированных исследований упоминалось о периодических колебаниях в горном ветре. Бютнер и Тайер [2] обнаружили 25-минутную периодичность в долине р. Карбон с колебаниями скорости от 1,5 до 6,5 м/с. В горных долинах глубиной 300—350 м в предгорьях Драконовых гор около Питермарцбурга (ЮАР) Тайсон [38, 39] описал волны в горном ветре на высоте примерно 90—150 м выше уровня земли, появлявшиеся с периодичностью 45—75 мин, при колебаниях максимальной скорости от 1,6 до 3,8 м/с. Он также показал, что профиль можно аппроксимировать с помощью модели Прандтля, в которой максимальные скорости наблюдаются на высоте 0,25 вертикальной мощности стекающего вниз по долине воздуха. Однако во время другого исследования в долине Бушменов в Драконовых горах наблюдалась периодичность от 2 до 4 ч [39].

Следует упомянуть два специальных случая систем горного ветра. Один — это устойчивый ветер, дующий вниз по долине, — ледниковый ветер, — который наблюдается в альпийских долинах там, где имеется ледник или снежное поле. Он обычно наиболее сильный и мощный по вертикали (50—300 м) вскоре после полудня, когда разность между температурами холодной поверхности и вышележащего воздуха достигает максимума [17, 37]. Ледниковый ветер не всегда связан с хорошей погодой, хотя в течение дня он не проникает далеко вниз по долине и над ним может дуть долинный ветер. Как и ночные склоновые ветры и горный ветер, он обычно порывистый и турбулентный. Хойнкес в Альпах отметил два максимума скорости ледникового ветра (перед восходом и перед заходом солнца) и два минимума (перед полуднем и перед полночью). Стретен и Уэндлер [34] обнаружили такой же его ход в центральной и южной Аляске, а в северной Аляске они наблюдали лишь один максимум ночью и один минимум в конце дня [33]. Стретен и Уэндлер предположили, что это обусловлено сильной «ночной» инверсией и довольно слабым градиентом температуры между льдом и окружающим его воздухом днем.

Второй специальный случай известен как ветер малойя, названный так по наименованию перевала между долинами Энгадин и Бергелль в Швейцарии [6]. Это горный ветер, дующий вниз по широкой долине Энгадин весь день. По-видимому, он возникает из долинного ветра в крутой долине Бергелль, распространяющегося через перевал Малойя. Похожая ситуация наблюдается в Давосе. Не ясно, насколько этот ветер является инерционным, а насколько он обуславливается более сильным нагреванием в долине за перевалом.

Несмотря на многочисленные исследования горно-долинных циркуляций, отдельные аспекты этого явления еще не изучены до конца. К ним относятся характеристики структуры атмосферы во время смены ветра на обратный и роль градиентных ветров поперек долины. Эти вопросы рассматриваются ниже.

Для исследования структуры атмосферы в долинах теперь можно применить новые приборы. Например, Уайтман и Макки [46]

использовали профильный привязной аэростат, чтобы исследовать развитие и разрушение ночной инверсии в декабре в долине р. Гор глубиной 600 м на западе штата Колорадо. В исследованном ими случае низкая инверсия мощностью 100 м развилась к 16 ч и отделила воздушный поток в нижнем слое атмосферы от продолжающегося наверху долинного ветра. К 21 ч 45 мин инверсия (3°C) захватила слой 225 м и ветер стал дуть вниз по долине во всем 400-метровом слое, который зондировался. Инверсия усилилась до 11°C выше 444 м к 8 ч 30 мин на следующее утро при продолжающемся слабом горном ветре, но вскоре после этого как раз выше инверсии развился долинный ветер, затем уровень инверсии опускался на 120 м/ч как из-за адиабатического нагревания, так и из-за притока явного тепла, происходивших выше инверсии. Долинный ветер также развивался у поверхности в тонком слое со сверхадиабатическим градиентом, вызванным радиационным нагреванием земли. Авторы предполагают, что нагревание склонов солнцем создает конвективные струи, которые пронизывают устойчивый слой холодного воздуха. Это приводит к тому, что холодный воздух из основания устойчивого слоя перемещается вверх по склону и тем самым верхняя граница инверсии снижается в силу принципа неразрывности. По мнению авторов, данные о ветре показывают, что холодный устойчивый воздух не стекает вниз по долине и что устойчивая структура выше инверсии исключает ее разрушение турбулентным перемешиванием сверху.

Роль ветров поперек долины в циркуляции в долине была исследована как теоретически [35], так и с помощью наблюдений [23, 47]. Макхатти, например, обнаружил, что ветры в основной долине Кананаскис (провинция Альберта) больше подвергаются влияниям градиентных ветров синоптического масштаба, чем ветры в прилегающих боковых долинах. Равным образом дневные долинныя ветры также больше подвергаются подобным влияниям, чем ночная система горных ветров, благодаря более эффективному расчленению циркуляций ночью.

Недавно Танг в аналитической работе [35] специально рассмотрел взаимодействие между составляющей преобладающего ветра поперек долины и склоновыми ветрами, пренебрегая при этом ускорением Кориолиса. Расчет для дневного времени показал, что из-за трения над подветренным склоном развивается отдельная ячейка циркуляции. Эта ячейка усилена ветром, дующим вверх по склону вследствие типичного дифференциального нагревания склона. Нисходящее движение наблюдается над центром долины (см. рис. 2.20 *в*) и высоко над подветренным склоном. Оно обусловлено стоячей волной, наклоненной вверх по течению от наветренного склона. Напротив, ночью отдельная ячейка формируется над наветренным склоном. Танг привел в доказательство наблюдения в штате Вермонт и около Инсбрука (Австрия), которые обнаруживали такие явления. Наблюдения Йосино [47] в небольшой V-образной долине в Японии также указали на существование вихря на подветренном склоне при наличии ветра по-

перек долины. Йосино обнаружил, что вихри, связанные с воздушным потоком вверх по долине, развиваются периодически с интервалом примерно 8 мин.

3 Взаимодействия регионального масштаба

Важным свойством термически индуцированных орографических систем ветра являются их взаимодействия с крупномасштабными движениями. Они включают как региональные циркуляции, устанавливающиеся под влиянием обширных горных областей и их взаимодействия с окружающими низменностями, так и системы ветра синоптического масштаба. Бургер и Экхарт [3] установили, что над Альпами днем существует региональный компенсационный поток, радиально растекающийся от гор и опускающийся над равнинами. Более того, Урфер-Хеннебергер [42] указала, что так как этот поток расположен на высоте примерно 4000 м и более, он неизбежно становится составляющей градиентного ветра. Над более низкими хребтами или отдельными горами обратные потоки наблюдаются значительно ниже и могут рассматриваться как противодолинные или противогорные ветры.

Эта проблема была освещена в исследованиях Тайсона и Престон-Уайта [39, 40]. Они исследовали режим ветра вдоль поперечного разреза длиной 180 км на 30° ю. ш. от крутого юго-восточного склона Драконовых гор в южной Африке до Индийского океана. Гребень склона находится на высоте 3000 м, и склон спускается к наклонному плато высотой 950 м, которое расчленено долинами глубиной 250—550 м. В то время как основные долины направлены с северо-запада на юго-восток, боковые долины располагаются под прямыми углами к основному уклону плато, направленному на юго-восток. Тайсон и Престон-Уайт построили схематические модели ночных систем ветра, связанных с такой топографией (рис. 3.21). Над горно-долинными ветрами лежат региональные воздушные потоки, направленные ночью от массива Лесото и Драконовых гор («горно-равнинный» ветер), которые в дневное время обращаются. Особый случай, который наблюдается в долине Бушменов, представлен на рис. 3.22. Долинно- и равнинно-горные ветры лучше всего развиты летом, когда мощность объединенного потока в направлении гор может достигать 1000—1250 м. Ветры эти редко связаны с общими градиентами давления, тогда как северо-западные горно-равнинные ветры могут быть интегральной частью крупномасштабной циркуляции.

Рассматривая протяженные склоны плато, уместно упомянуть теорию термоприливного ветра Леттау [22]. Леттау показал, что благодаря эффектам нагревания крупномасштабные горные склоны могут создавать термический ветер, параллельный изогипсам рельефа. Например, если возвышенность является относительно теплой по сравнению с окружающей ее атмосферой (днем или летом), то развивается антициклоническая циркуляция при условии, что преобладают ситуации с нормальным вертикальным температурным

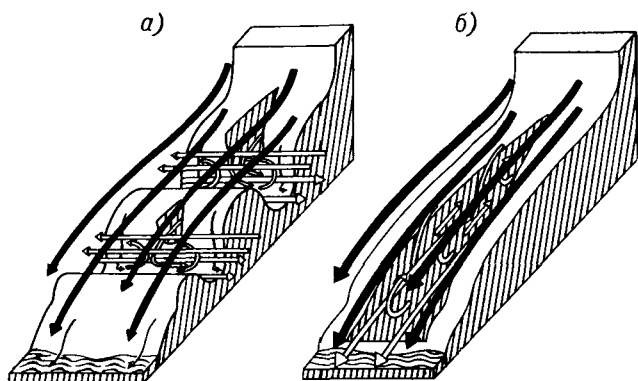


Рис 3.21. Модель ночного воздушного потока над подножьем Драконовых гор зимой. Днем наблюдаются обратные системы течений. (Из [40].)

а — долины, расположенные под прямыми углами к горам и к береговой линии; б — долины, параллельные склону.

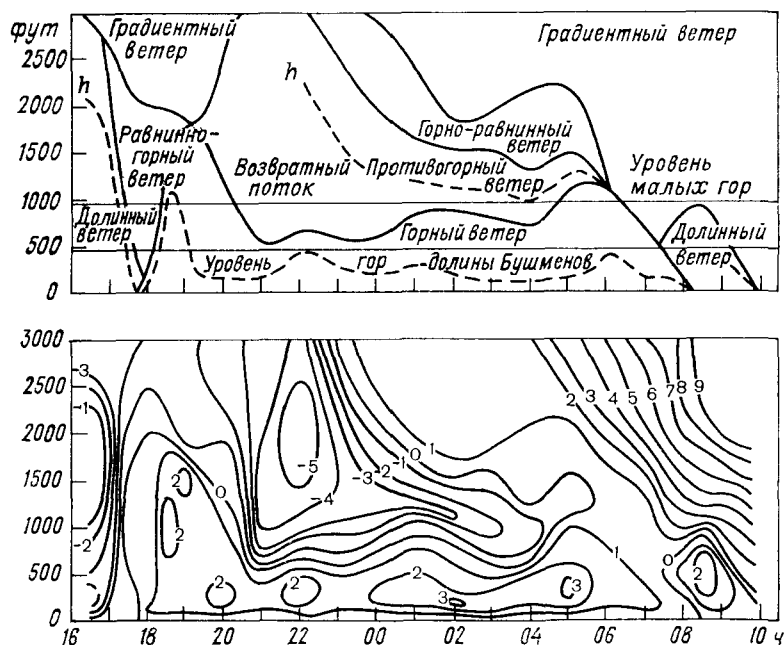


Рис. 3.22. Временной разрез локальных ветров (м/с) в долине Бушменов и в Драконовых горах над ней 12—13 марта. (Из [39])

градиентом. Наоборот, над холодными возвышенностями в инверсионных условиях наблюдается циклоническая циркуляция. Хорошей иллюстрацией первого случая являются Тибетское нагорье и нагорье Альтиплано в Боливии (см. с. 57). Кроме того, суточный цикл нагревания создает в пограничном слое гармоническую вынуждающую функцию, вызывающую термический прилив (термоприливный ветер). Схематические системы термических ветров для

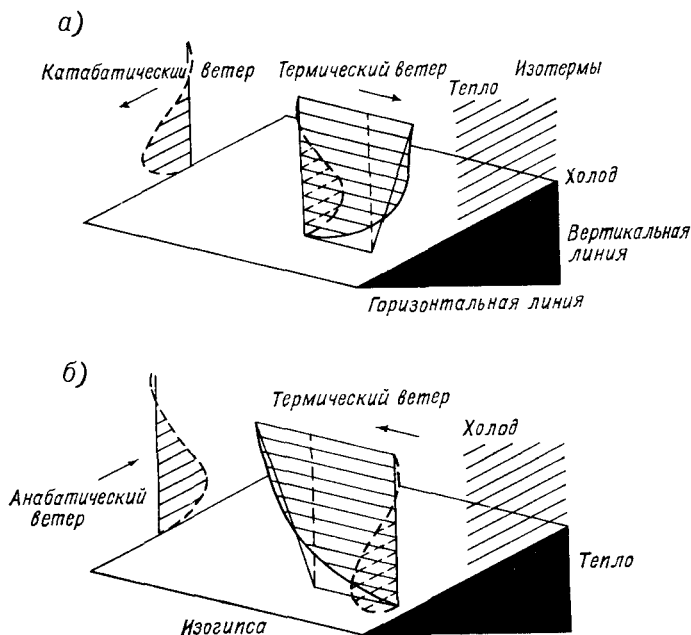


Рис. 3.23. Термические ветры, развивающиеся в стационарном пограничном слое над наклонной территорией в северном полушарии. (Из [21].)

Указаны ночная (а) и дневная (б) фазы температурной стратификации и связанный с ней сдвиг геострофического ветра. Предполагается, что крупномасштабный геострофический поток параллелен изогипсам рельефа, так что вызванные трением компоненты движения поперек изобар противодействуют катабатическому потоку в случае а и анабатическому потоку в случае б. Обратные случаи усиления ветра нетрудно построить.

стационарных условий показаны на рис. 3.23. Леттау рассмотрел предполагаемый вклад таких систем в образование ночных струйных течений низких уровней к востоку от Скалистых гор и параллельных береговой линии ветров над западными предгорьями Анд в Перу. По теории Леттау, максимальная скорость ветра на нижнем уровне на различных широтах должна наблюдаться в разное время дня. Это происходит потому, что в уравнении для приливного потока пограничного слоя появляется член $f/(f^2 - \omega^2)$, где f — параметр Кориолиса (равный $2\omega \sin \varphi$), φ — широта, ω —

частота приливной силы, которая здесь соответствует угловой скорости вращения Земли, и

$$(f^2 - \omega^2) = \omega^2 (4 \sin^2 \varphi - 1).$$

Критическая широта равняется 30° и соответствует $f = \pm \omega$. Леттау [21] показал, что рассматриваемые два параметра имеют следующие знаки:

Широта	$30-90^\circ$ с. ш.	$0-30^\circ$ с. ш.	$0-30^\circ$ ю. ш.	$30-90^\circ$ ю. ш.
f	+	+	-	-
$f^2 - \omega^2$	+	-	-	+

Вследствие возникающих разностей фаз струйное течение на низких уровнях в умеренных и высоких широтах наблюдается около полуночи, тогда как между широтой 30° и экватором — около полудня. Это согласуется с наблюдаемыми ночным максимумом к востоку от Скалистых гор и дневным максимумом у подножья Перуанских Анд. Дальнейшее общее подтверждение этой теории было представлено Леттау [22] на материале для Южной Америки, хотя Тайсон [39] отметил, что такие ветры, параллельные общим изогипсам рельефа, отсутствуют в Натале.

Список литературы

1. Воронцов П. А. (1958) «Некоторые вопросы аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы». В кн.: *Современные проблемы метеорологии приземного слоя воздуха*, Л.: Гидрометеоиздат, с. 157—79.
2. Buettner, K. J. K. and Thyer, N. (1966) 'Valley winds in the Mount Rainier area,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 14, 125—47.
3. Burger, A. and Ekhardt, E. (1937) 'Über die tägliche Zirkulation der Atmosphäre im Bereiche der Alpen,' *Gerlands Beitr. Geophys.*, 49, 341—67.
4. Defant, A., (1933) 'Der Abfluss schwerer Luftmassen auf geneigten Boden, nebst einigen Bemerkungen zur Theorie stationärer Luftströme,' *Sitz. Berichte Preuss. Akad. Wiss. (Phys. Math. Klasse)*, 18, 624—35.
5. Defant, F. (1949) 'Zur Theorie der Hangwinde, nebst Bemerkungen zur Theorie der Berg- und Talwinde,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, A, 1, 421—50.
6. Defant, F. (1951), 'Local winds,' in Malone, T. F., (ed.) *Compendium of Meteorology*, pp. 655—72, Boston, American Meteorological Society.
7. Ekhardt, E. (1934) 'Neuere Untersuchungen zur Aerologie der Talwinde: Die periodischen Tageswinde in einem Quertale der Alpen,' *Beitr. Phys. jr. Atmos.*, 21, 245—68.
8. Ekhardt, E. (1944) 'Beiträge zur alpinen Meteorologie,' *Met. Zeit.*, 61, 217—31.
9. Ekhardt, E. (1953) 'Über den täglichen Gang des Windes im Gebirge,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 4, 431—50.
10. Fleagle, R. G. (1950) 'A theory of air drainage,' *J. Met.*, 7, 227—32.
11. Flohn, H. (1969) 'Local wind systems,' in Flohn, H. (ed.) *General Climatology, World Survey of Climatology*, vol. 2, pp. 139—71, Amsterdam, Elsevier.
12. Fournet, M. J. (1840) 'Des brises de jour et de nuit autour de montagnes,' *Ann. Chim. Phys.*, 74, 337—401.
13. Geiger, R. (1965) *The Climate near the Ground*, pp. 393—417, Cambridge, Mass., Harvard University Press.
14. Gleeson, T. A. (1951) 'On the theory of cross-valley winds arising from differential heating of the slopes,' *J. Met.*, 8, 398—405.
15. Gleeson, T. A. (1953) 'Effects of various factors on valley winds,' *J. Met.*, 10, 262—9.

16. Hann, J. von (1879) 'Zur Meteorologie der Alpengifel,' *Wien Akad. Wiss. Sitzungsberichte* (Math.-Naturwiss. Klass.), 78 (2), 829—66.
17. Hoinkes, H. (1954) 'Beiträge zur Kenntnis des Gletscherwindes,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 6, 36—53.
18. Holmgren, H. (1971) 'Climate and energy exchange on a sub-polar ice cap in summer. Part C. On the katabatic winds on the northwest slope of the ice cap. Variations of the surface roughness,' *Uppsala Univ. Met. Inst., Meddel.*, 109.
19. Küttner, J. (1949) 'Periodische Luftlawinen,' *Met. Rdsch.*, 2, 183—4.
20. Lawrence, E. N. (1954) 'Nocturnal winds,' *Prof. Notes, Met. Office* (London), 7(111), 1—13.
21. Lettau, H. H. (1967) 'Small to large-scale features of boundary layer structure over mountain slopes,' in Reiter, E. R. and Rasmussen, J. L. (eds.) *Proceedings of the Symposium on Mountain Meteorology*. Atmos. Sci. Pap. No. 122, pp. 1—74, Fort Collins, Colorado State University.
22. Lettau, H. H. (1978) 'Explaining the world's driest climate,' in Lettau, H. H., and Lettau, K., (eds.) *Exploring the World's Driest Climate*, Rep. 101, Inst. Environ. Studies, Univ. of Wisconsin, Madison, 182—248.
23. MacHattie, L. B. (1968) 'Kananaskis Valley winds in summer,' *J. appl. Met.*, 7, 348—52.
24. Manins, P. C. and Sawford, B. L. (1979a) 'A model of katabatic winds,' *J. Atmos. Sci.*, 36, 619—30.
25. Manins, P. C. and Sawford, B. L. (1979b) 'Katabatic winds: a field case study,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 105, 1011—25.
26. Mano, H. (1956) 'A study on the sudden nocturnal temperature rise in the valley and the basin,' *Geophys. Mag.*, 27, 169—204.
27. Orville, H. D. (1964) 'On mountain upslope winds,' *J. Atmos. Sci.*, 6, 622—33.
28. Petkovsšek, Z. and Hočevar, A. (1971) 'Night drainage winds,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, A, 20, 353—60.
29. Prandtl, L. (1952) *Essentials of Fluid Dynamics* (transl. of 1949 edn of *Führer durch die Strömungslehre*), pp. 422—5, New York, Hafner Publishing Co.
30. Reiher, M. (1936) 'Nächtlicher Kaltluftfluss an Hindernissen,' *Bioklim. Beiblätter* (Braunschweig), 3, 152—63.
31. Sterten, A. K. (1965) 'Alte und neue Berg- und Talwindstudien,' *Carinthia II, Sonderheft*, 24, pp. 186—94, Vienna.
32. Sterten, A. K. and Knudsen, J. (1961) *Local and Synoptic Meteorological Investigations of the Mountain and Valley Wind System*, Kjeller-Liuestrom, Forsvarets Forskingsinstitut, Norweg. Def. Res. Establ., Internal Rep. K-242.
33. Streten, N. A., Ishikawa, N. and Wendler, G. (1974) 'The local wind regime on an Alaskan glacier,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 22, 337—50.
34. Streten, N. A. and Wendler, G. (1968) 'Some observations of Alaskan glacier winds,' *Arctic*, 21, 98—102.
35. Tang, W. (1976) 'Theoretical study of cross-valley wind circulation,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, A, 25, 1—18.
36. Thyer, N. H. (1966) 'A theoretical explanation of mountain and valley winds by a numerical method,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, A, 15, 318—47.
37. Tollner, H. (1931) 'Gletscherwinde in den Ostalpen,' *Met. Zeit.*, 48, 414—21.
38. Tyson, P. D. (1968a) 'Velocity fluctuations in the mountain wind,' *J. Atmos. Sci.*, 25, 381—4.
39. Tyson, P. D. (1968b) 'Nocturnal local winds in a Drakensberg valley,' *S Afr. Geog. J.*, 50, 15—32.
40. Tyson, P. D. and Preston-Whyte, R. A. (1972) 'Observations of regional topographically-induced wind systems in Natal,' *J. appl. Met.*, 11, 643—50.
41. Urfer-Henneberger, C. (1967) 'Zeitliche Gesetzmässigkeiten des Berg und Talwindes,' *Veröff. Schweiz. Met. Zentralanstalt*, 4, 245—52.
42. Urfer-Henneberger, C. (1970) 'Neurere Beobachtungen über die Entwicklung des Schönwetterwindsystems in einem V-förmigen Alpental (Dischma bei Davos),' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 18, 21—42.
43. Voights, H. (1951) 'Experimentelle Untersuchungen über den Kaltluftfluss in Bodennähe bei verschiedenen Neigungen und verschiedenen Hindernissen,' *Mct. Rdsch.*, 4, 185—8.

44. Wagner, A. (1938) 'Theorie und Beobachtungen der periodischen Gebirgswinde, *Gerlands Beitr Geophys*, 52, 408—49.
45. Wenger, R. (1923) 'Zur Theorie der Berg- und Thalwinde,' *Zeit Met.*, 40, 193—204.
46. Whiteman, C. D. and McKee, T. B. (1977) 'Observations of vertical atmospheric structure in a deep mountain valley,' *Arch. Met. Geophys Biokl*, A, 26, 39—50.
47. Yoshino, M. M. (1957) 'The structure of surface winds over a small valley, *J Met Soc Japan*, 35, 184—95.
48. Yoshino, M. M. (1975) 'Climate in a small area,' *An Introduction to Local Meteorology*, Tokyo, University of Tokyo Press.

В Модели орографического поля ветра

Воздушный поток в горах изменяется под воздействием динамических факторов, обусловленных топографией, и термических факторов, в результате чего создается местная циркуляция. Кроме того, высота гор влияет на скорость ветра. Все это вместе взятое делает наблюдаемое в горной области поле ветра в высшей степени сложным и изменчивым. Индивидуальные влияния этих факторов подробно рассмотрены выше, но будет полезно закончить эту главу некоторыми соображениями по поводу взаимодействий в общем поле ветра. В сложной области, где имеются черты топографии различных масштабов, воздушный поток может испытывать неодинаковые воздействия на разных уровнях в атмосфере. Наппо [6] иллюстрирует это на примере долины р. Теннесси шириной 50—60 км между плато Камберленд (1000 м) к северо-западу и Грейт-Смоки-Маунтинс (2000 м) к юго-востоку. Там можно выделить три различных слоя. Ниже 200 м в долине в потоке не обнаруживается никаких крупномасштабных влияний рельефа, хотя можно заметить направляющий эффект, создаваемый небольшими хребтами (100—150 м). Изменения скорости и направления ветра здесь практически не зависят от устойчивости. Над этим слоем вплоть до 800 м выше дна долины (т. е. приблизительно до половины высоты основных элементов рельефа) профиль скорости ветра почти такой же, как и над шероховатой поверхностью равнины, тогда как направление ветра испытывает влияние локальной топографии и устойчивости. На более высоких уровнях скорости увеличиваются, но направления, как правило, остаются постоянными вплоть до свободной атмосферы.

При моделировании поле ветра можно рассматривать как результат суммарного действия трех главных факторов: поля сил синоптического масштаба, топографического блокирования, или «канализирования», и тепловых воздействий. Поле давления синоптического масштаба само по себе может быть сильно видоизменено под влиянием динамических и термодинамических воздействий крупномасштабной орографии, как это было показано ранее (см. п. 3А2).

Если градиентные ветры сильны, то горные ветры по существу оказываются лишь их кинематическим приспособлением к рельефу.

Для юга штата Калифорния эмпирическая модель этой ситуации, возникающей во время условий санта-ана, была разработана Райаном [7]. Направление ветра выражается фактором отклонения F_D , который является функцией уклона вниз по ветру s_d (%) и угла между азимутом склона A и направлением ветра V_θ :

$$F_D = -0,255s_d \sin[2(A - V_\theta)].$$

Максимальное значение F_D составляет $22,5^\circ$ при $s_d = 100\%$ (склон в 45°) и $A - V_\theta = 45^\circ$. $F_D < 0$ указывает, что ветер вращается с высотой влево (против часовой стрелки), если A меньше 90° (считая по часовой стрелке от V_θ). Райан также оценил «защитный эффект» топографии, зависящий от уклона вверх по ветру между местоположением и горизонтом. Защитный фактор равен

$$F_S = k \operatorname{arctg}(0,17s_u)/100,$$

где s_u — уклон (%) (произвольно ограничиваемый 100%), k — постоянная, равная единице (при ветре санта-ана полагается равной единице на высоте 600 м и нулю на 1250 м и выше). С другой стороны, когда синоптический эффект слаб, приземные ветры в глубоких горных долинах обособлены от градиентного потока и определяются тепловыми факторами [8]. В южной Калифорнии это положение усложняется эффектом морских бризов [9]. Воздушный поток на уровнях гребня хребта при этом определяется системой градиентных течений. Тепловые влияния, очевидно, меняются и с временем суток и с сезоном, так что изменяется суточное и сезонное нагревание склонов и вертикальный градиент температуры в нижней атмосфере.

Марер и Пильке [4, 5] исследовали численно влияние суточных циклов нагревания на воздушный поток над горами, используя гидростатические мезомасштабные модели, включающие детальное описание пограничного слоя. При этом были параметризованы приземные тепловые потоки и потоки количества движения. Анализ двумерного варианта модели показал, что над наветренным склоном суточное нагревание днем приводит к уменьшению горизонтальной компоненты ветра и ночью — к ее увеличению, в то время как над подветренным склоном обнаруживаются противоположные явления. Что касается вертикального движения, то днем горы действуют как приподнятый источник тепла, приводящий к более сильному подъему над наветренным склоном и к более слабому опусканию над подветренным склоном. Ночью нисходящее движение на подветренной стороне усиливается, чему способствует ночной максимум давления, возникающий в результате охлаждения в области гребня. Согласно модели, планетарный пограничный слой на подветренной стороне горы должен быть на 600 — 900 м ниже, чем на наветренной стороне. Трехмерный вариант модели [5], построенной для области гор Сакраменто и Уайт-Сэндс (штат Нью-Мексика), позволил обнаружить эффекты отклонения потока около гор, более сильные дующие вниз по

склону ветры на подветренной стороне, усиленные ветры на наветренной стороне гребней, а также долинныи и горные ветры.

Сейчас прилагается много усилий для того, чтобы развить мезомасштабные динамические модели пограничного слоя потока над сложным рельефом, в связи с его особой важностью для таких явлений, как распространение загрязнения воздуха в горных долинах и распространение лесных пожаров в горной области. Фосберг и сотр. [3] разработали численную модель, основанную на результатах их более ранней работы по термически инициированным ветрам, объединенных с результатами работы Андерсона [1], в которой изучался индуцированный рельефом воздушный поток. Здесь можно только в общих чертах изложить идею этого подхода.

Методика расчета опирается на однослойную модель пограничного слоя потока, применяемую к областям площадью примерно 2500 км², в которой сетка точек имеет шаг порядка 1—6 км (более мелкая сетка используется для области больших относительных превышений рельефа). Поле градиентного ветра сначала преобразуется в поле установившегося трансформированного рельефом потока над горами, определяемого из уравнения неразрывности [1]. В качестве граничного условия применяется твердая крышка на высоте 1,5—2 км выше пространственно сглаженного рельефа. Затем рассчитывается видоизменение поля ветра под влиянием термики и трения на основе уравнения дивергенции и завихренности при условии пренебрежения адвекцией. Идея расчета состоит в следующем: по дивергенции и завихренности вычисляется функция тока и потенциал скоростей (см. [2, с. 32]); затем из них определяются горизонтальные составляющие ветра; после вычисления фоновых величин, описывающих влияние крупномасштабных особенностей рельефа на поток, рассчитывается дивергенция для реального рельефа, при этом учитывается влияние трения. Для расчетов по модели необходимо знать температуру, давление, высоту и шероховатость поверхности, статическую устойчивость, скорость геострофического ветра, турбулентную вязкость, широту и крупномасштабную завихренность. Проверка модели для летних ситуаций в штатах Орегон и Калифорния показала, что они хорошо согласуются с наблюдавшимися мезомасштабными системами течений. Фосберг и сотр. замечают, что возмущения потока, обусловленные эффектами дивергенции, в 2,5—4 раза больше, чем возмущения, определяемые завихренностью. Они также заметили, что термическое влияние на поток исчезает, а влияние орографии становится слабым, когда фоновая скорость ветра достигает 10 м/с.

Другой пример трехмерной диагностической модели, также использующей уравнение неразрывности, дан в работе Тешке и Йоке [10]. Они рассмотрели примеры для бассейна озера Тахо и для района пер. Доннер в горах Сьерра-Невада (штат Калифорния).

Список литературы

1. Anderson, G. E. (1971) 'Meso-scale influences on wind fields,' *J. appl. Met.*, 10, 377—86.
2. Barry, R. G. and Perry, A. H. (1973) *Synoptic Climatology: Methods and Applications*, p. 32, London, Methuen.
3. Fosberg, M. A., Marlatt, W. E. and Krupnak, L. (1976) *Estimating airflow patterns over complex terrain*, Fort Collins, U. S. Dept. of Agriculture, Forest Service, Res. Pap. RM-162.
4. Mahrer, Y. and Pielke, R. A. (1975) 'A numerical model of the airflow over mountains using the two-dimensional version of the University of Virginia meso-scale model,' *J. Atmos. Sci.*, 32, 2144—55.
5. Mahrer, Y. and Pielke, R. A. (1977) 'A numerical study of the airflow over irregular terrain,' *Beitr. Phys. Atmos.*, 50, 98—113.
6. Nappo, C. J. Jr. (1977) 'Meso-scale flow over complex terrain during the eastern Tennessee trajectory experiment-(ETTEX),' *J. appl. Met.*, 16, 1186—96.
7. Ryan, B. C. (1977) 'A mathematical model for diagnosis and prediction of surface winds in mountainous terrain,' *J. appl. Met.*, 16, 571—84.
8. Schwabl, W. (1934) 'Zur Kenntnis der Beeinflussung der Allgemeinströmung durch ein Gebirgstal,' *Met. Zeit.*, 51, 342—5.
9. Sommers, W. T. (1976) 'Mascon — A mass-consistent atmospheric flux model for regions with complex terrain,' *J. appl. Met.*, 17, 241—53.
10. Teschke, T. W. and Yocke, M. A. (1978) 'Numerical modeling of wind fields over mountain regions in California,' in *Conference on Sierra Nevada Meteorology* (Preprint Volume), pp. 83—90, Boston, American Meteorological Society.

4 Климатические характеристики горных районов

Основные факторы и процессы, влияющие на горный климат, обсуждены в главах 2 и 3. Когда рассматриваются такие климатические элементы, как температура или осадки, то их временные и пространственные характеристики неизбежно определяются набором этих действующих совместно факторов — широты, высоты и топографии. Поэтому в данной главе анализируются некоторые основные климатические характеристики горных районов по отдельным климатическим элементам. Сначала рассматриваются балансы энергии и температурные профили склонов. Затем обсуждаются облачность, осадки, другие гидрометеоры и испарение. Приводятся примеры взаимодействия высотных и топографических факторов при создании орографических особенностей в пространственном и временном распределении каждого климатического элемента.

А Баланс энергии

В главе 2 отмечалось, что горным районам уделялось большое внимание в ранних исследованиях солнечной радиации, однако до сих пор энергетический и радиационный баланс горных районов изучен в общем недостаточно. Только Альпы в требуемой мере освещены информацией о пространственном и временном распределении излучения. Эти данные послужили основой для обобщений в области влияния высоты, приведенных в главе 2 (с. 39—48), а в настоящей главе полезным дополнением могут быть лишь данные работ, проведенных в некоторых других горных областях, и некоторые выводы.

Исследования радиации в Альпах показывают, что до высоты приблизительно 3 км суммарная солнечная радиация увеличивается примерно на 7—10 % на 1 км при ясной погоде и на 9—11 %

на 1 км при сплошной облачности, причем характерное вертикальное распределение водяного пара приводит к наиболее быстрому ее увеличению на низких уровнях (с. 35).

Влияние облачности на радиацию в горах весьма существенно, так как на горных склонах облачность наблюдается очень часто. Например, на восточном склоне Передового хребта (штат Колорадо) в среднем за год увеличение радиации с высотой не происходит [5]. Однако в отдельные месяцы в зависимости от облачного покрова может отмечаться уменьшение или рост радиации с высотой (табл. 4.1). Для количественной оценки характерных соотношений между облачностью и радиацией не имеется данных параллельных наблюдений облачности, однако Гринланд [7] оценивает возможные различия радиации, обусловленные облачным покровом, путем сравнения двух синоптических ситуаций. В 1977 г. в Колорадо в течение 16 дней при восходящем по склону потоке на высоте 3480 м была зарегистрирована средняя дневная суммарная радиация 142 Вт/м² по сравнению с 105 Вт/м² в Боулдере, в то время как для такого же числа дней при нисходящем по склону потоке эти средние значения составили соответственно 165 и 188 Вт/м². На восточном склоне Передового хребта погода, обусловленная восходящими по склону потоками с большим количеством облаков нижнего яруса, обычно наблюдается весной, тогда как для зимних месяцев характерна погода, вызванная нисходящими потоками и сопровождающаяся преимущественно облачностью верхнего яруса. Летом там преобладают кучевообразные облака с более интенсивным развитием над горами в утренние часы. Данные о радиации в табл. 4.1 иллюстрируют некоторые из этих сезонных различий.

Таблица 4.1 Средние дневные значения суммарной солнечной радиации на восточном склоне Передового хребта (штат Колорадо) (Вт/м²). По [7]

Станция	Высота над ур. м (м)	Расстояние на восток от водораздела (км) ¹	1965 ²				1977 ³		
			I-II	III-V	VI-IX	X-XII	I-II	III-V	VI
Боулдер	1590	37	—	—	—	—	96	22	262
Шугарлоф	2591	22,5	98	184	229	119	—	—	—
Комо	3048	9,7	117	210	185	111	—	—	—
Найвот-Ридж/граница леса	3480	4,5	—	—	—	—	98	222	248
Найвот-Ридж	3750	2,6	112	221	199	103	—	—	—

¹ Водораздел в этом районе имеет высоту приблизительно 4000 м

² Биметаллические актинографы калиброванные по 50-спайному пиранометру Эппла

³ Пиранометры Эппла

На высокогорных станциях (5000 м и выше) облачные слои обычно тонки и имеют большую прозрачность. Поэтому для г. Логан (5365 м), Юкон, различие в уровнях радиации при

ясной погоде и при облачности (средний покров до 7 баллов) составило в июле 1970 г. лишь 18 % [6]. Данные за июль 1968—1970 гг. свидетельствуют, что в то время как в Клуэйне (787 м) средняя солнечная радиация достигала только 43 % от возможной, на г. Логан она составила 83 % [13, 14]. Такая разность дает среднее увеличение с высотой в 8,7 % на 1 км. Градиент достигает больших значений на низких уровнях и падает до 6 % на 1 км на высотах более 2650 м.

Подробных исследований энергетического баланса в горных областях проводилось немного, имеется также очень мало измерений в отсутствие снежного покрова. Фактически большая часть наблюдений сделана на поверхности ледников в период летней абляции. Некоторые имеющиеся в литературе результаты сведены в табл. 4.2, однако их недостаточно для выводов общего характера.

Корф [9] показал, что в экваториальных Андах на Котопах на высоте 3570 м радиационный баланс за 12 дней в июле в среднем составил 60 % (53 % в ясные дни) от поступающего коротковолнового излучения при альбедо поверхности 0,22. Эти цифры соответствуют данным, приведенным Волошиной [4] для Кавказа на высотах 3000—3500 м (см. рис. 2.11). На Эвересте (28° с. ш.) на высоте 4750 м радиационный баланс за 9 дней в апреле 1963 г. составил 55 % от приходящего коротковолнового излучения при альбедо поверхности 0,16 [10].

По данным для поверхности ледников на Кавказе отчетливо обнаруживается уменьшение с высотой отношения радиационного баланса к приходящему солнечному излучению (рис. 2.11). Фактически, как видно из табл. 4.2 для г. Куелкайя и г. Логан, над снежными поверхностями на больших высотах радиационный баланс часто оказывается отрицательным. Разница в радиационном балансе над снежной (ледяной) поверхностью и бесснежной поверхностью рассмотрена Волошиной [4]. За 20 дней на высоте 3250 м на леднике Карачаул (г. Эльбрус) радиационный баланс составил 119 Вт/м² на обнаженной земле (альбедо 0,10) по сравнению с 111 Вт/м² на ледяной поверхности (альбедо 0,37) на расстоянии всего лишь в 200 м. Хотя обнаженная земля поглощает значительно большую часть солнечной радиации, эффективное излучение ее по меньшей мере в два раза выше, чем над ледяной поверхностью, что приводит к примерно одинаковым балансам.

Данные Ледрю [11, 12] представляют собой одни из наиболее полных рядов измерений в горных областях. Средние цифры за вегетационный период для высоты 3650 м на Найвот-Ридж в штате Колорадо свидетельствуют о больших потоках явного тепла, обусловленных обычно сильной адвекцией холодных западных воздушных масс. Отношение Боуэна ($\beta = H/LE$) составляет от 4 до 6 в дневные часы, что означает значительно большую нехватку влажности, чем это следует из средних значений в табл. 4.2. Температура поверхности в солнечный полдень в тени в течение 41 дня в среднем составила 28 °С по сравнению с 14 °С на уровне метеорологической будки (1,5 м).

Таблица 4 2 Некоторые данные по балансу энергии

Место	Высота (м)	Месяц	S Вт/м ²	α	R_n Вт/м ²	H LE G			Источник
						(% от R_n)			
Эверест (28° с. ш.)	4750	Апрель	291	0,16	161	60	36	4	[10]
Найвот-Ридж (39° с. ш.)	3650	Июль	252	0,17	144	50	38	12	[12]
Туркестанский хр. (41° с. ш.)	3150	Сентябрь	—	0,14	169	71	14	14	[1]
Туркестанский хр. (северный склон, 33°)	3150	„	—	0,20	70	59	28	13	[1]
Туркестанский хр. (южный склон, 31°)	3150	„	—	0,15	206	71	18	11	[1]
Австрийские Альпы (47° с. ш.)									
Хоз-Мут	2560	Июль	367	0,23	183	28	64	8	[16]
Обергургель	1960	„	331	0,20	157	9	89	2	[16]
Ледяная шапка Куелкайя (14° ю. ш.)	5645	„	244	0,80	—2	—	—	—	[8]
Г. Логан (61° с. ш.), снежная поверхность	5365	„	373	0,84	—57 ¹	10	90 ²	0	[6]
Ледник Мак-Колл (69° с. ш.)									
ледяная поверхность	1730	„	226	0,33	72	(78) ³	7	13	
морена	1740	„	226	0,19	71	49	43	8	[17]
снежная поверхность	2140	„	226	0,39	43	(59) ³	63	1	

¹ Здесь H и LE направлены к поверхности.² Включая сублимацию.³ Здесь H направлено к поверхности

Ротт [16] приводит сравнительные данные по двум высотам для Австрийских Альп. Его результаты для ясного дня в июле представлены на рис. 4.1. В условиях безоблачного неба значения приходящей солнечной радиации и радиационного баланса на вы-

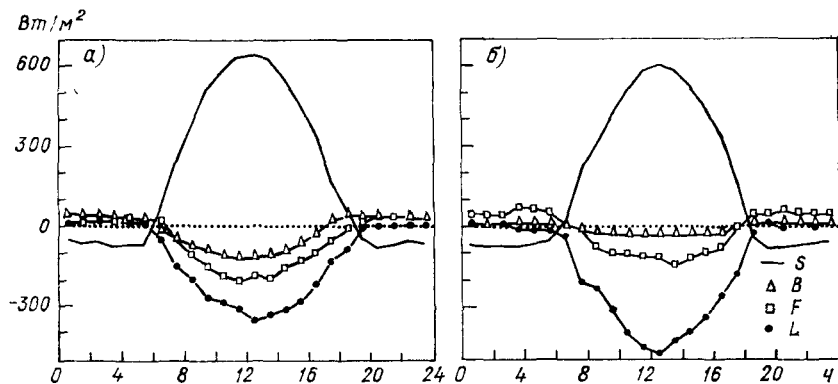


Рис. 4.1. Ежечасные значения компонент баланса энергии в Тирольских Альпах (Австрия) на Обергургль-Визе (1960 м) (а) и Хоз-Мут (2560 м) (б) 12 июля 1977 г. (Из [16].)

S — радиационный баланс, B — поток тепла в почву, F — поток явного тепла, L — поток скрытого тепла. Указано среднее европейское время.

соте г. Хоз-Мут (2560 м) превышают примерно на 10 и 15% соответствующие значения на высоте Обергургль (1960 м) (табл. 4.2). Это связано с большей закрытостью горизонта в Обергурглье, а также с большим атмосферным ослаблением. Скрытая теплота объясняет большую долю доступной энергии на нижней станции, над поверхностью луга, чем на верхней станции, где поверхность покрыта редкой горной травой.

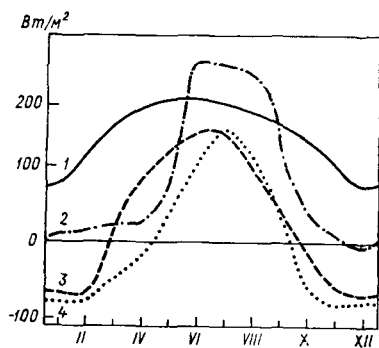


Рис. 4.2. Рассчитанные значения радиационного баланса на обращенных на север (3, 4) и на юг (1, 2) склонах с углом наклона 20° на высотах 400 (1, 3) и 3600 м (2, 4) на Кавказе. (По [3])

В ночные часы в Обергурглье при безоблачном небе отрицательный радиационный баланс, достигающий в среднем $70\text{--}75$ Вт/м², в значительной степени компенсируется потоком явного тепла из воздуха, в то время как на г. Хоз-Мут компенсация происходит как за счет потока тепла из почвы, так и за счет потока явного тепла [16].

Ввиду малочисленности данных наблюдений для горных областей в нескольких источниках рассчитывается радиационный баланс и потоки энергии. На рис. 4.2 представлен радиационный баланс при безоблачном небе для обращенных на север и на юг склонов Кавказа на высотах 400 и 3600 м, вычисленный по уравнениям Кондратьева и Маноловой [3] на основе данных о температуре и альбедо в Тбилиси и Казбеги. Средние значения альбедо составляют 17—21 % в Тбилиси, в Казбеги из-за снежного покрова эти значения изменяются от 75 % в марте—апреле до 20 % в августе [2]. В среднем за год уменьшение радиационного баланса составляет 15—16 % на 1 км как при безоблачном, так и при пасмурном небе. Однако в июне при безоблачном небе наблюдается уменьшение в 7 % на 1 км, а при пасмурном небе — увеличение почти на 4 % на 1 км. По-видимому, этот расчет не полностью отвечает действительности, так как при вычислениях предполагается, что облачные слои расположены на небольшой высоте, в то время как на высоте 3600 м облачность, несомненно, менее плотная, чем на низких уровнях. Тем не менее данные наблюдений в Альпах свидетельствуют, что летом радиационный баланс возрастает с высотой (см. табл. 2.8).

Для той же области Борзенкова [2] приводит годовые значения потоков турбулентного тепла, вычисленные методом Будыко (табл. 4.3). Как для Большого Кавказа, так и для гор Армении поток явного тепла стабильно уменьшается с высотой, в то время как поток скрытого тепла на высотах 2500—3000 м достигает максимума. В более сухих южных областях потери явного тепла немного выше.

Таблица 4.3 Годовые турбулентные потоки на Кавказе ($Вт/м^2$). По [2]

Высота (км)	Большой Кавказ			Горы Армении		
	Явное тепло	Скрытое тепло	Отношение Боуэна	Явное тепло	Скрытое тепло	Отношение Боуэна
Поверхность Земли	44	27	1,65	—	—	—
1	29	44	0,67	32	24	1,33
2	19	55	0,34	23	28	0,81
3	9	44	0,21	13	35	0,38
3,5	4	28	0,14	—	—	—

Также на основе уравнений Будыко были получены аналогичные месячные оценки для Хорватии [15]. Здесь станции расположены на высотах от 120 до 1594 м приблизительно на 45—46° с. ш. На рис. 4.3 показаны сезонные изменения с высотой R_n , H и LE . Зимой ни один из компонентов не изменяется существенно с высотой. Летом, наоборот, до высоты около 700 м R_n остается более или менее постоянным, а затем незначительно уменьшается. Согласно Плешко и Шинику, LE аналогично увеличивается с высотой, возможно, благодаря большему количеству осадков, а далее,

выше примерно 800 м, уменьшается, вероятно, в результате охлаждения за счет повышенного излучения в инфракрасной области и более низких температур подстилающей поверхности. Зимой поток явного тепла слабо отрицателен в связи с зимними инверсиями

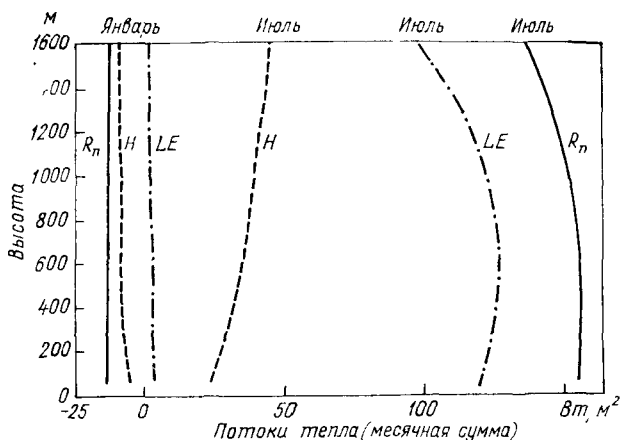


Рис. 4.3. Сезонные изменения радиационного баланса и турбулентных потоков тепла (месячные суммы) в зависимости от высоты в Хорватии. (По [15].)

температуры. Летом H увеличивается с высотой, очевидно, вследствие возрастания влияния адвекции и увеличения температурного градиента воздух—поверхность почвы. Эта модель отличается от рассчитанной Борзенковой для Кавказа. Однако полученные для Хорватии результаты представляются закономерными, хотя, конечно, над снежным покровом H равно нулю или отрицательно.

Список литературы

1. Айзенштат Б. А. (1962) Некоторые черты радиационного режима, теплового баланса и микроклимата горного перевала. *Метеорология и гидрология*, 3, с. 27—32.
2. Борзенкова И. И. (1965) К методике расчета суммарной радиации для условной горной плато. *Труды ГГО*, вып. 179, с. 98—107.
3. Борзенкова И. И. (1967) К вопросу о влиянии местных факторов на приход радиации в горной местности. *Труды ГГО*, вып. 209, с. 70—77.
4. Волошина А. П. (1966) *Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период*. М.: Наука.
5. Barry, R. G. (1973) 'A climatological transect along the east slope of the Front Range, Colorado,' *Arct. Alp. Res.*, 5, 89—110.
6. Brazel, A. J. and Marcus, M. G. (1979) 'Heat exchange across a snow surface at 5365 meters, Mt. Logan, Yukon,' *Arct. Alp. Res.*, 11, 1—16.
7. Greenland, D. (1978) 'Spatial distribution of radiation on the Colorado Front Range,' *Climat. Bull.*, Montreal, 24, 1—14.
8. Hastenrath, S. L. (1978) 'Heat-budget measurements on the Quelccaya ice cap, Peruvian Andes,' *J. Glaciol.*, 20 (82), 85—97.
9. Korff, H. C. (1971) 'Messungen zum Wärmehaushalt in den äquatorialen Anden,' *Ann. Met.*, N. F. 5, 99—102.

10. Kraus, H. (1971) 'A contribution to the heat and radiation budget in the Himalayas,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, A, 20, 175—82.
11. LeDrew, E. F. (1975) 'The energy balance of a mid-latitude alpine site during the growing season, 1973,' *Arct. Alp. Res.* 7, 301—14.
12. LeDrew, E. F. and Weller, G. (1978) 'A comparison of the radiation and energy balance during the growing season for arctic and alpine tundra,' *Arct. Alp. Res.*, 10, 665—78.
13. Marcus, M. G. and Brazel, A. J. (1974) 'Solar radiation measurements at 5365 meters, Mt. Logan, Yukon,' V. C. Bushnell and M. G. Marcus (eds) *Icefield Ranges Research Project, Scientific Results*, vol. 4, pp. 117—19, New York, American Geographical Society.
14. Marcus, M. G. and LaBelle, J. C. (1970) 'Summertime observations at the 5360 meter level, Mount Logan, Yukon, 1968—1969,' *Arct. Alp. Res.*, 2, 103—14.
15. Pleško, N. and Šinik, N. (1978) 'The energy balance in the mountains of Croatia,' *Arbeiten, Zentralanst. Met. Geodynam.*, Vienna, 31, 9,1—9,16.
16. Rott, H. (1979) 'Vergleichende Untersuchungen der Energiebilanz im Hochgebirge,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, A, 28, 211—32.
17. Wendler, G. and Ishikawa, N. (1973) 'Heat balance investigations in an arctic mountainous area in northern Alaska,' *J. appl. Met.*, 12, 955—62.

Б Температура

1 Профиль на склоне

Важнейшим элементом климата горных районов, несомненно, является температура. В большинстве горных областей мира ведутся подробные наблюдения температуры и имеется множество статистических исследований изменения температуры с высотой. Это изменение представляет собой сложную проблему при составлении климатических атласов в силу резких температурных градиентов на небольших расстояниях и их сезонной изменчивости [19]. В некоторых недавно проведенных исследованиях температур в горах, например в [6] и [18], для того чтобы связать температуры с высотой и отделить влияние инверсий от эффектов, обусловленных крутизной склонов, применяется регрессионный анализ. Пильке и Меринг [16], пытаясь уточнить пространственное распределение температуры для одной из областей в северо-западной Виргинии, использовали линейный регрессионный анализ средних месячных температур как функции высоты. Они показали, что корреляции максимальны ($r = -0,95$) летом, как это обычно бывает на средних высотах. Зимой инверсии на низких уровнях вносят большую изменчивость, и, если подобрать подходящие полиномиальные функции или же использовать потенциальные температуры, можно получить лучшие оценки [11]. С целью составления топоклиматических карт для Западных Карпат был аналогичным образом разработан ряд уравнений регрессии [12]. Для этого, как описано в п. 2В4, используются отдельные уравнения регрессии для различных профилей склона. Заметим, что имеется мало попыток описать изменения горной температуры при помощи какой-либо более общей статистической модели.

Хотя в горных областях средние сезонные значения температуры (и других переменных) определяются высотными факторами и ориентацией склонов относительно стран света, есть некоторые основания считать, что кратковременные отклонения, связанные с синоптическими погодными явлениями, подвержены их влиянию не в такой степени. Ферман [9] показал, что летом для станций на поросшем лесом гребне в штате Айдахо дневные максимальные температуры T_i могут быть описаны авторегрессионной моделью второго порядка: $T_i = a_1 T_{i-1} + a_2 T_{i-2}$. Для семи участков северной и южной ориентации в диапазоне высот свыше 1000 м значение a_1 находилось в интервале 0,795—0,890, что указывало на сильную зависимость от T_{i-1} (минимальной температуры предыдущего дня), в то время как a_2 изменялось от $-0,004$ до $-0,176$. Было показано, что различия в коэффициентах a_1 между участками являются результатом различий выборок, кроме того, обнаружилась независимость распределения вероятности отклонений от местоположения. Пока не ясно, насколько широко эти результаты применимы к горам иных высот. Следует также отметить, что если суточные максимальные температуры тесно связаны с суммами радиации, то минимальные температуры значительно больше зависят от местоположения, особенно при наличии стока холодного воздуха.

Большая часть исследований градиентов температуры над склонами опирается на данные станций, расположенных на вершине и у основания гор, хотя в отдельных случаях предпринимались попытки получения детальных разрезов. Например, летом 1882 и 1883 гг. С. Л. Рагге с помощниками ежедневно поднимался на г. Бен-Невис и проводил наблюдения на восьми расположенных на склоне постах [3]. Однако полученные таким образом разрезы обладают тем недостатком, что между наблюдениями имеется разница во времени, требующая вычисления средних при подъеме и спуске.

Вагнер [20] получил непрерывный разрез для г. Нордкетте севернее Инсбрука, так как использовал для подъема и спуска канатную дорогу. Температуры определялись через каждые 5 с с помощью подвешенного к кабине аспирационного термометра. На рис. 4.4 показаны четыре профиля: 1 и 3 при подъеме между 08 ч и 08 ч 50 мин и между 15 ч и 15 ч 50 мин, 2 и 4 при спуске между 10 ч 15 мин и 11 ч и между 18 ч 5 мин и 18 ч 35 мин. Утром там была, как правило, сплошная облачность, которая полностью рассеивалась к полудню, днем происходило развитие кучевой облачности и к вечеру снова наблюдалось прояснение. По утреннему профилю обнаруживается изменение T лишь на 4°C в интервале высот 1700 м, но уже к 10 ч имеется заметный нагрев на более крутых южных склонах ниже Хафелькара, а также на нижних уровнях у Хунгербурга (хотя там термометр располагался всего на высоте 1 м над склоном). Наблюдается также существенное увеличение микромасштабной неравномерности между 08 ч 30 мин и 10 ч 30 мин, и это еще более резко выражено днем,

когда неравномерность наиболее заметна на покрытом лесом участке (1300—1700 м). Вагнер предполагает, что такая неравномерная картина связана с растительным покровом, действующим в качестве главной деятельной поверхности. Резкое охлаждение непосредственно над Зеегруббе, как видно по кривым 3 и 4, отмечает ложину, над которой кабина проходит на высоте 70 м над землей. Чуть ниже 750 м ясно видно влияние затененного оврага (кроме кривой для позднего утра). Последний разрез (весь склон уже находится в тени) имеет в значительной степени плавный профиль. То что верхний покрытый лесом участок относительно теплее, незаметно, и средний градиент температуры

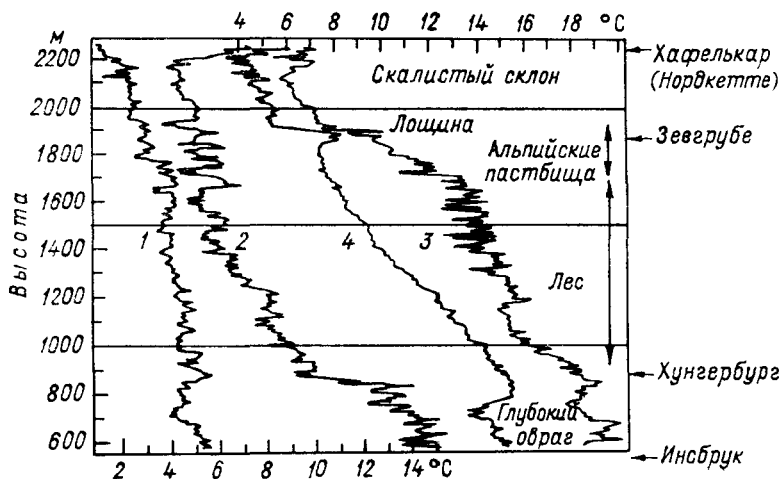


Рис. 4.4. Температуры на склонах г. Нордкетте близ Инсбрука 2 апреля 1930 г. (По [20].)

между 900 и 2200 м равен $0,85^{\circ}\text{C}$ на 100 м, т. е. он почти адиабатический.

Другой разрез, полученный Вагнером 23 ноября 1929 г., обнаружил снижение фёнового слоя над приземной инверсией. Последняя продолжала существовать в слое толщиной всего около 60 м в течение 8 ч днем, пока фён не достиг дна долины.

Аналогичный подход был использован Рейтером и Сладковичем [17] в недавно проведенных измерениях на Цугшпитце. Вертикальные градиенты температуры, определенные при наблюдениях на канатной дороге, сопоставлялись с коэффициентом турбулентной диффузии, полученным путем измерений количества радона и $Ra B$. Во все дни без тумана или осадков и при облачности верхнего яруса ≤ 5 баллов, они получили корреляции примерно $-0,7$ для слоя между 1800 и 3000 м. Для неустойчивых условий в слое между 700 и 1800 м были получены аналогичные значения, однако при устойчивых условиях корреляции между вертикальным градиентом и коэффициентом обмена для этого слоя отсутствует. Анализ, проведенный указанными авторами,

дает полезную информацию для оценки потенциала рассеяния аэрозоля в горных условиях (см. п. 6В).

Такие подробные исследования дают возможность лучше изучить мелкокомпабштабную пространственную и временную изменчивость и показывают необходимость более тщательного выбора местоположения пунктов наблюдений и тщательной интерпретации вертикальных градиентов над склонами, полученных на основе данных небольшого числа станций в фиксированные моменты

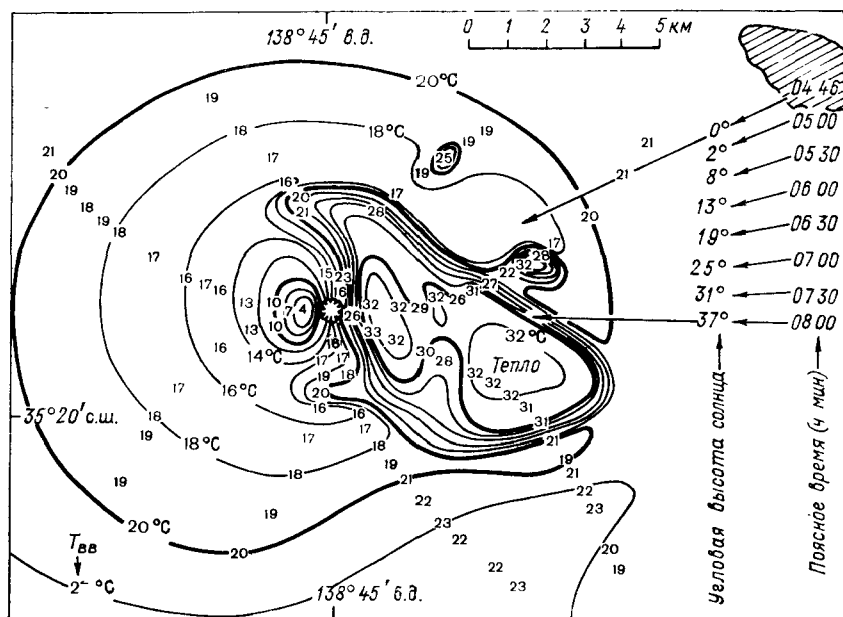


Рис. 4.5. Эквивалентные температуры черного тела T_{vv} , измеренные радиационным термометром с самолета над влк. Фудзияма в 07 ч 43 мин—07 ч 56 мин по поясному времени 28 июля 1967 г. (Из [8].)

Высота солнца и азимут показаны с момента восхода солнца.

времени. Другим средством определения ярких (радиационных) температур над склонами гор является воздушная съемка с использованием радиационного термометра [8], однако такие данные непросто преобразовать в абсолютные значения и их получение требует больших затрат. Кроме того, размер зоны, находящейся в поле зрения прибора, по-видимому, имеет порядок сотен метров в поперечнике и изменяется случайным образом при полете самолета над местностью. Тем не менее проведенные Фудзитой и сотр. исследования на влк. Фудзияма позволили сделать интересный вывод: под влиянием солнечного нагрева скалистых склонов у земной поверхности устанавливаются практически одинаковые температуры с пренебрежимыми различиями, зависящими от высоты (рис. 4.5). Независимо проведенные измерения на

склонах при схожих условиях показали, что, в отличие от того как быстро нагревается поверхность, повышение температуры на уровне метеорологической будки происходит очень медленно.

Маккутчан [14] разработал метод предсказания приземной температуры в гористой местности с использованием данных 12- и 24-часового регионального прогноза, полученных на основе модели с ограниченной по площади мелкоячейистой сеткой Национальной службы погоды США (LFM). Суточное изменение температуры представлено первыми двумя гармоническими членами:

$$T_t \approx A \left[\left(a_0 + a_1 \cos \frac{\pi t}{12} + b_1 \sin \frac{\pi t}{12} + a_2 \cos \frac{\pi t}{6} + b_2 \sin \frac{\pi t}{6} \right) - B_t \right],$$

где A — параметр ориентации, зависящий от солнечной радиации; a_0 — средняя температура; a_1, b_1 — коэффициенты первой гармоники; a_2, b_2 — коэффициенты второй гармоники; B_t — функция состояния склона, которая зависит от времени, рода синоптического процесса и высоты. Дискриминантным анализом по температуре и условиям увлажнения были выделены пять типов синоптических процессов. Вначале в модели независимо вычисляются каждый из коэффициентов Фурье с использованием шагового регрессионного анализа по наблюдаемой температуре, точке росы и скорости ветра у поверхности, сведений карты 850 гПа, класса погоды, синуса и косинуса юлианских дней, а также 12- и 24-часовых прогностических величин по LFM. На этой основе Маккутчан разработал прогноз приземной температуры с заблаговременностью до 36 ч для гор Сан-Бернардино в южной Калифорнии. В районах, где имеются менее детальные прогнозы, необходимо разрабатывать другие методы, но в любом случае основным фактором для них будет местоположение опорных станций.

2 Теплые пояса

В п. 3Б1 рассматривалось влияние ночного излучения на сток воздуха вниз по склону. При таких условиях во время ясной безветренной погоды образуются озера холодного воздуха на дне долин при высоких температурах на склоне; эта зона высоких температур называется теплым поясом. Считается, что первое описание таких зон дал в 1861 г. фермер Сайлас Макдоуэлл, живший в южных Аппалачских горах в штате Северная Каролина [4, 7]. В этой области теплый пояс в среднем сосредоточен на высоте около 350 м надо дном долины [5]. Вероятность весенних заморозков в этой зоне меньше, поэтому она имеет важное значение для садоводства и сельского хозяйства.

Впоследствии во многих районах мира проводились активные исследования теплых поясов и высот распространения инверсии на склонах долин. В Баварии Р. Гейгер с сотр. изучил вертикальное распределение температур на г. Гроссе-Арбер (1447 м) и показал, что на склоне суточные колебания температур более умеренные, в частности, при ясной погоде весной. На склонах и на

вершинах колебания относительной влажности также меньше, чем на дне долины (см. [10, с. 432—437]). В том же районе Баумгартнер [2] провел детальные климатологические и фенологические исследования на г. Грос-Фалькенштейн (1312 м). Он показал, что в теплом поясе вегетационный период (определяемый фенологически) на 1—2 недели дольше, чем на дне долины 200 м ниже, либо примерно 100 м выше по склону. Этот эффект также проявляется в более раннем таянии снегов [21]. Следовательно, это явление, характерное преимущественно для ясной погоды, достаточно сильно и проявляется в климатологическом смысле. Наблюдения, проводившиеся Аулицким [1] с июня 1954 по май

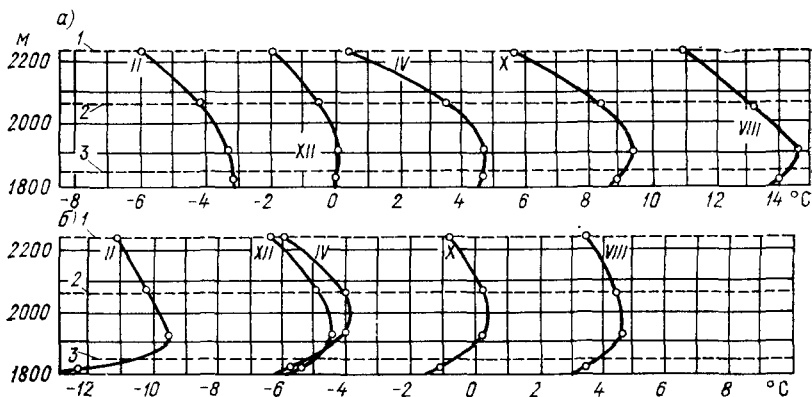


Рис. 4.6. Средние месячные максимумы (а) и минимумы (б) температуры воздуха (1945—1955 гг.) близ границы леса на западо-северо-западном склоне около Обергургля. (По [1].)

1 — граница произрастания древесной растительности; 2 — верхняя высота границы леса; 3 — нижняя высота границы леса.

1955 г. на г. Эцтал вблизи Обергургля в Австрии, показали, что по данным о средних месячных минимальных температурах интенсивность инверсии в среднем составляет 3°C зимой и $1,5^{\circ}\text{C}$ летом, но по средним месячным температурам эти интенсивности равнялись соответственно 1 и $0,2^{\circ}\text{C}$ (рис. 4.6 а).

О высоте теплового пояса относительно дна долины ведется широкая дискуссия. Обресска-Старкель [15] обобщила данные наблюдений в горных долинах Европы о средней высоте верхней границы слоя инверсии, обуславливающей теплый пояс. Эта высота аппроксимирует центр пояса (см. также [22, с. 434]). Ее данные показывают, что в холмистой области с относительными превышениями 500 м и менее середина теплового пояса лежит обычно на 100—400 м надо дном долины. Работа Аулицкого на г. Эцтал свидетельствует, что в высоких горах пояс расположен на высоте 350 м надо дном долины летом и 700 м зимой (рис. 4.6 б). Такая разница, возможно, связана с более глубоким

слоем холодного воздуха зимой и возможностью существования более устойчивых инверсионных условий. Тем не менее исследования Коха [13] показывают, что для определения высоты теплого пояса профиль местности более важен, чем относительный рельеф или абсолютное превышение. Обычно пояс расположен на наиболее крутом участке бортов долины, поскольку уклон является фактором, от которого зависит сток воздуха.

Список литературы

1. Aultizky, H. (1967) 'Lage und Ausmass der "warmen Hangzone" in einen Querthal der Innenalp,' *Ann. Met.*, 3, 159—65.
2. Baumgartner, A. (1960—62) 'Die Lufttemperatur als Standortsfaktor am Grossen Falkenstein,' 1, *Forstwiss. Centralblatt*, 79, 362—73; 2, *Forstwiss. Centralblatt*, 80, 107—20; 3, *Forstwiss. Centralblatt*, 81, 17—47.
3. Buchan, A. (1890) 'The meteorology of Ben Nevis,' *Trans. R. Soc. Edin.*, 34, XVII—LXI.
4. Chickering, J. W., Jr. (1884) 'Thermal belts,' *Am. Met. J.*, 1, 213—18.
5. Cox, H. J. (1923) 'Thermal belts and fruit growing in North Carolina,' *Mon. Weather Rev.*, *Suppl.*, 19.
6. Douguédroit, A. and Saintignon, F. F. de (1970) 'Methode de l'étude de la décroissance des temperatures en montagne de latitude moyenne: exemple des Alpes françaises du sud,' *Rev. Géog. Alp.*, 58, 453—72.
7. Dunbar, G. S. (1966) 'Thermal belts in North Carolina,' *Geog. Rev.*, 56, 516—26.
8. Fujita, T., Baralt, G. and Tsuchiya, K. (1968) 'Aerial measurement of radiation temperatures over Mt. Fuji and Tokyo areas and their application to the determination of ground- and water-surface temperatures,' *J. appl. Met.*, 7, 801—16.
9. Furman, R. W. (1978) 'Wildfire zones on a mountain ridge,' *Ann. Ass. Am. Geog.*, 68, 89—94.
10. Geiger, R. (1965) *The Climate Near the Ground*, pp. 417—18, 430—42, 453—4, Cambridge, Mass., Harvard University Press.
11. Hennessy, J. P., Jr. (1979) 'Comments on "Use of mesoscale climatology in mountainous terrain to improve the spatial representation of mean monthly temperatures"', *Mon. Weather Rev.*, 107, 352—3.
12. Hess, M., Niedzwiedz, T. and Obrebska-Starkel, B. (1975) 'The methods of constructing climatic maps of various scales for mountainous and upland territories, exemplified by the maps prepared for southern Poland,' *Geog. Polonica*, 31, 163—87.
13. Koch, H. G. (1961) 'Die warme Hangzone. Neue Anschauungen zur nachtllichen Kaltluftschichtung in Tälern und an Hängen,' *Zeit. Met.*, 15, 151—71.
14. McCutchan, M. H. (1976) 'Diagnosing and predicting surface temperature in mountainous terrain,' *Mon. Weather Rev.*, 104, 1044—51.
15. Obrebska-Starkel, B. (1970) 'Über die thermische Temperaturschichtung in Bergtälern,' *Acta Climat.*, 9, 33—47.
16. Pielke, R. A. and Mehring, P. (1977) 'Use of mesoscale climatology in mountainous terrain to improve the spatial representation of mean monthly temperatures,' *Mon. Weather Rev.*, 105, 108—12.
17. Reiter, R. and Sladkovic, P. (1970) 'Control of vertical transport of aerosols between 700 and 3000 metres by lapse rate and fine structure of temperature,' *J. Geophys. Res.*, 75, 3065—75.
18. Saintignon, M. F. de, (1976) 'Décroissance de températures en montagne de latitude moyenne: exemple des Alpes françaises du Nord,' *Rev. Géog. Alp.*, 64, 483—94.
19. Steinhauser, F. (1967) 'Methods of evaluation and drawing of climatic maps in mountainous countries,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 15, 329—58.
20. Wagner, A. (1930) 'Über die Feinstruktur des Temperaturgradienten längs Berghängen,' *Zeit. Geophys.*, 6, 310—18.

21. Waldemann, G. (1959) 'Schnee und Bodenfrost als Standortfaktoren am Grossen Falkenstein,' *Forstwiss. Centralblatt.*, 78, 98—108.
22. Yoshino, M. M. (1975) *Climate in a Small Area*, pp. 429—34, Tokyo, University of Tokyo Press.

В Облачность

Над горами облачный покров, как правило, более мощный и наблюдается чаще, чем над окружающими низинами. Это обусловлено в основном механическим подъемом, когда поток воздуха натекает на топографическое препятствие, хотя этот процесс может усиливаться конвекцией, вызванной нагреванием склонов. Когда облако уже существует, замедление тока воздуха горным препятствием приводит к увеличению влагосодержания в облаке [14]. При вынужденном подъеме частица воздуха расширяется вследствие более низкого давления окружающего воздуха и, следовательно, охлаждается. При этом предполагается, что между данной частицей и окружающим ее воздухом теплообмен не происходит, т. е. что процесс адиабатический. Скорость охлаждения для ненасыщенного воздуха можно определить следующим образом. По первому закону термодинамики теплота dQ , сообщенная единице массы газа, должна быть уравновешена увеличением внутренней энергии газа и работой, произведенной газом в объеме. Для адиабатического процесса $dQ = 0$ и изменение внутренней энергии и произведенная объемом газа работа также в сумме дают нуль. Можно записать:

$$c_p dT - V dp = 0,$$

где c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении ($\approx 1,0 \cdot 10^3$ Дж/(кг·К)), V — удельный объем газа. Подставляя выражение для dp из гидростатического уравнения, получаем:

$$dp/dz = -g\rho,$$

где $g = 9,81$ м/с² и ρ — плотность воздуха. Поскольку $V\rho = 1$, изменение температуры в восходящем объеме воздуха можно также выразить как

$$c_p dT + g dz = 0.$$

Отсюда вертикальный градиент

$$dT/dz = -g/c_p.$$

Этот сухоадиабатический вертикальный градиент ($\Gamma = dT/dz$) имеет значение 9,8 К/км и при подъеме отрицателен. Если интересующий нас объем или частица воздуха поднимается выше уровня конденсации, то начинается процесс облакообразования. При дальнейшем подъеме охлаждение происходит с несколько меньшей скоростью (в этом случае говорят о влажноадиабатическом вертикальном градиенте температуры), что связано

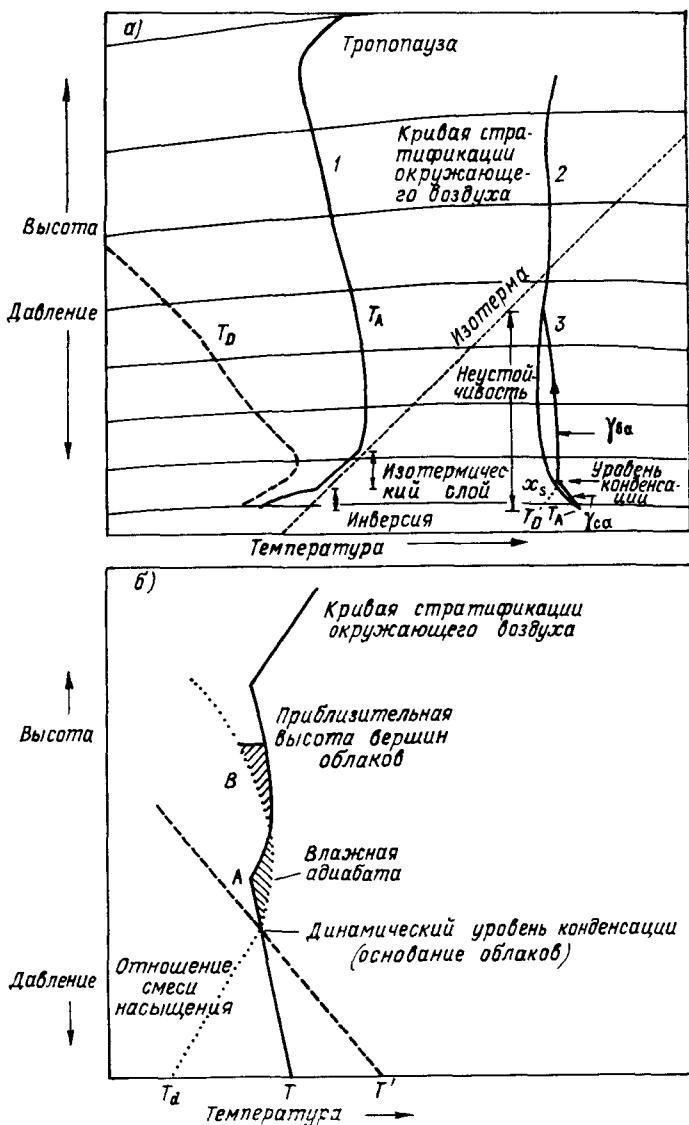


Рис. 4.7. Терфигурма. (Из [1].)

a — типичные кривые стратификации окружающего воздуха для устойчивого (1) и неустойчивого (2) случаев, а также кривая состояния поднимающейся частицы воздуха (3); T_A — температура воздуха, T_D — температура точки росы, *b* — образование облаков вследствие нагревания подстилающей поверхности; T — приземная температура; T' — приземная температура в результате местного нагревания, T_d — температура точки росы у земной поверхности. Площадь *A* равна площади *B*.

с высвобождением скрытой теплоты, которая частично компенсирует охлаждение.

Гипотетическая кривая, описывающая свойства восходящего объема воздуха на адиабатном графике (так называемая кривая состояния), показана на рис. 4.7а. График построен в координатах температуры и $p^{0,288}$. Заметим, что $T/p^{0,288}$ имеет постоянное значение, а потенциальная температура θ определяется из выражения $\theta = T(1000/p)^{0,288}$. На рис. 4.7б также отмечен динамический уровень конденсации для поднимающегося воздуха — пересечение сухой адиабаты (или кривой θ), проходящей через точку начальной температуры воздуха T_A , с линией отношения смеси насыщения, проходящей через температуру точки росы T_D ; T_A и T_D берутся для уровня метеорологической будки. Если мы допустим, что в дневное время T_A возрастает, то определенный аналогичным

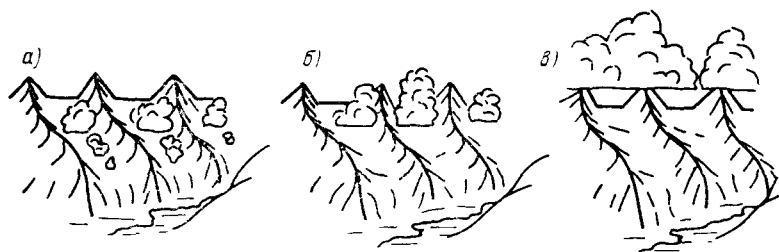


Рис 4.8 Развитие кучевых облаков в дневное время над обращенными на юг склонами в альпийской местности (Из [17])

а — 07 ч, б — 09 ч, в — 13 ч по Гринвичу

образом уровень конденсации при конвективном подъеме покажет, что нижняя граница облаков должна находиться выше. Это явление действительно наблюдается в процессе дневного нагревания. Имеется ползное эмпирическое соотношение, по которому высота основания кучевого облака (м), возникшего в результате нагревания поверхности, приблизительно равна $120(T_A - T_D)$, где T_A и T_D выражены в °С. Флири [2] выразил это же соотношение через температуры и относительную влажность.

Влияние дневного нагревания на образование кучевых облаков в горах Тироля было описано Такером [17]. Утром над южными склонами боковых долин, примыкающих к главным долинам, образуются малые разорванно-кучевые облака (рис. 4.8). Позднее, по мере того как дневное нагревание повышает общий уровень конденсации, основной рост кучевых облаков происходит над гребнями хребтов, разделяющих главные долины. Такой подъем общего уровня конденсации отчетливо наблюдается и в центральных горных областях Папуа — Новой Гвинеи, где ночные слоистообразные облака в долинах на высоте 1800—2000 м обычно рассеиваются не позднее чем через час после восхода солнца, а вместо них образуются разорванно-кучевые облака на склонах. В тече-

ние 2—3 ч кучевые облака могут распространиться на более высокие склоны до высоты 3500 м и вверх к верховьям долин.

Метод частицы является полезным приближением, когда воздушный поток пересекает горную преграду, но в действительности последний поднимается слоем. В процессе такого подъема вертикальный градиент γ слоя в целом меняется: если $\gamma > \Gamma$ (сверхадиабатический вертикальный градиент), то при подъеме γ уменьшается и слой стабилизируется, если $\gamma < \Gamma$ (субадиабатический вертикальный градиент), то при подъеме γ увеличивается, что приводит к дестабилизации слоя.

Кроме того, если нижняя часть слоя имеет большее влагосодержание, то при данном подъеме воздух на этих уровнях достигнет насыщения быстрее, чем на вершине слоя. Следовательно, при дальнейшем подъеме вертикальный градиент в слое растет. Это явление известно под названием потенциальной или конвективной неустойчивости.

Тип облачности в горных районах преимущественно определяется характеристиками воздушной массы и, следовательно, связан с региональными климатическими условиями. В п. ЗАЗ уже рассматривались особые горные типы облачности, обусловленные мезомасштабным движением воздуха. Для западных побережий умеренных широт характерна слоистообразная облачность, которая часто проявляется в виде горного тумана, окутывающего высокогорья, особенно зимой. Такие условия нередко возникают в горах северо-западной Европы и на западе Северной Америки (см. с. 265). Если в воздушной массе благодаря турбулентному перемешиванию уже существуют слоистые облака, то орографический подъем стремится понизить их нижнюю границу. Зачастую нелегко отличить облака, образованные орографией, от облаков, наблюдающихся в циклонической системе. Радиоветровые наблюдения в горах Сан-Хуан на юго-западе штата Колорадо [6] показывают, что в зимних орографических облачных системах, как правило, имеется влажный слой, распространяющийся примерно на 1500—2000 м выше среднего уровня вершин (3500—3800 м), над которым на высоте около 500 м наблюдается устойчивый сухой слой. Напротив, мощные циклонические штормовые облака могут распространяться вплоть до уровня 300 гПа.

В континентальных и субтропических—тропических областях, а также летом в умеренных широтах преобладает конвективный тип облачности. В пространственном распределении восходящих конвективных потоков (термиков) в горных областях ярко выражено влияние топографических факторов. Так, например, между затененными и освещенными склонами могут наблюдаться резкие различия. Фудзита и сотр. [4] описали быстрое развитие кучевой облачности над склоном влк. Фудзияма между 08 ч 45 мин и 09 ч 15 мин в июле по мере того, как высота солнца увеличивалась от 47 до 53°, а приземная температура на скалистых склонах превысила 30°C (см. рис. 4.5). Летом в дневное время приземные температуры в горах в умеренных широтах, как правило, мало

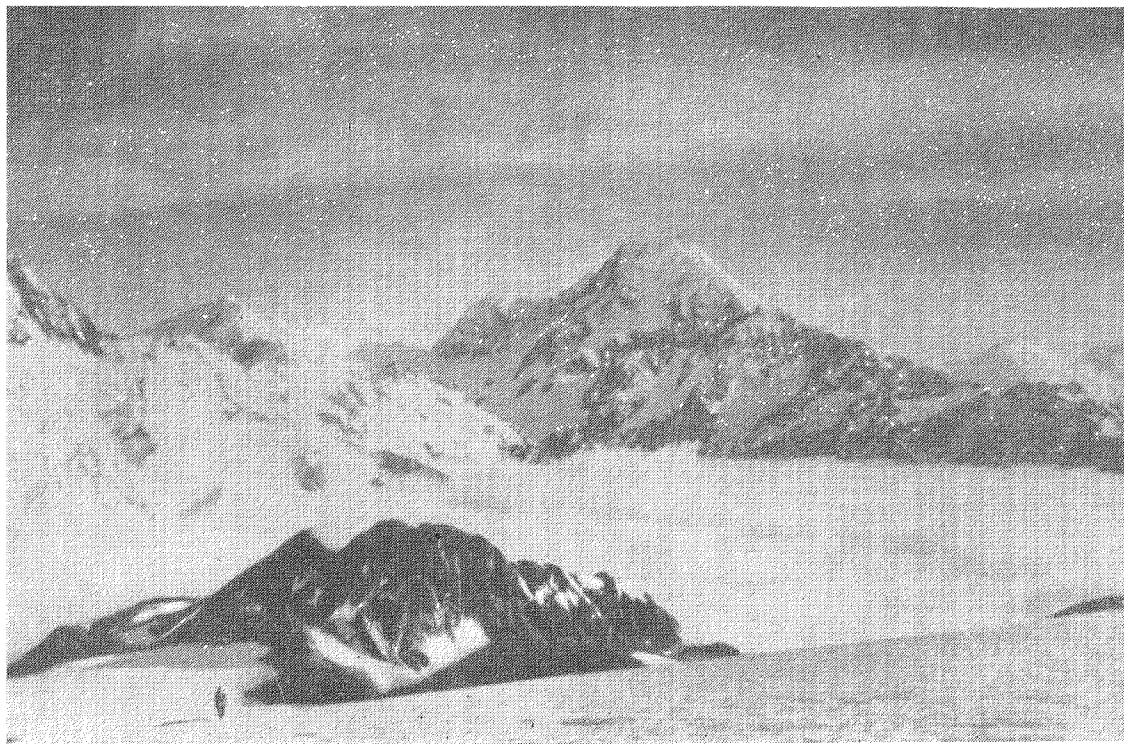


Фото 4. Вид с г. Аннет (2241 м) в северном направлении на г. Кука (3764 м), Южные Альпы, Новая Зеландия, декабрь 1966 г. (Н. Кейц, ИНСТААР, Колорадский университет).

Гора видна над слоистообразными облаками, заполняющими долины ледников Мюллер и Хукер.



Фото 5. Вид на восток с г. Найвот-Ридж (3600 м), Передовой хребет, штат Колорадо, 12 сентября 1970 г.

Видны слоисто-кучевые облака, распространяющиеся от Великих равнин и заполняющие горные долины. Великие равнины находятся под влиянием холодного северо-восточного воздушного потока, связанного с антициклоном на северо-западе.

отличаются от соответствующих температур в прилегающих долинах, поскольку изменение радиационного баланса с высотой мало [10, 15]. Следовательно, в горах потенциальные температуры выше. Например, в штате Айдахо, по данным Маккриди, для летних дней на высотах от 700 до 1700 м средний градиент потенциальной температуры равен 2,9 К/км при максимальном значении 5,5 К/км. Поэтому термики быстрее образуются над высокими областями, хотя в силу более высоких потенциальных температур основания облаков над этими участками также расположены выше. В такой местности разница высот между основаниями кучевых облаков над долинами и над вершинами составляет около половины относительного превышения между долинами

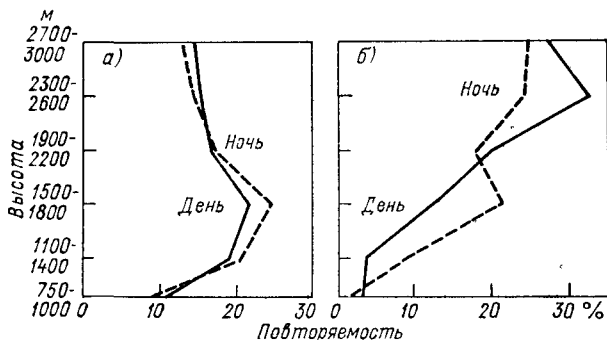


Рис. 4.9. Распределение повторяемости высоты верхней границы слоистообразных облаков зимой (а) и летом (б) по наблюдениям с Цугшпитце в 1939—1948 гг. (По [5].)

и вершинами (в предположении, что кучевые облака образуются на том и другом уровне).

Рассмотренная модель более сильного конвективного движения над возвышенностями подтверждается наблюдениями Силвермана [16] в горах Санта-Каталина (штат Аризона), которые возвышаются на 2000 м над окружающей местностью. Однако расположение облаков относительно линии гребня определяется полем ветра, и в большинстве случаев трудно разделить влияющие на конвекцию факторы — нагревание склонов, с одной стороны, и подъем — с другой [7, 8, 11, 12]. Фудзита [3] также показал, что горный массив, такой, как Сан-Франциско-Пикс в штате Аризона, может стать причиной расщепления системы конвективных ливней, обусловленных влиянием подветренного турбулентного следа с циклоническим вихрем скорости на правой стороне и антициклоническим вихрем скорости на левой стороне, если смотреть вниз по течению.

Характерной проблемой, связанной с получением информации об облачности с горных станций, является частое затемнение поля зрения облаком на уровне станции, т. е. горный туман. Более того, вершины облаков, особенно зимой, могут находиться ниже

станции (фото 4, 5). Наблюдения с Цугшпитце за 1939—1948 гг. показывают, что для совокупности из 5650 наблюдений как днем, так и ночью в зимнее время (рис. 4.9) вершины слоистообразных облаков, ограниченные слоем инверсии, имеют максимальную повторяемость на высоте 1500—1800 м. В период с апреля по сентябрь для совокупности из 1865 наблюдений вершины слоистообразных облаков наиболее часто находятся на высоте около 2600 м с вторичным ночным максимумом на высоте 1500—1800 м. Хауэр [5] отмечает, что объяснение ночного распределения для случая, когда вершины облаков часто встречаются выше 2700 м, вероятно, связано с устойчивостью слоя слоисто-кучевых облаков, образовавшихся при растекании кучевой облачности дневной конвекции в непосредственной близости от гор.

Некоторые практические проблемы наблюдения облачности на высокогорных станциях возникают из-за того, что основание облаков нижнего яруса, в том числе слоисто-кучевых и кучевых, находится в диапазоне высот 0—2 км [19], в то время как над обширными горными областями оно может находиться на абсолютной высоте, типичной для облаков среднего яруса в соответствии с синоптическим кодом. Кроме того, в горных областях наблюдаются различные сочетания облаков и их форм, такие, как хаотическое «фёновое небо» и разорванные типы облачности, которые не полностью соответствуют цифрам кода [9, 18].

Список литературы

1. Barry, R. G. and Chorley, R. J. (1976) *Atmosphere, Weather and Climate*, 3rd edn, London, Methuen.
2. Fliri, F. (1967) 'Über die klimatologische Bedeutung der Kondensationshöhe im Gebirge,' *Die Erde*, 98, 203—10.
3. Fujita, T. (1967) 'Mesoscale aspects of orographic influences on flow and precipitation patterns,' in E. R. Reiter and J. L. Rasmussen (eds), *Proceedings of the Symposium on Mountain Meteorology, Atmos. Sci. Pap. No. 122*, pp. 131—46, Fort Collins, Colorado, Colorado State University.
4. Fujita, T., Baralt, G. and Tsuchiya, K. (1968) 'Aerial measurements of radiation temperatures over Mt. Fuji and Tokyo areas and their application to the determination of ground- and water-surface temperatures,' *J. appl. Met.*, 7, 801—16.
5. Hauer, H. (1950) 'Klima und Wetter der Zugspitze,' *Berichte d. Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone*, 16.
6. Hjernstad, L. M. (1975) *Final Comprehensive Operations Report 1970—75 Season, Colorado River Basin Pilot Project*, EG & G (Report AL-1200), Albuquerque, New Mexico.
7. Hosler, C. L., Davis, L. G. and Booker, D. R. (1963) 'Modification of convective systems by terrain with local relief of several hundred metres,' *Zeit. angew. Math. Phys.*, 14, 410—18.
8. Kuo, J. T. and Orville, H. D. (1973) 'A radar climatology of summertime convective clouds in the Black Hills,' *J. appl. Met.*, 12, 359—73.
9. Küttner, J. and Model, E. (1948) 'Verschlüsselungsschwierigkeiten auf Bergstationen,' *Zeit. Met.*, 2, 139—41.
10. MacCready, P. B. (1955) 'High and low elevations as thermal source regions,' *Weather*, 10, 35—40.
11. Orville, H. D. (1965a) 'A numerical study on the initiation of cumulus clouds over mountainous terrain,' *J. Atmos. Sci.*, 22, 684—99.

12. Orville, H. D. (1965b) 'A photogrammetric study of the initiation of cumulus clouds over mountainous terrain,' *J. Atmos. Sci.*, 22, 700—9.
13. Orville, H. D. (1968) 'Ambient wind effects on the initiation and development of cumulus clouds over mountains,' *J. Atmos. Sci.*, 25, 385—403.
14. Pedgley, D. E. (1971) 'Some weather patterns in Snowdonia,' *Weather*, 26, 412—44.
15. Scorer, R. S. (1955) 'The growth of cumulus over mountains' *Arch. Met. Geophys Biokl*, A8, 25—34.
16. Silverman, B. A. (1960) 'The effect of a mountain on convection,' in C. E. Anderson (ed.) *Cumulus Dynamics*, pp. 4—27, New York, Pergamon Press.
17. Tucker, G. B. (1954) 'Mountain cumulus,' *Weather*, 9, 198—200.
18. World Meteorological Organization (1956) *International Cloud Atlas* (Abridged), Geneva, World Meteorological Organization.
19. World Meteorological Organization (1975) *Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors: International Cloud Atlas*, vol. I, Geneva, World Meteorological Organization, No. 407.

Г Осадки

1 Процессы выпадения осадков

Влияние горных преград на распределение и количество осадков давно является предметом дискуссий и полемики (см., например, [11]). Эта проблема возникает из-за малого количества высокогорных станций, а также дополнительных трудностей, связанных с определением вклада снегопадов в суммарное количество осадков, особенно на ветреных участках. Солтер [89] проанализировал данные по Великобритании и пришел к выводу, что влияние высоты на вертикальное распределение осадков в различных географических районах разное. Чтобы достаточно полно изучить эти различия, необходимо рассмотреть основные процессы конденсации, а также влияние гор на режимы облачности и осадков.

Как показал Флири [28], важно различать конвективные и внутримассовые ситуации. Речь идет о таких определяющих факторах, как вертикальные профили влажности и скорости ветра. В нижней тропосфере содержание водяного пара убывает с высотой очень быстро (см. с. 34), так что на высоте 3 км оно уменьшается обычно до одной трети значения на уровне моря. Поэтому можно было бы ожидать, что с высотой количество осадков будет аналогично уменьшаться, однако доминирующими факторами являются конвергенция потока водяного пара, водность в облаках и вертикальный профиль ветра.

В простой конвективной облачной системе (где наблюдаются только вертикальные перемещения) максимум количества осадков должен иметь место вблизи основания облака, где количество и размер падающих капель наибольшие,— до того, как они начнут испаряться. В кучево-дождевых облаках с сильными восходящими потоками капли могут переноситься вверх, так что зона максимума осадков приподнимается выше основания облака.

Вертикальное распределение осадков в тропиках, где высота основания облаков обычно составляет в прибрежных районах

примерно 500—700 м, а во внутренних — 600—1000 м, обычно имеет конвективный характер. Как отмечал Вейшет [109], максимальное количество осадков выпадает там, как правило, между 1000 и 1500 м. Эта особенность ярко выражена в зоне с пассатной инверсией, над которой воздух очень сухой. Например, на восточных склонах Мауна-Лоа (штат Гавайи) на высоте 700 м выпадает более 550 см осадков, в то время как вершина (3298 м) получает лишь 44 см осадков. Аналогичные тенденции обнаружены на наветренных склонах прибрежных горных систем Центральной Америки [38]. Флон [31] указывает, что во внутритропической зоне конвергенции количество осадков на высоте более 3000 м составляет только 10—30 % от количества осадков в зоне максимума (например, г. Кения и г. Камерун).

В умеренных широтах, по крайней мере в холодную половину года, осадкообразование в основном определяется условиями адвекции. Мощный вынужденный подъем воздуха над горной преградой определяет уровень конденсации (с. 176). Этот подъем может усилить общие вертикальные движения в циклонической системе либо создать условную неустойчивость и ливни, особенно в потоках морского полярного воздуха [98].

В тропических восточных течениях скорости ветра уменьшаются с высотой, в умеренных широтах скорости западных ветров, как правило, с высотой возрастают. Согласно оценкам Хавлика [39] для станций в Альпах, этот рост более чем компенсирует вертикальное падение содержания влаги, по меньшей мере до высоты 700 гПа. По данным восьми вертикальных разрезов годовых осадков в зависимости от высоты Хавлик показывает, что суммы осадков увеличиваются вплоть до самых высоких станций на высоте примерно 3500 м. Лишь небольшая часть этого увеличения может быть отнесена на счет большего числа дней с осадками. Почти половина прироста приходится на дни, когда на горных станциях выпадало 30 мм осадков в день. Это происходило обычно в теплом секторе и при юго-западном потоке воздуха на уровне 500 гПа. В дни большого увеличения с высотой количества осадков поток водяного пара на уровнях от 850 до 500 гПа в 3—4 раза превышал среднее годовое значение.

Количество орографических осадков зависит от трех факторов, действующих в совершенно различных масштабах [92]. К этим факторам относятся 1) характеристики воздушных масс и тип распределения давления в синоптическом масштабе, 2) местное вертикальное движение, обусловленное рельефом местности, 3) микрофизические процессы в облаках и испарение падающих капель. Рассмотрим их поочередно.

Наиболее важными характеристиками воздушной массы являются устойчивость и содержание влаги в воздухе; поле давления определяет скорость и направление ветра. Дуглас и Гласпул [23] пришли к заключению, что в Великобритании сильные орографические осадки наиболее вероятны при сильных ветрах, направленных нормально к протяженной горной цепи, большой

влажности и облачности и почти нейтральном вертикальном градиенте температуры, способствующем возникновению условной неустойчивости при подъеме массы. Такие условия наиболее характерны для теплых секторов фронтальных циклонов. Большое внимание уделялось также влиянию орографии на фронтальные осадки. Полтер [79] отметил, что их орографическое увеличение на теплых фронтах было почти двукратным над наветренными склонами, имеющими такой же угол наклона, как фронт (1 : 100), в то время как на холодных фронтах (наклон 1 : 50) результирующее увеличение было меньше примерно на 50 %. В последнее время радиолокационные методы позволили в деталях изучить фронтальные влияния. Браунинг и сотр. [14, 15] показали, что над Великобританией при холодных фронтах можно пренебречь влиянием орографических факторов, так как здесь в любом случае идут сильные осадки. Впереди фронта, в теплом секторе, влияние орографических факторов различно в зависимости от существования, во-первых, струйного течения на нижних уровнях, поддерживающего высокую водность в низких «питающих облаках», и, во-вторых, засеивающих частиц, которые могут появляться из более высоких «высвобождающих» облаков [8, 103]. Такой засев может увеличить интенсивность осадков на 1—2 мм/ч над холмами высотой 400 м за счет вымывания капелек из орографического облака нижнего яруса [6] (см. п. 2В2). Как показано на рис. 4.10, роль конвективных ячеек, мезомасштабных областей осадков (МОО), может быть усилена орографией. Эти области устойчивы, существуют 6 ч и более и часто являются причиной сильных осадков. Очевидно, что классические взгляды на структуру циклона и связанные с ней процессы осадкообразования должны быть существенно пересмотрены [44, 97, с. 177—186]. Интересно, что новые исследования, по-видимому, подтверждают ранние идеи Боначины [11] относительно роли конвективной неустойчивости. Различие между обложным и ливневым дождями, явно видное при наблюдениях, возможно, привело к неверному истолкованию физических процессов при орографическом подъеме воздуха, так как современный радиолокационный анализ показывает, что влияние мезомасштабных областей осадков вызывает в горных областях сильный обложной дождь.

Количество конденсированной влаги зависит от высоты подъема, количества поднимающегося воздуха и содержания влаги в воздухе. В устойчивой воздушной массе высота подъема может составлять лишь несколько километров, в то время как в облачной воздушной массе при наличии сильных ветров подъем может осуществляться до высоты 6 км. Скорость конденсации c для насыщенного воздуха в зависимости от орографического подъема можно выразить следующим образом:

$$c = - \int_z \rho w \frac{\partial r_s}{\partial z} dz,$$

где r_s — отношение смеси в насыщенном воздухе и ω — вертикальная скорость. Это выражение означает, что с уменьшением температуры (которая определяет r_s) и с увеличением высоты. Для данных высот подъема и для определенных горных вертикальных профилей такое уравнение может быть.

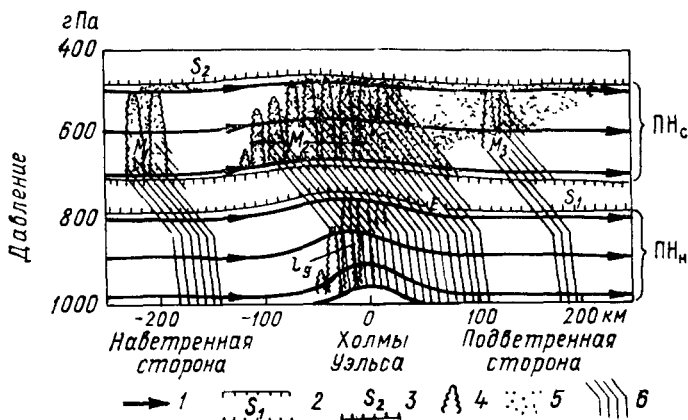


Рис. 4.10. Модель осадков теплого сектора, основанная на радиолокационных исследованиях над холмами Уэльса. Модель описывает роль потенциальной неустойчивости в мезомасштабных областях осадков (МОО) и орографии. (Из [4].)

1 — средние линии тока в сильном западо-юго-западном потоке, пересекающем холмы Уэльса; линии проведены таким образом, чтобы они согласовались с наблюдающимся развитием систем осадков; заметим, что, хотя форма линии тока несколько произвольна, они показывают, что воздух в средних слоях начинает подниматься на наветренной стороне задолго до достижения холмов, 2 — слой довольно большого статической устойчивости, разделяющий потенциально неустойчивый воздух на средних уровнях; 3 — основание слоя высокой статической устойчивости, который охватывает всю верхнюю тропосферу; 4 — мелкомасштабная конвекция, наблюдающаяся там, где потенциальная неустойчивость на нижних или на средних уровнях реализуется путем общего подъема, 5 — ледяные кристаллы в облаках (наковальня), возникающие вследствие конвекции в среднем слое и, возможно, также вследствие упорядоченного подъема над холмами выше уровня 500 гПа, 6 — траектории частиц осадков относительно земли, сильно наклоненные из-за сильных ветров; изменение наклона происходит на уровне таяния — примерно на 840 гПа
 M_1 — конвекция на среднем уровне внутри изолированных МОО, обусловленных мезомасштабными восходящими движениями, которые наблюдаются в теплом секторе даже над морем;

$\leftarrow M_2 \rightarrow$ — сильная конвекция на среднем уровне, вызванная орографическим подъемом над холмами, наблюдающаяся как свежие вторжения в существующие МОО и между ними;

M_3 — разрушающаяся конвекция на среднем уровне, главным образом связанная с МОО, первоначально существовавшими далеко от наветренной стороны холмов (т.е. с M_1),

L_g — быстрый рост падающих сверху осадков в нижнем слое, обуславливающий значительное увеличение интенсивности дождя;

E — испарение на подветренной стороне холмов, в результате которого уменьшается количество осадков из средних слоев, достигающих поверхности земли над центральной Англией; однако из-за увеличения количества осадков над холмами (M_2) обложной дождь продолжает выпадать на подветренной стороне холмов на протяжении почти 100 км,

PN_c — потенциальная неустойчивость на средних уровнях;

PN_n — потенциальная неустойчивость на нижних уровнях

решено, если принять подходящие формы кривых для ω и r_s [34]. Пиджли [75] показал, что с каждым километром подъема конденсация из насыщенного воздуха дает 1,5‰ или 1,5 г/м³ жидкой воды. Проблема вызванного рельефом поверхности вертикального

движения, упомянутая раньше, ниже рассматривается с точки зрения моделирования.

Выпадение дождевых капель (или хлопьев снега) зависит от скорости роста облачных капелек, эффективности их слияния и отношения скорости падения к скорости ветра. Для того чтобы капли путем коалесценции выросли до размеров капель дождя, требуется примерно 1 ч, а для роста хлопьев снега процессом Бержерона—Финдайзена в облаках, где находятся как ледяные кристаллы, так и переохлажденные капли, требуется примерно полчаса. При этом процессе кристаллы льда растут за счет переохлажденных капель, поскольку над поверхностью льда давление насыщенного водяного пара ниже, чем над поверхностью воды.

Анализ шести случаев сильных осадков, связанных с сильными юго-западными потоками воздушных масс над Сноудонией в северном Уэльсе летом 1966 г. [75], свидетельствует, что в каждом из случаев времени было недостаточно для роста дождевых капель в воздушном потоке, перетекающем эти горы. Пиджли подсчитал, что если уже присутствовали капельки радиусом $2 \cdot 10^{-3}$ см и скорость ветра была менее 40 км/ч, в течение получаса могли вырасти лишь небольшие капли мороси (радиусом 10^{-2} см). Центр куполообразной возвышенности Сноудония (средняя высота 600 м) находится на расстоянии около 20 км от ее границ. При сильных дождях, по-видимому, имеет место процесс вымывания каплями радиусом 0,1—0,5 мм, падающими из более высоких слоев облачности. Большие капли имеют высокую скорость падения и захватывают мало. Однако капля радиусом 0,5 мм, падая сквозь 3-километровую облачность с влажностью 0,5 г/м³, может за 10 мин вырасти до радиуса 1,0 мм (увеличение объема в 8 раз). Следовательно, такой рост капли возможен для ветров скоростью меньше 120 км/ч. Наблюдения указывают, что скорости ветров обычно составляют 80 км/ч. К тому же сильные дожди большей частью принадлежат к типу длительных мелкокапельных дождей с интенсивностями примерно 6 мм/ч. Половина жидкой воды в столбе облака вымывается из него в течение приблизительно 6 мин — время, за которое облако перемещается на 5—10 км. Сойер [92] предполагает, что при благоприятных условиях большая часть имеющейся воды выпадает в виде осадков, но если существуют лишь тонкие влажные слои, то может выпасть только 30—50 % имеющейся воды. Этот пример иллюстрирует важность учета микрофизических процессов в облаках.

Подветренные эффекты различны при различных штормах. Например, Пиджли [76] показывает, что в Сноудонии при сильных ветрах, когда воздушный поток уже содержит значительную облачность и осадки выпадают с наветренной стороны горной цепи, области дождевой тени выражены слабо. Это также справедливо, когда при слабом ветре орографический подъем мал, а воздушный поток содержит лишь тонкие влажные слои. Пестрое распределение осадков может быть вызвано конвективными процессами.

Например, башни кучевых облаков, образующиеся над Скалистыми горами при участии температурной конвекции и долинного ветра, обычно переносятся общим потоком к востоку и могут вызвать грозовые ливни во второй половине дня, если продолжающаяся конвекция над прилегающими Великими равнинами сохраняет возможность образования кучево-дождевых облаков с подветренной стороны гор [40].

2 Высотные характеристики

В свете этих общих рассуждений о процессах осадкообразования исследуем эмпирические данные о влиянии высоты. Уже в конце XIX в. в Гималаях [41] и Альпах было осуществлено несколько исследований вертикального распределения осадков. Позднее были проведены многочисленные расчеты изменения осадков в зависимости от высоты и географического положения. Например, Солтер [89] обнаружил увеличение количества осадков на 8—15 см на 100 м в южной Англии и примерно на 12—30 см на 100 м на наветренных склонах в западной Англии. Вместе с тем он отметил, что там, где с наветренной стороны имеются высокие хребты, скорость увеличения значительно ниже. На подветренной стороне, особенно для более низких частей склонов, увеличение с высотой оказалось большим из-за частого возникновения нисходящего движения воздуха и потери влаги, произошедшей выше по течению. Солтер [89, с. 54] отметил также, что станции, расположенные в узких горных долинах, обычно регистрируют значительно большие годовые суммы осадков, чем это можно было бы ожидать для такой сравнительно небольшой высоты. Для восточных Пеннин средняя высота в радиусе 8 км от места расположения дождемера оказывается лучшим предиктором годового количества осадков, чем высота станции [18].

В нескольких работах показано, что увеличение количества осадков с высотой является результатом совместного влияния более высокой интенсивности и большей продолжительности осадков [5]. Например, в Сноудонии в северном Уэльсе средние за день интенсивности выпадения дождя почти вдвое выше, чем на побережье Ирландского моря, кроме того, в горах и количество часов, в течение которых идет дождь, почти вдвое больше. Это обстоятельство отражает сложность структуры орографических осадков, уже отмеченную выше.

Наиболее полный глобальный обзор вертикальных профилей сумм осадков выполнен Лаушером [59] на основе данных 1300 долговременно наблюдавших станций, сгруппированных по трем основным категориям: ниже 1 км (1029 станций), 1—2 км (222) и 2—3 км (43), для трапечий 10° широты на 20° долготы между 35° ю. ш. и 55° с. ш., от 130° в. д. к западу до 110° з. д. Как видно из рис. 4.11, Лаушер выделил пять основных типов: тропический тип (Т) с явно выраженным максимумом на высоте примерно 1,0—1,5 км, экваториальный тип (Э), где выше максимума, рас-

положенного близ уровня моря, наблюдается уменьшение сумм осадков с высотой, переходный тип (*Пер*) в субтропиках, где годовые суммы осадков слабо зависят от высоты, тип умеренных широт (*У*), где наблюдается сильный рост с высотой, полярный тип (*П*), где более высокие суммы осадков обычно выпадают близ уровня моря, по крайней мере вблизи открытой воды.

Однако помимо этих общих свойств имеют место особенности местного или регионального характера. Например, Лауэр [58] показал, что на южных склонах г. Камерун в западной Африке

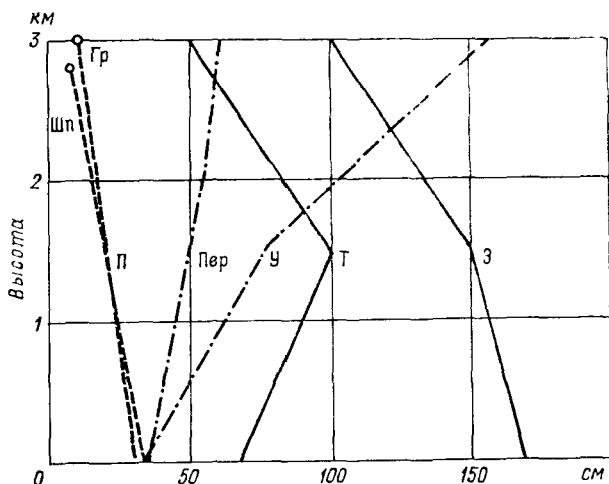


Рис 411. Вертикальные профили средних годовых сумм осадков в экваториальных (*Э*), тропических (*Т*) и умеренных широтах (*У*) и в полярных районах (*П*). (По [59])

Шп — Шницберген, *Гр* — Гренландия, *Пер* — переходная форма между 30 и 40° с ш.

при муссонном режиме максимум наблюдается у ее подножия, но на северо-восточной стороне горы, где доминирует влияние пассатов, он расположен на высоте 1500 м. На обращенных к Карибскому морю склонах Мексиканского нагорья типичный тропический максимум находится между 600 и 1400 м, но имеется и слабо выраженный вторичный максимум вблизи 3000 м. Это является результатом конвективного нагрева над высокогорными равнинами. Лауэр сообщает и об аналогичном явлении в Эфиопии. В нижних слоях теплый влажный воздух муссона, распространяясь по долинам, достигает плато, где он усиливает конвективную активность, в результате чего максимальное количество осадков выпадает на высотах между 2000 и 2500 м. Аналогичный интенсивный нагрев наблюдается над субтропическими пустынями, так что, например, в Сахаре конвекция отмечается в возмущениях в тропическом восточном переносе и на нагорье Ахаггар максимум осадков наблюдается на высоте 2500 м. Лауэр обобщил это

разнообразие форм экваториальных и тропических профилей осадков (см. рис. 4.12) и показал, что с уменьшением годовых сумм зона максимума в этих районах повышается, местами вертикальные градиенты могут быть противоположны ожидаемым из-за наличия региональных факторов атмосферной циркуляции или источников влаги. Это видно из рис. 6.1 для Новой Гвинеи.

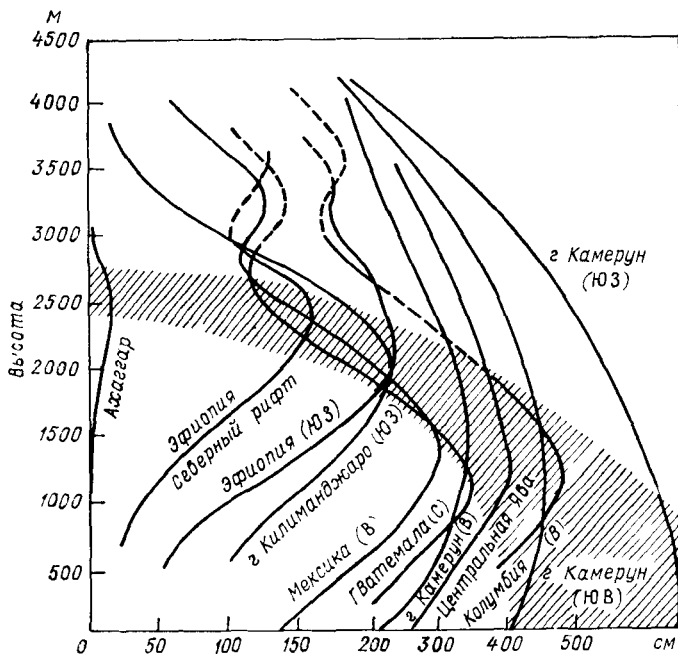


Рис. 4.12. Вертикальные профили средних годовых сумм осадков для различных районов тропических широт. (Из [58].)

Заштрихованная область указывает зону максимума

В умеренных широтах общая тенденция увеличения осадков с высотой, зачастую сохраняющаяся до самых высоких уровней наблюдений, по-разному проявляется на подветренных и наветренных склонах. Для восточных Альп в Австрии это показал Лаушер [59]. Профиль на подветренной стороне в долине р. Эцталер-Ахе резко отличается от профиля на наветренной стороне в районе Брегенца (рис. 4.13). В Береговых хребтах на западе Северной Америки увеличение обычно продолжается до вершин (как на г. Олимпик в штате Вашингтон, приблизительно 2200 м) [93], в то время как далее в глубь материка в горах Сьерра-Невада оказывается, что максимум на западных склонах находится приблизительно на 1600 м [4]. В Скалистых горах различия в распределении осадков усложнены зимой влиянием Тихого океана

и летом влиянием Мексиканского залива. На восточном склоне Передового хребта весной максимальное количество осадков наблюдается на высоте 3000 м вблизи Боулдера (штат Колорадо), а зимой — на высоте 3750 м к востоку от континентального водораздела всего в 7 км западнее Боулдера [7]. Годовые суммы осадков увеличиваются от 66 см на высоте 2200 м до более чем 100 см на высоте 3750 м. В соответствии с анализом данных за ноябрь—апрель 1960—1968 гг., проведенным Гьермстадом [42], на западных склонах центральной части Скалистых гор в штате Колорадо зимой количество осадков на высоте 3200 м почти в шесть раз превышает количество осадков у подножий склонов (1750 м). При сильных западо-северо-западных потоках это отношение особенно велико — 9,5 раза.

Для полярных районов данные о влиянии высоты на осадки в ос-

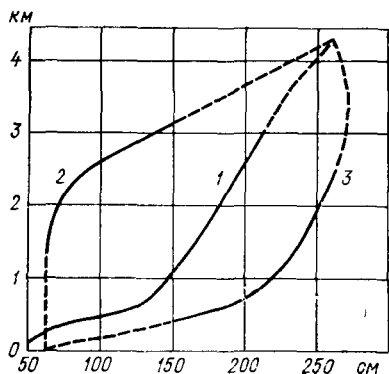


Рис 4 13. Вертикальные профили средних годовых сумм осадков для всей Австрии (1), для долины р Эцталер Ахе (2) при наветренной ситуации и для области Брегенца (3) при подветренной ситуации (Из [59])

Штриховые линии проведены предположительно

новном связаны с характеристиками снегонакопления Гренландского и Антарктического ледяных щитов. Эти данные были обобщены Сугденом [105], который отметил, что во внутренних областях Антарктиды и северной Гренландии накопление снега растет до высоты 1500—1600 м, а затем падает (рис. 4.11). Однако в Антарктиде картина усложняется влиянием широты. В юго-восточной Гренландии и восточной Антарктиде максимум имеет место на высоте около 750 м, а в восточной Гренландии (78° с. ш.) отмечается устойчивое уменьшение осадков с высотой и максимальное накопление, вероятно, наблюдается вблизи уровня моря.

Кроме этих общих закономерностей имеются также отчетливые различия сезонного или более коротких временных масштабов. Например, Эрк [27] отметил, что в Баварских Альпах зимой максимальное количество осадков наблюдается на высоте 700 м и летом — на высоте 1600 м. Этот сдвиг отражает преобладание осадков то циклонического, то конвективного типа. На основе месячных данных за 1956—1975 гг. Лаушер [61] построил профили осадков на северном и южном склонах г. Зоннблик в Австрии и показал, что характерная для умеренных широт картина с максимальным количеством осадков на вершине на южной стороне наблюдается в 73 % случаев и на северной — в 66 %. Это также типично для средних профилей для 12 наиболее влажных

и 12 наиболее сухих месяцев. Однако на северной стороне в 26 % месяцев и на южной в 15 % максимум отмечается на высоте 2300 м. Эта «тропическая» модель, по-видимому, отражает преобладающее влияние штормов.

Влияние штормов, так же как и синоптических систем воздушных течений, может оказаться сильнее, чем влияние орографии. Пек [73] показал, например, что на хребте Уосатч в штате Юта в холодных циклонах отношение осадков вершина/подошва (2,7:1) меньше, чем при циклонических штормах без похолоданий (отношение 4:1). В горах Сан-Хуан в штате Колорадо зимние штормы с юго-востока и северо-запада обычно связаны со слабыми осадками из-за высоких температур верхних слоев воздуха, в то время как штормы с запада и юго-запада, как правило, дают больше осадков над горами. Такие различия важны при опытах по активным воздействиям на облачность зимой [82].

3 Оценка орографической составляющей

Осадки в горных областях складываются из осадков, которые выпали бы при отсутствии гор в результате конвекции и циклонической конвергенции, и из орографических осадков, обусловленных интенсификацией этих процессов над горами и вынужденным подъемом воздуха под влиянием рельефа. Обычно рассматриваются только суммарные осадки, особенно при применении регрессионных методов статистического прогноза, однако делались и попытки выделить специфический вклад орографических факторов.

Для изучения осадков в Скалистых горах (Альберта) Райнелт [85] использовал статистический подход. Сначала вычисляется среднее месячное количество осадков для каждой из пяти зон шириной 100—150 км, расположенных к востоку от горной цепи параллельно ей. Эти данные показывают, что в период между октябрём и апрелем количество осадков уменьшается к востоку, так как большая их часть вызвана восходящим вверх по склонам неглубоким потоком арктического воздуха, образующим обширную слоистообразную облачность. Влияние орографии сильно сказывается также в мае—июне, когда мощные неустойчивые воздушные массы в холодных циклонах вызывают крупномасштабные области осадков. В период между июлем и октябрём термическая конвекция значительно преобладает над орографическими влияниями, так что суммы осадков в прериях велики. Гармонический анализ средних месячных сумм для выделенных зон показал, что сезонный режим, амплитуда и фазовый угол первых трех гармоник в горах резко отличаются от других четырех зон. Предполагается, что в пятой зоне в 500—600 км к востоку от гор орография не влияет на осадки и что средние месячные значения для этой зоны можно использовать в качестве отправных данных. Райнелт вычитает сумму осадков пятой зоны из соответствующих средних значений каждой из других четырех зон и показывает,

что орографическая составляющая осадков в Скалистых горах в Альберте в среднем дает 37 % годовой суммы осадков, а в период с сентября по апрель — более 50 %. В зоне подножий вблизи Калгари и Летбриджа средняя годовая орографическая составляющая все еще достигает 18 %.

Был специально исследован один случай влияния орографии Каскадных гор в штате Вашингтон на прохождение окклюзивного фронта 16 марта 1973 г. [46]. Во время прохождения фронта через горы впереди него наблюдалось уменьшение количества осадков и облачности, очевидно, благодаря блокирующему влиянию горного препятствия на южный поток влажного воздуха в нижних слоях. Самолетные измерения влажности, концентрации ледяных частиц и их обзрения показали, что они максимальны в облаках на подветренной стороне гребня и в непосредственной близости от фронта. Если провести анализ количества выпадающих осадков для двух синоптических ситуаций (вблизи линии гребня и по отношению к движущемуся фронту), то оказывается, что под влиянием орографии количество осадков на наветренном склоне Каскадных гор будет в два или три раза больше, чем над заливом Пьюджет-Саунд. Имеются также сведения о 20-часовом периоде незначительных осадков на наветренных склонах после прохождения фронта, который можно приписать влиянию орографии. Наоборот, с подветренной стороны значительные осадки связаны только с фронтом. Другой заслуживающей внимания особенностью данной ситуации является концентрация фронтальных осадков в полосе мезомасштабных конвективных облаков шириной 80 км. Как широко признано в настоящее время, такие полосные структуры — общая особенность фронтальных зон (см. [13, 25, 55], а также рис. 4.10).

В статистическом анализе сумм осадков в горных областях применялись регрессионные методы, использовавшие параметры топографии [62, 74, 100]. Для станций на западе штата Колорадо Спрингс с помощью графического анализа показал, что средние земные количества осадков сильно коррелированы ($r = 0,94$) с совместным влиянием высоты станций, максимальных относительных превышений рельефа в радиусе 8 км, открытости (доли окружности круга радиусом 32 км, не содержащего горные преграды высотой более 300 м над станцией) и ориентации (направления сектора наибольшей открытости). Для сравнения, корреляция осадков только с высотой дала значение лишь $r = 0,55$. Использование современных методов множественной регрессии позволяет анализировать пространственное распределение отклонений от регрессии и включать в уравнения дополнительные параметры, уточняющие статистическую интерпретацию [10, 50]. Этот метод был использован для составления карт повторяемости осадков в горных областях США [65] и для анализа влияния высоты, ориентации и расстояния от побережья в глубь материка на осадки в Западной Африке [35] и Большом Бассейне на западе США [48].

Аналогичный регрессионный способ можно использовать для изучения высоты снежного покрова. Ри и Грант [87] пришли к выводу, что 80 % дисперсии содержания воды на снегомерных маршрутах в штатах Колорадо и Юта может быть отнесено на счет двух параметров: склона (с учетом его направления), который воздушные течения, потенциально несущие в себе осадки, должны пройти на расстоянии 200 км вверх по ветру, и числа горных преград для этого потока воздуха вверх по ветру.

Раньше карты осадков для горных областей составлялись экстраполяцией данных с имеющихся станций с помощью связей между высотой и осадками и поправок на наветренное/подветренное расположение [102]. Такой способ может дать серьезные ошибки, особенно в тех случаях, когда горы не образуют единого хребта.

4 Снегопады и снежный покров

В нескольких статистических работах показано, что на низинных станциях в умеренных широтах для определения типа осадков можно использовать температурный порог. Для низменностей Великобритании существуют равные вероятности выпадения дождя или снега при температуре на уровне метеорологической будки $1,5^{\circ}\text{C}$. Это означает, что уровень 0°C лежит на высоте примерно 250 м над подстилающей поверхностью [56, 66]. Однако Глазырин [1] установил, что в горах Средней Азии температурный порог повышается от приблизительно 1°C на высоте 500 м до 4°C на высоте 3500—4000 м. Соответственно и отклонения от температурного порога, определяющие температуры, ниже (выше) которых всегда выпадает снег (дождь), увеличиваются от $\pm 2,5^{\circ}\text{C}$ на 500 м до $\pm 5^{\circ}\text{C}$ на 3500—4000 м. Это обстоятельство, по-видимому, отражает большую частоту выпадения снега в ливневой форме и, может быть, также большее значение местного вертикального температурного градиента.

Доля годовой суммы осадков, выпадающих в виде снега, очевидно, возрастает с высотой. В восточных Альпах на высоте 3000 м даже в июле—августе 65 % осадков выпадает в твердой форме (кроме града), в то время как на высоте 2000 м эта цифра падает до 12—15 % [60]. Лаушер вывел соотношение между выпадением твердых осадков, высотой и средней месячной температурой на горных станциях Европы (рис. 4.14). Доля твердых осадков за год для средней температуры 0°C возрастает примерно от 40 % на уровне моря до 75 % на высоте 3000 м, причем наиболее быстрый рост отмечается в нижнем 1000-метровом слое. Так, для обсерватории Зоннблик (3106 м) связь между отношением твердых осадков S к суммарному количеству осадков (%) и средней месячной температурой ($^{\circ}\text{C}$) имеет вид: $S = 75 - 8T$, в то время как для станций вблизи уровня моря $S = 50 - 5T$.

Если долю осадков в виде снега выражать непосредственно через высоту, то также имеется общая линейная зависимость [21]. Это же справедливо для числа дней со снегом [111, с. 218] и для продолжительности залегания снежного покрова в Татрах [54] и во французских Альпах, хотя во внутренних районах Савойских Альп зависимость продолжительности залегания снежного покрова от высоты становится криволинейной [78].

Так как проводится много региональных исследований снегопадов и снежного покрова, в настоящее время возникла возможность сравнить эмпирические взаимосвязи, выведенные для различных областей. Джексон [51] вновь провел анализ данных по Великобритании, причем

причем вместо средней продолжительности, которая сильно смещена аномальными явлениями погоды, он исполь-

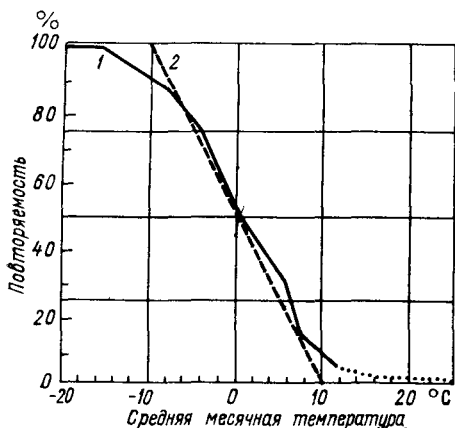


Рис. 4.14. Эмпирическая зависимость повторяемости твердых осадков в течение года в северном полушарии от средней месячной температуры (1) и зависимость, полученная по уравнению регрессии (50 — 5 T) (2). (Из [60].)

Пунктирный участок кривой 1 указывает на случаи выпадения града.

зовал медиану. При данной медиане продолжительности залегания снежного покрова на уровне моря D_0^1 продолжительность на любой высоте D_H выражается как

$$D_H = D_0 \exp(H/300) \text{ для } H < 400 \text{ м}$$

и

$$D_H = 3,75D_0 [1 + (H - 400)/310] \text{ для } H > 400 \text{ м.}$$

Следовательно, выше 400 м зависимость между ними линейная. Джексон отмечает, что для Ванкувера (провинция Британская Колумбия) получается аналогичная кривая. В обеих областях продолжительность залегания снежного покрова существенно увеличивается с высотой вследствие больших вертикальных градиентов температуры, обусловленных морскими воздушными массами. Прирост продолжительности изменяется с широтой от 5 дней на каждые 100 м в юго-западной Англии до 15 дней на каждые 100 м в горах Шотландии, где обычно на высоте 1200 м снежный

¹ Определяется как день, в который более половины земной поверхности покрыто снегом в 09 ч по Гринвичу.

покров лежит 220 дней [63]. В горах центральной и восточной Шотландии продолжительность залегания снежного покрова значительно больше, чем в горах западной Великобритании (рис. 4.15).

Зависимость высоты снежного покрова от высоты обычно более сложная, даже если пренебречь различиями, обусловленными влиянием рельефа и мелкомасштабных характеристик поверхности. Например, в Австрии средняя максимальная высота снежного покрова увеличивается (хотя и нелинейно) примерно до 1000 м, где она резко уменьшается, выше 1000 м она снова увеличивается [101]. Это связано с тем, что между высотами примерно 900 и 1100 м зимой часто наблюдается инверсия, при которой долина заполняется холодным туманом, а на вышележа-

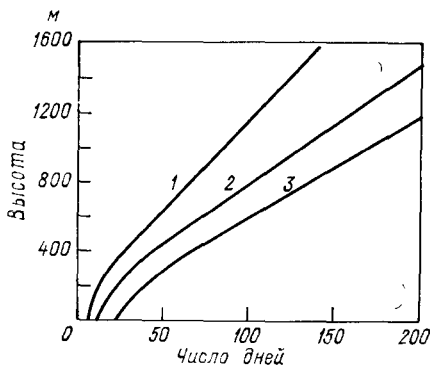


Рис. 4.15. Зависимость среднего числа дней со снежным покровом от высоты. (Из [51].)

1 — средняя гора на западе Великобритании, 2 — средняя гора в целом в Великобритании, 3 — средняя гора в Центральной Шотландии.

щие склоны, где небо ясное, падает большое количество радиации. Кэйп [16] рассмотрел влияние высоты на относительную изменчивость максимальной высоты снежного покрова и на снегонакопление в горах Сан-Хуан (штат Колорадо). Снегонакопление линейно увеличивается с высотой на 65,5 см на 1 км (с коэффициентом корреляции 0,66 для 24 снегомерных маршрутов) от уровня нулевого снегонакопления на 2400 м. Изменчивость, наоборот, с высотой уменьшается. Кэйп отмечает, что это обстоятельство может быть частично связано с более длительным периодом снегонакопления, который на высоте 3500 м почти вдвое превосходит период снегонакопления на высоте 2600 м, причем большее число метелей сильнее выравнивает межгодовые различия. Однако такая обратная зависимость преобладает в годы с выпадением снега выше нормы, а в малоснежные годы наблюдается прямая зависимость, так что Кэйп предполагает, что между топографией и атмосферными факторами имеется взаимосвязь. В снежные зимы высока повторяемость холодных циклонов, которые вызывают осадки на большой площади, причем внизу выпадает сравнительно больше осадков, в то время как в зимы со слабым снегонакоплением чаще случаются местные метели, которые, однако, дают достаточно снега, так что высота снежного покрова сохраняется близкой к средней на снегомерных маршрутах на больших высотах.

Теоретический анализ интенсивности осадков над горами имеет долгую историю. Для вычисления вертикальных скоростей и конденсации, вызванной адиабатическим подъемом над идеализированным склоном, описываемым функциями Фурье, Покелс [77] использовал гидродинамические уравнения для идеального двумерного потока без трения. Он сделал вывод, что интенсивность осадков на наветренном склоне в большей степени зависит от крутизны склона, чем от абсолютной высоты. Вагнер [106] отметил, что в модели Покелса не учитывалось влияние воздушных течений на выпадение осадков. Так, при сильном ветре при выпадении хлопьев снега может вообще не наблюдаться характерный максимум осадков, зависящий от высоты, в то время как крупные капли мало подвержены влиянию ветра. В подтверждение этого положения он привел результаты летних и зимних наблюдений в окрестностях Зонблика. Оно [70] провел другое аналогичное анализу Покелса теоретическое исследование и проверил его на японских данных.

В дальнейшем моделирование орографических осадков основывалось на двух основных подходах. В некоторых теоретических работах для гор произвольной формы использовалось сочетание уравнения Бернулли, уравнений неразрывности и гидростатики. Другие модели основывались на методе возмущений (см. ниже) в применении к горным препятствиям идеализированной формы. В настоящее время большое количество моделей двумерны — они построены для данного поперечного разреза через горы, хотя имеется и несколько численных трехмерных моделей. Влага учитывается в моделях весьма разнообразными способами, и этому вопросу уделено значительное внимание, поскольку многие исследования орографических осадков связаны с оценками эффекта засева облаков. В некоторых моделях считается, что вся сконденсированная влага выпадает в виде осадков, в других используются различные коэффициенты «эффективности выпадения осадков»; для «теплых» облаков (с температурами выше -10°C), таких, например, как те, что встречаются над низкими прибрежными хребтами в штате Калифорния, отношение выпадающих осадков к сконденсировавшейся влаге составляет примерно 0,3, а для «холодных» облаков зимних циклонов над горами штата Колорадо это отношение возрастает до 0,6 [64]. В некоторые из новейших моделей, такие, как модели Янга [112], Никерсона и сотр. [68], входят также микрофизические характеристики облаков.

Любая модель орографических осадков включают в себя в качестве основных компонентов количественные меры высоты подъема воздуха над препятствием, адиабатического подъема (опускания), конденсации (испарения) и выпадения некоторой доли сконденсировавшейся влаги. Кроме того, может быть важен учет блокирования препятствием воздушного потока на нижних уровнях и влияния подветренных волн.

Для простых препятствий в некоторых моделях используется вычисление вертикального переноса водяного пара в зависимости от средней крутизны поверхности склона. Горизонтальную составляющую ветра можно определять непосредственно по средней составляющей потока, перпендикулярной препятствию [26, 67], или, для фактического рельефа, вертикальную составляющую ветра ω_s относительно склонов можно определять из уравнения:

$$\omega_s = \frac{u \partial h}{\partial x} + \frac{v \partial h}{\partial y}.$$

Это соотношение использовал Данар [22]. Для районов Аппалачей [52] и Канадской Арктики [32] были составлены карты вызванных наличием орографии вертикальных движений, которые имеют значения $\pm(2 \dots 10)$ см/с при ветрах скоростью 10 м/с. Теоретически уменьшение с высотой скорости вертикальных движений, вызванных наличием орографии, приближенно выражается параболой [9]. Их абсолютные значения на высоте 700 гПа составляют менее половины значения у поверхности.

Для описания механического подъема устойчивого воздуха Майерс [67] использует основанную на работе Скорера (см. с. 109) модель воздушного потока. Орографические осадки (10^{-3} см) через t ч выражаются формулой:

$$P_t = \frac{\Delta p}{g} \left(\frac{\bar{V} t}{\Delta x} \right) (\bar{q}_1 - \bar{q}_2),$$

где Δp — толщина слоя потока воздуха с наветренной стороны препятствия (гПа), \bar{V} — средняя скорость ветра в слое Δp , перпендикулярная препятствию (км/ч), Δx — расстояние вниз по ветру (км), на котором выпадают осадки, $g = 9,81$ м/с², \bar{q}_1 и \bar{q}_2 — средние массовые доли влаги (%) с наветренной и подветренной стороны. Количество осадков, вычисленное по этой модели, превышает фактическое почти на одну треть, что связано с принятым предположением о наличии насыщения.

Развивая этот подход, Элиот [24] получил выражение для орографической составляющей P_o , определяемой как количество осадков в горах минус количество осадков, выпадающих на равнинах, расположенных вверх по ветру:

$$P_o = \bar{V} \operatorname{tg} s (-\partial q / \partial z) \Delta C,$$

где \bar{V} — средняя скорость ветра, перпендикулярная склону (по предположению постоянная), s — угол наклона склона, ΔC — толщина слоя облачности. Кроме того, в данной модели предполагается, что в облачном воздухе сконденсирована вся влага. Ри [86] использовал эту схему для разработки оперативной модели зимних осадков в Скалистых горах в штате Колорадо. Это стационарная многослойная модель, в которой учитывается влияние расположенных вверх по потоку горных препятствий, но не учитывается горизонтальное смещение линий тока. После калибровки параметров модели по данным снегомерных маршрутов и

по данным осадков за два сезона был проведен анализ 13 зим с использованием в качестве входных данных аэрологического зондирования атмосферы дважды в сутки. Вычисленные сезонные суммы осадков хорошо коррелируют с наблюдаемым весенним стоком, а составленная на их основе карта средних осадков за 13 зим хорошо согласуется с картой, составленной на основе наблюдений в точках с применением высотно-топографических

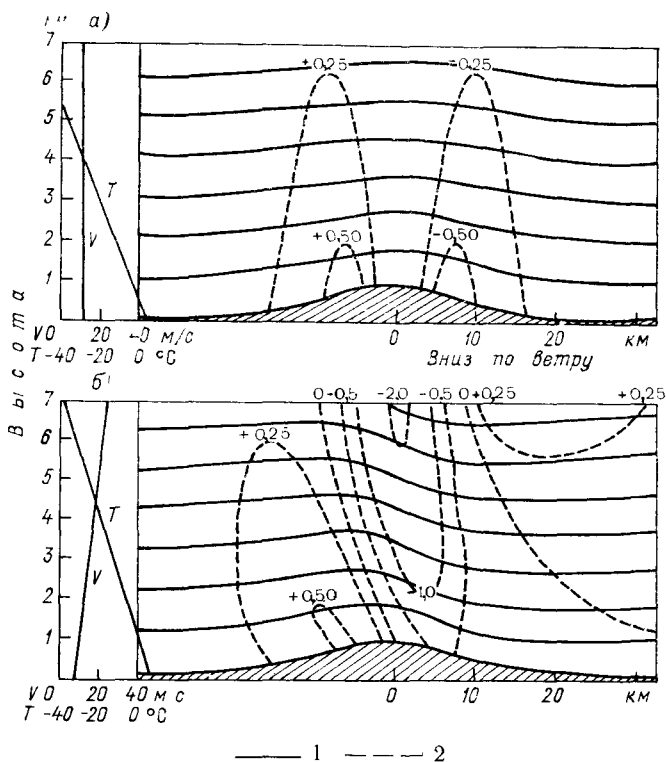


Рис. 4.16. Вызванные орографией вертикальные движения в западном воздушном потоке, пересекающем простое по форме горное препятствие. (Из [107].)

$a - f(z)=0$; $b - k=0$; 1 — линии тока; 2 — вертикальные движения (м/с). Слева указаны принятые градиенты скорости ветра и температуры.

регрессий. Наилучшие результаты данная модель дает для высоких плато и гребней, она завышает значения для узких горных долин и занижает их для широких межгорных котловин.

На основе метода возмущений были разработаны более сложные модели. Движение в плоскости x, z (где ось x направлена по ветру) можно выразить как возмущение, накладываемое на установившееся основное течение скоростью V . Первоначально линеаризованные уравнения для возмущений вертикальной скорости были разработаны Кене [80] и Холмбо и Клиффортом [47]. Приведенное ниже сокращенное изложение основано на работах

Уокера [107] и Уилсона [110]. Приближенное уравнение для вертикальной скорости имеет вид:

$$\frac{\partial^2 \omega(z, k)}{\partial z^2} + [f(z) - k^2] \omega(z, k) = 0,$$

где ω — амплитуда вертикальной скорости, k — волновое число скорости и профиля поверхности (который предполагается синусоидальным) в направлении x , и

$$f(z) = \frac{\partial(\ln \theta)}{\partial z} \frac{g}{V^2} - \frac{1}{V} \frac{\partial^2 V}{\partial z^2},$$

где $\partial(\ln \theta)/\partial z$ есть статическая устойчивость, выраженная через потенциальную температуру θ . Это выражение для $f(z)$ широко используется в мезомасштабных исследованиях (см. с. 108). Для ситуаций с дождями в Британской Колумбии $f(z) \approx 0,09 \text{ км}^{-2}$; в неустойчивых условиях $f(z) \rightarrow 0$.

Нижнее граничное условие, которое принимается синусоидальным, имеет амплитуду

$$\zeta_0 = f(k) \cos kx = ah \exp(-ak) \cos kx,$$

где h — максимальная высота возмущения в профиле поверхности, a — «половинная ширина» (расстояние вдоль оси x от гребня горы до точки, где $\zeta_0 = h/2$). На рис. 4.16 показан идеализированный профиль поверхности для $h = 1 \text{ км}$, $a = 10 \text{ км}$. Здесь на основе работы Уокера [107] показаны два случая воздушных потоков.

Случай 1. Статическая устойчивость $\partial(\ln \theta)/\partial z = 0$ и $\delta V/\delta z = 0$. Отсюда $f(z) = 0$, и получаем следующее выражение для возмущенной вертикальной скорости:

$$W = -\frac{2axhV(a+z)}{[(a+z)^2 + x^2]^2}$$

и

$$\zeta_z = \frac{ah(a+z)}{[(a+z)^2 + x^2]}$$

для возмущения линии тока на некотором верхнем уровне z . Числовой пример, приведенный на рис. 4.16 *a*, вполне репрезентативен для летних условий в горах западных побережий в умеренных широтах.

Случай 2. $k = 0$. Этот случай представляет собой общее горное возмущение, не включающее возможные подветренные волны. Здесь

$$W = -\frac{2axhV}{a^2 + x^2} \{a \cos \sqrt{f(z)} Z - x \sin \sqrt{f(z)} Z\} - \frac{ahV}{a^2 + x^2} \sin \sqrt{f(z)} Z$$

и

$$\zeta_z = \frac{ah}{a^2 + x^2} \{a \cos \sqrt{f(z)} Z - x \sin \sqrt{f(z)} Z\}.$$

Решение для ξ_z является периодическим в вертикальном направлении с длиной волны, равной $2\pi/\sqrt{f(z)}$. На рис. 4.16 б $\sqrt{f(z)} \approx 0,3 \text{ км}^{-1}$.

Данные варианта этой модели, разработанного Уокером [107], хорошо согласуются с климатологическими профилями через Британскую Колумбию, где в течение холодного сезона большая часть осадков выпадает при западном или юго-западном тропосферном потоке. Количество осадков вычисляется по оценкам скорости конденсации в насыщенном воздушном потоке [34], переваливающем через идеализированный горный хребет. На рис. 4.16 б представлены принятые профили температуры воздуха и скорости ветра. Были определены два альтернативных значения интенсивности осадков: одно предполагает мгновенное выпадение с конечными скоростями 5 м/с для дождевых капель и 1 м/с для хлопьев снега, другое — замедленное выпадение с соответствующим слипанием капелек (50 % капелек выпадают через 10 мин при интенсивности дождя 2,5 мм/ч). Предполагается, что осадки выпадают через зону испарения как с потерями, так и без них. Для вычисления средних сезонных профилей была использована повторяемость направлений воздушного потока на уровне 700 гПа в 1956 г. Годовой профиль в сочетании с данными наблюдений повторяемости и количества осадков позволил Уокеру составить уточненные карты средних количеств осадков над югом Британской Колумбии.

Саркер [90, 91] независимо использовал как основу такую же модель для Западных Гат в Индии. Согласно его результатам, в дни сильного муссонного потока максимум выпадения осадков, как это и наблюдается в действительности, расположен вблизи линии гребня, а в среднем по этой модели количество осадков составляет примерно 65 % от суммы осадков на побережье. Саркер получил также, что «орографические осадки» переносятся ветрами на подветренный склон на расстояние менее чем 10—15 км от гребня хребта. Однако этот вывод, возможно, не является общим. На основе вычисленных и наблюдаемых профилей осадков (рис. 4.17) Уокер предполагает, что при оспаривании линий тока на подветренной стороне испаряются преимущественно более мелкие частицы облаков и осадков. Исследования в Каскадных горах в штате Калифорния показывают, что твердые осадки могут переноситься западным течением вниз по ветру на расстояния до 50—70 км [43, 45]. При этом слипание кристаллов, вероятно, не имеет значения, если число ледяных частиц составляет около 100 л^{-1} и их рост в основном происходит за счет конденсации, а не обзернения. Это типично для частиц, имеющих низкую плотность и малую скорость падения.

В наиболее современных моделях используются полные уравнения движения. Мезомасштабная численная модель, разработанная Колтоном [20] первоначально в двумерной форме, содержит семь уравнений: уравнения горизонтального количества движения

(для прогноза горизонтальных составляющих движения), уравнение неразрывности (для определения вертикального движения), уравнение адиабат (для расчета потенциальной температуры), уравнения неразрывности для водяного пара и жидкой воды и уравнение гидростатики. Для случаев западного воздушного потока над горами Сьерра-Невада входными данными были геострофический ветер и результаты зондирования на 13 уровнях (от 0 до 11 км) с разрешением по мелкой сетке (4,3 км), за исключением направления к боковым границам. Расчет для си-

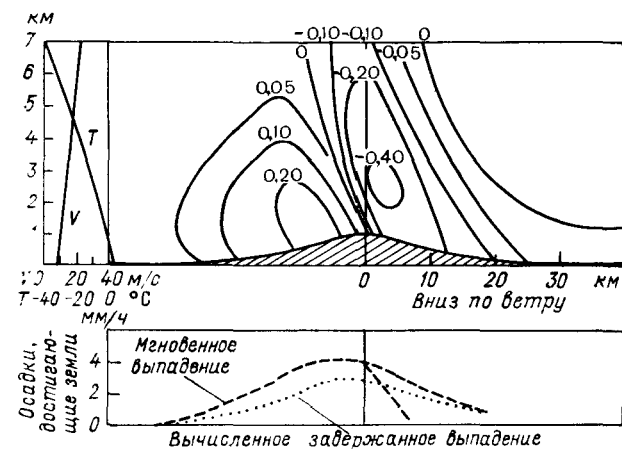


Рис. 4.17. Рассчитанная конденсация и осадки (мм/ч) в воздушном потоке, показанном на рис. 4.16 б. (Из [107].)

На верхнем рисунке по оси ординат отложена интенсивность конденсации в миллиметрах жидкой воды в час в каждом 100-м слое атмосферы.

туации 21—23 декабря 1964 г., которая вызвала сильное наводнение в северной Калифорнии (рис. 4.18), дал вполне реалистическое поле вертикальных движений, правильное расположение максимумов интенсивности осадков и соответствующую степень «перехлестывания» осадков через гребень на подветренную сторону. Другая мезомасштабная модель пограничного слоя была использована для исследования влияния вторжений арктического воздуха над предгорьями Скалистых гор в провинции Альберта [81]. Она обнаружила чувствительность погоды «вверх по склону» к нагреву поверхности, который инициирует конвективные осадки.

Применение методов численного моделирования и самолетных наблюдений орографических облаков в значительной степени пополнило наши знания о процессах выпадения орографических осадков. Однако до настоящего времени наибольшее внимание уделялось синоптическим исследованиям возможности увеличения осадков путем засева облаков. Климатологическая интерпретация и обобщение этих данных еще практически не осуществлены.

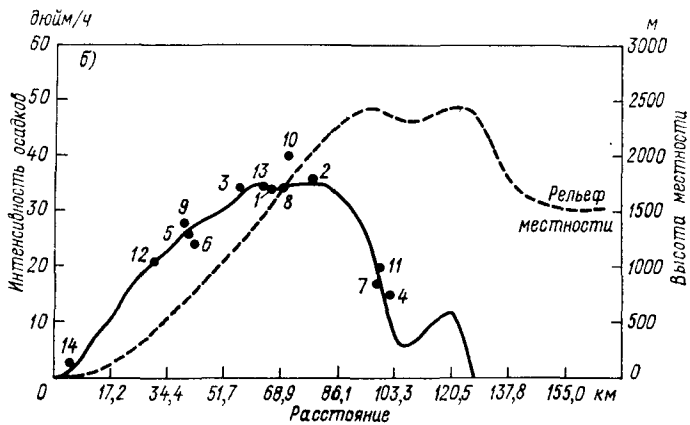
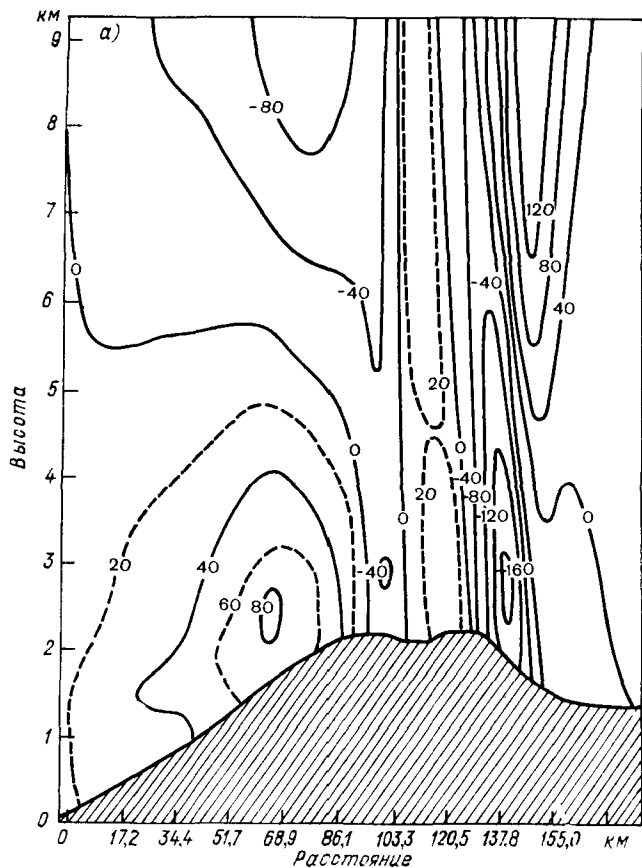


Рис. 4.18. Модель шторма 21—23 декабря 1964 г. над северной Калифорнией при западном воздушном потоке. (Из [20].)

a — рассчитанное стационарное поле вертикальных движений (см/с); *b* — рассчитанная интенсивность осадков (кривая) и ее наблюдаемые значения (точки). 1 — Блу-Каньон, 2 — станция Биг-Бенд-Рейнджер (Сиско-Гроув), 3 — Дир-Крик-Пауэр-Хаус; 4 — станция Траки-Рейнджер, 5 — Грасс-Вэлли, 6 — Невада-Сити, 7 — Скво-Вэлли, 8 — Валлер-Лейк, 9 — Порт-Сан-Хуан, 10 — Лейк-Сполдинг, 11 — государственный парк Доннер-Мемориал, 12 — Доббинс, 13 — Боуман-Лейк, 14 — Мерсвилл.

6 Проблемы наблюдений

До сих пор мы предполагали, что количество осадков измеряется надежно. Фактически дело обстоит далеко не так, и в данном параграфе мы рассмотрим способы наблюдения осадков в виде дождя и снега. В следующем параграфе мы изучим также и другие гидрометеоры.

Ошибки измерения осадков, схематически изображенные на рис. 4.19, подробно исследованы для условий равнин. Например, Родда [88] показывает, что стандартный дождемер, край которого находится на высоте 25 см над землей, собирает систематически на 6—8 % осадков меньше, чем заглубленный до уровня земли сосуд дождемера. Ошибка увеличивается с подъемом края сосуда над землей; эта проблема впервые была замечена свыше века назад Джевансом [53].

В горных районах на показания дождемера сильно влияют местные и микромасштабные условия ветра. Влияние ориентации склона на осадки являлось объектом множества исследований, выводы которых заметно различаются. В Йоркшире (Англия) Рейд [84] установил две сети по шесть приборов каждая поперек склонов с углом наклона 12—15° в долине глубиной около 60 м, ориентированной с запада на восток. За 50 недель обращенный к северу склон получил на 8 % осадков меньше, чем обращенный к югу. Последний был наветренным склоном в течение 49 % времени с осадками и подветренным в течение 28 % этого времени. Ховкинд [49], напротив, зарегистрировал максимум на подветренной стороне конического холма вблизи Санта-Барбары, но он заключил, что показания дождемеров могли быть завышенными по сравнению с показаниями дождемеров, расположенных на наветренной стороне. На практике действительно широко отмечается такая картина завышенных и заниженных показаний. Грунов [36] заметил, что наблюдаемые на наветренном склоне г. Хознпейссенберг (975 м) в Баварии суммы бывают ниже истинных на 14 %, а на подветренном склоне — выше истинных на 10 %. Ошибки особенно велики в случае снегопада (этот вопрос рассматривается ниже). Суммарные осадкомеры, которые часто используются в отдаленных районах, подвержены, кроме того, потерям из-за испарения, если их показания снимаются не часто. Для предотвращения испарения можно использовать пленку «га-сителя», такого, как гликоль, толщиной не меньше 5 мм [95].

Значительное внимание было уделено защите осадкомеров в целях ослабления возникающих около них вихрей. Однако для ветровых условий в горах, где значительная часть осадков (>20 %) выпадает в виде снега, не подходят ни жесткая защита Ф. Э. Нифера [69], ни гибкий экран Олтера [2]. Такой экран

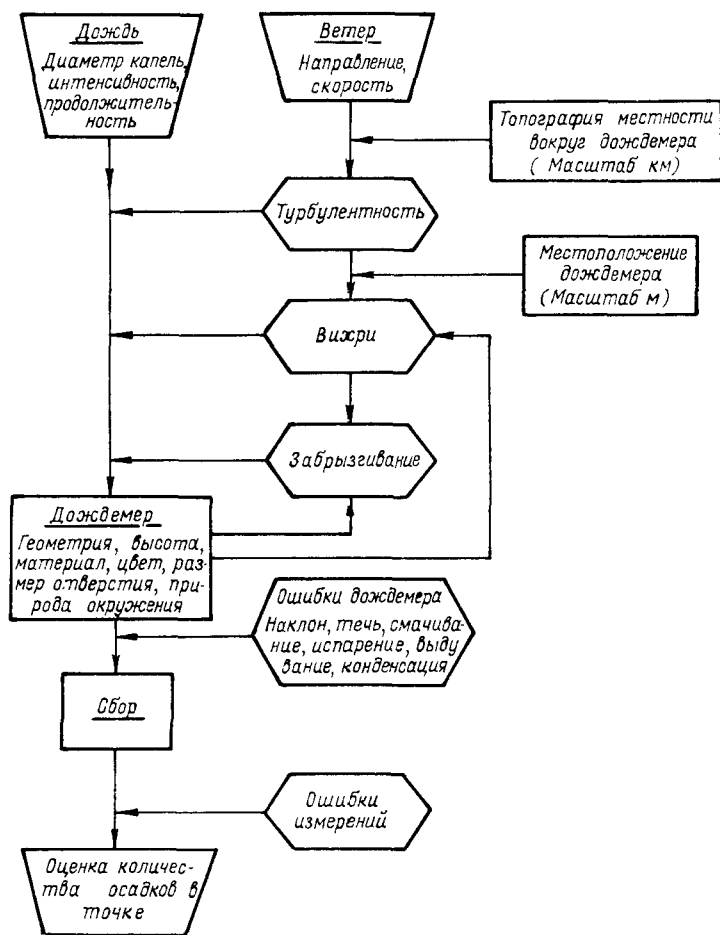


Рис. 4.19. Проблемы, возникающие при измерении дождя дождемерами. (Из [88].)

обычно отгибается в сторону сильным ветром, а жесткий экран часто приводит к большим потерям в силу переброса снега над сосудом дождемера. Хотя и нет стандартных рекомендаций по этому вопросу, по данным Ларсона [57], показания осадкомера с экраном Олтера в Вайоминге составляли лишь 66—75 % от показаний аналогично защищенного прибора, окруженного снегозадерживающим забором, который устанавливается для уменьше-

ния влияния местных вихрей. В этом же районе были проведены дальнейшие сходные эксперименты [83] с использованием различных типов заборов из вертикальных планок высотой 1,2 м с просветами планок 50 % и просветом у основания от 15 до 30 см. В одном из проектов активной защиты экранируемый осадкомер располагался внутри двух концентрических заборов; внутренний забор имел радиус 1,5 м и наклон 60° , причем его основание располагалось на 0,6 м выше основания осадкомера, которое находилось на высоте 1,5 м над землей. Цель этой конструкции — защита от накопления снега под осадкомером путем направления потока воздуха вниз. Предварительные результаты свидетельствовали о том, что, хотя такая установка собирает меньше осадков, чем эталонные приборы на полянах в лесу, степень защиты для скоростей ветра 4—9 м/с, по-видимому, относительно более постоянна, чем у других конструкций.

На основании исследований, проведенных в Швейцарии, Фён [33] утверждает, что единственным надежным способом измерения выпавшего снега является использование снегомерных реек, устанавливаемых ежедневно заново на поверхности снега (или по мере необходимости). Для таких установок наиболее подходящими местами являются ровные уступы. Высота покрова считается по вертикальной шкале, а водный эквивалент получается из параллельных измерений плотности. За 30 лет зимних наблюдений вблизи станции Вейсфлуйох осадкомер, снабженный защитой Нифера, в среднем дал 502 мм, а снегомерными рейками зарегистрировано 794 мм.

В Северной Америке в районах, лежащих ниже границы леса, широко использовались ежемесячные снегомерные съемки с замерами высоты и плотности снега для определения результирующего его накопления (водного эквивалента). В некоторых районах в настоящее время такая информация поступает по телеметрии от датчиков снегового давления, которые взвешивают снежный покров [108] и, таким образом, дают непосредственно водный эквивалент.

В местностях, где склоны крутые, отверстие осадкомера иногда располагают параллельно земле и, по возможности, воздушному потоку. Такие «стерео», или «приспособленные», осадкомеры испытывались в различных районах. На основе длительных экспериментов в Швейцарии Севрюк [94, 96] утверждает, что на крутых незащищенных, открытых несущим дождь ветрам, склонах такие осадкомеры дают более репрезентативные результаты, хотя на других склонах они могут дать меньший сбор, чем горизонтально расположенные приборы [36]. Этот вопрос детально рассмотрел Пек [72]. Он отмечает, что если ставится задача измерения осадков на горизонтальной плоскости на земной поверхности или вблизи нее («метеорологические осадки», которые наносятся на карту), то подходит обычный осадкомер. Более того, он подчеркивает, что угол наклона выпадающих частичек осадков не оказывает непосредственного влияния на сбор осадков горизонтальным

отверстием осадкомера (рис. 4.20). Однако если необходимо измерить осадки, выпадающие на единичной площади, параллельной склону («гидрологические осадки»), то может оказаться подходящим осадкомер со стереоверхушкой (или наклонный осадкомер). Пек также указывает, что в местностях, укрытых от силь-

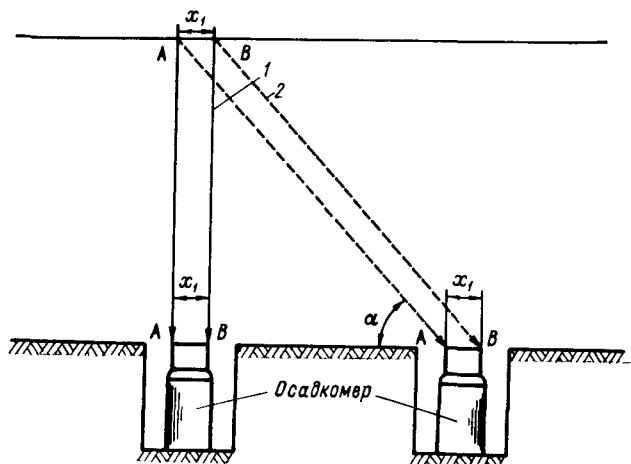


Рис. 4.20. Пример отсутствия прямого влияния угла наклона падающих осадков на улавливание дождемером. (Из [72].)

Идеализированные траектории частиц: 1 — при отсутствии ветра, 2 — ветер одинаково влияет на частицы А и В.

ных ветров, между осадкомерами с горизонтальными и наклонными отверстиями нет существенной разницы.

Даже в случае, когда суммы осадков в данном месте регистрируются адекватно, остается вопрос о их репрезентативности. Ниже границы леса осадкомеры можно устанавливать на просеках. Эти просеки должны быть достаточно велики, чтобы угол закрытости горизонта (между горизонталью и прямой от прибора до верхушки деревьев) составлял 30° и в то же время осадкомер не был бы

Таблица 4.4 Избыток снега, выпавшего в защищенном месте, по сравнению с открытой территорией (%). По [104]

Температура воздуха ($^\circ\text{C}$)	Скорость ветра на высоте 2 м (м/с)	
	2,5	5,0
≥ 0	32	57
от -20 до -5	53	120
< -20	80	200

чрезмерно защищен. Однако, как показывают советские исследования, накопление снега в умеренно закрытых местах значительно превышает таковое на открытой местности, особенно при средних скоростях ветра ([104], см. табл. 4.4).

В штате Юта были проведены сравнения зимних осадков (октябрь—март) и водного эквивалента снежного покрова по состоянию на 1 апреля за 4—6 сезонов в 30 пунктах на высотах свыше 2400 м [12]. Эти участки были классифицированы субъективно по положению и дали следующие результаты.

<i>Местоположение участка</i>	<i>Число серий измерений</i>	<i>Зимние осадки минус водный эквивалент на 1 апреля (дюймы)</i>	<i>Отношение превышение/недостаток (%)</i>
Хорошо защищенный	77	2,5	+17
Довольно хорошо защищенный	9	0,0	0
Умеренно ветреный	6	-2,5	-10
Ветреный	26	-2,6	-15
Очень ветреный	13	-3,6	-16
Чрезмерно защищенный	11	-0,3	-2

Знак разности (превышение или дефицит) между измеренными осадками и водным эквивалентом снежного покрова, так же как и абсолютные значения, в общем хорошо согласуются с субъективно выделенными в смысле ожидаемого влияния ветра категориями местоположений. Эти станции расположены на такой высоте, что влияние снеготаяния на поверхности земли в течение зимних месяцев исключается.

В исследовании Брауна и Пека под хорошо защищенными участками понимались такие участки, у которых экранирование со всех сторон обусловлено объектами, образующими с плоскостью отверстия осадкомера углы в пределах 20—30°. Эти объекты должны быть достаточно широкими, чтобы исключить влияние завихрений, и местность в целом должна обеспечивать некоторую защиту от ветра. С другой стороны, чрезмерно защищенными являются участки с объектами, образующими с плоскостью отверстия осадкомера углы больше 45°. Другие категории защищенности, обусловленных близлежащими объектами и общим характером местности.

Кэттерал [17] дал численную оценку защищенности участка, где расположен осадкомер. Защищенность P в пределах от нуля (открытость во всех направлениях) до единицы (полная закрытость) выражается следующим образом:

$$P = \sum_{a=1}^8 \left(\frac{H_{A_{\max}} - H}{D_{A_{\max}}} \right)^2 / W_a,$$

где H — высота места установки осадкомера, $(H_{A \max} - H)$ — относительные превышения рельефа, $D_{A \max}$ — расстояние (м) от осадкомера до максимальной высоты в направлении A , W_a — время, в течение которого эффективная защита от ветра направления a , выраженное в процентах ежегодной повторяемости ветра этого направления. Практически P редко превышает 0,5. При определении $D_{A \max}$ и $H_{A \max}$ рассматривается расстояние, выбираемое (субъективно) по размерам сборной площади и масштабу местного рельефа.

В связи с тем что существует множество проблем измерений осадков в точках, были проведены эксперименты по радиолокационному определению массы осадков над обширными горными водосборами [37]. Андерль и сотр. [3] обнаружили, что для двух небольших котловин вблизи Хоэнпейссенберга в Баварии результаты были такими же, какие можно было бы получить с сети осадкомеров плотностью 1 на 25 км², и были значительно лучше, чем результаты обычной сети плотностью 1 на 500 км². Совсем недавно на водосборе р. Ди в Северном Уэльсе Кольер и Ларке [19] показали, что на этой площади даже при снегопаде достижима такая же точность, как при дожде. Средняя точность находилась в пределах 13 %. Поправка на таяние снега на меньших высотах получается путем калибровки по толщине снежного покрова на участках, расположенных в горах и на равнине.

Для отдаленных горных областей более реальным подходом является оценка водного баланса по всему водосборному бассейну. Флон [29, 30] показал, что для субтропических горных систем оценка снегонакопления на ледниках и сток, возможно, являются более надежной основой оценки осадков в бассейне, чем данные об осадках на долинных станциях, так как из-за горно-долинных ветров долины значительно суше окружающих хребтов. Кроме того, при составлении карт осадков в горных районах оценки их сезонных и высотных зависимостей на основе данных суммарных осадкомеров или снегомерных съемок могут с успехом дополнить информацию регулярной сети осадкомеров [74]

Список литературы

- 1 Глазырин Г Е (1970) «Фазовое состояние осадков в горах в зависимости от приземной температуры воздуха», *Метеорология и гидрология* № 4 с 30
- 2 Alter J C (1937) 'Shielded storage precipitation gages,' *Mon Weather Rev* 65, 262—5
- 3 Anderl, B, Altmanspacher, W and Schultz, G A (1976) 'Accuracy of reservoir inflow measurements based on radar rainfall measurements,' *Water Resources Res*, 12 217—23
- 4 Armstrong, C F and Stidd C K (1967) 'A moisture balance profile in the Sierra Nevada,' *J Hydrol* 5 252—68
- 5 Atkinson, B W and Smithson, P A (1976) 'Precipitation in T J Chandler and S Gregory (eds) *The Climate of the British Isles*, pp 129—82, London, Longman

- 6 Bader, M J and Roach, W T (1977) 'Orographic rainfall in warm sections of depressions,' *Q J R Met Soc*, 103, 269—80
- 7 Barry, R G (1973) 'A climatological transect along the east slope of the Front Range, Colorado,' *Arct Alp Res*, 5, 89—110
- 8 Bergeron, T (1949) 'Problem of artificial control of rainfall on the globe,' *Tellus*, 1, 32—43
- 9 Berkovsky, L (1964) 'The fall-off with height of terrain-induced vertical velocity,' *J appl Met*, 3, 410—14
- 10 Bleasdale, A and Chan, Y K (1972) 'Orographic influences on the distribution of precipitation,' in *The Distribution of Precipitation in Mountainous Areas*, vol II, pp 322—33, Geneva, World Meteorological Organization No 326
- 11 Bonacina, L C W (1945) 'Orographic rainfall and its place in the hydrology of the globe,' *Q J R Met Soc*, 71, 41—55
- 12 Brown, M J and Peck, E L (1962) 'Reliability of precipitation measurements as related to exposure,' *J appl Met*, 1, 203—7
- 13 Browning, K and Harrold, T W (1969) 'Air motion and precipitation growth in a wave depression,' *Q J R Met Soc*, 95, 288—309
- 14 Browning, K A, Hill, F F and Pardoe, C W (1974) 'Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector,' *Q J R Met Soc*, 100, 309—30
- 15 Browning, K A, Pardoe, C W and Hill, F F (1975) 'The nature of orographic rain at wintertime cold fronts,' *Q J R Met Soc*, 101, 333—52
- 16 Caine, N (1975) 'An elevational control of peak snowpack variability,' *Water Res Bull*, 11, 613—21
- 17 Catterall, J W (1972) 'An *a priori* model to suggest rain gauge domains,' *Area*, 4, 158—63
- 18 Chuan G K and Lockwood, J G (1974) 'An assessment of the topographic controls on the distribution of rainfall in the central Pennines,' *Met Mag*, 103, 275—87
- 19 Collier, C G and Larke, P R (1978) 'A case study of the measurement of snowfall by radar: an assessment of accuracy,' *Q J R Met Soc*, 104, 615—21
- 20 Colton, D E (1976) 'Numerical simulation of the orographically induced precipitation distribution for use in hydrologic analysis,' *J appl Met*, 15, 1241—51
- 21 Conrad, V (1935) 'Beitrage zur Kenntnis der Schneedeckenverhältnisse,' *Gerlands Beitr Geophys*, 45, 225—36
- 22 Danard, M B (1971) 'A simple method for computing the variation of annual precipitation over mountainous terrain,' *Boundary-layer Met*, 2, 41—55
- 23 Douglas, C K M and Glasspoole, J (1947) 'Meteorological conditions in heavy orographic rainfall in the British Isles,' *Q J R Met Soc*, 73, 11—38
- 24 Elliott, R D (1977) *Methods for estimating areal precipitation in mountainous areas* Rep 77—13, Goleta, California, North American Weather Consultants (for National Weather Service, NOAA 77 111506) (NTIS PB 276 140/IGA)
- 25 Elliott, R D and Hovkind, E L (1964) 'On convection bands within Pacific coast storms and their relation to storm structure,' *J appl Met*, 3, 143—54
- 26 Elliott, R D and Shaffer R W (1962) 'The development of quantitative relationships between orographic precipitation and air mass parameters for use in forecasting and cloud seeding evaluation,' *J appl Met*, 1, 218—28
- 27 Erk, F (1887) 'Die vertikale Verteilung und die Maximalzone des Niederschlags am Nordhange der bayrischen Alpen im Zeitraum November 1883 bis November 1885,' *Met Zeit*, 4, 55—69
- 28 Fliri, F (1967) 'Über die klimatologische Bedeutung der Kondensationshöhe im Gebirge,' *Die Erde*, 98, 203—10
- 29 Flohn, H (1969) 'Zum Klima und Wasserhaushalt des Hindukushs und benachbarten Gebirge,' *Erdkunde*, 23, 205—15
- 30 Flohn, H (1970) 'Comments on water budget investigations, especially in tropical and subtropical mountain regions,' in *Symposium on World Water Balance*, pp 251—262, *Int Assoc Sci Hydrol Publ*, 93, vol 2, UNESCO
- 31 Flohn, H (1974) 'Contribution to a comparative meteorology of mountain areas' in J D Ives and R G Barry (eds) *Arctic and Alpine Environments*, pp 55—71 London Methuen

- 32 Fogarasi, S (1972) *Weather systems and precipitation characteristics over the Arctic Archipelago in the summer of 1968*, Inland Waters Directorate, Tech Rep No 16, Ottawa, Environment Canada
- 33 Fohn, P M B (1977) 'Representativeness of precipitation measurements in mountainous areas,' *Proceedings of the Joint AMS/SGBB/SSG Meeting on Mountain Meteorology and Biometeorology*, pp 61—77, Geneva, Blanc et Wittwer
- 34 Fulks, J R (1935) 'Rate of precipitation from adiabatically ascending air,' *Mon Weather Rev*, 63, 291—4
- 35 Gregory S (1968) 'The orographic component in rainfall distribution patterns,' in J A Sporck (ed) *Melanges de Geographie, I Géographie Physique et Géographie Humaine*, pp 234—52, Gembloux, Belgium, J Duculot, S A
- 36 Grunow, J (1960) 'Ergebnisse mehrjähriger Messungen von Niederschlägen am Hang und in Gebirge,' *Int Assoc Sci Hydrol Publ*, 53, 300—16
- 37 Harrold, T W (1966) 'The measurement of rainfall using radar,' *Weather*, 21, 247—9, 256—8
- 38 Hastenrath, S L (1967) 'Rainfall distribution and regime in central America,' *Arch Met Geophys Biokl*, B, 15, 201—41
- 39 Havlik, D (1968) 'Die Höhenstufe maximaler Niederschlagssummen in den Westalpen,' *Freiburger Geogr Hefte*, 7
- 40 Henz, J F (1972) 'An operational technique of forecasting thunderstorms along the lee slope of a mountain range,' *J appl Met*, 11, 1284—92
- 41 Hill, S A (1881) 'The meteorology of the North West Himalaya,' *Ind Met Mem*, Calcutta 1 (VI), 377—429
- 42 Hjernstad, L M (1970) *The influence of meteorological parameters on the distribution of precipitation across central Colorado mountains*, Atmos Sci Pap No 163, Fort Collins, Colorado State University
- 43 Hobbs P V (1975) 'The nature of winter clouds and precipitation in the Cascade Mountains and their modification by artificial seeding Pt 1 Natural conditions,' *J appl Met*, 14, 783—804
- 44 Hobbs, P V (1978) 'Organization and structure of clouds and precipitation on the mesoscale and microscale in cyclonic storms,' *Rev Geophys Space Phys*, 16 741—55
- 45 Hobbs, P V, Easter, R C and Fraser A B (1973) 'A theoretical study of the flow of air and fallout of solid precipitation over mountainous terrain Pt II Microphysics,' *J Atmos Sci*, 30, 813—23
- 46 Hobbs, P V, Houze, R A, Jr and Matejka, T J (1975) 'The dynamical and microphysical structure of an occluded frontal system and its modification by orography,' *J Atmos Sci*, 32, 1542—62
- 47 Holmboe J and Klieforth, H (1957) 'Investigations of mountain lee waves and the air flow over the Sierra Nevada,' Final Report, Contract AF19—(604)—728 Los Angeles Meteorology Department, University of California
- 48 Houghton J G (1979) 'A model for orographic precipitation in the north-central Great Basin' *Mon Weather Rev* 107, 1462—75
- 49 Hovkind, E L (1965) 'Precipitation distribution round a windy mountain peak' *J Geophys Res*, 70, 3271—78
- 50 Hutchinson, P (1968) 'An analysis of the effect of topography on rainfall in the Taieri catchment, Otago,' *Earth Sci J*, 2, 51—68
- 51 Jackson, M C (1978) 'Snow cover in Great Britain,' *Weather*, 33 298—309
- 52 Jarvis, E C and Leonard, R (1969) *Vertical velocities induced by smoothed topography for Ontario and their use in areal forecasting*, Met Branch, Tech Mem 728, Department of Transport, Toronto
- 53 Jevons W S (1861) 'On the deficiency of rain in an elevated rain gauge as caused by wind,' *London, Edinburgh and Dublin Phil Mag*, 22, 421—33
- 54 Koneck, M (1959) 'Schneeverhältnisse der Hohen Tatra,' *Ber Dtsch Wetterdienst*, 54, 132—3
- 55 Kretzberg, C W and Brown, H A (1970) 'Mesoscale weather systems within an occlusion,' *J appl Met*, 9, 417—32
- 56 Lamb, H H (1955) 'Two-way relationships between the snow or ice limit and 1000—500 mb thickness in the overlying atmosphere,' *Q J R Met Soc*, 81, 172—89

- 57 Larson, L W (1971) *Shielding precipitation gauges from adverse wind effects with snow fences*, University of Wyoming, Laramie, Water Resources Ser No 25
- 58 Lauer, W (1975) 'Klimatische Grundzüge der Höhenstufung tropischer Gebirge' in *Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen, 40 Deutscher Geographentag Innsbruck*, pp 76—90 Innsbruck, F Steiner
- 59 Lauscher, F (1976a) 'Weltweite Typen der Höhenabhängigkeit des Niederschlags,' *Wetter u Leben*, 28, 80—90
- 60 Lauscher, F (1976b) 'Methoden zur Weltklimatologie der Hydrometeore Der Anteil des festen Niederschlags am Gesamtniederschlag,' *Arch Met Geophys Biokl B* 24, 129—76
- 61 Lauscher F (1978) 'Typen der Höhenabhängigkeit des Niederschlags bei verschiedenen Witterungslagen im Sonnblick Gebiet' *Arbeiten, Zentralanst für Met Geodynam* (Vienna), 32 (95), 1—6
- 62 Linsley R K (1958) 'Correlation of rainfall intensity and topography in northern California,' *Trans Am Geophys Un*, 39, 15—18
- 63 Manley G (1971) 'The mountain snows of Britain,' *Weather*, 26 192—200
- 64 Marwitz, J D (1974) 'An airflow case study over the San Juan Mountains of Colorado' *J appl Met*, 13, 450—8
- 65 Miller J G (1972) 'Physiographically adjusted precipitation-frequency maps,' in *Distribution of Precipitation in Mountainous Areas*, vol 2, pp 264—77, Geneva World Meteorological Organization No 326
- 66 Murray R (1952) 'Rain and snow in relation to the 1000—700 mb and 1000—500 mb thickness and the freezing level' *Met Mag*, 81 5—8
- 67 Myers V A (1962) 'Airflow on the windward side of a ridge,' *J Geophys Res* 67, 4267—91
- 68 Nickerson E C, Smith, D R and Chappell, C F (1978) 'Numerical calculation of airflow and cloud during winter storm conditions in the Colorado Rockies and Sierra Nevada mountains' in *Conference on Sierra Nevada Meteorology* pp 126—32, Boston American Meteorological Society
- 69 Nipher, F E (1878) 'On the determination of the true rainfall in elevated gauges' *Proc Am Ass Adv Sci* 27 103—8
- 70 Ono S (1925) 'On orographic precipitation' *Phil Mag* 6th Ser, 49 144—64
- 71 Peck G L (1964) 'The little used third dimension' *32nd Annual Meeting of the Western Snow Conf* Nelson British Columbia pp 33—40
- 72 Peck E L (1972a) 'Discussion of problems in measuring precipitation in mountainous areas' in *Distribution of Precipitation in Mountainous Areas* vol I pp 5—16 Geneva World Meteorological Organization No 326
- 73 Peck E L (1972b) 'Relation of orographic precipitation patterns to meteorological parameters' in *Distribution of Precipitation in Mountainous Areas*, vol II pp 234—42 Geneva, World Meteorological Organization No 326
- 74 Peck F L and Brown M J (1962) 'An approach to the development of isohyetal maps for mountainous areas,' *J Geophys Res*, 67, 681—94
- 75 Pedgley, D F (1970) 'Heavy rainfalls over Snowdonia,' *Weather*, 25, 340—9
- 76 Pedgley, D E (1971) 'Some weather patterns in Snowdonia,' *Weather*, 26 412—44
- 77 Pockels F (1901) 'The theory of the formation of precipitation on mountain slopes,' *Mon Weather Rev*, 29 152—9 306—7
- 78 Poggi A (1959) 'Contribution a la connaissance de la distribution altimétrique de la durée de l'enneigement dans les Alpes françaises du nord,' *Ber dtsh Wetterd* 54 134—49
- 79 Poulter R M (1936) 'Configuration, air mass and rainfall,' *Q J R Met Soc* 62 49—79
- 80 Queney P (1948) 'The problem of airflow over mountains a summary of theoretical studies' *Bull Am Met Soc*, 29 16—26
- 81 Raddatz R L and Khandekar, M L (1977) 'Numerical simulation of cold easterly circulations over the Canadian Western Plains using a mesoscale boundary layer model' *Boundary Layer Met*, 11 307—28
- 82 Rangno A L (1979) 'A re analysis of the Wolf Creek cloud seeding experiment' *J appl Met* 18 579—65

- 83 Rechar, P A (1972) 'Winter precipitation gauge catch in windy mountainous areas,' in *Distribution of Precipitation in Mountainous Areas*, vol 1, pp 13—26, Geneva, World Meteorological Organization No 326
- 84 Reid, I (1973) 'The influence of slope aspect on precipitation receipt,' *Weather*, 28, 490—3
- 85 Reimelt, E R (1970) 'On the role of orography in the precipitation regime of Alberta,' *Albertan Geographer*, 6, 45—58
- 86 Rhea, J O (1978) *Orographic precipitation model for hydrometeorological use*, Atmos Sci Pap No 287, Fort Collins, Colorado State University
- 87 Rhea, J O and Grant, L O (1974) 'Topographic influences on snowfall patterns in mountainous terrain,' in *Advanced Concepts and Techniques in the Study of Snow and Ice Resources*, pp 182—92, Washington, D C, National Academy of Science
- 88 Rodda, J C (1967) 'The rainfall measurement problem,' in *Geochemistry Precipitation, Evaporation, Soil-Moisture, Evaporation*, pp 215—30, IUGG General Assembly of Bern
- 89 Salter, M de C S (1918) 'The relation of rainfall to configuration,' *British Rainfall*, 1918, 40—56
- 90 Sarker, R P (1966) 'A dynamical model of orographic rainfall,' *Mon Weather Rev*, 94, 555—72
- 91 Sarker, R P (1967) 'Some modifications in a dynamical model of orographic rainfall,' *Mon Weather Rev*, 95, 673—84
- 92 Sawyer, J S (1956) 'The physical and dynamical problems of orographic rain,' *Weather*, 11, 375—81
- 93 Schermerhorn, V P (1967) 'Relations between topography and annual precipitation in western Oregon and Washington,' *Water Resources Res*, 3, 707—11.
- 94 Sevruk, B (1972a) 'Precipitation measurements by means of storage gauges with stereo and horizontal orifices in the Baye de Montreux watershed,' in *Distribution of Precipitation in Mountainous Areas*, vol 1, pp 86—95, Geneva, World Meteorological Organization No 326
- 95 Sevruk, B (1972b) 'Evaporation losses from storage gauges,' *ibid*, pp 96—102
- 96 Sevruk, B (1974) 'The use of stereo, horizontal and ground level orifice gages to determine a rainfall elevation relationship,' *Water Resources Res*, 10, 1138—42
- 97 Smith, R B (1979) 'The influence of mountains on the atmosphere' *Adv Geophys*, 21, 87—230
- 98 Smithson, P A (1970) 'Influence of topography and exposure on airstream rainfall in Scotland,' *Weather*, 25, 379—86
- 99 Sporns, U (1964) 'On the transportation of short duration rainfall intensity data in mountainous regions,' *Arch Met Geophys Biokl*, B, 13, 438—42
- 100 Spreen, W C (1947) 'Determination of the effect of topography on precipitation,' *Trans Am Geophys Un*, 28, 285—90
- 101 Steinhauser, F (1948) 'Die Schneehohen in den Ostalpen und die Bedeutung der winterlichen Temperaturinversion,' *Arch Met Geophys Biokl*, B, 1, 63—74.
- 102 Steinhauser, F (1967) 'Methods of evaluation and drawing of climatic maps in mountainous countries,' *Arch Met Geophys Biokl*, B, 15, 329—58
- 103 Storebo P B (1968) 'Precipitation formation in a mountainous coast region,' *Tellus*, 20, 239—50
- 104 Struzer, I R, Netchayev, I N and Bogdanova, E G (1965) 'Systematic errors of measurements of atmospheric precipitation,' *Soviet Hydrol*, 5, 500—4
- 105 Sugden, D E (1977) 'Reconstruction of the morphology, dynamics, and thermal characteristics of the Laurentide ice sheet at its maximum' *Arct Alp Res*, 9, 21—47
- 106 Wagner, A (1937) 'Gibt es im Gebirge eine Höhenzone maximalen Niederschlages?' *Gerlands Beitr Geophys*, 50, 150—5
- 107 Walker, E R (1961) *A synoptic climatology for parts of the Western Cordillera*, Arctic Meteorology Research Group, Publ in Met No 35, Montreal, McGill University
- 108 Warnick, C C and Penton, V E (1971) 'New methods of measuring water equivalent of snow pack for automatic recording at remote mountain locations,' *J Hydrol*, 13, 201—15

- 109 Weischet, W (1969) 'Klimatologische Regeln zur Vertikalverteilung der Niederschläge in Tropengebirgen,' *Die Erde*, 100, 287—306
- 110 Wilson, H P (1978) 'On orographic precipitation,' in *Climatic Networks Proceedings of the Workshop and Annual Meeting of the Alberta Climatological Association, Inform Rep*, NOR X-209, pp 82—21 Fisheries and Environment Canada, Edmonton, Alberta, Northern Forest Research Centre
- 111 Yoshino, M M (1975) *Climate in a Small Area An introduction to local meteorology*, Tokyo, University of Tokyo Press
- 112 Young K C (1974) 'A numerical simulation of wintertime, orographic precipitation,' *J Atmos Sci*, 31, 1735—48, 1749—67

Д Другие гидрометеоры

К гидрометеорам относятся не только обычные виды осадков, рассмотренные выше, но также жидкие или твердые частицы воды, взвешенные в атмосфере (облака, туман), поднятые ветром частицы (низовая метель) и жидкие или твердые частицы воды, осевшие (выделившиеся) на поверхности (роса, осаждение тумана, иней, ледяной налет и гололед) [47]. Хотя информация об этих явлениях ограничена, все они являются важными составляющими погоды и климата в горах.

1 Туман

Существенной характеристикой большинства горных областей является суспензия водяных капель в воздухе, видимая в форме тумана или облачности. В зависимости от конкретного типа физических процессов при различных погодных режимах они появляются как в долинах и котловинах, так и над вершинами и склонами. В горных долинах ночное излучение и сток холодного воздуха совместно с инверсиями нижнего уровня вызывают довольно устойчивый приземный туман (см. фото 6). С другой стороны, туман на вершинах может быть явлением, отмечающим уровень конденсации, т. е. основание облачности при данном воздушном потоке. В восходящем по склону потоке происходит вызванное орографией адиабатическое охлаждение, особенно при крупномасштабной адекватности в теплом секторе циклонов умеренных широт. На Британских островах в обоих случаях такая облачность на вершинах и склонах называется просто горным туманом. Высокий туман, который может захватывать склоны, также образуется благодаря радиационным процессам и процессам перемешивания, связанным с инверсиями на высоких уровнях.

Йосино [48, с. 205] описал ярко выраженный максимум повторяемости тумана в горных областях Японии на уровне около 1500 м, где туман (дальность видимости <1 км) наблюдается 300 дней в году и больше. В Альпах, наоборот, частота тумана наибольшая на самых высоких станциях, таких, как Зоннблик (275 дней в году), в то время как над склонами долин имеются зоны минимальной частоты на высотах порядка 600 и 1000 м [8, 46]. Такое распределение связано с появлением приземного

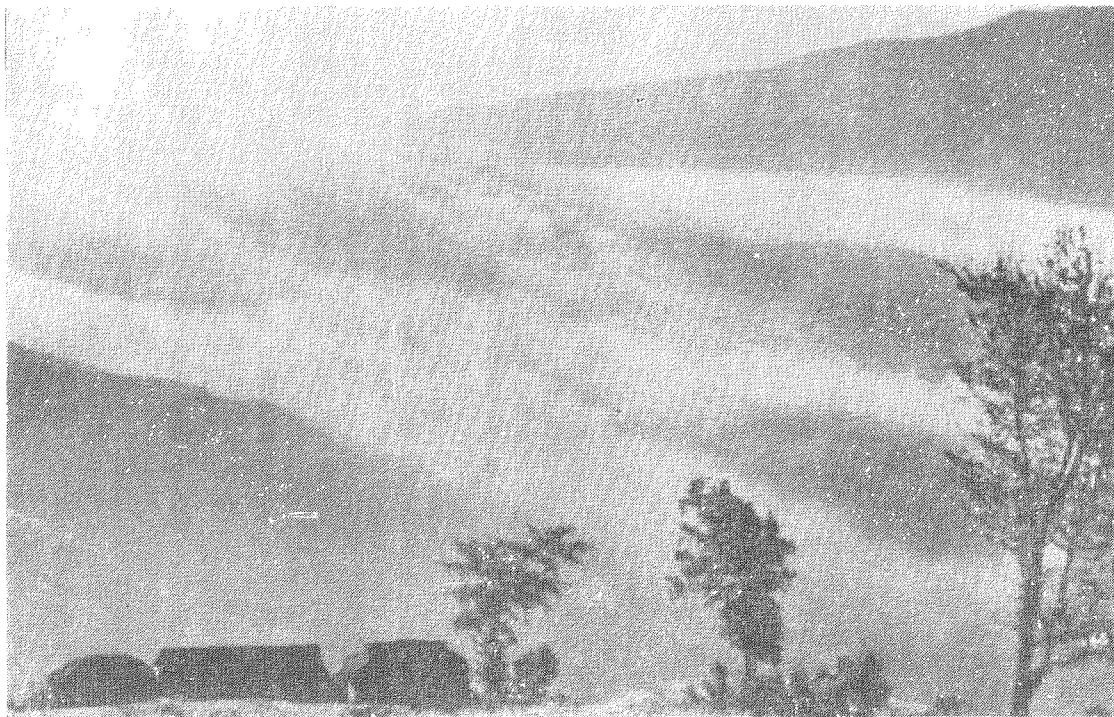


Фото 6 Инверсионный туман, переваливающий через хребет на северо-западной стороне бассейна Катманду в Непале 20 ноября 1979 г (П Кейн, ИНСТААР, Колорадский университет)

Дно бассейна находится на высоте 1300 м над ур м, вершины хребтов, видимые на фотографии, лежат между 1500 и 1600 м. Точка съемки находится на высоте 1600 м в Джалкини на дороге Катманду—Трисули. Это явление обычно для начала зимы.

радиационного тумана и высотных туманов, вызванных инверсиями в верхних слоях зимой, а также орографической облачностью во все сезоны. В умеренных широтах в морских климатах большая повторяемость тумана отмечается на значительно более низких высотах. Например, на г. Дан-Фелл в северной Англии (848 м) плотный туман (с видимостью менее 200 м) отмечается в 60 % наблюдений. Наличие единственного максимума по высоте, отмеченное в Японии, очевидно, определяется преобладанием облаков легнего муссона. Это явление напоминает вертикальное распределение туманов на Мауна-Лоа (штат Гавайи), где на наветренном склоне на высотах от 1500 до 2500 м имеется хорошо выраженный пояс тумана [16], связанный, однако, с уровнем летних орографических облаков под пассатной инверсией, которые на восточном побережье обычно расположены на высоте около 200 м над Хило, а над горными склонами появляются несколько выше [25]. Наоборот, в зоне вершины (3400 м) зимой имеется слабый максимум частоты тумана, связанный с более высокой облачностью в синоптических возмущениях в верхнем западном переносе.

2 Осадки из тумана

На многих горных склонах, особенно в тропиках и субтропиках, частое появление тумана и орографической облачности вносит значительный вклад в суммарный баланс влаги благодаря перехвату капелек тумана растительностью. Это явление особенно заметно на границах лесных массивов [10, с. 348—350], но оно наблюдается на всех покрытых лесами склонах.

Очевидно, что обычные дождемеры не регистрируют этот тип осаднения влаги, поэтому были разработаны специальные ловушки, использующие проволочную сетку или жалюзи над прибором для моделирования эффекта фильтрации растительностью. Исследования на г. Хоэнпейсенберг показывают, что, в то время как дождемер уловил 682 мм в течение мая—сентября 1950 г., дождемер с ловушкой тумана в виде проволочной сетки уловил 853 мм, т. е. на 25 % больше [11]. Однако когда наблюдались осадки только из тумана, прибор с ловушкой дал лишь на 4,6 мм больше, и лишь позднее, с 1 по 8 октября 1950 г., было зарегистрировано превышение в 32 мм. Используя аналогичное устройство на Столовой горе в Кейптуане, Нагель [27] получил, что оседание капель тумана на деревьях может добавить 70 % к измеренному количеству выпавшего дождя, в то время как, согласно Краусу [19], на Тодунге (3100 м) в восточном Непале в течение муссонных месяцев (июнь—сентябрь 1963 г.) было зарегистрировано дополнительно 22 % (582 мм). Имеются сообщения об аналогичных наблюдениях на многих прибрежных лесистых горных цепях [30, 44] и в других местностях, где часто встречаются туманы. На Зоннблике (Австрия) в течение зимы (ноябрь—май 1959—1965 гг.) ловушки тумана зарегистрировали 100—

150 % от сумм осадков, измеренных осадкомерами [13]. Во время вторжения теплых воздушных масс со Средиземного моря наблюдались интенсивности отложения влаги до 6,9 мм/ч. В Альпах при подъеме выше среднего уровня основания облаков доля тумана в общем количестве осадков, по-видимому, увеличивается.

Тем не менее абсолютные количества определяются неточно. Для разделения составляющих дождя и тумана (диаметр капель < 100 мкм) во время выпадения осадков Ювик и Экерн [16] провели тщательное исследование на Мауна-Лоа (штат Гавайи), причем они использовали как измерения осадкомеров с ловушками тумана в виде экрана-жалюзи, так и вычисления, основывающиеся на распределении капель по размерам. На наветрен-

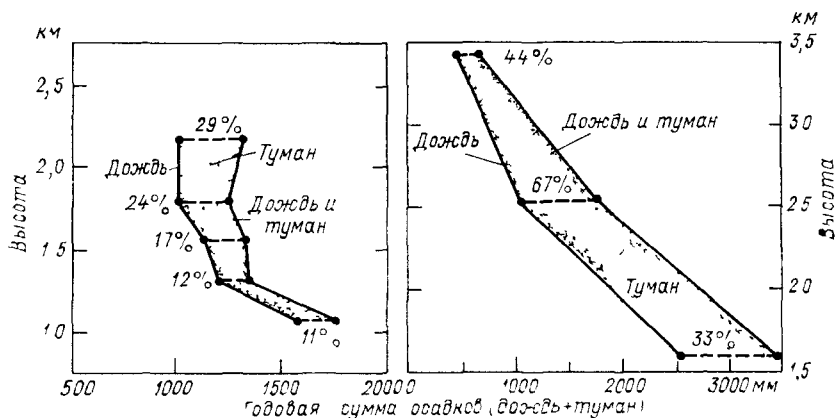


Рис 421 Зависимость годовой суммы осадков, выпадающих в виде дождя, и осадков из тумана от высоты на Мауна-Лоа (Гавайи) (По [16])

Слева — подветренный склон, справа — наветренный. Показаны высоты, на которых проводились измерения количества осадков из тумана, увеличение общего количества осадков за счет осадков из тумана дано в процентах

ном склоне там наблюдается хорошо выраженный пояс тумана на высоте 1500—2500 м, где количество осадков за счет оседания тумана на деревьях достигает 750 мм, т. е. 50 % или более общего годового количества. Выше 2000 м относительный вклад такого оседания составляет 65—70 % от суммы осадков, хотя общее их количество здесь мало. На подветренном склоне Мауна-Лоа оседание тумана на деревьях приносит около 250 мм осадков (25 % годового количества). Вертикальные профили годового количество осадков, выпадающих в виде дождя и за счет оседания тумана, показанные на рис. 4.21, сильно зависят от пассатной инверсии и ее сезонных изменений. Таким образом, Ювик и Экерн показали, что летом на наветренном склоне наблюдается отчетливый максимум осадков за счет оседания тумана, связанный с развитием под инверсией тонких орографических облаков, обволакивающих склоны. На подветренном склоне на высотах выше 1300 м увеличивается как относительный вклад оседания

тумана на деревьях в общее количество осадков, так и абсолютное их значение. Здесь восходящий по склону поток связан с морскими бризами, усиленными вверх склонов долинным ветром. В суточном ходе максимум осадков из тумана наблюдается ночью на наветренных склонах и днем на подветренных, что в обоих случаях хорошо согласуется с суточным распределением выпадения дождей.

3 Гололед

Ледяной налет образуется, когда переохлажденные капли тумана сталкиваются с неподвижными объектами, такими, как деревья или здания, а также проводами (фото 7). В табл. 45 описаны три основных типа гололеда. Однако гололед часто имеет гетерогенную природу из-за более или менее одновременного или последовательного развития разных форм при несколько изменяющихся условиях погоды.

Исследования, проведенные в Чехословакии [14], Румынии [43] и ГДР [17], показывают, что повторяемость гололеда всех форм увеличивается от 20 дней в году на низко расположенных станциях до 80—100 дней в году на высотах 1000—1500 м и до 180 дней в году выше 2500 м в Румынии. Грудичка предполагает, что S-образный ход кривой повторяемости с максимумом между 750 и 1250 м связан с расположением на этих высотах зимних облаков. Фронтальные ситуации с высоко-слоистой или слоисто-дождевой облачностью вызывали гололед в большей части случаев, зарегистрированных в 1952—1953 гг. на высоте 2635 м в Татрах [18], но в Западных Карпатах гололед связан также с адвекцией холодного морского арктического воздуха или радиационным охлаждением полярного морского воздуха [43].

Большие накопления гололеда при сильных ветрах на стройках и линиях электропередачи могут создать серьезные трудности [32] в силу увеличения веса конструкций и сопротивления ветру. Под напором ветра рост льда на линиях электропередачи может также привести к быстропрогрессирующему раскачиванию проводов [35]. При наблюдениях в горах в облачных «морских» климатических зонах, таких, как г. Вашингтон в штате Нью-Гэмпшир или бывшая обсерватория Бен-Невис в Шотландии, возникают серьезные трудности, связанные с образованием гололеда на кожухах приборов и на анемометрах [2]. Проводившиеся в течение 17 лет исследования отложения льда на телефонных проводах на г. Витоша (2286 м) в Болгарии показывают, что средняя продолжительность случая гололеда зимой составляет около 36 ч [39]. Почти половина таких случаев наблюдается при температурах от -2 до -6 °C и ветрах 10—12 м/с. Непродолжительные наблюдения на г. Вашингтон показали, что при ветрах 35 м/с и температуре -12 °C рост гололеда составляет около 1 см/ч [29]. На г. Фельдберг (1490 м) в Шварцвальде (ФРГ) отложение льда на линиях электропередачи, измерявшееся

Таблица 4.5 Характеристика отложений гололеда. По [12, 20, 45, 47]

Тип ¹	Характеристика	Процесс образования	Сцепление с поверхностью	Температурный критерий (°С)
ИЗМОРОЗЬ	Мелкая иглообразная дендритовая прозрачная кристаллическая структура, средняя плотность $\approx 0,2$ г/см ³	Осаждение пара в твердой форме из переохлажденного тумана или перенасыщенного по отношению ко льду воздуха. Туман не всегда существует	Легко отделяется	< -8
ТВЕРДЫЙ НАЛЕТ	Белая гранулированная структура с кристаллическими ответвлениями более или менее разделенными захваченным воздухом. Отложения растут сужаясь вниз по ветру, средняя плотность 0,5 г/см ³	Туман обязателен. Быстрое замерзание переохлажденных капелек тумана оставляет просветы между ними	Непрочное, легко отделяется при низких температурах	от -2 до -10
ПРОЗРАЧНЫЙ ЛЕД	Аморфный плотный лед с перемежающимися слоями прозрачного и матового (пузырьки воздуха) льда, средняя плотность 0,8 г/см ³	Медленное замерзание капелек тумана с высвобождением скрытой теплоты кристаллизации	Прочно сцеплен с поверхностью	от 0 до -3
ГОЛОЛЕД	Слой прозрачного льда, имеющий плотность чистого льда	Замерзание переохлажденных дождевых капелек при столкновении с поверхностью или капелек дождя и тумана, соприкасающихся с переохлажденной поверхностью	Прочно сцеплен с поверхностью	0 ± 3

¹ Терминология по [12] и [47]. Куронва [20] употребляет термин «изморозь» вместо используемого здесь термина «твердый налет», а «твердый налет» вместо термина «прозрачный лед».

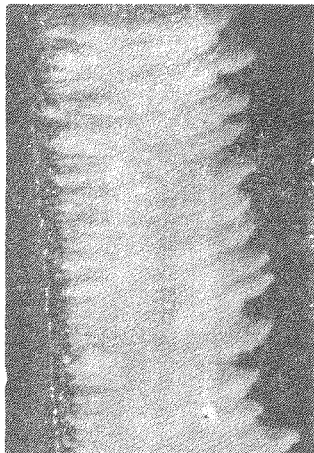


Фото 7а. Легкие иглы изморози, образовавшиеся на ветви дерева при температуре воздуха -4°C , относительной влажности 96 % и слабом юго-восточном ветре в 10 ч 30 мин 20 января 1953 г. (Воспроизводится с любезного разрешения высокогорной обсерватории Хоэнпейссенберг Службы погоды ФРГ)

Фото 7б. «Перья» плотной изморози на опорной растяжке анемометра при слабом ветре, температуре -3°C и относительной влажности 100 % с отдельными каплями слабой мороси и туманом в 09 ч 28 ноября 1953 г. (Воспроизводится с любезного разрешения высокогорной обсерватории Хоэнпейссенберг Службы погоды ФРГ.)

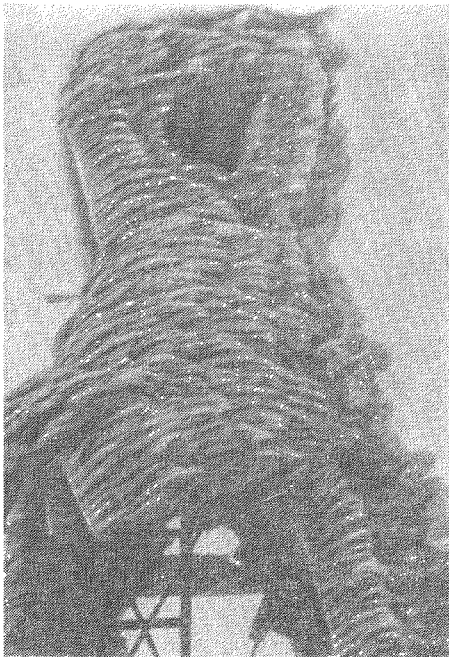


Фото 7в. Анемометрическая мачта в Грейт-Дан-Фелл в северной Англии, покрытая ледяным налетом и сильным гололедом, в 09 ч по Гринвичу 12 марта 1976 г. (лестница была расчищена наблюдателем). (Воспроизводится с любезного разрешения А Робинсона и журнала *Weather*.)

Лед отложился на мачте за трехдневный период 12 марта наблюдался переохлажденный дождь при средних значениях скорости ветра около 8 м/с 13 и 14 марта наблюдался снег в долинах и ветры средней скоростью 12 м/с 13 марта и 7 м/с 14 марта. В 09 ч 15 марта наблюдался туман при температуре $+1^{\circ}\text{C}$, относительной влажности 100 % и восточных ветрах скоростью примерно 10 м/с Амплитуда колебаний температуры за три дня была от $+1$ до -4°C .

в течение двух зим, в среднем составило 50 г/(ч·м), при этом максимальная масса, накопившаяся за день, была равна 3,2 кг/м [45]. Нагрузка растет со скоростью ветра и водностью. Согласно Диму [6], размер капель является дополнительным фактором, хотя Сакс [35] утверждает, что отложение зависит в основном от размера капель, а влияние ветра спорно, и что отложение льда обратно пропорционально диаметру провода. Согласно наблюдениям на влк. Фудзияма и г. Несеко (1300 м) в Японии, провода чаще рвутся от динамического давления ветра (ветер скоростью 10—15 м/с дает напряжение 30 кг на проводе длиной 20 м), чем от ледовой нагрузки [20]. Прирост чистого льда при ветрах скоростью 20 м/с и температурах от -5 до -10°C составлял 2—5 кг/м за 20 ч. Однако Куроива также отметил, что при температурах около 0°C и ветрах скоростью не выше 1—2 м/с отложение снега может дать нагрузки до 5 кг/м в виде ленты снега диаметром 20 см. 19 марта 1969 г. после нескольких дней гололеда обрушилась 260-метровая мачта телевизионного ретранслятора на г. Эмли-Мур (на высоте 400 м) в Пеннинах в северной Англии [28]. В предшествовавшую неделю эта местность была окутана туманом и облачностью при температурах от -3 до $+2,5^{\circ}\text{C}$. Очевидно, что основной причиной катастрофы было отложение на опорах льда толщиной до 10 см и более.

Количественных измерений осаднения влаги в результате отложения льда мало. Измерения массы отложения льда на ветках мачтовой сосны в Каскадных горах в штате Вашингтон (на высоте примерно 1900 м) показывают, что дневные количества в среднем составляют 0,014 см водного эквивалента [4]. Суммарный вклад за периоды без снегопадов зимой 1966-67 г. достиг 3,8—5 см, причем среднее годовое количество осадков составляет там 90 см, из которых 85 % выпадает в виде снега. Для гор юго-восточной Австралии этот вклад оценивается аналогичной величиной в 5—12,5 см [5]. Данные о гололеде, собранные Х. Кёлером в северной Норвегии, показывают, что в окрестности обсерватории Хальдде осаднение увеличивается на порядок на высоте всего лишь 100—200 м над обсерваторией из-за более сильных ветров и частого горного тумана [21, с. 186].

4 Осаждение на горизонтальных поверхностях

Явлению выпадения росы (или ее твердой формы — инея) на землю или на растительность уделялось мало внимания при исследованиях горных стран. Это обстоятельство частично связано с преобладанием осадков из тумана или осаднения льда в облачных горных местностях. Однако имеются трудности и в производстве наблюдений. Лаушер [22] сделал обзор данных для Австрийских Альп и заключил, что в информации об инее есть много неоднородностей, очевидно, из-за пропусков в наблюдениях. Он предположил, что более предпочтительным может быть расчет вероятности. При наличии снежного покрова вторжения теп-

лого влажного воздуха обычно вызывают конденсацию на поверхности. Давление насыщенного водяного пара над тающим снегом составляет 6,1 гПа, и при температуре воздуха, например, 5 °С максимальная относительная влажность воздуха, соответствующая этому давлению пара у поверхности, равна лишь 70 %¹. Основываясь на более или менее надежных данных наблюдений за инеем на четырех станциях за период 1946—1975 гг. и на расчете конденсации на снегу, Лаушер оценил, что средние годовые повторяемости осаджений (количество дней) в Австрийских Альпах изменяются с высотой следующим образом.

Высота (км)	Количество дней со снежным покровом	Осадки			
		иней на оголенной земле	иней на снегу	конденсация на снегу	общее количество дней
3	365	7	81	49	137
2	200—250	16	55	33	104
1	110—145	25	29	17	71
(0)	30—45	35	3	1	39

Осаждение кристаллического льда не только вносит свой вклад в суммарный баланс влаги, но, должно быть, также влияет на физические свойства поверхности снега. Возможное его влияние на спектральные радиационные характеристики заслуживает более подробного исследования.

5 Низовая метель и поземок

Перераспределение снега ветром — важное явление в зимних условиях северных континентов, а также в полярных и альпийских районах. Переносимый ветром снег является характерным элементом климатической среды многих горных районов, однако эта проблема почти не нашла отражения в научной литературе. Ее исследуют в Антарктике, преимущественно с научной точки зрения, и в умеренных широтах — в основном в свете практических инженерных задач, таких, как предохранение автомобильных дорог от снежных заносов.

При метеорологических наблюдениях различают низовую метель, когда снег поднимается до высоты 1,8 м и более и ухудшает видимость, и поземок вблизи подстилающей поверхности. Критическая («пороговая») скорость ветра, при которой снег отрывается от поверхности турбулентными вихрями, очевидно, зависит от состояния снежного покрова: температуры, размера, формы частиц снега, их плотности и степени связи между ними [33, 40]. Для рыхлого неслипшегося снега пороговая скорость (на высоте 10 м) составляет 5 м/с, тогда как для развевания плотного и слипшегося

¹ Согласно Лаушеру, температура поверхности снега утром примерно на 1 °С ниже температуры смоченного термометра в метеорологической будке.

снежного покрова необходима скорость ветра больше 25 м/с. Разумеется, при снегопаде низовая метель наблюдается и при умеренных ветрах.

На рис. 4.22 показаны три вида переноса снега. При поземке сухие частицы снега перекачиваются по поверхности. При сальтации частицы взмываются над поверхностью в слое воздуха толщиной около 10 см и, возвращаясь на поверхность, выбивают другие частицы. Сальтация наблюдается при скоростях ветра 5—10 м/с над холодным рыхлым снегом. За счет поземки образуется приблизительно 10 % турбулентных наносов [3]. Взвешенное состояние (суспензия) вызывается турбулентной диффузией,

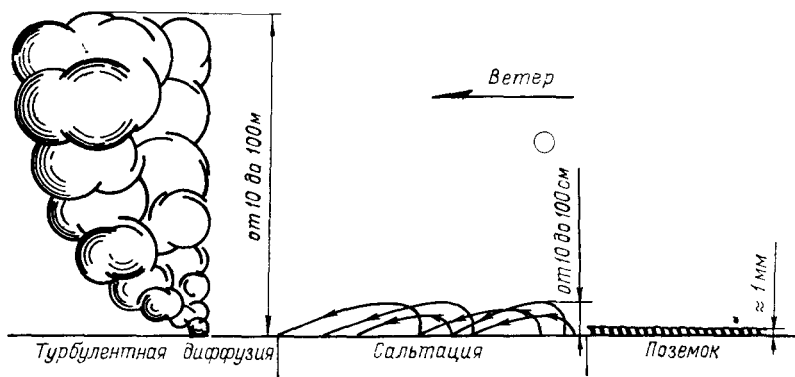


Рис. 4.22. Формы переноса снега ветром. (Из [24].)

поднимающей частицы на десятки метров над поверхностью. Турбулентная диффузия считается основным механизмом перераспределения снега в ветреных климатах [34, 42], хотя советские ученые рассматривают сальтацию как основной фактор, влияющий на снежные наносы [7, 26]. Радок [34] показывает, что переход от сальтации к взвешенному состоянию происходит при ветрах около 15 м/с, когда скорости 60 % восходящих потоков в приземном пограничном слое превосходят скорость падения частиц снега.

На поверхности частицы снега быстро становятся округлыми благодаря механической шлифовке о поверхность, поскольку, согласно Шмидту [37], в низовой метели концентрации обычно слишком малы для взаимодействия частиц. Типичный размер частиц составляет 0,1 мм, а их предельная скорость равна 0,5 м/с. В Антарктике [24] перенос массы выше 50-сантиметрового приземного слоя лежит в пределах 0,05—0,40 кг/(с·м²) для ветров скоростью 20—30 м/с, а над Альпийским хребтом эта величина на порядок меньше [9]. Здесь мы не будем касаться теоретических аспектов переноса снега низовой метелью, некоторые полезные общие сведения по этому вопросу можно найти в работах Меллора [24], Радока [34], Дюнина и Котлякова [7]. Не-

посредственные измерения объема переносимого снега возможно осуществить при помощи ловушки аэродинамической формы в сочетании с каким-либо осадкомером [15] или фотоэлектрических устройств, которые регистрируют ослабление пучка света [38].

В горной местности на распределение снега, также как и на распределение его отложений, в большой степени влияет мезо- и микромасштабная топография и структура растительности [31]. В течение зимнего сезона впадины шириной 10—100 м заполняются снегом, до тех пор пока не достигается равновесный уровень поверхности снега, т. е. пока эрозия не уравновешивает осадки.

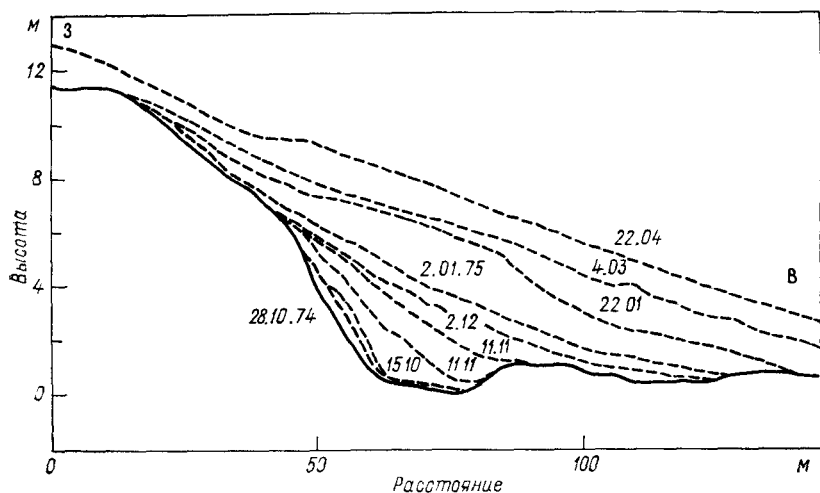


Рис. 4.23. Накопление снега путем метелевого переноса в 1974-75 г. на г. Найвот-Ридж в штате Колорадо (3450 м) (По [3].)

Ветры преимущественно западные, дующие вниз по склону.

Этот процесс представлен на рис. 4.23 для точки в альпийском поясе в штате Колорадо. Минимальный угол наклона земной поверхности, необходимый для того, чтобы вызвать отрыв линий тока и создать отложения, составляет около 10° [3]. Для 17 высот в штатах Колорадо и Вайоминг с областями разгона ветра от 600 до 6000 м Тэблер [40] показал, что главными факторами, определяющими наклон поверхности переноса D , являются средний угол наклона подвергающегося сдуванию склона вниз по ветру от места излома склона E и средний угол наклона наветренного склона на расстоянии 45 м от излома вверх по потоку A :

$$D (\%) = 0,25A + 0,55E_1 + 0,15E_2 + 0,05E_3,$$

где E_1 — средний наклон поверхности склона на расстоянии 0—15 м вниз по ветру (%), E_2 — на расстоянии 15—30 м и E_3 — на расстоянии 30—45 м. Это уравнение описывает 87 % дисперсии

в данных Тэблера. На подветренной стороне возвышенности и в других местах, где имеются резкие изломы поверхности, из-за отрыва потока могут образовываться снежные карнизы. По-видимому, угол наклона наветренного склона определяет, образуется ли снежный карниз или сугроб [36]. Скорость заполнения топографических «ловушек», подобных той, что изображена на рис. 4.23, и форма сугроба определяются количеством принесенного в ловушку снега, которое в свою очередь зависит от размеров последней, количества осадков и скорости ветра. Продуваемость ловушки увеличивается в течение зимы по мере уменьшения ее размеров вследствие заполнения.

Осаждение в виде сугробов, безусловно, является важной составляющей накопления воды в горных районах. На Передовом хребте в штате Колорадо содержание воды оценивается в 400 м^3 на линейный метр ширины снежного наноса [23]; для таких горных районов, как Алтай в Азиатской части СССР, приводятся величины до $1000\text{—}1200 \text{ м}^3$ на метр [26]. Фён [9] измерял отложение снега на склонах гребня с углом наклона 30° на высоте 2700 м вблизи Юнгфрауйох в течение трех периодов с метелями при ветрах $5\text{—}13 \text{ м/с}$. Суммарные значения составили 61 кг/м^2 на наветренном склоне и 236 кг/м^2 на подветренном склоне в пределах $\mp 200 \text{ м}$ от гребня хребта, а на горизонтальной поверхности — 125 кг/м^2 . Перенос снега добавил $87,5 \text{ кг/м}^2$ на подветренном склоне, преимущественно благодаря вихревому движению на подветренной стороне гребня.

В настоящее время ветровой перенос снега рассматривается как основной фактор, влияющий на сублимацию снега в ветреных климатах. Шмидт [37] показал, что скорость сублимации всегда пропорциональна диаметру частиц в степени $3/2$. Частица льда диаметром 100 мкм , переносимая со скоростью 1 м/с , через 1 мин теряет 20% своего веса при температуре воздуха -20°C , относительной влажности 90% и давлении на уровне моря. При тех же значениях температуры, влажности и скорости вентиляции эта потеря может возрасти до 50% на высоте 4 км благодаря более сильной диффузии при пониженном давлении (которая с избытком компенсирует ослабленную вентиляцию из-за пониженной плотности воздуха) и увеличенной солнечной радиации.

При низкой метели явление это осложнено вертикальным распределением температуры и содержания пара. Шмидт полагает, что для удаления пара, возникающего при сублимации, должен существовать направленный вверх градиент влажности, но не приводит оценок самой скорости сублимации. Тэблер [41] выражает отношение остаточной массы M частицы снега к ее первоначальной массе M_0 через расстояние переноса D :

$$M/M_0 = e^{-2(D/\bar{D})},$$

где \bar{D} — среднее расстояние переноса частицы средних размеров. Проведенные в Вайоминге измерения \bar{D} , основанные на сравнении

накопления снега у преград и в естественных ловушках с данными об осадках, показывают, что это расстояние равно примерно 3000 м на холмистой местности и 850 м в горных районах. При $D/\bar{D}=0,5$ остаточная масса уменьшается до 37 % от первоначальной, при $D/\bar{D}=1$ — до 14 % и при $D/\bar{D}=2$ — до 1,8 %. Доля перемещенных осадков, теряемых на испарение/сублимацию, в зависимости от расстояния между естественными ловушками увеличивается примерно от 60 % при $D/\bar{D}=1$ до 85 % при $D/\bar{D}=3$.

Список литературы

1. Михель В. М., Руднева А. В., Липовская В. И. (1969) *Переносы снега при метелях и снегопады на территории СССР*. — Л., Гидрометеонздат, 203 с.
2. Alexeiev, J. K., Dalrymple, P. C. and Gerger, H. (1974) *Instrument and observing problems in cold climates*, Geneva, World Meteorological Organization No. 384.
3. Berg, N. and Caine, N. (1975) 'Prediction of natural snowdrift accumulation in alpine areas, *Final Report to Rocky Mountain Forest and Range Expt. Station* (USFS 16-388-CA), Boulder, Department of Geography, University of Colorado.
4. Berndt, H. W. and Fowler, B. W. (1969) 'Rime and hoarfrost in upper-slope forests of eastern Washington,' *J. Forestry*, 67, 92—5.
5. Costin, A. B. and Wimbush, D. J. (1961) 'Studies in catchment hydrology in the Australian Alps. IV. Interception by trees of rain, cloud and fog,' C.S.I.R.O., Australia, Division of Plant Industry Tech. Pap. 16.
6. Diem, M. (1955) 'Höchstlasten der Nebelfrostablagerungen am Hochspannungsleitungen im Gebirge,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 7, 84—95.
7. Dyumin, A. K. and Kotlyakov, V. M. (1980) 'Redistribution of snow in the mountains under the effect of heavy snow storms,' *Cold Regions Sci. Technol.*, 3, 287—94.
8. Fliri, F. (1975) *Das Klima der Alpen im Raume von Tirol*, Innsbruck, Universitätsverlag Wagner.
9. Föhn, P. M. (1980) 'Snow transport over mountain crests,' *J. Glaciol.*, 26 (94), 469—80.
10. Geiger, R. (1966) *The Climate Near the Ground*, Cambridge, Mass., Harvard University Press.
11. Grunow, J. (1952a) 'Nebelniederschlag: Bedeutung und Erfassung einer Zusatzkomponente des Niederschlags,' *Berichte deutsch. Wettendienst-US Zone*, 7 (42), 30—4.
12. Grunow, J. (1952b) 'Kritische Nebelfroststudien,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 4, 389—419.
13. Grunow, J. and Tollner, H. (1969) 'Nebelniederschlag im Hochgebirge,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 17, 201—28.
14. Hrudicka, B. (1937) 'Zur Nebelfrosttage,' *Gerlands Beitr Geophys.*, 51, 335—42.
15. Jairell, R. L. (1975) 'An improved recording gauge for blowing snow,' *Water Resources Res.*, 11, 674—80.
16. Juvik, J. O. and Ekern, P. C. (1978) *A Climatology of Mountain Fog on Mauna Loa, Hawaii Island*, University of Hawaii, Water Resources Res. Cen., Tech. Rep. No. 118.
17. Kolbig, J. and Beckert, T. (1968) 'Untersuchungen der regionalen Unterschiede im Auftreten von Nebelfrost,' *Zeit. Met.*, 20, 148—60.
18. Koncek, M. (1960) 'Zur Frage der Nebelfrostablagerungen im Gebirge,' *Studia Geophys. Geodet.*, 4, 69—84.
19. Kraus, H. (1967) 'Das Klima von Nepal,' *Khumbu Himal*, 1(4), 301—21.
20. Kuroiwa, D. (1965) 'Icing and snow accretion on electric wires,' *CRREL Res. Rep.* 123, Hanover, N. H., U. S. Army.

21. Landsberg, H. (1962) *Physical Climatology*, p. 186, DuBois, Pa., Gray Printing Co., Inc.
22. Lauscher, F. (1977) 'Reif und Kondensation auf Schnee und die wahre Zahl der Tage mit Reif,' *Wetter u. Leben*, 29, 175—80.
23. Martinelli, M. Jr. (1973) 'Snow-fence experiments in alpine areas,' *J. Glaciol.*, 12 (65), 291—303.
24. Mellor, M. (1965) *Blowing snow*, (Cold Regions Science and Engineering, Part III, Section A3c), Hanover, N. H., U. S. Army, Cold Regions Research Engineering Laboratory.
25. Mendonca, B. G. and Iwaoka, W. T. (1969) 'Tradewind inversion at the slope of Mauna Loa,' *J. appl. Met.*, 8, 213—19.
26. Mikhel, V. M. and Rudneva, A. V. (1971) 'Description of snow transport and snow deposition in the European USSR,' *Soviet Hydrol.*, 342—8.
27. Nagel, J. F. (1956) 'Fog precipitation on Table Mountain,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 83, 452—60.
28. Page, J. K. (1969) 'Heavy glaze in Yorkshire-March 1969,' *Weather*, 24, 486—95.
29. Pagliuca, S. (1937) 'Icing measurements on Mount Washington,' *J. Aeronaut. Sci.*, 4, 399—402.
30. Parsons, J. (1960) "'Fog drip" from coastal stratus, with special reference to California,' *Weather*, 15, 58—62.
31. Pedgley, D. E. (1967) 'The shape of snowdrifts,' *Weather*, 22, 42—8.
32. Phillips, P. E. (1956) 'Icing of overhead high-voltage power lines in the Grampians,' *Met. Mag.*, 85, 376—8.
33. Pugh, H. L. D. and Price, W. I. J. (1954) 'Snow drifting and the use of snow fences,' *Polar Rec.*, 7, (47).
34. Radok, U. (1968) 'Deposition and erosion of snow by the wind,' *CRREL Res. Rep. 20*, Hanover, N. H., U. S. Army, Cold Regions Research Engineering Laboratory.
35. Sachs, P. (1972) *Wind Forces in Engineering*, p. 270, Oxford, Pergamon Press.
36. Santeford, H. S., Jr. (1972) 'Management of windblown alpine snows,' Unpubl. Ph. D. thesis, Fort Collins, Colorado, Colorado State University.
37. Schmidt, R. A., Jr. (1972) 'Sublimation of wind-transported snow — a model,' *U. S. D. A., Forest Serv. Res. Pap. RM-90*, Fort Collins, Colorado, Rocky Mountain Forest and Range Experimental Station.
38. Schmidt, R. A. (1977) 'A system that measures blowing snow,' *U. S. D. A., Forest Serv. Res. Pap. RM-194*, Fort Collins, Colorado, Rocky Mountain Forest and Range Experimental Station.
39. Stanev, S. (1968) 'Nebelfrostablagerungen an Freileitungen unter Gebirgsbedingungen,' *Zeit. Met.*, 20, 161—4.
40. Tabler, R. D. (1975a) 'Predicting profiles of snowdrifts in topographic catchments,' *Proc. 43rd Western Snow Conference* pp. 87—97.
41. Tabler, R. D. (1975b) 'Estimating the transport and evaporation of blowing snow,' in *Snow Management on the Great Plains*, Publ. 73, pp. 85—104, Lincoln, University of Nebraska, Agriculture Experimental Station.
42. Takeuchi, M. (1980) 'Vertical profile and horizontal increase of drift-snow transport,' *J. Glaciol.*, 26(94), 481—92.
43. Tepes, E. (1978) 'Ice depositions in Romanian mountainous regions,' *Veröff. Schweiz. Met. Zentralanstalt*, Zurich, 40, 308—12.
44. Vogelmann, H. W. (1973) 'Fog precipitation in the cloud forests of eastern Mexico,' *BioScience*, 23, 96—100.
45. Waibel, K. (1955) 'Die meteorologischen Bedingungen für Nebelfrostablagerungen am Hochspannungsleitungen im Gebirge,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 7, 74—83.
46. Wanner, H. (1979) 'Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage winterlicher Nebel im Querschnitt Jura-Alpen' *Geographica Bernensia*, G, 7.
47. World Meteorological Organization (1975) *Manual on the Observation of Clouds and other Meteors. International Cloud Atlas Vol. I*, Geneva, WMO No. 407.
48. Yoshino, M. M. (1975) *Climate in a Small Area*, Tokyo, University of Tokyo Press.

Е Испарение

1 Процессы и методы вычислений

Перенос водяного пара от поверхности воды или обнаженной почвы (испарение) зависит как от свойств окружающего воздуха, так и от поступления энергии к этой поверхности. Для этого процесса имеют значение многие метеорологические факторы: разность давлений водяного пара у поверхности и в воздухе, температура воздуха и испаряющей поверхности (поскольку температура определяет давление насыщенного водяного пара), скорость движения воздуха над испаряющей поверхностью, а также поступление энергии в результате поглощения радиации, адвекция теплого воздуха и накопление тепла над поверхностью раздела воздух—почва (вода). Пониженное атмосферное давление усиливает испарение, но его влияние с избытком компенсируется понижением температуры воздуха с высотой.

В случае обнаженной почвы дополнительным фактором является доступность почвенной влаги. Транспирация воды растительностью также приводит к необходимости рассматривать физиологические характеристики растений, в частности устьичный механизм листьев, структуру корневой системы и приспособленность растения к засухе. Суммарная потеря влаги с покрытой растительностью поверхности обычно называется эвапотранспирацией.

Там, где поверхность почвы покрыта снегом, может происходить непосредственное испарение с кристаллов, или сублимация. Для такого фазового перехода требуется больше энергии, чем для испарения: скрытая теплота испарения для водной поверхности равна 2,50 МДж/кг, и к ней следует добавить скрытую теплоту плавления. В случае снега при 0°C потребность в энергии составляет 2,83 МДж/кг.

Ввиду сложности этой проблемы и ограниченности числа исследований, специально посвященных изучению испарения на больших высотах, необходимо сделать краткий обзор теоретических подходов к проблеме оценки испарения. Различаются четыре основных подхода.

а Подсчет водного баланса Этот подход используется в основном для оценки испарения с водных объектов. Уравнение водного баланса записывается так:

$$E = P - \Delta F - \Delta S,$$

где E — объем испарения с водного объекта (см/с), P — осадки на водный объект, ΔF — суммарный объем стока (поверхностного и подземного), ΔS — результирующее изменение запаса воды в объекте.

Аналогичный принцип может быть применен к снежному покрову. В этом случае в осадки следует включать и конденсацию, в сток — поверхностные и подземные воды, а изменение запаса следует брать с учетом как запаса воды в снежном покрове, так и в почве.

б Метод теплового баланса Основная формула имеет вид:

$$LE = R_n - H - G - \Delta S + LP,$$

где L — скрытая теплота испарения (или сублимации), R_n — радиационный баланс, H — поток явного тепла в атмосферу; G — поток явного тепла к поверхности почвы, ΔS — изменение количества тепла в снежном покрове, P — осадки и конденсация.

Поскольку поток явного тепла в атмосферу непросто определить с необходимой надежностью, обычно используют отношение явного тепла к скрытому (отношение Боуэна β):

$$\beta = H/LE = \frac{0,61 (T_s - T_a) p}{(e_s - e_a) 1000},$$

где T — температура ($^{\circ}\text{C}$), e_a — парциальное давление водяного пара в воздухе (гПа), e_s — давление насыщенного водяного пара при температуре воды, p — давление воздуха (гПа).

Для влажных покрытых растительностью поверхностей β близко к единице, а над сухими поверхностями возрастает до 5—10.

Подставляя выражение для β в вышеприведенное уравнение и пренебрегая членами ΔS и LP , получим:

$$LE = (R_n - G)/(1 + \beta).$$

Однако чаще этот подход используют в сочетании с другим методом (см. ниже).

Согласно Кузьмину [2], оценки испарения снежного покрова на Валдае и в Омске, основанные на этом методе, дали случайные ошибки 0,44 мм/сут.

в Аэродинамический метод В этом методе учитывается роль турбулентной диффузии в вертикальном потоке водяного пара. Основное выражение для так называемого суммарного метода известно как уравнение Дальтона:

$$E = -K_w (e_w - e_a),$$

где K_w — коэффициент турбулентного обмена для водяного пара. K_w выражается как функция скорости ветра. Для водной поверхности испарение (мм) может быть определено из эмпирического уравнения

$$E = 0,13u_2 (e_s - e_2),$$

где u_2 — скорость ветра (м/с) на высоте 2 м, e_2 — парциальное

давление водяного пара на высоте 2 м [9]. Для снега Кузьмин [16] дает следующее выражение:

$$E = (0,18 + 0,098u_{10}) (e_s - e_2),$$

где u_{10} — скорость ветра (м/с) на высоте 10 м, e_s — давление насыщенного водяного пара (гПа) при температуре поверхности снега. В более общем виде уравнения для вертикального потока водяного пара учитывают профили ветра и давления водяного пара. Предполагая безразличное равновесие и, следовательно, логарифмический профиль ветра, а также предполагая, что коэффициент обмена водяным паром равен коэффициенту обмена количеством движения, получаем:

$$E = \frac{k^2 \rho (q_2 - q_1) (u_2 - u_1)}{\ln(z_2/z_1)^2},$$

где k — постоянная Кармана ($\approx 0,37$), ρ — плотность воздуха (г/см³), q — массовая доля водяного пара, u — скорость ветра (см/с), z — высота.

Это выражение аналогично уравнению Свердруп (см. [22]).

г Комбинированные методы Наиболее широко используются методы, сочетающие уравнения аэродинамики и уравнения энергетического баланса. Уравнение Пенмана [35] для эвапотранспирации с поверхности, покрытой растительностью, E_T (мм/сут) имеет вид:

$$E_T = \left(\frac{\Delta}{\gamma} \frac{R_n}{L} + E_a \right) / \left(\frac{\Delta}{\gamma} + 1 \right),$$

где γ — психрометрическая постоянная (0,66 гПа/К на уровне моря), Δ — наклон кривой давления насыщенного пара при средней температуре воздуха ($\Delta/\gamma = 1,3$ при 10 °С, 2,3 при 20 °С и 3,9 при 30 °С на уровне моря), R_n — радиационный баланс естественной поверхности, L — скрытая теплота испарения, E_a — аэродинамический член, зависящий от скорости ветра и дефицита насыщения:

$$E_a = 0,26 (1 + u/100) (e_s - e),$$

где u — путь ветра на высоте 2 м (миль/сут), $(e_s - e)$ — дефицит насыщения на уровне метеорологической будки (гПа).

Решение этих уравнений на ЭВМ описано Чидли и Пайком [6]. Для высотных станций необходимо сделать поправку к психрометрической постоянной [40—42], поскольку:

$$\gamma = c_p \rho / \epsilon L,$$

где ρ — атмосферное давление (гПа), c_p — удельная теплоемкость сухого воздуха при постоянном давлении (Дж/(кг·К)), ϵ — отношение молекулярной массы водяного пара к молекулярной массе сухого воздуха ($= 0,622$).

Мак-Куллох [26] опубликовал таблицы для вычисления по формуле Пенмана, учитывающие изменения давления с высотой.

Стиггер [41] показал, что нет необходимости изменять величину аэродинамического члена в зависимости от давления, кроме случаев весьма высоких (и следовательно, холодных) ветреных участков, где отношение вклада радиационного баланса к аэродинамическому вкладу в уравнивании Пенмана меньше единицы; в таких областях при любых условиях испарение мало. Однако для γ высотные поправки нужны, поскольку использование «стандартного» его значения может привести к заниженным оценкам испарения на горных станциях [40—42]. Более важное значение имеет и заметное влияние параметра шероховатости поверхности, связанного с типом растительного покрова. В лесистых местностях поправка на шероховатость поверхности необходима. В данном параграфе мы не собираемся подробно рассматривать этот вопрос, тем более, что его теория все еще проверяется; некоторые недавно проведенные в этой области исследования описали Том и Оливер [43].

д Измерения Прямые измерения испарения и эвапотранспирации осуществляются несколькими методами. В настоящее время имеются чувствительные приборы для точных измерений мгновенной вертикальной составляющей ветра и вертикальных градиентов содержания водяного пара. Однако, в силу высоких требований к оборудованию, такая методика турбулентной корреляции [30, с. 323] пригодна только в исследовательских целях. Более широко может применяться весовой лизиметр. С его помощью взвешивается образец почвы с растительным покровом и на основе данных о количестве осадков и величине стока определяются потери от испарения. Для полевых измерений были разработаны такие простые приборы [20]. Испарение с озер обычно оценивается по потерям воды из сосуда испарителя [9]. Для каждой местности нужно определить соответствующие коэффициенты испарителей, однако, если не сделаны дополнительные поправки на сезонные климатические факторы, таким способом можно оценить только суммарные годовые значения испарения с озер. Для снежного покрова взвешивание погруженного в снег плексигласового сосуда с монолитом дало сравнительно хорошие результаты, причем суточные ошибки составляли примерно 0,1 мм [2]. Испарители для снега следует располагать достаточно глубоко (30 см), чтобы устранить поглощение радиации днищем; весной для отвода талой воды желательно использовать «второе дно», а чтобы не произошло нарушение нормальной циркуляции воздуха и водяного пара в толще снежного покрова, сосуды должны быть достаточно большими (рекомендуются ячеистые стенки) [37]. Однако большей частью этих требований обычно пренебрегают.

Применимость теории испарения к горным условиям исследовалась недостаточно, и было осуществлено лишь несколько специальных программ наблюдений. Теоретически ясно, что количество поступающей солнечной радиации, необходимой для испарения, увеличивается с высотой, хотя облачный покров может сде-

вать такую зависимость обратной. Как содержание водяного пара в атмосфере, так и давление воздуха уменьшаются с высотой. Наиболее важным фактором, по крайней мере в горах умеренных широт, является скорость ветра. Многие горные местности открыты для воздействия ветров свободной атмосферы либо сугубо местных систем ветров, так что там имеют место явления усиленной адвекции. В тропических горных системах, несомненно, наиболее важны падение температуры (с высотой), облака и пояса туманов.

Из-за пересеченного рельефа и неоднородного растительного покрова гор региональные оценки испарения, основанные на наблюдениях в отдельных точках или на теоретических соображениях, трудновыполнимы и имеют неопределенную точность. Анализ интенсивности испарения в горном районе северного Уэльса, вычисленной по методу Пенмана на основе данных автоматических метеорологических станций за 1970—1973 гг., показывает, что пространственные корреляции между отдельными участками изменяются от «сильных» (0,76) до «неприемлемо слабых» [31]. Подсчеты водного баланса, как правило, ненадежны из-за трудности точного измерения осадков, в то время как явления адвекции и другие теоретические ограничения делают аэродинамический метод неприменимым. Наиболее надежным, по-видимому, является расчет энергетического баланса (комбинированный метод), хотя наилучшие результаты может дать применение лизиметров и, для снежного покрова, снежных испарителей.

2 Испарение и водный баланс

Альпинисты и ботаники давно заметили физиологически иссушающее действие низкой абсолютной влажности на больших высотах, и это обстоятельство в сочетании с обычно наблюдаемыми там сильными ветрами породило широко распространенное мнение о больших потерях от испарения в горных условиях. Такое явление, как снег кающихся на поверхности многих тропических ледников (фото 8), также интерпретировалось аналогичным образом. Поскольку коэффициент испарения в уравнении тиа уравнения Дальтона (с. 228) изменяется обратно пропорционально атмосферному давлению, утверждалось, что испарение увеличивается с высотой, хотя уже Хортон [12] отмечал, что теоретические и эмпирические исследования противоречат такому выводу. В литературе по испарению имеется множество несходных результатов наблюдений, и поэтому нужно попытаться выбрать те из них, где использовалась общепринятая методика наблюдений. Обзор этих результатов сделал Слотер [39].

Как ни странно, о потерях от испарения (сублимации) со снежного покрова получено больше данных, чем с покрытых растительностью поверхностей. В этом отразилась важность снежного покрова для водоснабжения во многих районах мира. Тщательные исследования горных снежных покровов в центральной части гор Сьерра-Невада (штат Калифорния) и в Скалистых горах (штат

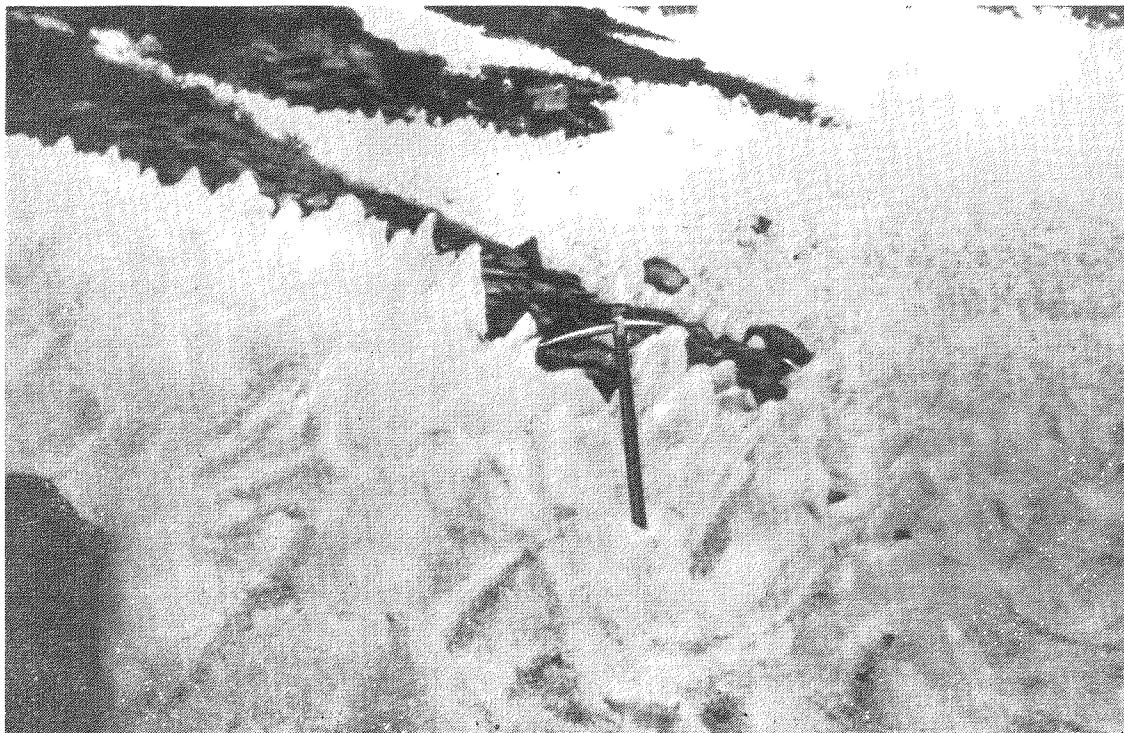


Фото 8 Снег кающихся (формы абляции) на юго-западном склоне около озер Уильямса в горах Сан Хуан, штат Колорадо ($37^{\circ}37'$ с ш, $107^{\circ}09'$ з д, 3550 м) (Н Кейн, ИНСТААР, Колорадский университет)

Фотография сделана 17 мая 1972 г после почти трехнедельного периода безоблачных условий

Колорадо) показывают, что непосредственное испарение (сублимация) играют пренебрежимо малую роль по сравнению с таянием и последующим испарением талых вод [13, 24, 25, 44, 45]. Мартинелли, например, сообщил, что подсчитанное по уравнению Свердруп (с. 229) испарение определяет лишь 1—2 % летней абляции снежных полей на высоте 3500—3800 м в Скалистых горах на 39° с ш. Измерения энергетического баланса в течение нескольких дней в марте 1964 г. на экспериментальном участке в лесу Фрейзер в штате Колорадо (2700 м) дали значения дневной сублимации в 1,0—1,5 мм и ночной конденсации в 0,2—0,3 мм [5], хотя работа Кёлера [14, 18] в обсерватории Хальдде в Норвегии (70° с. ш., 23° в. д., 893 м) и исследования Леммелы и Куусисто [21] в южной Финляндии показывают, что зимой испарение и конденсация более или менее сбалансированы. На лесных прогалинах у Снегоизмерительной лаборатории в центральной сьерре (2100 м) в штате Калифорния Уэст, используя небольшие полиэтиленовые испарители, заглубленные в снежный покров, измерил среднее годовое испарение со снежного покрова и получил лишь 2,5—3,5 см (2—3 % абляции). На открытых участках и у гребней гор были зарегистрированы в два-три раза большие количества, чем в лесистых областях. Тем не менее маловероятно, что потеря 16,5 см воды за четыре недели с ледяного блока, установленного Пиком [32] в Вайоминге на башне высотой 3,7 м, характеризует испарение в естественных условиях. Аналогичные результаты получены в СССР. На Крестовом перевале в центральной части Кавказа сублимация в середине зимы с крупнозернистого снега в среднем составила 0,11 мм/сут [1]. Ночью там наблюдалась слабая конденсация. За пять дней марта 1965 г. средняя дневная интенсивность испарения составила лишь 0,21 мм с крупнозернистого снега (0,11 мм при облачности 7—10 баллов и 0,36 мм при облачности 0—3 балла) и 0,13 мм с мелкозернистого снега (0,10 мм при облачности 7—10 баллов и 0,23 мм при облачности 0—3 балла).

В нескольких районах специально исследовались высотные различия в испарении снега. Черч [7] привел данные для г. Роз в штате Невада (3292 м), превышающие в два—четыре раза испарение с луга в открытой местности вблизи оз. Тахо (1897 м), и приписал это различие условиям ветра. Более тщательные измерения, проведенные в обсерватории Вейсфлюох в Швейцарии, дают аналогичное увеличение с высотой в дневное время [8]. Например, в период с 13 до 15 ч 9 марта 1950 г. испарение со снега в Давосе (1550 м) было приблизительно 40 г/(ч·м²) (0,04 мм/ч), 60—75 г/(ч·м²) в обсерватории Вейсфлюох (2670 м) и 90—110 г/(ч·м²) на вершине (2850 м). По данным за 20 дней без осадков для каждого месяца там был определен сезонный ход испарения (мм).

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	Сумма
Освещенные участки	4	5	10	15	13	—5	42
Теневые участки	1	1	4	7	5	—6	12

Испарение увеличивается весной и сменяется конденсацией летом. Сезонные суммы их при этом очень невелики.

Приведенные в работе [17] вычисления по уравнению Кузьмина (с. 229) и по ежедневным метеорологическим данным за октябрь 1969 г.—сентябрь 1974 г. для обсерватории Зоннблик в Австрии (3106 м) показывают, что здесь испарение сравнительно постоянно с января по май и достигает максимума в октябре (табл. 4.6). Вместе с тем значения конденсации велики в июле—августе. Сумма испарения за год составляет только 19 см при 155 см осадков (90 % которых выпадает в виде снега), хотя испарение за октябрь—январь достигает 42 см (табл. 4.6). В работе [17] также отмечено, что в период февраль—май почти в двух третях дней испарение снега равно нулю во все три срока дневных наблюдений (07, 14 и 19 или 21 ч).

Таблица 4.6 Испарение и конденсация снега (мм) на Зоннблике (3106 м) за период октябрь 1969 г.—сентябрь 1976 г. Из [17]

Месяц	I	II	III	IV	V	VI
Испарение	5,5	4,2	3,5	2,5	3,6	2,3
Конденсация	-0,2	-0,2	-0,3	-0,1	-0,6	-4,9
Баланс	5,3	4,0	3,2	2,3	3,0	-2,5

Месяц	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Испарение	1,8	2,1	5,2	17,9	8,9	10,3	67,8
Конденсация	-16,6	-20,1	-4,9	-0,4	-0,2	-0,1	-48,6
Баланс	-14,8	-18,1	0,3	17,4	8,7	10,1	19,0

Однако результаты других работ показывают, что испарение со снежного покрова в горах довольно значительно. Согласно Бити [4], в сухой с высокой радиацией местности в горах Уайт-Маунтинс в штате Калифорния (38° с. ш., 118° з. д., 3800 м) весеннее испарение (сублимация) в четыре раза сильнее таяния «свежего» снега и в 1,5 раза — старых его отложений. На основе рассчитанного водного баланса и измерений в центральной части Скалистых гор (штат Колорадо) Сантфорд [38] сделал заключение, что в горах выше границы леса 80 % выпадающего зимой снега теряется из-за сублимации при низовой метели и поземке или сублимации снега на месте. Первый фактор преобладает в начале и середине зимы, но позже становится важной сублимация/испарение, которые, согласно Сантфорду, определяют почти половину наблюдаемых изменений отложений в карнизах у гребня хребта. В случаях снежных (искусственных) наносов на г. Поул-Маунтин в штате Вайоминг (2470 м) потери 20—30 % объема в результате сублимации в начале периода абляции зависят от адвекции яв-

ного тепла с окружающей обнаженной почвы [36]. Однако такая ситуация, по-видимому, характерна для немногих горных местностей.

Во многих континентальных областях умеренных широт леса распространяются до высоты 3000—3500 м и сублимация (испарение) снега, задержанного кронами, осложняет расчет испарения [28]. Однако позднее Миллер [29] показал, что в горах Сьерра-Невада и на Аллеганском плато максимальное испарение с заснеженных деревьев не превышает 0,7 мм/сут. Снег на кронах может задерживаться сравнительно надолго, по крайней мере в местностях с сухим и солнечным климатом. На экспериментальной станции Фрейзер в Скалистых горах (штат Колорадо) обращенный на юго-восток склон долины в период с 1 декабря по 31 марта был бесснежным в течение 31 % времени и покрыт снегом более чем на $\frac{2}{3}$ в течение 55 % этого времени [11]. Есть предположение, что сметание снега с крон деревьев на прогалины уменьшает там потери от испарения по сравнению с лесистыми участками, поскольку интенсивности таяния на первых выше, однако другие работы противоречат этому предположению. Измерения, проведенные на восточном склоне Скалистых гор в Пингри-Парк (штат Колорадо) на высоте 2470 м с помощью испарителей, моделирующих условия снежного покрова, обнаружили потери в 135 мм на лесной прогалине и 122 мм в мачтовом сосновом лесу за пятимесячный зимний период [27]. Это составляет 45 % сезонного количества снега. За 83 периода наблюдений в два зимних сезона 1972-73 и 1973-74 гг. средние потери от испарения (сублимации) (мм/ч) были следующими.

	<i>Утро</i>	<i>День</i>	<i>Вечер</i>
Прогалины	0,048	0,070	0,024
Лес	0,039	0,048	0,029

Конденсация на поверхности наблюдалась редко. Мейман и Грант [27] также отметили, что вычисленные по аэродинамической формуле интенсивности испарения на основе измеренных на месте температуры, парциального давления водяного пара и ветра описывают 83 и 76 % изменений, наблюдаемых на прогалинах и на лесистых участках соответственно.

В заключение можно сказать, что во многих горных местностях потери от испарения (сублимации) снежного покрова, по-видимому, являются менее важной составляющей абляции снега. Однако тщательно осуществленные программы измерений немногочисленны и в теплых сухих и ветреных климатах, конечно, возможны важные исключения. Весной и летом теплые воздушные массы, как правило, влажные и градиенты влажности и температуры приводят к конденсации на поверхности снега. В то время как перенос

симый снег подвержен значительной сублимации, неизвестно, в какой мере может испаряться снег, лежащий на земле. В условиях гор, покрытых снегом зимой, для испарения снежных частиц недостаточно энергии, несмотря на обычно сухой воздух.

Информация о летнем испарении в горных местностях также неопределенна. Измерения, проведенные Ф. Адамсом в 1904 г. на восточном склоне г. Уитни с помощью заглубленных испарителей, показали, что интенсивность испарения уменьшается с высотой примерно до 3000 м и затем становится более или менее постоянной до высоты 4000 м [12]. Оценки испарения водных поверхностей,

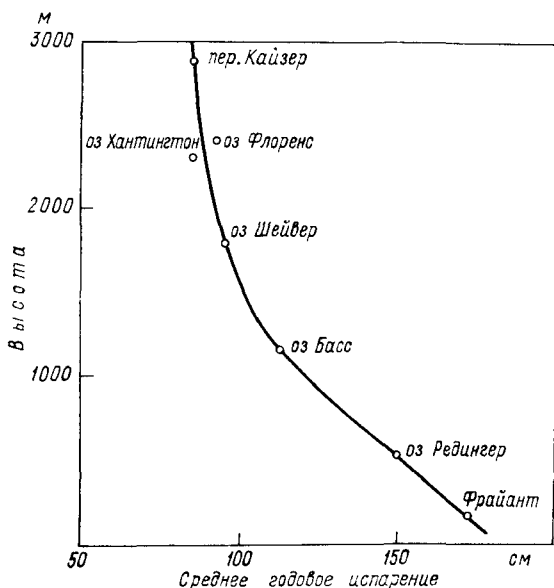


Рис. 4.24. Годовое испарение с водной поверхности в центральной Калифорнии по измерениям с помощью испарителя и по метеорологическим данным. (По [23].)

основанные как на измерениях, так и на подробных метеорологических данных для каньона р. Сан-Хоакин в центральной Калифорнии (37° с. ш., 119° з. д.), дают аналогичную высотную зависимость (рис. 4.24) [23]. Однако введение поправок в показания испарителя в холодную половину года делает годовые суммы на рисунке ненадежными. Летние измерения в горах Уосатч (штат Юта) также с применением испарителей очень неоднородны [34]. Показано, что в сезонном разрезе совместное влияние средней скорости ветра и высоты важнее, чем высоты и температуры в отдельности.

Важную роль, должно быть, играет и ориентация. Пек и Пфанкух обнаружили на обращенных на юг склонах большую интенсивность испарения, но приписали ее влиянию южного воздушного

потока и увеличивающейся неустойчивости, а не усиленной радиации. Сравнение дневных различий между станциями на дне каньона и станцией на гребне показывает, что ночные стоковые ветры существенно увеличивают испарение. На подветренных склонах фён — основной фактор, усиливающий испарение. Потенциальное испарение в период зимнего чинука в провинции Альберта составляет 1,2 мм/сут по расчетам за 19 дней 1975 г. и 2,0 мм/сут по расчетам за 20 дней 1976 г. [10].

Для горных районов почти не существует данных об эвапотранспирации, хотя такие потери более важны для роста растений, чем потенциальное испарение. По оценкам Ледрю [19], в горной тундре на высоте 3500 м на г. Найвот-Ридж (штат Колорадо) ее интенсивность в июле 1973 г. составила 1,9 мм/сут. Оценка проводилась по эмпирической формуле, основанной на данных весового малого лизиметра и на наблюдаемых вертикальных профилях температуры, влажности и скорости ветра. Если в почве имеется доступная влага, то при сильной адвекции в этой открытой местности эвапотранспирация, хотя и слабая, продолжается даже ночью.

В Альпах на основе данных о водном балансе (осадки минус сток) для 1000 профилей и их проверке по эмпирическим формулам Вундта, Торнвайта и др. были определены региональные средние значения эвапотранспирации за период 1931—1960 гг. [3]. По средним для 500-метровых вертикальных поясов обнаруживается приблизительно линейное уменьшение с высотой. В интервале 500—2500 м над ур. м. годовая эвапотранспирация E_T (мм) выражается следующим образом:

$$E_T = 680 - 20h,$$

где h — высота в сотнях метров.

Как указывалось выше, влияние ветра на снегопады и снежный покров ограничивает ценность этого гидрологического метода при его применении к оценкам испарения во многих горных местностях [38].

Список литературы

1. Куваева Г. М. (1967) Некоторые результаты наблюдений над испарением с поверхности снежного покрова в высокогорной зоне центрального Кавказа. *Труды ВГИ*, вып. 12, с. 40—6.
2. Кузьмин П. П. (1961) *Процесс таяния снежного покрова*.— Л., Гидрометеоиздат.
3. Baumgartner, A. and Reichel, E. (1978) 'Probleme der Alpenhydrologie,' *Arbeiten, Zentralanst. Met Geodynam.* (Vienna), 32(94), 1—7.
4. Beaty, C. B. (1975) 'Sublimation or melting: observations from the White Mountains, California and Nevada, U. S. A.' *J. Glaciol.*, 14(71), 275—86.
5. Bergen, J. D. and Swanson, R. H. (1964) 'Evaporation from a winter snow cover in the Rocky Mountain forest zone,' *Proc. 32nd Western Snow Conference*, pp. 52—8.
6. Chidley, T. R. E. and Pike, J. G. (1970) 'A generalized computer program for the solution of the Penman equation for evapotranspiration,' *J. Hydrol* 10, 75—89.

- 7 Church, J E (1934) 'Evaporation at high altitudes and latitudes,' *Trans Am Geophys Un*, 15(2), 326—51
- 8 de Quervain, M R (1951) 'Zur Verdunstung der Schneedecke,' *Arch Met Geophys Biokl*, B, 3, 47—64
- 9 Gangopadhyaya, M, Harbeck, G E, Jr, Nordenson, T J, Omar, M H and Uryvaev, V A (1966) *Measurement and Estimation of Evaporation and Evapotranspiration*, Geneva, World Meteorological Organization Tech Note No 83
- 10 Golding D L (1978) 'Calculated snowpack evaporation during chinooks along the eastern slopes of the Rocky Mountains,' *J appl Met*, 17, 1647—51
- 11 Hoover, M D and Leaf, C E (1967) 'Process and significance of interception in Colorado subalpine forest,' in Sopper, W E and Lull, H W (eds) *International Symposium on Forest Hydrology*, pp 213—24, Oxford, Pergamon Press
- 12 Horton, R E (1934) 'Water losses in high latitudes and at high elevations,' *Trans Am Geophys Un* 15(2), 351—79
- 13 Hutchison, B A (1966) 'A comparison of evaporation from snow and soil surfaces' *Bull Int Ass Sci Hydrol*, 11, 34—42
- 14 Kohler, H (1950) 'On evaporation from snow surfaces,' *Arkiv Geofis*, 1, 159—85
- 15 Krestoviskiy, O I (1962) 'The water balance of small drainage basins during the period of high water,' *Soviet Hydrol*, 4, 362—411
- 16 Kuz'min, P (1970) Methods for the estimation of evaporation from land applied in the USSR 11 *Symposium on World Water Balance* vol 1, pp 225—31, Paris, Publ no 92, Int Ass Sci Hydrol, UNESCO
- 17 Lauscher, A and Lauscher, F (1976) 'Zur Berechnung der Schneeverdunstung auf dem Sonnblick,' *72 73 Jahresber des Sonnblick Vereines für die Jahre 1974—1975*, 3—10
- 18 Lauscher, F (1978) 'Eine neue Analyse von Hilding Kohler's Messungen der Schneeverdunstung auf dem Halde Observatorium aus dem Winter 1920/21,' *Arch Met Geophys Biokl*, B, 26, 193—8
- 19 LeDrew, E F (1975) 'The energy balance of a mid latitude alpine site during the growing season, 1973' *Arct Alp Res*, 7, 301—14
- 20 LeDrew, E F and Emerick, J C (1974) 'A mechanical balance-type lysimeter for use in remote environments,' *Agric Met* 13 253—8
- 21 Lemmela, R and Kuusisto, E (1974) 'Evaporation from snow cover,' *Hydrol Sci Bull*, 19, 541—8
- 22 Light, P (1941) 'Analysis of high rates of snow melting,' *Trans Am Geophys Un*, 22(1) 195—205
- 23 Longacre, L L and Blaney, H F (1962) 'Evaporation at high elevations in California,' *Proc Am Soc Cw Eng, J Irrig Drainage Div*, 3172, 33—54
- 24 Martinelli, M, Jr (1959) 'Some hydrologic aspects of alpine snowfields under summer conditions' *J Geophys Res*, 64 451—5
- 25 Martinelli, M, Jr (1960) 'Moisture exchange between the atmosphere and alpine snow surfaces under summer conditions,' *J Met*, 17, 227—31
- 26 McCulloch J S G (1965) 'Tables for the rapid computation of the Penman estimate of evaporation,' *E Afr Agric Forest J*, 30 286—95
- 27 Meiman, J R and Grant, L O (1974) *Snow — air interactions and management of mountain watershed snowpack*, Completion Rep Ser No 57, Fort Collins Colorado, Environ Res Center, Colorado State University
- 28 Miller D H (1955) *Snow cover and climate in the Sierra Nevada, California* Berkeley University of California Press, Publ in Geog, 11
- 29 Miller D H (1962) 'Snow in the trees where does it go?' *Proc 30th Annual Western Snow Conference*, 21—29
- 30 Oke, T R (1978) *Boundary Layer Climates*, London Methuen
- 31 Ovardia D and Pegg, R K (1979) 'An approach to calculating evaporation rates at remote sites,' *Nordic Hydrol* 10 41 8
- 32 Peak, G W (1963) 'Snow pack evaporation factors' *Proc 31st Annual Western Snow Conference*, 20—7.
- 33 Peak G W (1969) 'A snowpack evapo sublimation formula,' *Proc 37th Annual Meeting Western Snow Conference* 1—11

- 34 Peck, E L and Pflankuch, D J (1963) 'Evaporation rates in mountainous terrain', Int Ass Sci Hydrol Gentbrugge, Belgium, Publ No 62, 267—78.
- 35 Penman, H L (1963) *Vegetation and Hydrology*, Commonwealth Bureau of Soils Tech Commun 53, Farnham Royal, Bucks, England, Commonwealth Agricultural Bureaux
- 36 Rechar, P A and Raffelson, C N (1974) 'Evaporation from snowdrifts under oasis conditions,' in *Advanced Concepts and Techniques in the Study of Snow and Ice Resources*, pp 99—107, Washington, D C, National Academy Science.
- 37 Sabo, E D (1956) 'Evaporation from snow in the Ergeni District,' in *Selected Articles on Snow and Snow Evaporation*, pp 14—21, Jerusalem, Israel Prog Sci Transl
- 38 Santeford, H S, Jr (1972) 'Management of windblown alpine snows,' Unpubl Ph D thesis, Fort Collins, Colorado, Colorado State University
- 39 Slaughter, C W (1970) *Evaporation from snow and evaporation retardation by monomolecular films*, Special Rep 130, Hanover, N H, Cold Regions Research Engineering Laboratory, U S Army
- 40 Stigter, C J (1976) 'On the non constant gamma,' *J appl Met*, 15, 1326—7.
- 41 Stigter, C J (1978) 'On the pressure dependence of the wind function in Dalton's and Penman's evaporation equations,' *Arch Met Geophys Biokl*, A, 27, 147—54
- 42 Storr, D and den Hartog, G (1975) 'Gamma — the psychrometer non constant,' *J appl Met*, 14, 1397—8
- 43 Thom, A S and Oliver, H R (1977) 'On Penman's equation for estimating regional evapotranspiration,' *Q J R Met Soc*, 103, 345—58
- 44 West, A J (1959) 'Snow evaporation and condensation,' *Proc 27th Annual Meeting, Western Snow Conference*, pp 66—74
- 45 West, A J (1962) 'Snow evaporation from a forested watershed in the central Sierra Nevada,' *J Forest*, 60, 481—4

5 Региональные климатические характеристики

В общем описании важнейших климатических факторов и характеристик, приведенном в предыдущих главах, конечно, опущено множество важных деталей и местных аномалий, хотя во многих случаях данных о них настолько мало, что обобщение может быть лишь предварительным и частичным. Тем не менее имеет смысл привести ряд дополнительных сведений об особенностях климата отдельных горных регионов. К ним относятся горные системы в экваториальных, тропических и умеренных широтах, а также в полярных областях, которые были выбраны таким образом, чтобы это дало возможность показать как широтные, так и региональные климатические различия.

А Горы экваториальной Новой Гвинеи

Центральные горные цепи Новой Гвинеи образуют становой хребет, протянувшийся вдоль всего острова. Эти горы ориентированы практически с запада на восток, за исключением хребта Оуэн-Стенли в восточной части Папуа, который из-за полного отсутствия информации здесь не рассматривается. Средняя высота вершин составляет примерно 3500—4000 м, кроме пиков в Ириан-Джае (западная часть Новой Гвинеи), поднимающихся выше 4700 м, причем на г. Джая (4° ю. ш., 137° в. д.) есть небольшие ледники, исследованные двумя австралийскими экспедициями [5]. Кроме того, есть еще один горный район, исследованный с климатической точки зрения,— это г. Вильгельм на хребте Бисмарка ($5^{\circ}40'$ ю. ш., $145^{\circ}01'$ в. д.) [4]. Эти горы, как правило, покрыты лесом от верхней границы земледелия на 2600 м и примерно до высоты 3500 м, выше идут луга, заросшие альпийскими туссоковыми травами.

С мая по октябрь Новая Гвинея находится под воздействием охватывающего всю тропосферу тропического восточного воздуш-

ного потока, в то время как в декабре—марте на уровне 700 гПа и ниже дуют экваториальные западные ветры, связанные с индонезийско-австралийской летней муссонной циркуляцией. Во все сезоны этот район часто является областью конвергенции воздушных потоков и крупномасштабных вертикальных движений. В результате средняя облачность составляет 5—6 окт над Папуа—Новой Гвинеей и лишь немногим меньше в расположенных западнее районах.

Системы сезонной циркуляции оказывают сильное влияние на режимы осадков на нагорьях, за исключением центральной части острова, почти одинаково влажной во все месяцы. В сезон юго-восточного муссона (май—сентябрь/октябрь) восточная часть нагорья Папуа—Новой Гвинее (145—146° в. д.) и центральные хребты Ириан-Джай отличаются более сухими условиями с наименьшим количеством осадков в июне или июле. Пассатная инверсия на расстоянии около 2000 м к югу от гор определяет развитие облачности, но в этот сезон доминирующую роль играют местные конвективные циркуляции. Поэтому корреляция годовых количеств осадков между станциями мала. В сезон юго-восточного ветра на г. Вильгельм облачность имеет отчетливый суточный ход. Рано утром небо ясное, но между 09 и 10 ч начинается развитие конвекции и к полудню облачный покров становится сплошным, при этом во второй половине дня часто выпадают осадки, которые могут продолжаться первую половину ночи. Разумеется, во все месяцы время захода и восхода солнца мало отличается от 18 ч и 06 ч соответственно.

«Северо-западный сезон» (декабрь—март) почти непрерывно влажный во всех частях острова и особенно на больших высотах. Однако интенсивность дождя, как правило, средняя. На северных и южных склонах центрального хребта выше примерно 800 м количество осадков уменьшается (рис. 5.1) [2].

На г. Вильгельм выше 3000 м во все месяцы часто выпадает снег и снежная крупа, а выше 4000 м на г. Джая основным видом осадков являются мокрый снег или гололед [1]. Есть сведения о редких обильных выпадениях сухого снега даже на уровне 4250 м.

В этих горах сезонные изменения температуры почти отсутствуют, но, как и следует ожидать, суточный ход температуры значителен (см. с. 32). На г. Вильгельм температуры колеблются от среднего минимума 6°C до среднего максимума 10—11°C, за исключением «северо-западного сезона», когда максимум в среднем составляет 8—9°C. В сухой сезон случаются заморозки на почве, когда перед восходом солнца небо обычно ясное.

Для этих экваториальных горных районов характерны слабые ветры. На г. Джая за период 22 декабря 1971 г.—5 марта 1972 г., как сообщали Аллисон и Беннет [1], средняя скорость ветра равнялась лишь 2,1 м/с. В свободной атмосфере ветры сильнее в июле—августе, когда на уровне 600 гПа средняя скорость ветра равна 6—7 м/с. На г. Вильгельм наблюдаются также кратковре-

менные сильные ветры вниз по долинам во время сухих периодов [4], а в долинах нагорий обычно развивается горно-долинная циркуляция.

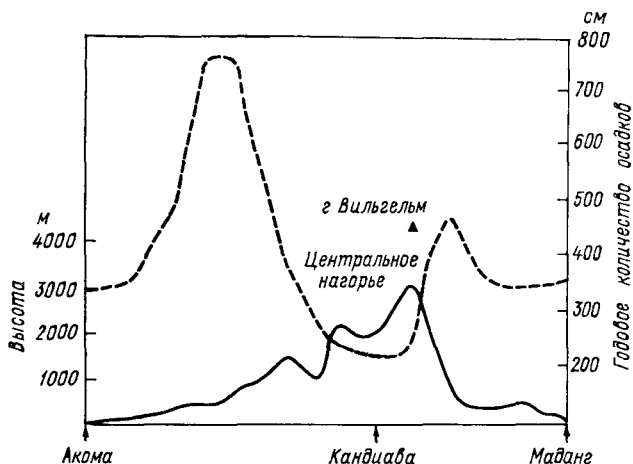


Рис. 5.1. Годовое количество осадков (пунктир) вдоль вертикального разреза в северном направлении от Акомы на побережье зал. Папуа до Кандиобы (6° ю. ш., 145° в. д.), а затем в северо-восточном направлении до Маданга. (Из [2]; на основе карты осадков (1975 г.), составленной *Snowy Mountains Engineering Corporation*.)

Более полный обзор климата гор Новой Гвинеи и литературы о нем приводится в работе [3]. Дополнительные подробности можно найти в списке литературы и работе Маквина [6].

Список литературы

1. Allison, I. and Bennett, J. (1976) 'Climate and microclimate,' in Hope, G. S., Peterson, J. A., Allison, I. and Radok, U. (eds) *The Equatorial Glaciers of New Guinea*, pp. 61—80, Rotterdam, A. A. Balkema.
2. Barry, R. G. (1978) 'Aspects of the precipitation characteristics of the New Guinea mountains,' *J. trop. Geog.*, 47, 13—30.
3. Barry, R. G. (1980) 'Mountain climates of New Guinea,' in P. Van Royen (ed) *The Alpine Flora of New Guinea. vol I. General Part*, pp. 75—110, Vaduz, J. Cramer.
4. Hnatiuk, R. J., Smith, J. M. B. and McVean, D. N. (1976) *Mt Wilhelm Studies II. The Climate of Mt. Wilhelm*, Research School for Pacific Studies, Australian National University, Canberra, Publ. BG/4.
5. Hope, G. S., Peterson, J. A., Allison, I. and Radok, U. (eds) (1976) *The Equatorial Glaciers of New Guinea*, Rotterdam, A. A. Balkema.
6. McVean, D. M. (1974) 'Mountain climates of the Southwest Pacific,' in J. R. Flenley (ed.) *Altitudinal Zonation in Malesia*, pp. 47—57, University of Hull, Department of Geography, Miscell. Ser. 16.

Б Гималаи

Гималаи представляют собой систему горных хребтов, лежащих между 36° с. ш., 75° в. д. и 27° с. ш., 90° в. д., длиной примерно 3000 км и шириной от 80 до 300 км. Экологически к ним относится внешняя зона муссонных лесов, внутренняя зона хвойных лесов с сильными зимними снегопадами и засушливая степь Тибетской зоны [23]. Интерес к метеорологии Гималаев появился во второй половине XIX в. Хилл [10] составил подробную сводку старых наблюдений в северо-западных Гималаях в Кашмире, хотя в качестве основной станции он упоминает станцию Лех (3316 м), расположенную в верховьях долины Инда между Гималаями и Каракорумом. Большую часть наблюдений на больших высотах дали экспедиции альпинистов [2, 14, 16, 18, 21, 27]. Позднее данные существующих станций были объединены в целях получить более полную и современную картину климатических условий [4—6, 12]. На Кхумбу-Гимал, в частности, при изучении ледников проводились также климатические наблюдения [9].

Несмотря на то что Гималаи расположены в субтропических широтах, с июня по сентябрь погода здесь обусловлена режимом индийского муссона. С октября по май горы оказываются непосредственно севернее оси субтропического струйного течения в верхней тропосфере, под воздействием ведущего потока которого возмущения перемещаются на восток и вызывают штормы и снежные бураны на вершинах. В конце мая западные ветры заметно ослабевают на высоте 9 км (в среднем от более чем 25 м/с примерно до 10 м/с), а через месяц по мере развития летнего высотного антициклона над Тибетским нагорьем [6] сменяются восточными ветрами [15]. Над Непалом (табл. 5.1) от мая к июню

Таблица 5.1 Осадки в восточном Непале, Сиккиме и южном Тибете
приблизительно между 86,5 и 89° в. д. По [6, 7, 12, 24—26]

Станция	Северная широта	Высота (м)	Годовая сумма	Отношение июнь/май	Июнь— сентябрь	Декабрь— март
					(% от годовой суммы)	
Гьянгдзе	28°56'	3996	271	3,2	90	1,5
Ледник Кхумбу	27°59'	5300	450	—	(73)	(16)
Лхаджонг (1974—1976)	27°53'	4420	527	—	(84)	(8)
Тханггу	27°55'	3000	738	1,5	55	26
Намче-Базар	27°50'	3400	939	3,2	75	11
Лачен	27°43'	2697	1707	1,7	47	16
Воллунгчунг-Гола	27°42'	3048	1695	2,3	74	9
Чайнриктхарка	27°42'	2700	2284	3,0	86	2,5
Джири	27°38'	1895	2387	3,9	81	4
Гапгток	27°20'	1764	3452	1,3	66	7
Дарджилинг	27°03'	2265	3082	2,6	80	3

месячные суммы осадков фактически увеличиваются в два-три раза, хотя на отдельных станциях не отмечается такого увеличения интенсивности осадков, которое давало бы возможность отличить их от предмуссонных ливней. Тем не менее анализ пространственной согласованности выпадения дождя на десяти станциях юго-восточного Непала показывает, что охватывающие большие площади дожди случаются только в течение июня—сентября [4]. В Непале в течение коротких промежутков времени выпадают и конвективные по своей природе «муссонные дожди» [17]. Повидимому, над всей страной имеется общая периодичность в 10 дней, связанная с флуктуацией муссонного периода либо с колебаниями тибетского антициклона [25]. Вторичная периодичность примерно в пять дней, более ярко выраженная в восточном Непале, вероятно, вызвана перемещающимися на запад депрессиями над северной Индией. Между этими периодами относительно сухо, за исключением тех дней, когда наблюдаются местные конвективные ливни. Даже при этом в горах восточного Непала в июле и августе обычно отмечается по 27 дождливых дней ($\geq 2,5$ мм/ч) со средней интенсивностью около 20 мм/сут. В высоко расположенных долинах суммы и интенсивности осадков резко снижаются, и, например, в Намче-Базаре (3400 м) летом выпадает лишь 8 мм осадков в сутки. В январе здесь наблюдаются аналогичные интенсивности [5].

На внешних горных хребтах Гималаев максимум осадков в период муссона обычно выпадает на высоте 2000 м или немного меньше (см. табл. 5.1). Рейтер и Хьюбергер [18] отмечают, что это уровень ночной и ранней утренней облачности. По их данным, за сентябрь 1954 г. на высотах 2 и 4 км относительная влажность составляла более 90 % (рис. 5.2). Значения влажности 90—100 % в месяцы муссона подтверждаются наблюдениями в Лхаджонге (4420 м) в Кхумбу-Гимале [11]. Однако во время господства верхнего западного переноса выше 3000 м количество осадков может возрастать [7]. Относительный вес «зимних» осадков увеличивается с высотой и широтой, хотя фактическое их количество больше далее к западу. К северу от горной преграды количество осадков резко уменьшается (Гьянгдзе в табл. 5.1), а над Тибетским нагорьем летом выпадают конвективные осадки из крупных скоплений кучево-дождевых облаков [6, 13]. Однако на временной станции на северной (подветренной) стороне Дхаулагири-Гимал на высоте 5055 м в 1974 г. случаи наиболее сильных осадков были связаны с крупномасштабными возмущениями муссонной ложбины на юге [20]. В июле—августе сумма осадков (200 мм) превышала значения, зарегистрированные на станциях, расположенных ниже на наветренных склонах. Здесь количество осадков зимой минимально, а летом превышение испаряемости над осадками обуславливает засушливость местности. Как следствие повышенной засушливости, на северной стороне пер. Нангпа ($28^{\circ}07'$ с. ш., $86^{\circ}36'$ в. д., 5500 м) снеговая линия расположена на 400—500 м выше, чем на южной. Рейтер и Хьюбергер [18] сравнивают эту ситуацию с ус-

ловиями Альп, где на южной стороне снеговая линия выше на 200 м, так как основное влияние на нее оказывает радиация и температура.

Осенью в верхней тропосфере переход от восточных ветров к западным не похож на весеннее постепенное изменение. Наблюдения австрийской экспедиции в 1954 г. показали, что западное струйное течение восстановилось в конце сентября, хотя влияние

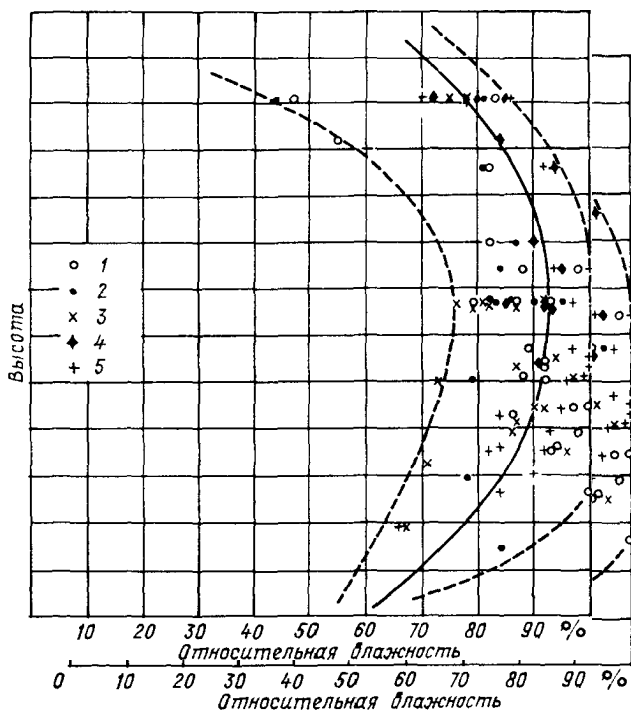


Рис. 5.2. Измерения относительной влажности в Гималаях, сентябрь 1954 г. (Из [18])

Сплошная линия — приближенное среднее; 1 — до 08 ч 30 мин; 2 — от 08 ч 30 мин до 11 ч 30 мин, 3 — от 11 ч 30 мин до 15 ч 30 мин; 4 — от 15 ч 30 мин до 18 ч; 5 — после 18 ч поясного времени.

фёнов на южной стороне хребта поддерживало сравнительно теплые условия в течение октября [18]. Как только такая смена ветра происходит на больших высотах в Гималаях, следует ожидать устойчивых сильных ветров.

В локальном масштабе осадки существенно зависят от ориентации склона (навстречный или подветренный), а также от местных циркуляций ветра. Например, вдоль больших долин Кхумбу-Гимала [1] количество осадков уменьшается к северу и с высотой, однако на отдельных участках оно увеличивается с высотой. Согласно Ясунари и Иноуэ [26], по краткосрочным наблюдениям за

муссонный период 1976 г. суммы осадков близ вершин и гребней высотой 5000—5500 м были в четыре-пять раз больше, чем в Лхаджонге в главной долине. Они относят это обстоятельство на счет конвекции термического и орографического происхождения, ниже снеговой линии важным фактором, инициирующим конвекцию, может быть радиационное нагревание. Летом конвективные облака распространяются к северу вплоть до главной долины Имджа и при хорошей погоде достигают Лхаджонга к вечеру, а в дни с неустойчивостью — к 09—10 ч [24]. В связи с этим движением вверх по долине большая часть муссонных осадков в долине выпадает

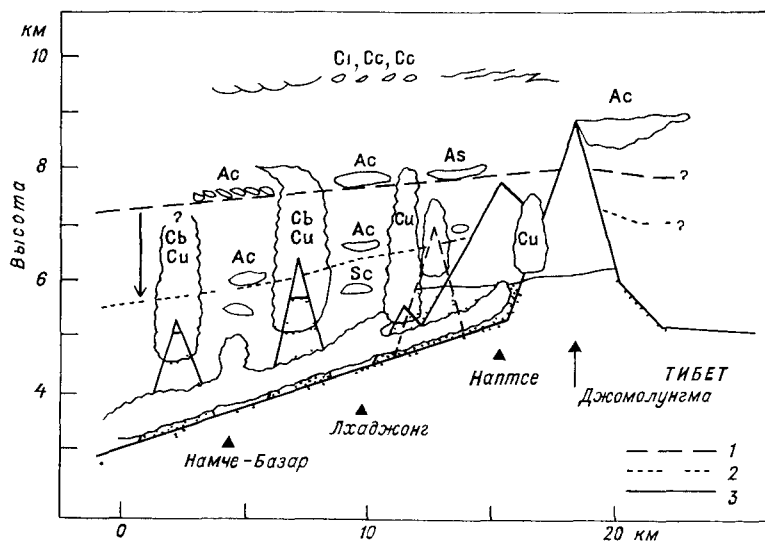


Рис 53 Схема облачных систем летом и зимой в районе Кхумбу в Непале (По [24])

1 — нижняя граница облаков верхнего яруса 2 — нижняя граница облаков верхнего яруса зимой 3 — граница снега

ночью В течение 21—31 августа 1974 г в Лхаджонге (4420 м) ночью наблюдалось 70 % осадков (всего 37 мм), а на ледниковой седловине на высоте 5360 м в 10 км к северо западу — лишь 35 % (из суммы в 107 мм) [1]. Ночью неустойчивость уменьшается, и ранним утром слоистообразные облака заполняют долины. Облака среднего и верхнего ярусов могут захватывать самые высокие вершины, особенно при зимних западных возмущениях. Схематически вид таких облаков представлен на рис 53 В северо-западных Гималаях ливневый режим, на который сильно влияют местные ветровые системы, существенно определяет распределение летних осадков, поскольку далеко на северо-западе роль муссонных депрессий незначительна. Тролль [22] и Швайнфюрт [19] показали, как распределение растительности в больших гималай-

ских долинах зависит от большей влажности на склонах и гребнях и сухости дна долин. Это явление объясняется оседанием воздуха над долинами при ветре вверх по склону. Поскольку многие метеорологические станции расположены в долинах, такие системы течений могут быть причиной серьезной недооценки среднего для данного района количества осадков (иногда называемой эффектом Тролля). Флон [8] описал это явление в горах Гиндукуша и Каракорума. Годовые суммы осадков, наблюдаемые на пяти станциях в долинах Каракорума, составляют лишь 8—16 см, в то время

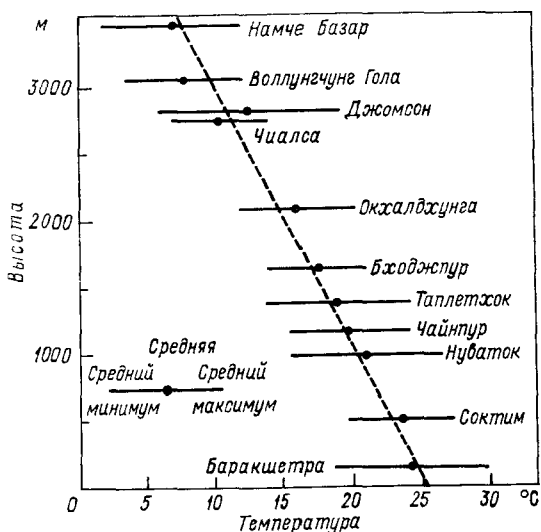


Рис 5.4 Зависимость амплитуд средних месячных температур от высоты в Гималаях в Непале (По [5])

как по гидрологическим и гляциологическим оценкам ежегодно над окружающими горами и ледниками должно выпадать по меньшей мере 200—300 см осадков. Летом в Гималаях ветры вверх по долине часто сохраняются на протяжении всей ночи. Флон [7] показал, что это вызвано циркуляцией регионального масштаба между южной окраиной Тибетского нагорья и Индо-Гангской низменностью. Как показано на с. 57 Тибетское нагорье и Гималаи действуют как большой источник тепла, в частности скрытой теплоты, выделяющейся в кучево-дождевых ячейках. Этот процесс поддерживает конвекцию и, следовательно, обусловленную нагревом циркуляцию регионального масштаба. Существенные локальные различия в сезонном распределении количества осадков могут также иметь место из-за ориентации основных бассейнов стока. Восточный воздушный поток в верхней тропосфере летом и западный зимой могут различными путями

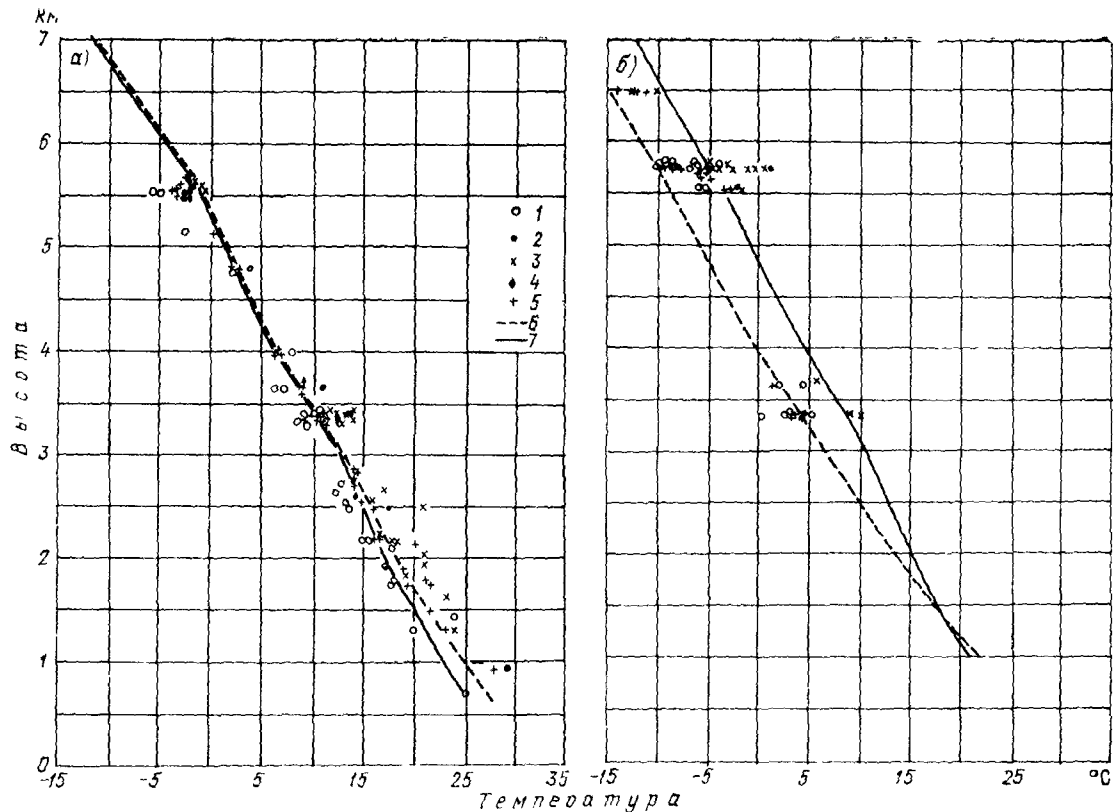


Рис. 5.5. Вертикальное распределение температуры в области Чо-Ойю в сентябре (а) и октябре (б) 1954 г. (Из [18].)

1 — до 08 ч 30 мин; 2 — от 08 ч 30 мин до 11 ч 30 мин; 3 — от 11 ч 30 мин до 15 ч 30 мин; 4 — от 15 ч 30 мин до 18 ч; 5 — после 18 ч поясного времени; 6 — среднее по давным зондирования для Нью-Дели; 7 — для Калькутты

взаимодействовать с топографией и, таким образом, влиять на движение облаков нижнего яруса в долинах.

В завершение этого краткого обзора климатических условий Гималаев на рис. 5.4 представлена зависимость средних месячных температур от высоты. Интересно отметить, что явного уменьшения годового хода с высотой нет, вероятно, в силу подавляющего влияния режима муссонов [5]. Это противоречит обычной для умеренных широт ситуации (с. 52). Средняя суточная амплитуда температуры в значительной степени зависит от местоположения, причем в разные сезоны по-разному. Мицудера и Нумата [14] показали, что весной на высотах от 1000 до 4000 м на г. Нумбур в восточном Непале амплитуда суточных колебаний достигает 21 °С в апреле и лишь в 2—4 °С в конце июня. Иноуэ [11] отмечает, что интенсивность солнечной радиации в Лхаджонге достигает максимума в мае и уменьшается с наступлением муссона в июне. В декабре—январе средняя суточная амплитуда в Лхаджонге (4420 м) составляет примерно 12 °С, а в месяцы муссона — 5—6 °С. Температурный профиль области Чо-Ойю (28°06' с. ш., 86°40' в. д.) в сентябре 1954 г. показывает, что условия там близки к условиям в свободной атмосфере над Калькуттой и Нью-Дели (рис. 5.5). В октябре и начале ноября, когда восстанавливаются верхние западные ветры, над Гималаями и Нью-Дели температуры ниже, чем над Калькуттой, что отражает нормальный широтный градиент (исключая случаи ярко выраженного фёна на высоте 5700 м в октябре) [18].

Список литературы

1. Ageta, A. (1976) 'Characteristics of precipitation during monsoon season in Khumbu Himal,' *Seppyo*, 38, Special Issue, 84—8.
2. Bleeker, W. (1936) 'Meteorologisches zu den 3 holländischen Karakorum-Expeditionen,' *Proc. R. Acad. Amsterdam*, 39, 746—56, 839—45 and 962—70.
3. Dhar, O. N. and Narayanan, J. (1965) 'A study of precipitation distribution in the neighbourhood of Mount Everest,' *Ind. J. Met. Geophys.*, 16, 229—40.
4. Dittmann, E. (1970) 'Statistische Untersuchungen zur Struktur der Niederschläge in Nepal,' *Khumbu Himal.*, 7 (2), 47—60.
5. Dobremez, J. F. (1976) 'Climatologie,' in *Le Népal. Ecologie et Biogéographie*, pp. 31—91, Paris, C. N. R. S.
6. Flohn, H. (1968) *Contributions to a meteorology of the Tibetan Highlands*, Atmos. Sci. Pap. No. 130, Ft. Collins, Colorado State University.
7. Flohn, H. (1970) 'Beiträge zur Meteorologie des Himalaya,' *Khumbu Himal*, 7 (2), 25—45.
8. Flohn, H. (1974) 'A comparative meteorology of mountain areas,' in J. D. Ives and R. G. Barry (eds) *Arctic and Alpine Environments*, pp. 55—71, London, Methuen.
9. Higuchi, K. (ed.) (1976) 'Glaciers and climate of the Nepal Himalayas,' *Seppyo*, 38, Special Issue.
10. Hill, S. A. (1881) 'The meteorology of the North-West Himalaya,' *Ind. Met. Mem.*, 1(VI), 377—429.
11. Inoue, H. (1976) 'Climate of Khumbu Himal,' *Seppyo*, 38, Special Issue, 66—73.
12. Kraus, H. (1967) 'Das Klima von Nepal,' *Khumbu Himal.*, 1(4) 301—21.
13. Lu, A. (1939) 'A brief survey of the climate of Lhasa,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 65, 297—302.

14. Mitsudera, M. and Numata, M. (1967) 'Meteorology of eastern Nepal,' *J. Coll. Arts Sci., Chiba Univ.*, 5, 75—83.
15. Nedungadi, T. M. K. and Srinivasan, T. R. (1964) 'Monsoon onset and Everest expeditions,' *Ind. J. Met. Geophys.*, 15, 137—48.
16. Raghavan, K. (1979) 'Summer weather and climate of the Himalaya,' *Weather*, 34, 448—54.
17. Ramage, C. S. (1971) *Monsoon Meteorology*, New York, Academic Press (Памедж К. *Метеорология муссонов*, Л., Гидрометеониздат, 1976.)
18. Reiter, E. R. and Heuberger, H. (1960) 'A synoptic example of the retreat of the Indian summer monsoon,' *Geog. Ann.*, 42, 17—35.
19. Schweinlürth, U. (1956) 'Über klimatische Trockentäler in Himalaya,' *Erdkunde*, 10, 297—302.
20. Shresta, M. L., Fujii, Y. and Nakawo, M. (1976) 'Climate of Hidden Valley, Mukut Himal, during the monsoon in 1974,' *Seppyo*, 38, Special Issue, 105—8.
21. Sommerwell, T. H. and Whipple, F. J. W. (1926) 'The meteorological results of the Mount Everest expedition,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 52, 131—42.
22. Troll, C. (1951) 'Die Lokalwinde der Tropengebirge und ihr Einfluss auf Niederschlag und Vegetation,' *Bonner Geog. Abh.*, 9, 124—82.
23. Troll, C. (1972) 'The three-dimensional zonation of the Himalayan system,' in C. Troll (ed.) *Geocology of the High-Mountain Regions of Eurasia*, pp. 264—75, Wiesbaden, F. Steiner.
24. Yasunari, T. (1967a) 'Seasonal weather variations in Khumbu Himal,' *Seppyo*, 38, Special Issue, 74—83.
25. Yasunari, T. (1976b) 'Spectral analysis of monsoonal precipitation in the Nepal Himalayas,' *Seppyo*, 38, Special Issue, 59—65.
26. Yasunari, T., and Inoue, J. (1978) 'Characteristics of monsoonal precipitation around peaks and ridges in Shorong and Khumbu Himal,' *Seppyo*, 40, Special Issue, 26—32.
27. Wien, K. (1936) 'Die Wetterverhältnisse am Nanga-Parbat während der Katsatrophe auf der deutschen Himalaja—Expedition 1934,' *Met. Zeit.*, 53, 26—32. (Bermerkungen, M. Rodewald, *Met. Zeit.*, 53, 182—6.)

В Ахаггар — горы субтропической пустыни

Над пустыней Сахара возвышаются два горных массива с высотами, близкими к 3000 м. Это нагорье Ахаггар (Хоггар) в южном Алжире и нагорье Тибести в северном Чаде. На нагорье Тибести проводились научные исследования, организованные Университетом Западного Берлина в 1966—1974 гг. [4]. Метеорологические станции были размещены на Бардан (1020 м) и Тру-о-Натрон (2450 м). Отчеты о климатических исследованиях составлены Гекендорфом [2] и Индермюле [3]. На нагорье Ахаггар, превышающем 2000 м в области шириной 20—30 км и длиной около 100 км, начиная с 50-х годов множество исследований проводит Институт изучения Сахары Алжирского университета. Этот институт в марте 1955 г. установил метеорологическую станцию первого класса на Асекреме (2706 м, 23°16' с. ш., 5°38' в. д.) и в 1959 г. автоматическую станцию на вершине г. Тхат (2900 м) [1]. С 1959 по 1962 г. на этих станциях и вокруг них содержалась сеть из 120 дождемеров [6]. Длинный ряд наблюдений (начиная с 1925 г.) имеет обсерватория в Таманрассете (1376 м) в юго-западной части нагорья.

Климатический режим и его синоптические характеристики довольно детально описаны Яконо [6], и нижеследующий обзор

в большей части основан на ее работах. В январе вертикальный градиент температуры в среднем составляет $0,5^{\circ}\text{C}$ на 100 м, в период более неустойчивых условий в июле он увеличивается до $0,8^{\circ}\text{C}$ на 100 м. Привлекает внимание увеличение числа дней с заморозками от 39 дней в году в Таманрасете до 114 в Асекреме. В Асекреме наблюдались температуры ниже -5°C во время холодных вторжений полярного воздуха в тылу глубоких холодных депрессий. Здесь налицо типичный судано-сахельский тип режима осадков, при котором около 60 % годовой суммы вы-

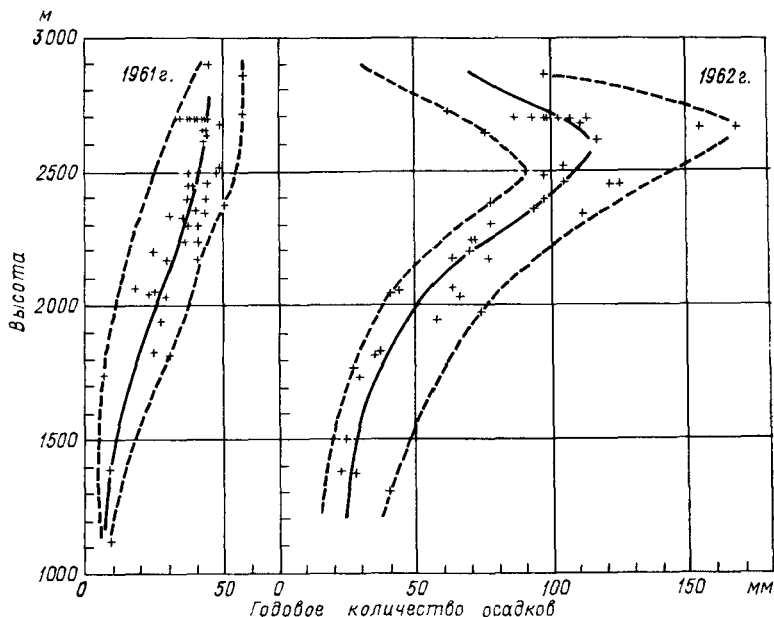


Рис. 5.6. Зависимость годового количества осадков от высоты в Ахаггаре во влажном (1962) и сухом (1961) годах. (По [6].)

падает в августе—сентябре и 25 % — в мае—июне. За 1955—1962 гг. в Таманрасете среднее годовое количество осадков было меньше 35 мм, но в Асекреме оно увеличилось до 145 мм.

Влияние высоты сильно зависит от суммарного количества осадков. На рис. 5.6 показано, что в сухой год изменение суммарного количества осадков с высотой незначительно, в то время как в годы с большим числом циклонических дождей максимальное количество осадков отмечается на высоте примерно 2500 м. Однако это происходит не только в результате роста интенсивности осадков, так как на высоко расположенных станциях больше как число дней с осадками, поддающимися измерению, так и число дней со следами осадков.

Засушливость этой области обусловлена в большей степени низкой влажностью, чем отсутствием возмущений. Относительная

влажность меняется в среднем от 30 % в апреле и 46 % в ноябре в Сегуэйке (2450 м) до соответственно 17 и 29 % в те же месяцы в Таманрассете, вероятно, из-за тенденции к движению воздуха вниз по склону в преобладающем северо-восточном потоке. Яконо [6] показал, что на Ахагаре регулярно наблюдаются облачные системы, связанные с движущимися на запад возмущениями. Проведенный Винигером [5] анализ спутниковых изображений и карт погоды за 1968 г. показал, что внутритропическая зона конвергенции (ВЗК), простиравшаяся к северу от Нигера как «облачный

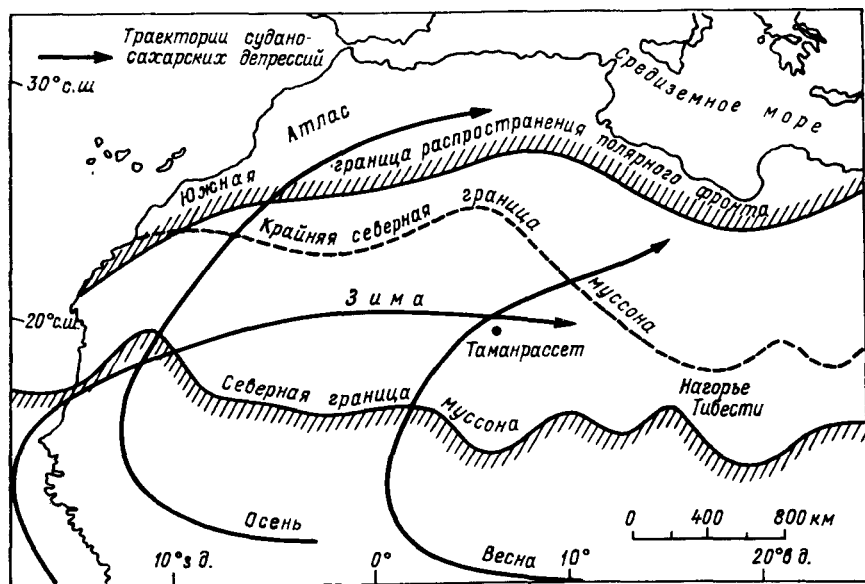


Рис. 5.7. Границы главных зон осадков и типичные траектории судано-сахарских депрессий. (По [1] и [6].)

мост», была над нагорьем Ахагар или севернее его в течение 42 дней при среднем месячном облачном покрове, превышавшем 50 % в мае—июле и сентябре—октябре. Однако осадки там неизменно слабые. Редкие, исключительные ливневые штормы обычно вызываются североафриканскими циклонами, наподобие циклона, давшего в Аскреме 25—26 ноября 1968 г. 111 мм осадков. Влажный тропический морской воздух юго-западного потока был перенесен в северном направлении углублявшимся циклоном над Марокко и Тунисом. Зимой и весной судано-сахарские депрессии могут воздействовать на Ахагар после искривления траектории к северо-востоку, а осенью они обычно находятся слишком далеко на западе (рис. 5.7). Их движение зависит от потока вокруг высотного антициклона над северной Африкой. Яконо [6, с. 111] отмечает, что эти системы являются основными источниками осад-

ков в Сахаре. Редкие осадки в зимний период вызываются полярно-фронтовыми депрессиями или адвекцией полярного воздуха к югу, происходящей на западной периферии высотной барической ложбины. Такие вторжения могут вызвать небольшие снегопады на Асекреме в среднем один раз в год.

Ахаггар более ветреное место, чем можно было бы ожидать по его расположению с учетом субтропического антициклона и преобладания оседания воздуха. Приведенные Яконо [6] немногие данные показали, что в течение десяти месяцев наблюдений в 1960 г. средняя годовая скорость ветра в Таманрассете составила 2 м/с, а в Асекреме 7 м/с. Южный шторм 16 декабря 1960 г. вызвал ветры скоростью до 54 м/с в Асекреме, а в Сегуэйке (2450 м) максимальная скорость ветра составила лишь 15 м/с.

Список литературы

1. Dubieff, J. (1963) 'Résultats tirées d'enregistrements automatiques récents dans des stations élevées du Massif Central Saharien,' *Geofis. Met.*, 11, 119—125.
2. Heckendorff, W. D. (1972) 'Zum Klima des Tibestigebirges,' *Berlin. Geog. Abh.*, 16, 165—6.
3. Indermühle, D. (1972) 'Mikroklimatische Untersuchung in Tibesti-Gebirge (Sahara),' *Hochgebirgsforschung*, 2, 121—42.
4. Jäkel, D. (1977) 'The work of the field station at Bardai in the Tibesti Mountains,' *Geog. J.*, 143, 61—72.
5. Winiger, M. (1972) 'Die Bewölkungsverhältnisse der zentralsharischen Gebirge aus Wettersatellitenbildern,' *Hochgebirgsforschung*, 2, 87—120.
6. Yacono, D. (1968) 'L'Ahaggar. Essai sur le Climat de Montagne au Sahara,' *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, 27, Université d'Alger.

Г Скалистые горы в Колорадо

Скалистые горы простираются от бассейна Юкона до Нью-Мексико, но мы рассмотрим лишь их южную часть в штате Колорадо на широте около 40° с. ш., о которой имеется довольно много информации. Здесь горы образуют резко выраженный барьер, простирающийся с севера на юг и возвышающийся до 4000 м над ур. м. На востоке их склоны обращены к Великим равнинам, а на западе — к межгорным котловинам, высота и тех и других примерно 1500 м. Скалистые горы расположены на расстоянии 1500 км от Тихоокеанского побережья, что обеспечивает континентальные климатические условия, хотя горы создают свои собственные типичные климатические пояса, даже участки вечной мерзлоты в обдуваемых ветром областях выше 3750 м над ур. м. [7]. Здесь средняя годовая температура воздуха составляет около —4 °С.

Несмотря на относительно легкий доступ к альпийской зоне выше границы леса, расположенной на высоте примерно 3500 м, постоянных горных обсерваторий здесь нет. В 1870—1809 гг. (см. табл. 1.2) действовала обсерватория Пайкс-Пик (4311 м), но открытые позднее высокогорные станции имели только

климатологическую программу наблюдений [8—10]. Четыре станции для экологических исследований, установленные Марром в 1952 г. вдоль высотного разреза восточного склона Передового хребта западнее Боулдера и впоследствии перешедшие в ведение Института арктических и горных исследований Колорадского университета, дают ценную круглогодичную информацию об условиях в горах. Эта информация, а также другие данные, собранные при исследованиях лавин и по программе засева облаков, лежат в основе нашего исследования.

Наиболее интересны в Скалистых горах характеристики осадков, особенно снегопадов, и режим ветра. Анализ данных об осадках вдоль упомянутого разреза на восточном склоне Передового хребта подчеркивает большую роль крупномасштабной атмосферной циркуляции и ее взаимодействия с топографией [1]. В зимние месяцы преобладает западная циркуляция, причем тихоокеанские штормы воздействуют преимущественно на западный склон хребта и его наиболее высокие участки. Тем не менее временами меридиональные течения создают на восточном склоне потоки вверх по склону. Весной, а также осенью, меридиональные барические ложбины и иногда глубокие холодные изолированные циклоны переносят влажный воздух с Мексиканского залива к северу. Температурная стратификация в этот период потенциально неустойчива, и вынужденный подъем по восточному склону вызывает на нем сильные осадки, выпадающие в виде снега на больших высотах и даже у подножия гор. Например, 14—15 апреля 1921 г. сильная буря при такой циркуляции дала рекордный для США снегопад — 193 см за 24 ч у оз. Силвер-Лейк в округе Боулдер (3170 м). Летом здесь наблюдаются осадки преимущественно конвективного типа, хотя для реализации неустойчивости при нагревании или под влиянием орографии сюда поступает, вероятно, достаточно влаги. В это время года кривые вертикального распределения эквивалентной потенциальной температуры показывают резкие градиенты близ Скалистых гор, причем ее большие значения характеризуют теплый влажный воздух к востоку от хребта, играющего роль климатической границы [12].

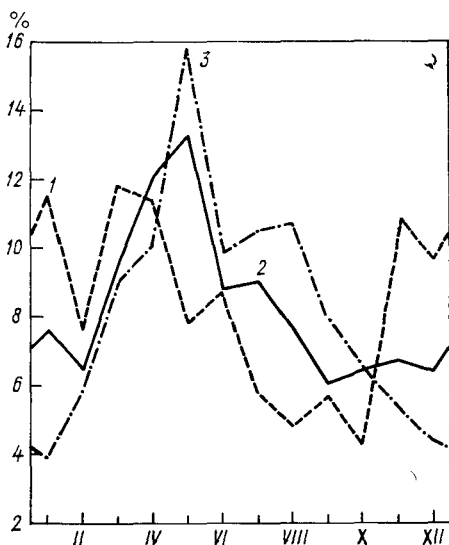
В течение года Передовой хребет отделяет режим Великих равнин, при котором весной наблюдается отчетливый максимум количества осадков вплоть до высоты по меньшей мере 3050 м на станции Комо на восточном склоне, от режима западного склона, характеризующегося зимой максимумом и осенью минимумом количества осадков в Найвот-Ридже (3750 м), расположенном всего в 2,5 км к востоку от водораздела (рис. 5.8). Эти две станции разделяет расстояние лишь в 7 км. Джадсон [8] сообщает, что 30 км южнее на пер. Бертод (3448 м) на водоразделе годовая сумма осадков составляет 93 см, что сравнимо с данными для Найвот-Риджа, однако там наибольшее их количество выпадает в апреле. На восточном склоне годовые суммы возрастают от менее чем 60 см у подножий (2200—2600 м) до примерно 100 см (из них 75 % выпадает в виде снега) на высоте 3750 м в Найвот-

Ридже, где осадкомер снабжен защитой, аналогичной той, которая применяется в Вайоминге (см. с. 205).

В проведенном Гьермстадом [5] крупномасштабном исследовании зимних штормовых осадков на разрезе поперек водораздела от Гранд-Джанкшена до Денвера также отмечается влияние орорафии (табл. 5.2). Возрастание сумм осадков с высотой на западном склоне наиболее заметно между 2100 и 3200 м, где в среднем наблюдается шестикратное увеличение. Анализ связи количества осадков с направлением ветра на уровне 500 гПа показывает, что влияние орорафии сильнее всего при северо-западных ветрах скоростью более 25 м/с. Из табл. 5.2 видно, что у подножия восточного склона суммы осадков на 50 % больше, чем на той же высоте на западном склоне. Частично это можно отнести на счет случаев,

Рис 5.8 Режим осадков (в процентах от годовой суммы) на восточном склоне Передового хребта в штате Колорадо

1 — Найвот-Ридж, 3750 м над ур м на 2,5 км восточнее водораздела, продолжительность наблюдений 7—10 лет (1965—1974, 1978—1979 гг), 2 — Комо, 3050 м, на 9,5 км восточнее, 8—12 лет (1965—1976, 1978—1979 гг), 3 — Шугарлоф, 2500 м, на 22,5 км восточнее 19 лет (1952—1970 гг)



в которых имеется идущая вверх по склону восточная составляющая. В таких ситуациях осадки могут не достичь западной стороны водораздела. Тем не менее при западном течении в свободной атмосфере штормовые системы дают в среднем почти одинаковые количества осадков в Гранд-Джанкшене и Денвере. Это обстоятельство, возможно, частично отражает влияние переноса осадков, а частично — наличие восточных составляющих в потоке на нижних уровнях перед движущимися штормовыми системами. В данном районе нужно с осторожностью относиться к упрощенным концепциям об экранирующем влиянии гор (к концепции орорафической тени).

Условия облачности и радиации здесь также сильно подвержены влиянию гор, хотя для иллюстрации этого факта имеется меньше данных. Зимой, когда превалирует западный поток, над континентальным водоразделом обычно наблюдается орорафическая облачность или фёновая стена, а восточные склоны остаются, как правило, безоблачными, не считая редких случаев образования облаков подветренных волн. Однако при восходящих по склону

Таблица 52 Профиль осадков на разрезе Скалистых гор в штате Колорадо по данным о 265 штормах в зимы 1960-61—1967-68 гг. По [5]

<i>Западный склон</i>						
<i>Гранд-Джанкшен</i>						
Высота (м)	1525	1830	2135	2440	2745	3050
Осадки (мм)	25,9	34,4	22,4	79,4	112,0	153,9
Отношение к сумме осадков в Гранд-Джанкшене	1,0	1,325	0,85	3,05	4,30	5,93

<i>Восточный склон</i>						
<i>Вейл-Пасс</i>				<i>Денвер</i>		
Высота (м)	3200	3050	2590	2285	1830	1525
Осадки (мм)	151,3	110,9	21,2	30,9	48,4	39,3
Отношение к сумме осадков в Гранд-Джанкшене	5,83	4,28	0,78	1,20	1,85	1,50

потоках и инверсии более низкие склоны могут оказаться под слоистообразными облаками на высоте не более 2800—3000 м, а более высокие зоны — под ярким солнцем. Кларк и Петерсон [3] пришли к выводу, что в 1964—1965 гг. такая ситуация преобладала над погодой с орографической облачностью, хотя их относительные частоты, вероятно, меняются от года к году. Такие режимы были обнаружены и при исследованиях радиации, сделанных Гринландом [4] (см. с. 161). Наоборот, летом над горами почти каждое утро быстро развиваются башнеобразные кучевые облака и перемещаются к востоку. Радиолокационные исследования показывают, что развитие конвекции начинается утром над восточным склоном Передового хребта, преимущественно вблизи Эстес-Парка, Айдахо-Спрингс, и к юго-западу от Пуэблто (штат Колорадо) [10].

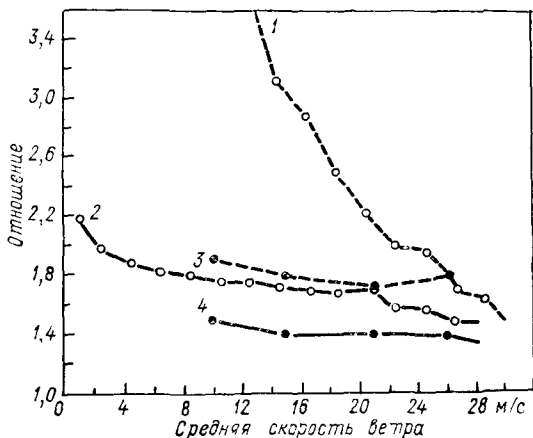
В Скалистых горах в штате Колорадо ветровые условия подробно изучались как с точки зрения явлений самих по себе, так и из-за их значения для субальпийской растительности и переноса снега. В холодную половину года вершины открыты для преобладающих западных потоков с большой средней скоростью. Летние месяцы значительно менее ветреные. По наблюдениям на башне высотой 11,6 м на г. Майнс-Пик (3808 м) на водоразделе в январе в 1968—1975 гг. средняя скорость равнялась 15,4 м/с [9], а сразу же к востоку от водораздела в Найвот-Ридже (3750 м) средние за октябрь—март 1965—1970 гг. на мачте высотой 2 м составляли 12—14 м/с, что эквивалентно 15,6—18,2 м/с на высоте 11,6 м [1]. На возвышенности (3608 м) в 1 км восточнее Найвот-Риджа измерения в течение 117 дней зимой 1975-76 г. показали, что на высоте 6 м над поверхностью в течение 50 % всего времени наблюдений

скорости ветра превышали 18 м/с, а в течение 16 % времени превышали 27 м/с. Зарегистрированный там средний дневной максимум составил 39 м/с по сравнению с 24 м/с (на той же высоте) на станции Найвот-Ридж, а в порыве на возвышенности была отмечена скорость 62 м/с.

Эти высокие средние скорости и скорости порывов являются в основном следствием высоты и положения водораздела по отношению к поясу западного переноса. Скорости ветра в долинах составляют лишь около одной четверти скоростей на вершинах. Однако в узкой зоне вдоль восточного склона и у его подножия от-

Рис 5.9 Отношения средней (2, 4) и максимальной (1, 3) скоростей порывов к пятиминутным средним скоростям ветра (Из [2])

1, 2 — в Боулдере (штат Колорадо), 3, 4 — по средним данным из *Handbook of Geophysics* (1960 г.) Х. Х. Леттау и Д. А. Хагена



ношения скорости ветра в порывах к средней скорости значительно превышают средние значения во время штормовых дующих вниз по склону ветров. На рис. 5.9 представлены полученные Бринкманом [2] данные для 20 штормовых ветров в районе Боулдера. Возникновение и механизмы этих ветров описаны в п. 3А3. Иногда параметры воздушного потока таковы, что штормовой ветер вниз по склону наблюдается на участках восточного склона до высоты по крайней мере 3050 м.

Одним из важнейших последствий сильных зимних ветров является перенос, перераспределение и сублимация снега. Эти аспекты были рассмотрены в главе 4 (с. 223 и 231), однако данных о повторяемости низовой метели в Скалистых горах Колорадо и о ее крупномасштабных последствиях для гидрологии альпийских снегов, по-видимому, нет. В поясе горных лесов ветры важны главным образом для перераспределения снега и его накопления в прогалинах, где снег тает быстрее, чем в лесу [6]. Это обстоятельство потенциально может уменьшить потери от сублимации и испарения (см. с. 233).

Список литературы

1. Barry, R. G. (1973) 'A climatological transect on the east slope of the Front Range, Colorado,' *Arct. Alp. Res.*, 5, 89—110.
2. Brinkmann, W. A. R. (1973) *A climatological study of strong downslope winds in the Boulder area*. Inst. Arct. Alp. Res., Occas. Pap. No. 7, Boulder, University of Colorado.
3. Clark, J. M. and Peterson, E. B. (1967) 'Insolation in relation to cloud characteristics in the Colorado Front Range,' in H. E. Wright, Jr. and W. H. Osburn (eds) *Arctic and Alpine Environments*, p. 3—11, Bloomington, Indiana University Press.
4. Greenland, D. (1978) 'Spatial distribution of radiation on the Colorado Front Range,' *Climat. Buil.*, Montreal, 24, 1—14.
5. Hjernstad, L. M. (1970) *The influence of meteorological parameters on the distribution of precipitation across the central Colorado mountains*, Atmos. Sci. Pap. No. 163, Fort Collins, Colorado State University.
6. Hoover, M. and Leaf, C. (1967) 'Process and significance of interception in Colorado subalpine forest,' in W. E. Sopper and H. W. Lull (eds) *Forest Hydrology*, pp. 213—23, Oxford, Pergamon Press.
7. Ives, J. D. (1973) 'Permafrost and its relationship to other environmental parameters in a midlatitude, high-altitude setting, Front Range, Colorado Rocky Mountains,' in *Permafrost: The North American Contribution to the Second International Conference*, pp. 121—5, Washington, DC, National Academy of Science.
8. Judson, A. (1965) *The weather and climate of a high mountain pass in the Colorado Rockies*, Fort Collins, U. S. Department of Agriculture, Forest Service, Res. Pap. RM-16.
9. Judson, A. (1977) *Climatological data from the Berthoud Pass area of Colorado*, Fort Collins, U. S. Department of Agriculture, Forest Service, *General Tech. Rep.* RM-42.
10. Karr, T. W. and Wooten, R. L. (1976) 'Summer radar echo distribution around Limon, Colorado,' *Mon. Weather Rev.* 104, 728—34.
11. Marr, J. W. (1961) *Ecosystems of the east slope of the Front Range in Colorado*, University of Colorado Studies, Ser. in Biol. 8, Boulder, University of Colorado.
12. Mitchell, V. L. (1976) 'The regionalization of climate in the western United States,' *J. appl. Met.*, 15, 920—7.

Д Альпы

Европейские Альпы — родина горной метеорологии (см. с. 16) и место столь многих метеорологических исследований, что этот параграф может дать лишь общее представление о разнообразии этих исследований и их содержании. Во-первых, имеются климатологические описания основных обсерваторий: Зоннблик в Австрии, Хоэнпейсенберг и Цугшпитце в ФРГ и Юнгфрауях в Швейцарии (см. табл. 1.1). Во-вторых, написано несколько обобщающих работ — для Французских Альп [3, 4], Тироля [6, 9], французской Швейцарии [5], а также для всей области Альп [8, 11, 18]. Еще одним важным источником являются выходящие раз в два года публикации международных конференций по альпийской метеорологии (см. список литературы к гл. 1).

При исследованиях погоды и климата в Альпах, в частности, широко использовались синоптические и климатические каталоги распределения давления и воздушных течений (см. [2, с. 151—

158]). В приведенном Флири [6] анализе климатологических характеристик Тироля используется разработанная Лаушером [15] для Восточных Альп система, основанная на классификации макроклимата Гесса и Брезовского. Другие классификации, разработанные Шюппом [17] и позднее Кирхофером [14] для изобарической поверхности 500 гПа, были использованы в Швейцарии. Кирхофер анализирует температуру, осадки и данные о солнечном сиянии для Зентиса, Давоса и трех равнинных станций, при каждом из 24 типов циркуляции в свободной атмосфере.

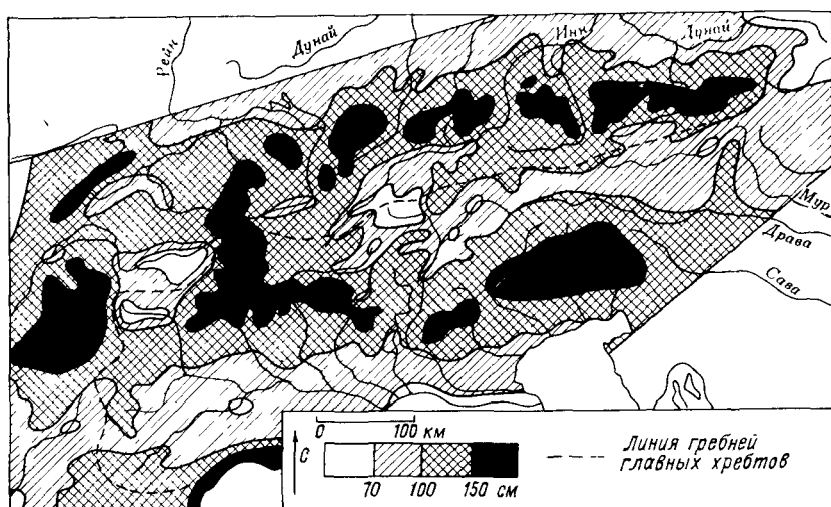


Рис. 5.10. Средние годовые суммы осадков в Тироле за 1931—1960 гг. (Из [8].) Видны сухие внутренние альпийские области.

Альпы в своей западной части, где они простираются приблизительно на 250 км с севера на юг, имеют форму дуги. В Швейцарии, где ширина хребтов не превышает 100 км, они ориентированы почти с запада на восток, а в Австрии они вновь расширяются до 150 км, но здесь их пересекают ярко выраженные широтные долины рек Инн и Драва. Аналогично расположены долины Роны и Рейна в Швейцарии, однако они менее протяженны. Альпы обостряют общие климатические различия между Средиземноморьем и Центральной Европой; наиболее ярко контраст между северными и южными склонами выражен на пер. Сен-Готард. В Тироле, однако, имеется «внутренняя альпийская область» со своими отличительными климатическими характеристиками [9]. Из табл. 5.3, где приводятся данные о среднем количестве осадков в дождливые дни (≥ 1 мм), видно, насколько эта местность сухая (рис. 5.10), — это обусловлено двойным защитным влиянием хребтов как с севера, так и с юга. Количество осадков в Альпах также,

Таблица 5.3 Характеристики среднего сезонного количества осадков в Альпах. По [6]

Район	Средняя высота (м)	Зима			Весна			Лето			Осень		
		<i>p</i>	<i>spd</i>	<i>d₃₀</i>	<i>p</i>	<i>spd</i>	<i>d₃₀</i>	<i>p</i>	<i>spd</i>	<i>d₃₀</i>	<i>p</i>	<i>spd</i>	<i>d₃₀</i>
Северные предгорья	670	169	5,2	0,3	208	6,2	0,3	407	9,7	2,0	186	6,6	0,4
Северный край, запад- ная часть	953	412	10,8	2,1	388	10,7	2,0	681	13,7	4,8	384	11,1	2,3
Северный край, восточ- ная часть	768	320	9,6	1,6	336	9,1	1,4	606	12,0	3,6	288	9,3	1,2
260 Центральный Инн	809	159	6,8	0,5	171	6,5	0,3	397	9,5	1,8	172	7,6	0,5
Сильвретта	1541	261	9,6	1,5	214	7,5	0,4	448	9,8	2,0	236	9,0	0,8
Эцтальские Альпы	1619	160	7,1	0,7	143	5,7	0,3	301	7,2	0,9	163	7,1	0,4
Винтшгау	1130	95	6,8	0,3	98	6,0	0,2	236	7,9	0,9	151	8,2	0,6
Больцано	809	91	7,0	0,2	143	7,2	0,1	302	9,4	0,8	164	8,9	0,6
Вельтлин	1540	214	11,4	1,5	270	11,2	1,6	414	11,9	2,8	338	14,5	3,2
Юго-восточные Доло- миты	1315	209	11,0	1,6	269	9,3	1,0	412	10,0	1,9	321	13,3	2,6
Трентино	236	167	12,2	1,1	217	10,4	1,0	279	10,9	1,7	287	13,9	2,7

Примечание: *p* — среднее сезонное количество осадков (мм); *spd* — удельная плотность осадков (среднее количество осадков за дождливый день, мм/сут); *d₃₀* — число дней с осадками ≥ 30 мм.

как правило, уменьшается в восточном направлении (сравните, например, по данным табл. 5.3 западные и восточные части северного края, районы Сильверетты и Эцталских Альп). По существу, внутренняя альпийская область имеет континентальный климат с максимумом осадков летом и минимумом зимой или весной. Наоборот, в западной части северных Альп главный максимум наступает летом, а вторичный зимой, тогда как на южных склонах южных Альп максимум наблюдается осенью, а минимум зимой, что типично для северного Средиземноморья. На северных склонах Альп осадки преимущественно циклонического происхождения, усиленные влиянием орографии, умеренно интенсивные, однако летом, как правило, выпадают осадки конвективного происхождения (табл. 5.3). Для южных хребтов более характерны ливневые осадки с грозами и градом, особенно летом и осенью. В центральных Альпах грозовая активность меньше [5].

Большая континентальность климата внутренних Альп ясно видна также по большей продолжительности солнечного сияния — 60 % от наибольшей возможной за год по сравнению лишь с 45—50 % для северных и южных окраин гор. Как следствие, в центральной зоне больше суммарные количества поглощенной солнечной радиации (рис. 5.11) и годовая амплитуда средней суточной максимальной температуры: 23°C во внутренней зоне по сравнению с 20°C на внешних окраинах гор на высоте 500 м и 16°C и 15°C соответственно на высоте 2000 м. Многочисленные данные и анализ, проведенный Флири [9, с. 139], показывают существование так называемого эффекта подъема массы, рассмотренного выше (с. 57). Толнер [20] показал, что в Альпах в среднем за год в 07 ч на всех станциях, расположенных в горах, в высокогорных долинах и на перевалах, регистрируется более низкая температура, чем в свободной атмосфере, и этот вывод подтверждается многочисленными наблюдениями (рис. 5.12). Только в летние дни температура в горах, как правило, превышает температуру в свободной атмосфере на 1°C или около того (см. с. 54). То, что границы растительности в центральных Альпах расположены на больших высотах, связано в первую очередь с уменьшенной продолжительностью залегания снежного покрова, большим притоком радиации и более длительным вегетационным периодом (см. рис. 5.11).

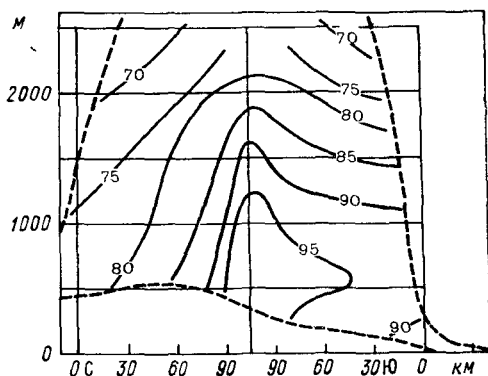


Рис. 5.11. Вертикальное распределение поглощенной суммарной солнечной радиации (в кал/см²) над Альпами. (Из [7].)

В Бернских Альпах, где можно было бы ожидать наличие эффекта подъема массы из-за их топографических особенностей, фактически наблюдается более «морской» климатический режим вследствие их общего наветренного местоположения (Х. Тернер, личное сообщение, 1975 г.). Относительно сухой климат центральных Альп в совокупности с высокими значениями суммарной радиации означает, что атмосфере передается меньше энергии в форме скрытого

тепла. Однако этот теплообмен не является единственной причиной повышения температур в центральных Альпах, поскольку в апреле, когда все большие высоты еще покрыты снегом, этот эффект уже имеет место [9].

Несмотря на трудности измерения осадков в горах, данные многочисленных высокогорных станций и обсерваторий в Альпах показывают, что с высотой количество осадков возрастает вплоть до наивысших уровней (3000—3500 м). Рисунок 5 13 иллюстрирует это положение для окрестностей массива Юнгфрау. Штейнхаузер [19, с. 96] показал, что в местном масштабе

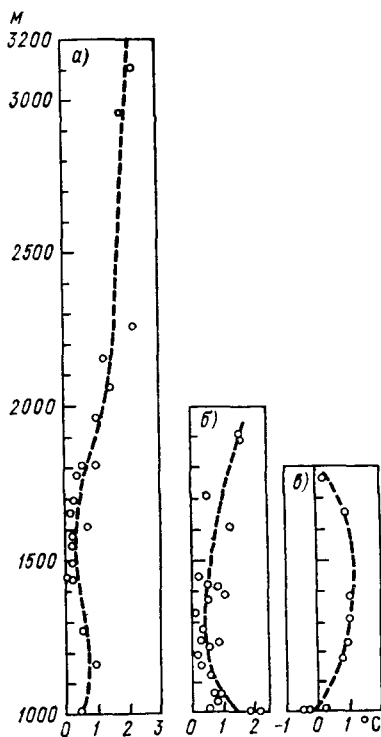


Рис 5 12 Распределение по высоте разностей средней годовой температуры в 07 ч на альпийских станциях и в свободной атмосфере (Из [20])

a — свободная атмосфера минус горные станции, *б* — свободная атмосфера минус долинные станции, *в* — свободная атмосфера минус станции на перевалах

в районе обсерватории Зоннблик наблюдается аналогичная картина. Баумгартнер и Райхель [1], основываясь на данных о стоке в 1000 пунктах в Альпах, доказали всеобщность этих выводов. Гавлик [13] убедительно показал, что такое орографическое влияние большей частью связано с циклоническими погодными условиями. Беневен [3, с. 64] сделал вывод, что во французских Альпах высота максимума осадков растет по мере приближения к собственно Альпам, поскольку в предгорьях Альп максимум расположен на высоте примерно 2000 м, в центральных массивах Дофине-Савойи — на 2500 м и в самих далеких горах в глубине внутриаппийской области — 2500—3000 м, однако в этой области нет расположенных на вершинах обсерваторий. Согласно Гавлику [13], лишь около 10 % увеличения количества осадков с высотой можно

отнести на счет большего числа дождливых дней; самыми важными факторами являются различия в интенсивностях осадков. Однако изменения интенсивности осадков также могут быть связаны с положением пункта наблюдений относительно всей горной

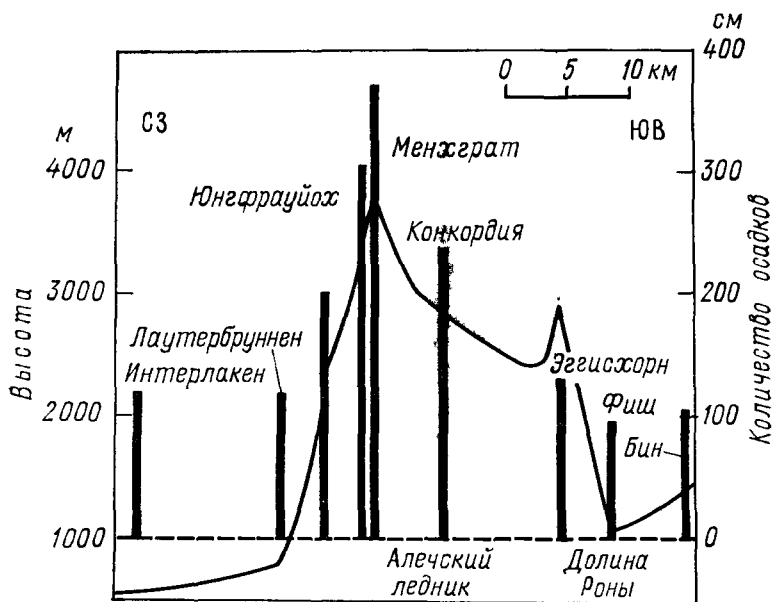


Рис. 5 13 Годовое количество осадков на разрезе через массив Юнгфрау. (По [16])

области и с ориентацией отдельных хребтов по отношению к главным воздушным потокам [3].

Важной климатической характеристикой альпийских долин и подножий является распространение фёновых ветров. Их влияние было предметом многочисленных исследований. Таблицы 5.4 и 5.5 характеризуют профили средней потенциальной температуры

Таблица 5 4 Средняя потенциальная температура (°С) во время 12 случаев северных и южных фёнов в 1942—1945 гг По [12]

Станция	Высота над ур м (м)	Фен	
		южный	северный
Лугано	276	8,3	13,8
Айроло	1170	11,2	10,5
Сен-Готард	2096	12,8	9,5
Гешенен	1107	14,3	6,2
Альтдорф	456	15,7	4,8
Цюрих	493	12,4	5,1

Таблица 5.5 Характеристики южного фёна в восточных Альпах и предгорьях Альп. По [21]

Станция	Высота над ур. м. (м)	θ °C	f %	Средняя облачность (%)
Оз. Гарда	90	8,3	69	73
Инсбрук	575	15,5	39	40
Партенкирхен	715	17,4	33	30
Хознпейссенберг	994	16,1	40	43
Мюнхей	528	13,4	49	44
Регенсбург	343	9,7	56	49

Примечание. Потенциальная температура θ на высоте 500 м и относительная влажность f по данным в 14 ч.

для 12 случаев северного и южного фёна во время максимального развития спускавшегося в долину фёна [12]. Можно отметить, что потепление заметно уже на больших высотах (на Сен-Готарде) и оно свидетельствует о наличии оседания. Северный фён обычно возникает при северном потоке трансформированного холодного полярного воздуха в тылу меридиональной ложбины. Южный фён, как правило, связан с воздухом теплого сектора. В Сьере, в центральной части кантона Вале на юго-западе Швейцарии, южный фён наблюдается примерно 33 дня в году, чаще всего в апреле [5]. Ветры на уровне вершин (4000 м) обычно юго-западные, но в нижнем Вале благодаря влиянию долины они становятся южными, а в Сьере — северо-восточными со средней скоростью 6 м/с. В одной трети случаев максимальная скорость ветра может превысить 15 м/с. В Инсбруке повторяемость южного фёна составляет 60 дней в году, из которых 40 % приходится на весну. В другие месяцы бывает три—пять дней с южным фёном [9]. В Инсбруке, однако, наибольшие отклонения дневной температуры от нормы (+8 °C) отмечены при осенних и зимних фёнах.

В долинах и северных предгорьях южный фён не всегда проникает до уровня земли, поскольку тонкий слой холодного воздуха поднимает его над поверхностью. Иногда, когда фёновая стена распространяется через гребень Альп и ветры на уровне вершин сильны, воздух не может следовать вдоль поверхности и достигает земли только там, где выходы долин открыты к низинам. Это явление известно как «диммер-фён», или чертов фён [12]. Помимо много обсуждавшихся, но еще плохо изученных симптомов фёновой болезни, фёны весной вызывают быстрое снеготаяние и паводки и создают опасность схода снежных лавин. Фёновые штормы могут привести к бурелому в лесах и повысить пожароопасность в связи с низкой влажностью.

Важным местным ветром для северных и западных Альп является биз. Буэ [5] определяет его, как северный поток холодного полярного воздуха, связанного с антициклоном над Британскими островами или Скандинавией. В Лозанне он наблюдается в среднем

94 дня в году, чаще всего весной. Скорость его там в среднем равна 3—4 м/с, при этом примерно в 10 % случаев сила ветра достигает 8 баллов по Бофорту. В окрестностях Женевы, а также в защищенном Вале эти ветры приносят сухую ясную погоду, но в более восточных районах другая ориентация хребтов в предгорьях Альп и Альпах из-за вынужденного подъема воздушных масс дает сплошную плотную облачность, причем в трети случаев выпадают осадки [5]. Конечно, на южных склонах Альп эти ситуации обычно вызывают северный фён, если поток перетекает через горы.

Существенной чертой зимнего климата Бернских Альп являются туман и низкие слоистые облака. Детальный анализ, проведенный Ваннером [22], показывает, что в период с сентября по март

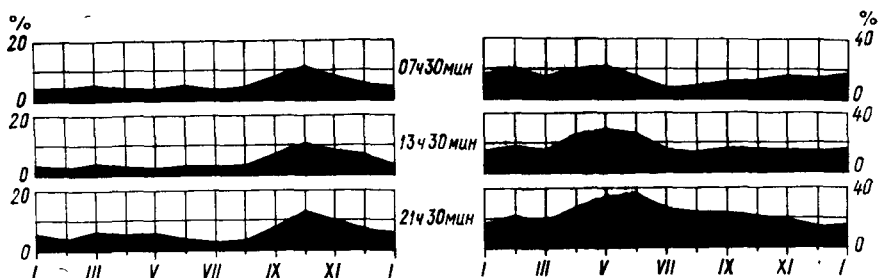


Рис. 5.14. Повторяемость туманов в зависимости от времени суток в Бернских Альпах (Энгельсберг, 1018 м над ур. м., 1901—1940 гг.—слева) и на альпийской вершине (Юнгфрауях, 3576 м, 1932—1960 гг.—справа). (Из [22].)

утренний туман наблюдается, по крайней мере местами, в 50 % случаев. Режим туманов на нагорье, где наибольшая их повторяемость отмечается в октябре—ноябре, а наименьшая — летом, отличается от режима туманов на вершинах, где они часто наблюдаются весь год, но особенно — весной (рис. 5.14). Однако во многих альпийских долинах, и в Вале, повторяемость утреннего тумана зимой составляет менее 10 %. Над Пайерном вершина инверсии обычно расположена на высоте 800 м над ур. м., соответствующей верхней границе тумана по Ваннеру. Полезно отметить, что в период с сентября по март в Монтрё слоистые облака образуются в утренние часы в среднем 80 дней, при этом в 87 % случаев их основание находится на высотах 700—900 м [5]. В слабых антициклонах часто наблюдаются низкие инверсии и радиационный туман, в то время как холодный северо-восточный поток в системе антициклона (биз) стремится создать высокие инверсии и тонкий туман либо слоистые облака. Наоборот, туманы в верхних частях склонов обычно образуются при циклонических юго-западных потоках.

Последнее явление, которое следует упомянуть,— общее для всех горных систем, имеющих ориентированные с запада на восток долины. Это хорошо известный контраст света и тени между

склонами, наиболее тщательно исследованный в Альпах. Наибольшими эти различия бывают зимой, когда высота солнца мала и день короток. Согласно Беневену [3, с. 105], типичные средние разности температуры составляют 0,5—1,0 °С, причем местами в 13 ч разность возрастает до 3 °С. Буэ [5] отмечает, что на затененном склоне на высоте 1500 м снежный покров лежит 160 дней, а на солнечном склоне — на 30 дней меньше. Это различие отражается и в способах земледелия, а также в выборе мест для поселений.

Список литературы

1. Baumgartner, A. and Reichel, E. (1978) 'Probleme der Alpenhydrologie,' *14 Internationale Tagung für Alpine Meteorologie, 2 Teil, Arbeiten, Zentralanst. Met. Geodynam.*, 32, 94/1-7, Vienna.
2. Barry, R. G. and Perry, A. H. (1973) *Synoptic Climatology: Methods and Applications*, London, Methuen.
3. Bénévènt, E. (1926) *Le Climat des Alpes Françaises*, Paris, Mémorial de l'Office Nationale Météorologique de France, No. 14.
4. Bezinge, A. (1974) 'Images du climat sur les Alpes,' *Bull. de la Murithienne*, 91, 27—48.
5. Bouët, M. (1972) *Climat et Météorologie de la Suisse Romande*, Lausanne, Payot.
6. Fliri, F. (1962) *Wetterlagenkunde von Tirol*, Innsbruck, Universitäts-Verlag Wagner.
7. Fliri, F. (1971) 'Neue klimatologische Querprofile der Alpen — ein Energiehaushalt,' *Ann. Met.*, N. F. 5, 93—7.
8. Fliri, F. (1974) *Niederschlag und Lufttemperatur im Alpenraum*, Innsbruck, Universitäts-Verlag Wagner.
9. Fliri, F. (1975) *Das Klima der Alpen im Raume von Tirol*, Innsbruck, Universitäts-Verlag Wagner.
10. Fliri, F. (1977) 'Die physiogeographische Regionen des Alpenraumes,' in F. Wolkinger (ed) *Natur und Mensch im Alpenraum*, pp. 13—26, Graz, Austria, Ludwig Boltzmann-Institute.
11. Flohn, H. (1954) *Witterung und Klima in Mitteleuropa*, Stuttgart, Forsch. dt. Landeskunde, 78.
12. Frey, K. (1953) 'Die Entwicklung des Süd- und des Nordföhns,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, A, 5, 432—77.
13. Havlik, D. (1968) 'Die Höhenstufe maximaler Niederschlagssummen in den Westalpen,' *Freiburger Geogr. Hefte*, 7, Freiburg.
14. Kirchofer, W. (1976) 'Stationsbezogene Wetterlagenklassifikation,' *Veröff. Schweiz. Met. Zentralanst.*, 34.
15. Lauscher, F., (1958) 'Studien zur Wetterlagenklimatologie der Ostalpenländer,' *Wetter u. Leben*, 10, 79—83.
16. Maurer, J. and Lütschg, O. (1931) 'Zur Meteorologie und Hydrologie des Jungfraugebietes,' in *Jungfrauoch Hochalpine Forschungstation*, pp. 33—45, Zurich.
17. Schüepp, M. (1959) 'Die Klassifikation der Wetterlagen im Alpengebiet,' *Geofis. pura appl.*, 44, 242—8.
18. Schüepp, M. and Schirmer, H. (1977) 'Climates of central Europe,' in Wallen, C. C. (ed.) *Climates of Central and Southern Europe*, pp. 3—73, Amsterdam, Elsevier.
19. Steinhäuser, F. (1938) *Die Meteorologie des Sonnblicks. I. Teil*, Vienna, J. Springer.
20. Tollner, H. (1949) 'Der Einfluss grosser Massenerhebungen auf die Lufttemperatur und die Ursachen der Hebung der Vegetationsgrenzen in den inneren Ostalpen,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 1, 347—72.

21. von Ficker, H. and de Rudder, B. (1943) *Föhn und Föhnwirkungen*, Leipzig, Akad. Verlag, Becker u. Erfekom. Ges.
22. Wanner, H. (1979) Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage winterlicher Nebel im Querschnitt Jura-Alpen, *Geogr. Bernensia*, G, 7.

Е Приморские горы Великобритании

Горы северо-западной Европы заслуживают внимания из-за того, что их характеристики обусловлены исключительной близостью моря. Это проявляется в малом сезонном изменении облачности, осадков и температуры, в высокой влажности, в больших вертикальных градиентах температуры и в низком положении верхней границы леса [11, 20, 24]. Наиболее подробные данные наблюдений на Британских островах были собраны на г. Бен-Невис. Материалы наблюдений за 1883—1904 гг. обсерватории Бен-Невис (1343 м), отстоящей на 6 км в глубь острова от обсерватории Форт-Вильям (13 м), были полностью систематизированы Бьюкеном и Омондом [4—7], хотя смерть Бьюкена в 1907 г. прервала намеченный тщательный анализ этих данных.¹

Обеспечить проведение надежных наблюдений на вершине г. Бен-Невис было трудной задачей, так как здесь часто происходило обледенение приборов (см., например, [9]), наблюдалась облачность, захватывающая вершину, и снегопады зимой.² Будки с термометрами устанавливались на лестницах, и их высота регулировалась относительно поверхности снега (высота снежного покрова порой превышала 3 м). Участок примыкал к крутому 550-метровому обрыву на северной стороне горы, и влияние такого местоположения на движение воздуха вызывало частые «качания» ртутного столба барометра.

В настоящее время в Великобритании имеется несколько метеорологических станций на высоте более 400 м, но действительно высокогорных станций нет [24]. Мэнли [17—19, 21] обобщил некоторые данные для северных Пеннин, однако информация о горах Шотландии, Уэльса и области Лейк-Дистрикт носит весьма фрагментарный характер.

Число облачных дней в западных горных областях Великобритании очень велико. Например, на г. Бен-Невис средняя облачность во все месяцы превышает 8 баллов, а зимой наблюдается лишь 10 % солнечных часов от их возможного количества. С ноября по март только в течение 21 % времени на вершине нет тумана, причем ясная погода большей частью наблюдается весной (45 % времени). Бьюкеном [8] показал, что в 1885—1897 гг. было 185 промежутков времени продолжительностью в четыре дня, в течение которых прояснений не было.

Гласпул [10] использовал данные Р. С. Моссмана (в работе [7, с. 444]) и показал, что зимой 1901-02 г. облако окружало Бен-

¹ Некоторые из этих наблюдений были также обработаны Ганном [13].

² Вдобавок расходы покрывались из частных источников, а нежелание правительства выделить помощь привело в конце концов к закрытию обсерватории.

Невис на высоте 1000 м и в среднем в 50 % случаев, на самой вершине — в 67 % и на высоте 700 м — лишь в 20 %, в то время как в северных Пенниннах (Грейт-Дан-Фел, 847 м) и Южных горах Шотландии (Лоутер-Хилл, 725 м) частота составляла также приблизительно 60 %.

В результате влияния облачного покрова количество солнечной радиации в Уэльсе и Пенниннах уменьшается с высотой ниже 500 м на ур. м. приблизительно на 2,5—3 МДж/(сут·м²·км) [16]. Однако этот эффект существует лишь в региональном масштабе. В данной гористой местности независимо от высотных различий поступления радиации приблизительно одинаковы. Летом на высотах более 500 м над вершинами облаков нет совсем или наблюдаются тонкие облака. Хардинг отмечает, что в период с 25 мая по 22 июля 1977 г. с 10 до 14 ч на вершине г. Кайрнгорм (1245 м) наблюдалось на 35 % большее количество солнечной радиации, чем на Глен-Мор (341 м).

Годовое количество осадков в северо-западной Великобритании велико из-за перемещения сюда фронтальных депрессий с северо-запада с Атлантики, а также расположения гор, вызывающих большое увеличение осадков с высотой. В западных частях нагорий Шотландии поддающиеся измерению осадки идут более 1500 ч в год, хотя средняя годовая интенсивность их составляет около 2,0 мм/ч [1]. На основе данных более чем 6500 станций по всей Великобритании, Блисдэйл и Чэн [3] определили, что среднее годовое количество осадков R (мм) можно выразить следующим образом:

$$R = 714 + 2,42H,$$

где H — высота (м). Линия нулевого отклонения от этой регрессии близко совпадает с главным восточно-западным водоразделом в Шотландии, северной Англии и Уэльсе. Положительные отклонения ≥ 600 мм наблюдаются в западной Шотландии, Лейк-Дистрикте и Уэльсе, а отрицательные отклонения ≥ 600 мм — над г. Кайрнгорм, где для преобладающего воздушного потока подветренное защитное влияние гор очень сильно. За период 1883—1904 гг. на Бен-Невисе было зарегистрировано годовое количество осадков 4084 мм, что лишь на 120 мм больше, чем предсказанное количество. Влияние орографии в большей степени выражается через увеличение интенсивности, чем продолжительности осадков. Например, годовая средняя на Куам-Дили в Сноудонии (101 м) составляет 3500 мм при средней интенсивности 2,7 мм/ч, в то время как на побережье в Холихеде (9 м) соответствующие значения равны 1000 мм и 1,4 мм/ч [1]. Суммы осадков здесь увеличиваются в 3,5 раза, при этом число часов выпадения осадков в среднем возрастает менее чем в два раза. Согласно Блисдэйлу [2], в холодную половину года «исключительные» суточные суммы осадков, превышающие 125 мм и дающие по меньшей мере 15 % средних годовых сумм на всех станциях, наиболее характерны для западных горных районов Великобритании, что свидетельствует

о важности орографической интенсификации осадков в глубоких фронтальных депрессиях. Более того, данные для г. Бен-Невис [4] показывают, что поэтому большая часть гроз наблюдается там в зимние месяцы, а не в летние, как это характерно для гор континентальной Европы.

Поскольку зимой в горах температуры поверхности немного ниже 0°C , часто случается, что выпадение дождя, особенно при теплом фронте, приводит к переохлажденным осадкам и гололеду. В 1885—1890 гг. на г. Бен-Невис было зарегистрировано 198 случаев такого «ледяного налета» средней длительностью 4,4 ч [22]. Эти явления наблюдались большей частью в зимние месяцы при температуре воздуха от 0 до $-2,5^{\circ}\text{C}$. Изредка отложения льда при

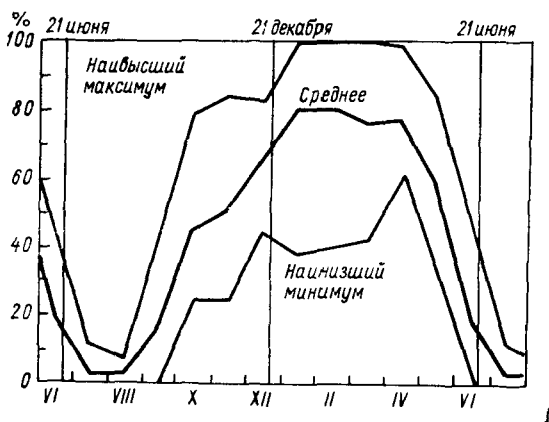


Рис 5.15 Доля (%) среднемесячных осадков, выпадающих в виде снега на г. Бен-Невис (1343 м), 1895—1904 гг. (По [25])

таких явлениях, вероятно, связанные с сильной изморозью (переохлажденные капли тумана и облаков), создают на строениях опасные нагрузки (см. с. 217 и фото 7в).

Общие условия выпадения снега в зависимости от высоты в горах Великобритании обсуждаются на с. 194. Рассматривая возможности развития зимних видов спорта в Форт-Вильяме, Том [25] проанализировал данные о снегопадах на г. Бен-Невис за 1895—1904 гг. На рис. 5.15 указана для каждого месяца доля осадков, выпадающих в виде снега, и экстремальные значения этой величины. В апреле эта доля составляет не менее примерно 60%. В период с января по апрель на высоте 750 м количество выпадающих дождя и снега примерно одинаково. Том также показал, что в среднем на г. Бен-Невис доля осадков в виде снега возрастает на 9% при понижении средней месячной температуры на 1°C . Однако в силу значительного разброса это соотношение имеет лишь ограниченную ценность для расчета доли снегопадов в зависимости от температуры в тот или иной месяц.

Как уже отмечалось, в Великобритании вертикальные градиенты температуры велики, что типично для морских воздушных

масс. Данные 14 пар равнинных и высокогорных станций показывают, что средний градиент средней годовой максимальной температуры равен примерно $8,5^{\circ}\text{C}/\text{км}$ [14]. Как установлено ранее [18], зимой наблюдается явно выраженный минимум градиента ($6-7^{\circ}\text{C}/\text{км}$), а весной максимум ($8-10^{\circ}\text{C}/\text{км}$), и, по-видимому, это общая зависимость для северо-западной Европы. Очевидно, что максимум весной в большей степени отражает общее увеличение неустойчивости, чем влияние синоптических систем [14]. В Великобритании градиенты средней температуры и максимальной температуры зимой почти одинаковы, так как малая продолжительность дня и большая облачность уменьшают суточные изменения вертикального градиента температуры. Действительно, амплитуда суточного хода температуры в горах Великобритании поразительно мала. Данные наблюдений на г. Бен-Невис за 1883—1887 гг. показывают, что средние отклонения часовых температур от средней суточной летом составляют $\pm 1^{\circ}\text{C}$, а зимой лишь $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ [4].

Градиент максимальной температуры, который определяется в основном радиационным нагреванием [15], близко соответствует сухадиабатическому вертикальному градиенту температур в конвективных условиях в ясный день, хотя из-за существования тонкого сверхадиабатического слоя над равнинными станциями могут иметь место и большие градиенты. За период с августа 1890 г. по июль 1903 г. Омонд [23] отметил 205 случаев ($0,2\%$ общего числа наблюдений), когда на Бен-Невисе вертикальный градиент температуры превышал $10,5^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Они наблюдались преимущественно в солнечные дни или при сухом юго-восточном воздушном потоке в апреле—июне. Градиент минимальной температуры зависит от местных топографических факторов, в особенности долинных инверсий, что не позволяет дать его общие региональные характеристики.

Продолжительность безморозного периода обычно уменьшается с высотой, хотя, как показал С. Дж. Гаррисон (цитируется по [24, с. 279]), использование температур на уровне метеорологической будки приводит к неправильной оценке условий на земной поверхности. Например, в западном Уэльсе в 1969 г. разность продолжительности безморозных периодов, определенных по показаниям минимальных термометров в метеорологической будке и на траве, достигала 18 недель (35 против 17) на уровне моря и 25 недель (33 против 8) на высоте 450 м над ур. м.

Неожиданной особенностью климата гор Великобритании являются отдельные случаи, когда наблюдается очень сухой воздух. На Бен-Невисе в $2,5\%$ дней (1884—1903 гг.) имелся по меньшей мере один часовой отсчет относительной влажности менее 20% (при пересчете по уточненной психрометрической формуле) [12]. Большинство таких случаев наблюдались осенью и зимой и, очевидно, были связаны с кратковременным оседанием воздуха при блокирующих антициклонах.

Данные о ветре для нагорий Великобритании весьма скудны.

Средняя годовая скорость ветра на г. Бен-Невис равна 3 м/с, причем различия между средними значениями для января и июля составляют лишь $\pm 1,3$ м/с. Поскольку место для обсерватории было выбрано из-за ее положения на пути движения атлантических штормов, эти значения ниже, чем можно было бы ожидать, хотя Том [25] показал, что скорости ветра, наблюдающиеся на вершине, расчетные скорости геострофического ветра и скорости ветра на уровне 900 гПа, определенные из зондирований в Сторноуэ на Гебридских островах, хорошо согласуются между собой. С ноября по март в 9 % времени скорости ветра на г. Бен-Невис превышали 22 м/с. Установленная недавно на г. Кайрнгорм (1245 м) автоматическая станция показывает, что, несмотря на округлую куполообразную форму этой вершины, здесь высока повторяемость порывистых ветров [9].

Список литературы

1. Atkinson, B. W. and Smithson, P. A. (1976) 'Precipitation,' in T. J. Chandler and S. Gregory (eds) *The Climate of the British Isles*, pp. 129—82, London, Longman.
2. Bleasdale, A. (1963) 'The distribution of exceptionally heavy daily falls of rain in the United Kingdom, 1863 to 1960,' *J. Instn. Wat. Engrs.*, 17, 45—55.
3. Bleasdale, A. and Chan, Y. K. (1972) 'Orographic influences on the distribution of precipitation,' in *Distribution of Precipitation in Mountainous areas*, vol. II, pp. 161—70, Geneva, World Meteorological Organization No. 326.
4. Buchan, A. (1890) 'The meteorology of Ben Nevis,' *Trans. R. Soc. Edinb.*, 34.
5. Buchan, A. and Omond, R. T. (1902) 'The meteorology of the Ben Nevis observations. Pt. II. Containing the observations for the years 1888, 1889, 1890, 1891 and 1892, with appendices,' *Trans. R. Soc. Edinb.*, 42.
6. Buchan, A. and Omond, R. T. (1905) *ibid.* 'Pt. III. Containing the observations for the years 1893, 1894, 1895, 1896 and 1897, with appendix,' *Trans. R. Soc. Edinb.*, 43.
7. Buchan, A. and Omond, R. T. (1910) *ibid.* 'Pt. IV. Containing the observations for the years 1898, 1899, 1900, 1901 and 1902', and 'Pt. V. Containing the observations for the years 1903 and 1904, with appendix,' *Trans. R. Soc. Edinb.*, 44.
8. Buchanan, J. Y. (1902) 'Abstract of paper on the meteorology of Ben Nevis in clear and in foggy weather,' *Trans. R. Soc. Edinb.*, 42, 465—78.
9. Curran, J. C., Peckham, G. E., Smith, D., Thom, A. S., McCulloch, J. S. and Strangeways, I. C. (1977) 'Cairngorm summit automatic weather station,' *Weather*, 32, 61—3.
10. Glasspoole, J. (1953) 'Frequency of clouds at mountain summits,' *Met. Mag.*, 82, 156—7.
11. Green, F. H. W. (1955) 'Climatological work in the Nature Conservancy,' *Weather*, 10, 233—6.
12. Green, F. H. W. (1967) 'Air humidity on Ben Nevis,' *Weather*, 22, 174—84.
13. Hann, J. von (1912) 'The meteorology of the Ben Nevis Observatories,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 38, 51—62.
14. Harding, R. J. (1978) 'The variation of the altitudinal gradient of temperature within the British Isles,' *Geog. Ann.*, A, 60, 43—9.
15. Harding, R. J. (1979a) 'Altitudinal gradients of temperatures in the northern Pennines,' *Weather*, 34, 190—201.
16. Harding, R. J. (1979b) 'Radiation in the British Uplands,' *J. appl. Ecol.*, 16, 161—70.
17. Manley, G. (1936) 'The climate of the northern Pennines,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 62, 103—15.

18. Manley, G. (1942) 'Meteorological observations on Dun Fell, a mountain station in northern England,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 68, 151—65.
19. Manley, G. (1943) 'Further climatological averages for the northern Pennines, with a note on topographical effects,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 69, 251—61.
20. Manley, G. (1945) 'The effective rate of altitudinal change in temperate Atlantic climates,' *Geog. Rev.*, 35, 408—17.
21. Manley, G. (1980) 'The northern Pennines revisited: Moor House, 1932—78,' *Met. Mag.*, 109, 281—92.
22. Mossman, R. C. (1902) 'Abstract of paper on silver thaw at the Ben Nevis Observatory,' *Trans. R. Soc. Edinb.*, 42, 525—27.
23. Omond, R. T. (1910) 'Large differences of temperature between the Ben Nevis and Fort William Observatories,' *Trans. R. Soc. Edinb.*, 44, 702—5.
24. Taylor, J. A. (1976) 'Upland climates,' in T. J. Chandler and S. Gregory (eds), *The Climate of the British Isles*, pp. 264—87, London, Longman.
25. Thom, A. S. (1974) 'Meteorological report,' in B. K. Parnell (ed.) *Anonach Moor: a planning report on the prospect of winter sport development at Fort William*, pp. 85—109, Department of Planning, Glasgow School of Art.

Ж Субполярные горы Св. Ильи на Аляске и Юконе

Существует лишь небольшое число горных областей в высоких широтах, климатические характеристики которых в той или иной степени изучены. Поэтому особое значение имеют интенсивные исследования в горах Св. Ильи, организованные совместно Американским географическим обществом и Арктическим институтом Северной Америки. Эти горы расположены вдоль побережья Тихого океана и водораздел круто поднимается до 2600 м на расстоянии всего 60—180 км от побережья, причем громада г. Логан превышает 6000 м. В научных отчетах [4, 5] и в ряде статей подробно изложены результаты разнообразных исследований, осуществленных в рамках Проекта изучения оледенения гор и связанного с ним Проекта исследований условий высокогорья [7]. Здесь мы даем краткий обзор этих исследований.

Взаимодействие крупномасштабной циркуляции с горным хребтом исследовала Тэйлор-Бардж [11]. Она уделяет особое внимание роли, которую играют летом горы Св. Ильи в обострении нормальных климатических различий между морскими условиями побережья и внутренним континентальным режимом. В это время года наблюдается в среднем циркуляция от слабо выраженной западной у поверхности земли до юго-западной на уровне 700 гПа, при этом над заливом Аляска гребни или циклоны.

Температурные зондирования на побережье в Якутате и в 275 км от побережья в Уайтхорсе (рис. 5.16) показали, что профили вертикальных градиентов температуры начиная с высоты 3 км становятся почти одинаковыми. Температурный режим в Сьюарде (около 1860 м) юго-западнее главного водораздела аналогичен режиму в Якутате, в то время как на станциях на восточном склоне — на леднике Каскавулш (приблизительно 1768 м) и в Клуэйне, — так же как и в Уайтхорсе, в летние месяцы суточный ход температур составляет 10—11°C (табл. 5.6). Режим температуры станций на водоразделе, на высоте приблизи-

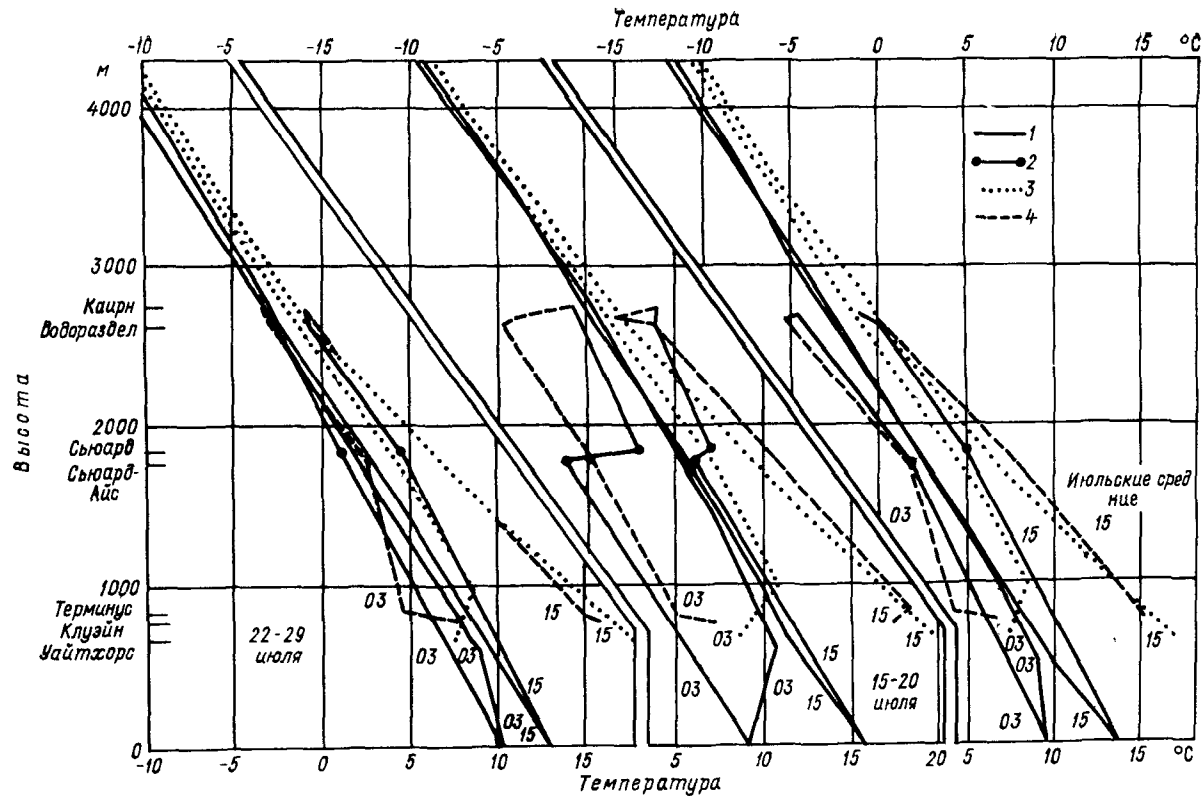


Рис. 5.16. Температурные зондирования в Якутате (1) и Уйтхорсе (3) и вертикальные градиенты температуры в горах Св. Ильи на обращенном к морю (2) и континентальном (4) склонах в июле 1964 г. (Из [6].)

Таблица 56 Летние климатические данные для гор Св Ильи. По [7, 11]

Станция	Высота (м)	Июль 1963—1965 гг				Июль—август 1963—1965 гг	
		Средняя суточная температура (°С)	Средняя суточная амплитуда (°С)	Парциальное давление водяного пара (гПа)	Солнечная радиация (Вт/м ²)	Вероятность выпадения осадков в течение суток	Средние суммы осадков (мм/сут)
Якутат	14	11,4	7,1	12,0	—	0,73	8,28
Сьюард ¹	≈ 1860	2,6	8,2	6,6	(252) ²	0,66	(1,36)
Г Логан ³	5360	—18,2	11,3	1,1	360	—	—
Водораздел	≈ 2650	—1,8	8,8	4,7	272 ⁴	0,66	1,21
Читгистоун ⁵	1779	5,2	6,6	7,6	198	—	—
Каскавулш ⁶	1768	4,7	7,2	6,4	249 ²	0,48	(0,15) ²
Клуэйн	786	11,9	10,8	10,1	212 ⁵	0,35	0,90
Уайтхорс	698	13,8	12,3	8,9	—	0,43	0,92

¹ 1964 г и июль 1965 г.² Только 1965 г.³ 1968—1970 гг⁴ Только 1969 г⁵ 1967—1969 гг⁶ 1964—1966 гг.

тельно 2560 м, переходный. Тем не менее, поскольку дневной ход температуры на всех станциях аналогичен, Маркус [6] предполагает, что хребет не создает непреодолимого барьера для переноса воздушных масс.

Степень сходства климата на различных станциях изменяется в зависимости от изменения тех или иных параметров. Летом условия облачности на станциях, расположенных на водоразделе, напоминают условия на Сьюарде, где преобладают туман и слоистая облачность, а общее количество облаков одинаково. Станции, расположенные на леднике Каскавулш, более похожи на станцию Клуэйн на восточном склоне, где летом преобладает кучевая облачность. Соответственно дневные конвективные ливни на восточной стороне хребта явление нередкое, а на водоразделе или на станциях, расположенных западнее, где большая часть осадков имеет циклоническое происхождение, они практически не наблюдаются. Летом вероятность осадков и их суточное количество убывают к востоку (табл. 5.6), однако трудности наблюдений и местная изменчивость погоды не позволяют сделать более общие выводы.

На основе имеющихся данных Тейлор-Бардж [11] делает вывод, что летом хребет является скорее переходной зоной, чем резким климатическим разделом. Линия раздела между береговым морским и внутренним континентальным режимами в среднем проходит по восточному склону гор между водоразделом и ледником Каскавулш, однако в зависимости от синоптических условий она может смещаться. Так, необычное вторжение северо-восточного потока 17—19 июля 1965 г создало прохладную дождливую погоду на восточном склоне хребта, причем осадки выпадали даже на станциях на водоразделе, в то время как связанные с опусканием воздушного потока фёновые условия наблюдались на тихоокеанском склоне. Эта ситуация явилась более или менее зеркальным отображением обычной картины летней погоды над хребтом. По-видимому, этот барьер эффективен в свободной атмосфере до высоты примерно 3 км, всего лишь на несколько сот метров выше станций водораздела. С другой стороны, на верхние части хребта воздействуют верхние фронты. Как описано в п. 3Б, фронтальные системы могут отклоняться горной преградой к северу или югу или располагаться параллельно ей, блокируя поток на более низких уровнях. Поэтому, например, после прохождения холодного фронта погода на наветренном тихоокеанском склоне часто остается пасмурной.

Зимой климат тихоокеанского склона определяется областями низкого давления в районе Алеутских островов — залива Аляска и потоками с моря, приносящими облачность и большое количество осадков. Наоборот, циркуляция во внутренних районах определяется областью высокого давления над бассейнами рек Юкона и Маккензи. Лишь немногие области низкого давления переваливают через водораздел, поэтому хребет в большей степени, чем летом, служит климатическим барьером [11]. Средний поток

в нижнем слое южный, а на изобарической поверхности 500 гПа северо-западный, параллельный хребтам.

Зимой из-за длительного залегания снежного покрова местные особенности также значительно менее выражены. Летом вниз по леднику Каскавулш 70 % времени дуют ледниковые ветры с вертикальной мощностью 50—500 м [7]. Нижний уровень геострофического потока может быть выше местных вершин [2], так что с обширных возвышенностей происходит крупномасштабный сток холодного воздуха. На склоне г. Логан (5360 м) направление

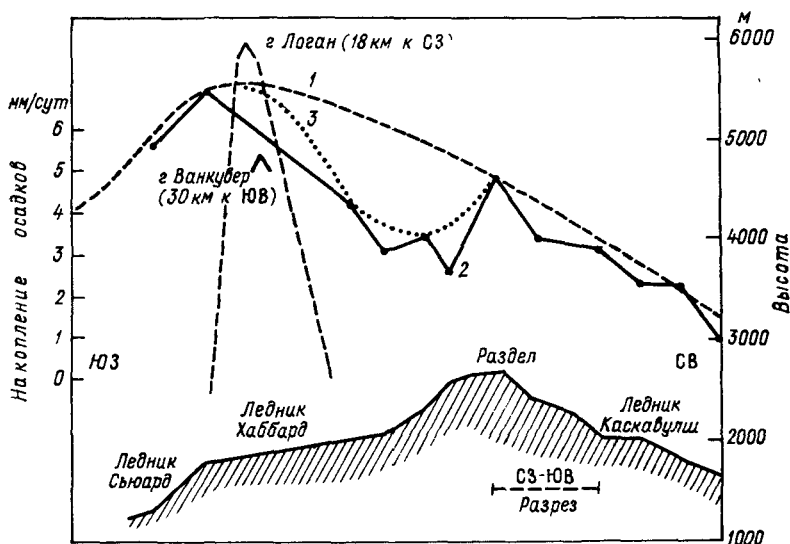


Рис. 5.17. Наблюдающийся (2) и идеализированный (1) профили интенсивности накопления осадков на разрезе хребта Св. Ильи, основанные на наблюдениях в снежных шурфах. (По [11].)

Видно влияние орографической тени от г. Логан (3).

ветра такое же, как над Якутатом на уровне 500 гПа, но в июле 1968 г. скорость его в среднем равнялась лишь 3 м/с. Однако в другие годы там наблюдались длительные сильные ветры при штормах над Тихим океаном [9].

Можно построить лишь «предварительную» кривую годовых сумм осадков по наблюдениям в снежных шурфах (рис. 5.17). По этой кривой осадки обнаруживаются на высоте порядка 1800 м, что согласуется с оценками для Кордильер в Британской Колумбии [12]. Виден также ярко выраженный эффект орографической тени на подветренной стороне г. Логан, а также вторичный максимум на водоразделе, где даже на относительно небольшой высоте 2650 м наблюдаются только снегопады. В течение 60-х годов накопление снега на больших высотах часто не было связано с аномалиями осадков на побережье в Якутате [10], что свиде-

тельствует о важной роли, которую играют возмущения в свободной атмосфере и верхние фронты при выпадении осадков в горах. Такой вывод подтверждается наблюдениями за температурой на глубине 2 м в снеге на г. Логан в 1965 г. [1]. Было обнаружено, что температура изменяется с высотой в соответствии с сухоадиабатическим вертикальным градиентом, очевидно, из-за преобладания нисходящего стока, за исключением высот 3000—3600 м, где наблюдалась инверсия с градиентом температуры 1,3 °C/100 м. В противоположность этому зимой 1969-70 г. средний вертикальный градиент температуры, измеренной на глубине 2 м в снеге, равнялся 0,61—0,66 °C/100 м, а зона локальной инверсии отсутствовала [8]. Режим погоды 1964-65 г. определялся юго-западным течением через хребт в слое 850—500 гПа, которое постоянно вызывало нисходящие ветры на подветренной стороне г. Логан. Распределение давления в 1969-70 г. было необычным: гребень над этим районом определял северо-западный поток над восточными склонами. Вертикальный градиент и большое накопление снега на высотах около 4200 м, по-видимому, объясняются орографическим подъемом воздуха.

Список литературы

1. Alford, D. and Keeler, C. (1969) 'Stratigraphic studies of the winter snow layer, Mt. Logan, St. Elias Range,' *Arctic*, 21, 245—54.
2. Benjey, W. G. (1969) *Upper air wind patterns in the St. Elias Mountains, summer 1965*, pp. 1—50, Montreal, Arctic Inst. of N. Amer., Res. Pap. No. 54.
3. Brazel, A. J. and Marcus, M. G. (1979) 'Heat exchange across a snow surface at 5365 meters, Mount Logan, Yukon,' *Arct. Alp. Res.*, 11, 1—16.
4. Bushnell, V. and Marcus, M. G. (eds) (1974) *Icefield Ranges Research Project. Scientific Results*, vol. 4, New York, Amer. Geogr. Soc. and Montreal, Arctic Inst. N. Amer.
5. Bushnell, V. C. and Ragle, R. H. (eds) (1969—72) *Icefield Ranges Research Project, Scientific Results*, New York, Amer. Geogr. Soc. and Montreal, Arctic Inst. of N. Am.
6. Marcus, M. G. (1965) 'Summer temperature relationships along a transect in the St. Elias Mountains, Alaska and Yukon territory,' in *Man and the Earth*, No. 3, pp. 15—30, Boulder, University of Colorado Press.
7. Marcus, M. G. (1974a) 'Investigations in alpine climatology: The St. Elias Mountains, 1963—1971,' in V. C. Bushnell and M. G. Marcus (eds) *Icefield Ranges Research Project, Scientific Results*, vol. 4, New York, Amer. Geogr. Soc. and Montreal, Arctic Inst. N. Amer., pp. 13—26.
8. Marcus, M. G. (1974b) 'A note on snow accumulation and climatic trends in the Icefield Ranges, 1969—1970,' *ibid*, pp. 219—23.
9. Marcus, M. G. and LaBelle, J. C. (1970) 'Summer climatic observations at the 5360 meter level, Mt. Logan, 1968—1969,' *Arct. Alp. Res.*, 2, 103—14.
10. Marcus, M. G. and Ragle, R. H. (1970) 'Snow accumulation in the Icefield Ranges, St. Elias Mountains,' *Arct. Alp. Res.*, 2, 277—92.
11. Taylor-Barge, B. (1969) *The summer climate of the St. Elias mountain region*, Montreal, Arctic Inst. N. Amer., Res. Pap. No. 53.
12. Walker, E. R. (1961) *A synoptic climatology for parts of the Western Cordillera*, McGill University, Montreal, Arctic Met. Res. Group, Publ. in Met. No. 35.

6 Горная биоклиматология

А Биоклиматология человека

Пребывание на больших высотах опасно для здоровья человека. Атмосферное давление на высоте 3000 м уменьшается по сравнению с давлением на уровне моря на 30 %, а на высоте 5000 м — почти на 50 % (см. табл. 2.1), температура воздуха на тех же высотах уменьшается по сравнению с температурой воздуха на уровне моря в среднем на 18 и 30 °С соответственно. Люди, попадающие в высокогорные области, обычно замечают недостаток кислорода на высотах около 2800—3000 м по легкой одышке, особенно при физических нагрузках, хотя Тромп [24] сообщает о физиологическом и лечебном действии высоты начиная с 1500 м. Однако на постоянных жителей гор высота действует совершенно иначе, так как они проходят длительную акклиматизацию. Фактически в высокогорных районах на человеческую деятельность большее влияние оказывают низкие температуры, снежный покров и, следовательно, ограниченные источники питания, чем недостаток кислорода [9]. Вначале рассмотрим некоторые основные связанные с горными условиями физиологические явления у человека, попавшего в горы на короткий срок.

1 Физиологические факторы и симптомы

а Недостаток кислорода С ростом высоты снижается способность организма поглощать кислород, который распределяется по телу при помощи гемоглобина эритроцитов. По объему содержание кислорода в атмосфере остается постоянным (21 %), но его парциальное давление падает в связи с общим уменьшением давления. Парциальное давление кислорода, попадающего в легкие ($P_{\text{I}O_2}$), определяется давлением окружающего воздуха, уменьшенным на величину давления насыщенного водяного пара при температуре тела (37 °С) и умноженным на содержание кислорода (0,21). Отсюда, на уровне моря $P_{\text{I}O_2} = 0,21 \times (1013 - 63) = 200$ гПа, на высоте 5000 м $P_{\text{I}O_2} = 0,21 \times (540 - 63) = 100$ гПа. Предел, ниже которого

человек уже не может переносить недостаток кислорода, или гипоксия, наступает, когда значение $P_{I}O_2$ составляет менее половины его значения на уровне моря. Однако влияние гипоксических условий физиологически ощутимо уже выше 3000 м, где $P_{I}O_2$ составляет 133 гПа [9]. Влияние экстремально низкого давления было наглядно продемонстрировано уже во время подъемов Джеймса Глэшера на аэростате до высоты 8840 м в 1862 г. Во время одного из подъемов у него отнялись конечности и он потерял сознание, но по счастливой случайности остался жив. Непосредственной реакцией на недостаток кислорода является увеличение объема вдыхаемого воздуха, или гипервентиляция. Благодаря гипервентиляции поддерживается достаточное количество кислорода в легких, но не в крови. Недостаток кислорода в крови вначале компенсируется за счет учащения пульса. Гипервентиляция приводит к чрезмерному удалению из легких углекислого газа, что затрудняет дыхание. Если сделать несколько вдохов и выдохов в замкнутый объем, например в бумажный пакет, можно вернуть часть углекислого газа, ушедшего с выдыхаемым воздухом, и тем самым на некоторое время приостановить этот процесс. Примерно через неделю пребывания на большой высоте уменьшается объем плазмы крови, что увеличивает концентрацию эритроцитов и количество гемоглобина и позволяет переносить данным объемом крови больше кислорода к тканям тела. Но даже при этом максимальное количество кислорода, которое тело может потребить и которое определяет «аэробную рабочую способность», на высотах свыше 1500 м уменьшается на 10 % на 1 км [5]. Поэтому даже после акклиматизации на большой высоте люди быстрее устают. Длительное нахождение на большой высоте приводит к увеличению суммарного объема эритроцитов (полицитемия), что увеличивает перенос кислорода, но повышение вязкости крови может замедлять кровоток.

Первая лаборатория высокогорных исследований была создана на высоте 4560 м на г. Монте-Роза (Италия) в 1901 г., и приблизительно в это же время было опубликовано несколько работ по горной болезни. Гипоксия может привести к горной болезни, симптомы которой включают головную боль, головокружение, тошноту, потерю аппетита и бессоницу. Обычной реакцией на гипоксию является также дыхание Чейн-Стокса по ночам, которое выражается в нерегулярности режима, изменяющегося от глубокого дыхания (приводящего к гипервентиляции) до остановки дыхания (асфиксия) иногда на 10 с. Боли в груди, кашель и слабость в мышцах свидетельствуют о серьезной горной болезни. Хотя такие тяжелые симптомы редко длятся более нескольких дней, для полного выздоровления некоторых людей может потребоваться месяц и более [12, с. 105]. Чтобы избежать горной болезни при подъеме в горы, на высоте примерно 3000 м и далее через каждые 1000 м следует делать остановку на неделю, прежде чем продолжить подъем. Питание должно включать продукты с высоким содержанием углеводов и низким содержанием жиров.

Более опасен отек легких, который иногда происходит при быстром подъеме на большую высоту и перенапряжении. В этом случае накопление жидкости в легких ослабляет поглощение кислорода кровью. Его симптомы — чрезмерная утомляемость, одышка и кашель — напоминают воспаление легких. Особенно рискуют на умеренных высотах 3000—4000 м энергичные молодые неакклиматизированные мужчины. Уорд [26, с. 284] отмечает, что несмотря на проводившееся кислородное лечение отека легких зафиксированы смертельные случаи даже среди здоровых людей.

б Энергетический баланс человека и влияние холода От внутренней части тела при нормальной температуре около 37°C тепло передается к мускулам и кожным покровам путем теплопроводности, а также при помощи циркуляции крови к конечностям, температура которых обычно ниже примерно на 8°C. Поверхность тела теряет тепло также через излучение, теплопроводность, конвекцию и испарение.

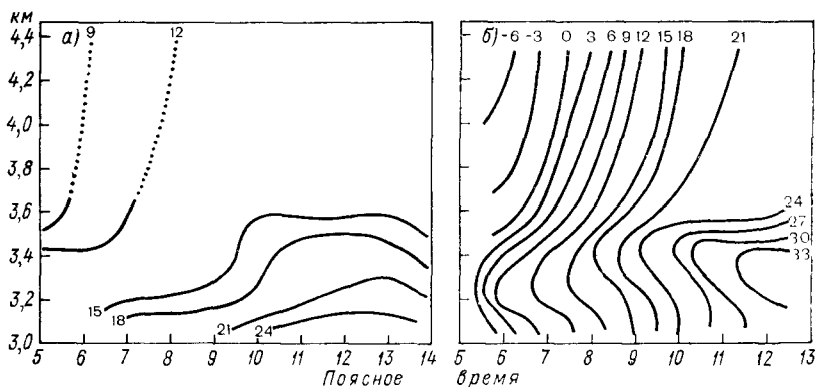


Рис. 6.1. Высотные и суточные изменения температуры воздуха (а) и радиационной температуры окружающей среды (б) в горах Уайт-Маунтинс (штат Калифорния) в середине июля. (Из [23].)

Терджанг [23] исследовал энергетический баланс взрослого человека на большой высоте в горах Уайт-Маунтинс в штате Калифорния в июле и получил два важных результата. Во-первых, он показал, что радиационная температура окружающей среды (определяемая из выражения $T = 0,5(T_n + T_z)$, где T_n — средняя радиационная температура неба, а T_z — средняя температура подстилающей поверхности) изменяется в значительно больших пределах, чем температура воздуха. На рис. 6.1 приведены высотные и суточные изменения этих двух параметров. Во-вторых, он обнаружил, что радиационный баланс стоящей фигуры имеет суточный ход, обратный ходу радиационного баланса поверхности земли, причем минимальные значения наблюдаются в середине дня (а также летом). Рассчитанные значения радиационного баланса

тела были наибольшими весной как следствие высокого альbedo поверхности снежного покрова.

В холодном, сухом климате потеря тепла путем теплопроводности и испарения из легких может составлять до 20 % суммарных потерь тепла телом [22]. Митчелл [17] отмечает, что коэффициент переноса тепла при испарении пропорционален $(1/p)^{0,4}$, и поэтому он увеличивается с высотой по мере падения давления. Обезвоживающее действие высоты было обнаружено и описано еще О. Б. Соссюром во время его восхождения на Монблан в 1787 г. Ветер увеличивает конвективную потерю тепла с кожи, которая измеряется индексом ветрового охлаждения, характеризующим охлаждающую энергию, или эквивалентной температурой ветрового охлаждения. Эта температура, которую здесь удобнее использовать, описывает действие на кожу ветра скоростью 2,2 м/с. В табл. 6.1 показано действие охлаждения ветром, определенного по предложенному Сиплом и Пасселом [19] эмпирическому соотношению.

Таблица 6.1 Эквивалентные температуры ветрового охлаждения

Температура воздуха (°C)	Скорость ветра (м/с)		
	2,5	10	20
0	0	-12	-18
-10	-11	-26	-33
-20	-21	-40	-48
-40	-41	-68	-78

Очевидно, что в горных условиях охлаждение ветром является очень важным фактором [21]. Гринланд [8] показал, что на высоте 3750 м на г. Найвот-Ридж (штат Колорадо) порог охлаждения ветром, связанный с отморожением открытых частей тела (-31°C эквивалентной температуры ветрового охлаждения, чему соответствует индекс ветрового охлаждения, равный 1628 Вт/м^2), с декабря по февраль достигается более чем в 50 % случаев. Для нагорий Великобритании Болдуин и Смитсон [21] нашли линейное соотношение между средним годовым охлаждением ветром W (Вт/м^2) и высотой h (м): $W = 0,456h + 394$. В январе месячные средние составляют 1308 Вт/м^2 на Бен-Невисе (1343 м) и 814 Вт/м^2 в Мур-Хаусе (561 м), при этом соответствующие часовые экстремумы достигают 3925 и 1907 Вт/м^2 . При ветреной влажной погоде, характерной для небольших высот приморских горных местностей, действие охлаждения может быть даже больше (см. п. 2).

Холодовые рецепторы располагаются преимущественно в коже, а также в брюшной полости, спинном мозгу и гипоталамусе [27]. Последний воспринимает сигналы холода и вызывает реакции тела на них [25]. Холодовый стресс вызывает ряд реакций тела,

направленных на сохранение температуры. Обычной внешне заметной реакцией является дрожь, благодаря ей количество тепла, производимого мускулатурой, увеличивается в четыре-пять раз, хотя большая его часть теряется из-за конвекции с кожи. Другой не-

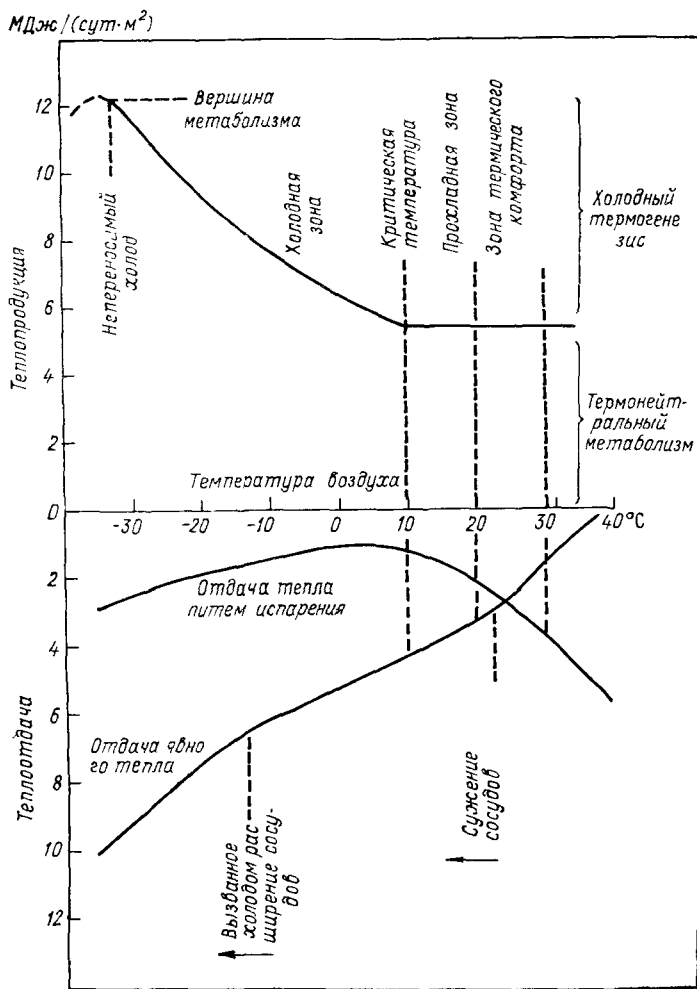


Рис. 6.2. Схема обмена теплом в процессе терморегуляции гомойотерма при температурах воздуха от -40 до $+40$ °C. (Из [27].)

посредственной реакцией на холод является сужение кровеносных сосудов, особенно в конечностях. Это обстоятельство иллюстрируется схематической кривой температурного метаболизма для гомойотермов, приведенной на рис. 6.2. Однако при температурах воздуха ниже 0 °C кровеносные сосуды конечностей должны рас-

ширяться, чтобы предотвратить отморожение; такое «вызванное холодом расширение сосудов»¹ увеличивает отдачу явного тепла (путем теплопроводности и конвекции). Увеличение отдачи тепла за счет испарения при очень низких температурах (см. рис. 6.2) является результатом роста скорости вентиляции, связанного с повышенной интенсивностью обмена веществ.

Когда тело не может поддерживать свою внутреннюю температуру, наступает состояние гипотермии. Когда внутренняя температура падает до 30 °С наступает потеря сознания, а при 26 °С останавливается сердце [26, с. 309].

Частое или длительное пребывание в холодных сырых климатах обычно приводит к отекам рук и ног, раздражению кожи на них, озноблениям или, в более тяжелых случаях, к потере чувствительности ног. Если температура на отдельных участках опускается ниже нуля, наступает отморожение тканей [20]. Вначале возникает местное ощущение ожога, а вслед за этим пораженная область немеет. Если ее не лечить, то пораженная область может почернеть и начнется гангрена. Множество медицинских исследований показывают, что быстрый разогрев сводит к минимуму гибель тканей. Уорд [26] рекомендует общий разогрев, например прием горячих жидкостей, в сочетании с местным разогревом пораженного участка. Последнее может быть осуществлено в виде 20-минутных прикладываний грелки при 44 °С либо контакта с телом другого человека. Уорд подчеркивает, что хирургическое вмешательство редко бывает необходимым, хотя полное выздоровление пораженного участка может длиться от шести до двенадцати месяцев.

в Совместное действие На больших высотах, особенно зимой в умеренных и высоких широтах, одновременно возникают проблемы, связанные с холодом, сухостью воздуха и недостатком кислорода. Уорд [26, с. 296—299] утверждает, что холодовые поражения при тех же температурах наступают более часто на больших высотах. Например, головокружение из-за гипоксии и потеря массы при длительном нахождении на большой высоте уменьшают количество тепла, которое может быть произведено при активной деятельности. Большая вентиляция усиливает отдачу тепла через легкие, а вследствие гипоксии может нарушиться способность человека правильно оценивать свое поведение в тяжелых условиях (например, при выборе одежды и т. д.). Однако холодный сухой воздух на больших высотах действительно способствует отдаче телом излишнего тепла, полученного благодаря физической нагрузке, что облегчает интенсивную работу [14].

Кроме того, на больших высотах существенным фактором, особенно в совокупности с другими, являются наличие снежного покрова и повышенная интенсивность ультрафиолетовой части солнечной радиации. Высокое альbedo поверхности вызывает сильное

¹ Общее описание этого явления у гомойотермов можно найти в работе Уэбстера [27, с. 59—64]

отражение, и, если не принимать защитных мер, это может привести к снежной слепоте, а также к тяжелым солнечным ожогам лица.

2 Одежда

Теплоизоляция одетого человека обеспечивается кожными тканями, воздухом и одеждой. Научные исследования одежды, предназначенной для холодной погоды, получили развитие во время второй мировой войны. Этим исследованиям способствовали также полярные экспедиции, широкое распространение высокогорного альпинизма и зимних видов спорта.

Теплоизоляция одежды обычно выражается в единицах кло. Единица кло соответствует теплоизоляции одежды, обеспечивающей условия теплового комфорта у человека, находящегося в состоянии покоя, при температуре воздуха 21°C , скорости движения воздуха 10 см/с и относительной влажности не более 50% (в предположении, что интенсивность основных метаболических процессов равна 58 Вт/м^2). Теплоизоляция одежды в полярных и альпийских экспедициях может быть равна 3 кло и более, а шерстяные одеяния индейцев кечуа на Альтиплано (кроме пончо и шляпы) имеют теплоизоляцию $1,2\text{—}1,4$ кло [10]. Заметим для сравнения, что теплоизоляция кожного покрова равна $0,3$ кло, когда человек работает, и $0,55$ кло, когда он находится в покое; теплоизоляция воздуха меняется от $0,1$ при сильном ветре до $1,0$ при штиле [18]. От условий погоды в значительной степени зависят защитные свойства одежды. Пью отмечает, что изоляция ветрозащитной паркой может уменьшаться на $30\text{—}40\%$ при ветре 12 м/с . Теплоизоляция одежды, равная при нормальных условиях $1,5$ кло, может уменьшиться до $0,2\text{—}0,5$ кло, если одежда влажная.

Помимо толщины одежды полезно рассмотреть, как она должна быть распределена с учетом теплопродукции и теплоотдачи тела. Когда человек физически работает, кожа и мускулы генерируют 75% всего тепла тела, грудная клетка и живот — 22% , а мозг — только 3% [25]. Однако когда человек находится в покое, мозг производит 16% всей работы, а грудная клетка и живот — 56% . Отсюда ясно, что, когда человек не работает (или ранен), голова и особенно туловище должны быть хорошо защищены.

3 Адаптация

Начнем с некоторых определений. Адаптация в морфологическом, физиологическом и поведенческом смысле обозначает приспособление, которое является благотворным для здоровья и выживания в конкретной окружающей среде [15, 28]. Акклиматизация¹ есть

¹ Акклиматизация — изменения, вызванные каким-либо одним фактором окружающей среды в контролируемых условиях [11].

устойчивое или неустойчивое приспособление организма к комплексу климатических условий. Хотя воздействия низкого давления и низких температур на больших высотах невозможно полностью отделить друг от друга, ради удобства мы будем рассматривать их поочередно.

а Большие высоты Начиная с 20-х годов физиологов интересовала способность некоторых народностей, таких, как шерпы в Гималаях и индейцы кечуа в Андах, жить и эффективно работать на высотах, превышающих 4000 м. Факты указывают, что у этих народностей в течение всей жизни, проведенной на больших высотах, развились особые черты благодаря акклиматизации [1, 3, 13]. Людям, живущим в горах, свойственна более высокая скорость дыхания и высокая концентрация эритроцитов и гемоглобина. В Андах они, кроме того, отличаются широкой грудной клеткой и большим объемом легких, хотя это, возможно, расовая особенность. Согласно Гроверу [9], их физиология имеет сходство с физиологией атлетов, живущих на равнине: у жителей гор тоже отмечается медленная пульсация сердца и высокая аэробная рабочая емкость. Лахири [14] подчеркивает, что вентиляция у кечуа в Андах меньше, чем у акклиматизировавшихся там жителей равнин, и что если они спускаются к уровню моря, то эта пониженная чувствительность сохраняется по крайней мере в течение нескольких лет. Приводимые им данные относительно жителей Анд и Гималаев указывают, что нечувствительность к кислородной недостаточности развивается уже в детстве. Однако исследования в Лидвилле (3100 м) в штате Колорадо свидетельствуют, что эта способность увеличивается с продолжительностью пребывания на больших высотах, особенно после 10—12 лет. Кажется, нет никаких доказательств того, что эта особенность наблюдается у высокогорных животных. Бейкер [2] отмечает, что у индейцев кечуа из Нуньоа в южном Перу почти нет сердечно-сосудистых заболеваний, хотя респираторные заболевания обычны. Сейчас также хорошо установлено, что именно высокогорные условия Альтиплано являются причиной пониженной плодовитости женщин Нуньоа и более медленного физического созревания детей [16]. Тем не менее способность выполнять работу у жителей Анд идентична способности жителей равнин и существенно выше, чем у вновь прибывших туда европейцев, даже после года акклиматизации [2]. Существование генетической адаптации все еще полностью не доказано. Хит и Вильямс [12, с. 227] склоняются к точке зрения, что кечуа подвергаются естественной акклиматизации с частичной адаптацией (объемные грудные клетки).

Даже постоянные жители высокогорных областей иногда теряют свою вентиляционную акклиматизацию к условиям недостаточности кислорода. У них развивается резкое артериальное кислородное голодание, вызывающее низкое давление кислорода в легких и стимулирующее полицитемию. Это состояние, известное как хроническая горная болезнь, или болезнь Монжа (в Андах ее

называют сороче), может привести к накоплению ее симптомов и остановке сердца, если человек продолжает оставаться на большой высоте. Известо примерно 80 документально подтвержденных случаев, три четверти которых произошло с мужчинами, причем 12 % со смертельным исходом [26, с. 270]. Многие из зарегистрированных случаев произошли в Андах, и Хит и Вильямс [12, с. 150] считают, что болезнь скорее является клиническим синдромом, чем реальной патологией. Однако случаи болезни были отмечены и в Лидвилле, штат Колорадо (Р. Ф. Гровер, личное сообщение, 1980 г.).

б Температуры, близкие к точке замерзания Акклиматизация к холоду изучалась в основном в полярных районах и в экспериментальных ситуациях. Это очень противоречивый вопрос, но в подробной обзорной работе Уэбстера [28] доказывается, что определенная адаптация действительно наблюдается. Чтобы установить тип акклиматизации к холоду, Уэбстер определяет ряд критериев, которые должны выполняться: 1) уменьшение отдачи тепла вследствие увеличения теплоизоляции тканей, 2) уменьшение восприимчивости конечностей к боли или холодовым поражениям, 3) снижение порога кожной чувствительности. Твердых доказательств того, что в результате акклиматизации может измениться термонейтральная метаболическая интенсивность (ТМИ)¹, кажется, нет. Хотя утверждают, что у эскимосов обнаруживают метаболическую акклиматизацию, в действительности их высокие метаболические интенсивности обусловлены большим потреблением пищи (см., например, [7]).

Аборигены Австралии и бушмены Калахари могут спать на открытом воздухе даже тогда, когда ночные температуры вызывают отдачу тепла телом, превышающую ТМИ. Теплопродукция увеличивается благодаря дрожи, и в то же время в результате высокой изоляции тканей и общего сужения сосудов теплоотдача уменьшается. Тем не менее, как показывает уменьшение их ректальной температуры, они могут выносить определенную степень гипотермии [28]. Эту реакцию можно назвать гипотермической акклиматизацией, хотя Уэбстер предпочитает термин «метаболическое привыкание»². Тромп предполагает, что если больных астмой и ревматизмом содержать в искусственных условиях большой высоты (выше 2000 м), то у них может улучшиться эффективность терморегуляции.

Огромный интерес с точки зрения условий в горах представляет значительно шире известная способность рук и ног выносить сильное локальное охлаждение. Эта способность отмечена у эскимосов, индейцев Арктики, полярных исследователей, групп рыба-

¹ Эта интенсивность возрастает приблизительно на 10 % выше основной метаболической интенсивности вследствие усиленного потребления пищи и активной физической работы [27].

² Привыкание есть постепенное (количественное) уменьшение физиологической реакции, обусловленное повторяющимся стимулом [28].

ков и индейцев кечуа, живущих на нагорьях Перу. При исследовании физиологии индейцев кечуа [15] было выдвинуто предположение, что это объясняется постоянным высоким притоком гепла в результате повышенного притока крови к конечностям (и, возможно, увеличения основного метаболизма на 5 %). Кечуа не носят перчаток и обуви, и Ханна [10] считает, что адаптация должна иметь место уже в детстве. У детей, которые проводят много времени на пастбищах, температуры пальцев на ногах могут понижаться до 20 °С. Уэбстер [28] считает это вазомоторной реакцией, при которой обычная реакция сужения сосудов ослабевает.

У кечуа наблюдается также поведенческая адаптация к окружающей среде. На высоте 4000 м температуры воздуха в самом холодном месяце падают до нескольких градусов ниже нуля, и внутри неотопляемых каменных домов температуры могут понижаться до 4 °С. Чтобы бороться с холодом, семьи обычно спят группами по двое или больше. Однако Ханна [10] отметил, что дети вечером перед сном все же испытывают определенный холодный стресс.

Список литературы

1. Baker, P. T. (1969) 'Human adaptation to high altitude,' *Science*, 163 (3872), 1149—56.
2. Baker, P. T. (1976) 'Work performance of highland natives,' in P. T. Baker and M. A. Little (eds) *Man in the Andes: A multidisciplinary study of the high-altitude Quechua*, vol. 1. pp. 300—14, Stroudsburg, Penn., Dowden, Hutchinson & Ross, Inc.
3. Baker, P. T. and Little, M. A. (1976) *Man in the Andes: A multidisciplinary study of the high-altitude Quechua*, vol. 1, Stroudsburg, Penn., Dowden, Hutchinson & Ross, Inc.
4. Baldwin, H. and Smithson, P. A. (1979) 'Wind chill in upland Britain,' *Weather*, 34, 294—306.
5. Buskirk, E. R. (1969) 'Decrease in physical work capacity at high altitude,' in A. H. Hegnauer (ed.) *Medical Climatology*, pp. 204—22, Baltimore, Waverly Press.
6. Carlson, L. D. (1964) 'Reactions of man to cold,' in E. Licht (ed.) *Medical Climatology*, pp. 196—228, Baltimore, Waverly Press.
7. Folk, G. E., Jr. (1966) *Introduction to Environmental Physiology*, pp. 77—136, Philadelphia, Zuedn, Lea & Febiger.
8. Greenland, D. (1977) 'Living on the 700 millibar surface: The Mountain Research Station of the Institute of Arctic and Alpine Research,' *Weatherwise*, 30, 233—8.
9. Grover, R. F. (1974) 'Man living at high altitudes,' in J. D. Ives and R. G. Barry (eds) *Arctic and Alpine Environments*, pp. 817—30, London, Methuen.
10. Hanna, J. M. (1976) 'Natural exposure to cold,' in P. T. Baker and M. A. Little (eds) *Man in the Andes: A multidisciplinary study of the high altitude Quechua*, vol. 1, pp. 315—31, Stroudsburg, Penn., Dowden, Hutchinson, & Ross, Inc.
11. Hart, J. S. (1957) 'Climate and temperature-induced changes in the energetics of homeotherms,' *Rev. Can. Biol.*, 16, 133.
12. Heath, D. and Williams, D. R. (1977) *Man at High Altitude*, Edinburgh, Churchill Livingstone.
13. Hock, R. J. (1970) 'The physiology of high altitude,' *Sci. Am.*, 222, 52—62.
14. Lahiri, S. (1974) 'Physiological responses and adaptations to high altitude,' in D. Robertshaw (ed.) *Environmental Physiology*, vol. 7, pp. 271—311, London, Butterworths.

15. Little, M. A. (1976) 'Physiological responses to cold,' in P. T. Baker and M. A. Little (eds) *Man in the Andes: A multidisciplinary study of the high-altitude Quechua*, vol. I, pp. 332—62, Stroudsburg, Penn., Dowden, Hutchinson, & Ross, Inc.
16. Little, M. A. and Baker, P. T. (1976) 'Environmental adaptations and perspectives,' in P. T. Baker and M. A. Little (eds) *Man in the Andes: A multidisciplinary study of the high-altitude Quechua*, vol. 1, pp. 405—28, Stroudsburg, Penn., Dowden, Hutchinson & Ross, Inc.
17. Mitchell, D. (1974) 'Physical basis of thermoregulation,' in D. Robertshaw (ed.) *Environmental Physiology*, vol. 7, pp. 1—32, London, Butterworths.
18. Pugh, L. G. C. (1966) 'Clothing insulation and accidental hypothermia in youth,' *Nature*, 209, 1281—6.
19. Siple, P. A. and Passel, C. F. (1945) 'Measurements of dry atmospheric cooling in subfreezing temperatures,' *Proc. Am. Phil. Soc.*, 89, 177—99.
20. Smith, A. U. (1970) 'Frostbite, hypothermia and resuscitation after freezing,' in A. U. Smith (ed.) *Current Trends in Cryobiology*, pp. 181—208, New York, Plenum Press.
21. Smithson, P. A. and Baldwin, H. (1979) 'The cooling power of wind and its influence on human comfort in upland areas of Britain,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, B, 27, 361—80.
22. Steadman, R. G. (1971) 'Indices of windchill of clothed persons,' *J. appl. Met.*, 10, 674—83.
23. Terjung, W. H. (1970) 'The energy budget of man at high altitudes,' *Int J. Biomet.*, 14, 13—43.
24. Tromp, W. S. (1978) 'Biological effects of high altitude climate and its therapeutic applications,' *Veröff. Schweiz. Met. Zent.*, 40, 100—3.
25. Van Wie, C. C. (1974) 'Physiological responses to cold environments,' in J. D. Ives and R. G. Barry (eds) *Arctic and Alpine Environments*, pp. 805—16, London, Methuen.
26. Ward, M. (1975) *Mountain Medicine: a Clinical Study of Cold and High Altitudes*. St. Albans (New York, 1976).
27. Webster, A. J. F. (1974a) 'Physiological effects of cold exposure,' in D. Robertshaw (ed.) *Environmental Physiology*, vol. 7, pp. 33—69, London, Butterworths.
28. Webster, A. J. F. (1974b) 'Adaptation to cold,' in D. Robertshaw (ed.) *Environmental Physiology*, vol. 7, pp. 71—106, London, Butterworths.

Б Опасные явления погоды

Для неосторожных и неопытных людей многие особенности горного климата опасны. Кроме явных проблем — туманов, орографической облачности, сильных ветров и низких температур — важным фактором, который часто не принимают во внимание, является быстрота изменений погоды в горах. В горах умеренных широт случайных туристов из равнинных мест удивят снег или ливни с градом, которые могут наблюдаться там в летние месяцы. Здесь мы рассмотрим только два опасных явления, связанных со специфическими условиями погоды в различные сезоны.

1 Молния

Летом молния опасна как для туристов и альпинистов, так и в качестве главной причины лесных пожаров. Считается, что на западе США приблизительно 70 % всех лесных пожаров вызвано молниями, в 13 западных штатах и в Аляске за 20-летний период

было отмечено 132 000 пожаров, вызванных молнией [4]. Основываясь на исследованиях в штате Монтана [5], Служба лесов США разработала руководство по обнаружению и прогнозированию уровня молниевой активности (УМА), связанной с пожарной опасностью. В табл. 6.2 в сокращенной форме приведены эти критерии. В качестве единицы площади принят квадрат со стороной приблизительно 80 км. Это наибольшая площадь, над которой молниевая активность может быть эффективно прослежена с пунктов противопожарного дозора. В схеме УМА штормы считаются более интенсивными вплоть до класса УМА 5, хотя площадь, охватываемая грозой, не увеличивается столь быстро: даже для класса УМА 5 измеримое количество осадков обычно выпадает менее чем на половине площади, занятой лесом. Соотношение между молниями и осадками не очень хорошо изучено [9]. Из табл. 6.2 видно также, что молниевая активность связана с развитием облаков, которое характеризуется максимальной высотой радиоэха. На западе штата Монтана летом в течение 107 дней, когда наблюдались облака Сb, они имели среднюю высоту основания 3600 м при температуре +2°С [4]. Чтобы возникла гроза, вершины облаков должны находиться выше 6500 м.

Таблица 6.2 Руководство Службы лесов США по определению уровня молниевой активности. По [5]

Класс УМА	Облачные условия	Средняя частота ударов молнии облако-земля (мин ⁻¹)	Плотность молний облако-земля (на 6500 км ²)	Высота максимального радиовоха (м над ур. м)
1	Нет гроз	—	—	—
2	Немногие растущие башни кучевых облаков	≤ 1	20	< 8500
3	Разбросанные Сu, местами Сb	Максимум 1—2	40	7900—9700
4	1—3 балла Сu, Сu cong.	Максимум 2—3	80	9100—11 000
5	Обширные Сu cong., умеренный или сильный дождь из Сb	Устойчивые вспышки в определенных местах во время шторма; Максимум < 3	160	> 11 000
6	Разбросанные растущие башни Сu; высокие основания облаков; полосы падения осадков	≤ 0,5	—	—

Плотность молний (или риск) растет в геометрической прогрессии с увеличением номера класса УМА; для сухих гроз, которые создают высокую опасность пожара, вызванного молнией, имеется специальная категория УМА 6. Согласно Фуке [5], описанные в табл. 6.2 молниевые разряды между облаком и землей наблюдаются примерно в одной четверти общего числа случаев молний.

Около границы штатов Монтана и Вайоминг в Скалистых горах в июле—августе наблюдается примерно 44 дня с грозами. Около Хелины они дают шесть разрядов облако—земля на 10 км², а далее на север число разрядов уменьшается до двух на 10 км² возле Мизулы и 0,25 на 10 км² в Национальном парке Глейшер [4]. На западе штата Монтана в течение летних месяцев 1965—1967 гг. средняя повторяемость классов УМА была следующей: классы 3 и 4 — 5—18, класс 2 — 10, класс 6 — 2 [5].

Радиолокационные исследования в штате Колорадо показывают, что в общем для развития конвективных ячеек имеются предпочтительные районы [8]. Утром такие районы находятся над восточными склонами Передового хребта, причем в последующем рост облаков происходит уже над вершинами. Поздно вечером развитие конвективных ячеек происходит над гребнями, которые простираются от Скалистых гор на восток к Великим равнинам.

В локальном масштабе удары молний сильно связаны с рельефом. Известно, что гребни и вершины опасны из-за накопления там зарядов и из-за ударов молнии в наивысшие их точки. Иногда возвышающиеся предметы служат проводниками для стока электричества, известного как коронный разряд (огни святого Эльма). Если он проходит через стоящего человека, то у него на голове волосы становятся дыбом. Если грозовые облака находятся недалеко, такое явление служит хорошим предупреждением о близкой опасности. Любая выпуклость на склоне является более благоприятной для прямого удара молнии, чем ровная или вогнутая поверхность, но даже на таких поверхностях пока еще мало изученные земные электрические токи могут быть опасными [14]. Когда молния ударяет в горный выступ, электрический ток ищет путь наименьшего электрического сопротивления. На скалах этот путь идет обычно по поверхности скал вниз. Электрический ток имеет тенденцию проходить через расщелины, так что прятаться в узких вертикальных трещинах, небольших впадинах или под выступами скал опасно. Они могут действовать как «искровой промежуток», в котором тело послужит проводником для тока. Следует также избегать больших отдельно стоящих скал. Человеку, застигнутому грозой, рекомендуется припасть к земле на открытом склоне вогнутого рельефа. Причем следует находиться на расстоянии не менее одного роста человека от соседних утесов или больших скал [14]. При высоте скалы 20 м зона защиты от прямых ударов молний находится между 2 и 20 м от основания скалы. Чтобы создать изоляцию между телом и землей, нужно сесть на рюкзак или на моток веревки, либо на свернутую сухую одежду или на небольшой отломанный камень.

Первая помощь при поражении молнией состоит в лечении от ожогов и электрического шока. В случае мерцательной аритмии сердца может быть необходим непрямой массаж сердца, а если приостановилось дыхание, следует проводить искусственное дыхание «рот в рот».

Для всякого достаточно хорошо одетого и предохраненного против ветрового охлаждения человека в зимнее время в горах наибольшую опасность представляют снежные лавины. В большинстве горных стран действует та или иная форма службы предупреждения, которая основывается на прогнозах погоды и данных службы наблюдения за снегом. Предупреждения предназначены для транспорта на горных дорогах и для лыжных маршрутов. В Альпах известной чертой горного ландшафта являются защитные сооружения, такие, как снегозадерживающие ограждения на склонах и снегозадерживающие щиты на дорогах. Несмотря на это каждый год в горных районах снежные лавины приводят к гибели людей и материальному ущербу. Ежегодно в Австрии, Японии и Швейцарии список погибших насчитывает от 25 до 36 человек в каждой стране. В США в 1967—1971 гг. материальный ущерб составлял 250 000 долларов в год [15], и эти цифры увеличиваются с развитием зимних видов спорта и заселением горных районов.

Лавины образуются, когда обрушивается снежный покров, лежащий на склоне. Свежий сухой снег удерживается на склоне с углом наклона 40° , тогда как влажный талый снег скользит даже по склонам в 15° . Критический угол схода зависит от температуры и плотности снега, которые определяют его строение и влажность. Перегрузка, обусловленная вновь выпавшим снегом или оттаиванием снега в результате ветрового переноса или, наконец, весом лыжника, может привести к тому, что на данном склоне критический угол будет превышен. В других случаях физические процессы в снежном покрове приводят к изменению его структуры и сил сцепления. Обрушение может наблюдаться вблизи поверхности, в этом случае небольшие массы снега сползают вниз по склону, оставляя глубокие следы в форме перевернутой буквы V. Этот процесс вызывает так называемые снежные осовы. Большинство из них представляет собой сравнительно небольшие подвижки снега, но даже они могут быть опасны отдельным лыжникам и альпинистам. Второй тип обрушения заключается в разрыве снежного пласта толщиной 1 м или даже больше на склонах с углом наклона $20\text{—}45^\circ$. Пластовые лавины состоят из сухого или влажного снега, но оба случая связаны с напряжениями сдвига в снеге, превышающими силу сопротивления сдвигу в некотором нижележащем слое. Сухой снег, выпадающий при ветре ≥ 30 м/с над протяженным лавиносором, может вызвать движущуюся по воздуху лавину сухого свежавыпавшего снега впереди скользящего снега. Эта лавина свежавыпавшего снега движется с высокой скоростью, сравнимой со скоростью атмосферного турбулизированного потока, и она может вызвать разрушения в радиусе 100 м от конуса выноса сошедшего снега благодаря ударной воздушной волне. Детальное описание этих процессов можно найти в работах [11—13].

Движение лавины начинается в верхней зоне аккумуляции,

где процесс зарождается. Зону транзита лавины легко оконтурить по срезанной траве или кустарниковой растительности. Затем лавина пересекает верхнюю границу леса, врзается в горный лес и достигает нижней зоны отложения, которая может иметь конус выноса, более или менее хорошо заметный по обломкам у подножья склона. К защитным сооружениям относятся снегозащитные щиты и сетки, устанавливаемые в зоне зарождения с целью повысить там устойчивость снежного покрова, отклоняющие сооружения (стены и снежные галереи), а также поглощающие энергию в зоне выноса сооружения типа бетонных стен или земляных насыпей [3]. В районах большой опасности стены зданий должны быть спроектированы так, чтобы противостоять давлениям до 3 т/м^2 [1]. Для того чтобы минимизировать ущерб, во многих горных районах сейчас применяется картирование лавин и районирование используемых земель по степени лавинной опасности, но лавинная опасность сохраняется для лыжников и туристов, путешествующих в отдаленных районах.

Здесь нас интересуют главным образом явления погоды, которые способствуют сходу лавин. Этот вопрос изучен гораздо меньше, чем механика снега. Для гор Сан-Хуан на юго-западе штата Колорадо Бовис [2] с помощью дискриминантного анализа определил наиболее важные метеорологические условия схода сухих и влажных снежных лавин. Сухие снежные лавины, в частности, связаны с большими снегопадами за предшествующие четыре дня и с ветровым перераспределением снега за 12—24 ч до схода лавины. Влажные лавины, которые наблюдаются главным образом весной, связаны с предшествующими значениями температуры воздуха. Другая ситуация, которая часто встречается в сухих континентальных районах, таких, как Скалистые горы, и реже — на морских прибрежных хребтах Северной Америки, создается при образовании глубинной изморози, возникающей при метаморфизме снега, в слое которого имеется градиент температуры. В периоды ясной холодной погоды существование в снежном покрове больших градиентов температуры вызывает направленный вверх перенос водяного пара, который создает крупные и слабо связанные зерна. Отложение нового снега на такое неустойчивое основание может вызвать разрушение в слое глубинной изморози, что даст толчок к сходу пластовой лавины. В горах Сан-Хуан (штат Колорадо) большая амплитуда суточного хода радиации и температуры зимой создает характерный «радиационный климат снега», при котором метаморфизм, обусловленный градиентом температуры, является причиной большинства наблюдающихся больших лавин [10].

Прогноз схода лавин основывается на анализе характеристик имеющегося снежного покрова и погодных условий, в особенности температуры в зоне зарождения, скорости ветра над гребнями хребтов, количества осадков и их интенсивности. В штате Колорадо орографические осадки сейчас предсказываются на основе разработанной Дж. О. Ри и пригодной для интервала 12 ч численной модели, которая описана на с. 197 [6, 7]. Критический общий

водный эквивалент снегонакопления для схода лавин составляет примерно 2,0—2,5 см [13]. Накопление снега на склонах связано также с ветровым переносом, хотя этот фактор становится важным главным образом при больших количествах осадков. Согласно Перла и Мартинелли [13], при этом на подветренных склонах скорость ветра должна быть равна 5 м/с, что значительно меньше, чем теоретические значения пороговой скорости, необходимой для метелевого переноса снега при наличии турбулентной диффузии (с. 222). Там, где воздух замедляет свое движение на подветренной стороне хребта, образуются снежные карнизы. Обрушение карниза часто служит толчком для схода лавины.

Список литературы

1. Aulitzky, H. (1978) 'State in the avalanche-zoning methods today,' *Mitt. Forstl. Bundes-Versuchsanstalt*, 125, 129—43.
2. Bovis, M. J. (1977) 'Statistical forecasting of snow avalanches, San Juan Mountains, southern Colorado, U. S. A.,' *J. Glaciol.*, 18 (78), 87—99.
3. Frutiger, H. (1977) 'Avalanche damage and avalanche protection in Switzerland, in *Avalanches, Glaciol. Data Rep. GD-5*, pp. 17—32, Boulder, Colorado, World Data Center-A for Glaciology.
4. Fuquay, D. M. (1962) 'Mountain thunderstorms and forest fires,' *Weatherwise*, 15, 149—52.
5. Fuquay, D. M. (1980) 'Forecasting lightning activity level and associated weather,' *U. S. D. A. For. Serv. Res Pap. INT-244*, International Forest and Range Experimental Station, Ogden, Utah.
6. Judson, A. (1976) 'Colorado's avalanche warning program,' *Weatherwise*, 29, 268—77.
7. Judson, A. (1977) 'The avalanche warning program in Colorado,' *Proc. 45th Annual Meeting Western Snow Conf.*, 19—27.
8. Karr, T. W. and Wooten, R. L. (1976) 'Summer radar echo distribution around Limon, Colorado,' *Mon. Weather Rev.*, 106, 728—34.
9. Kuettner, J. (1950) 'The electrical and meteorological conditions inside thunderstorms,' *J. Met.*, 7, 322—32.
10. LaChapelle, E. and Armstrong, R. L. (1976) 'Nature and causes of avalanches in the San Juan Mountains,' in R. L. Armstrong and J. D. Ives (eds) *Avalanche Release and Snow Characteristics, San Juan Mountains, Colorado*, Inst. Arct. Alp. Res., Occ. Pap. No. 19, pp. 23—40, Boulder, University of Colorado.
11. Mellor, M. (1968) *Avalanches*. Cold Reg. Sci. and Eng., Part. III-A3d, Hanover, N. H., U. S. Army, Cold Reg. Res. and Eng. Lab.
12. Perla, R. I. (1980) 'Avalanche release, motion and impact,' in S. C. Colbeck (ed.) *Dynamics of Snow and Ice Masses*, pp. 397—462, New York, Academic Press.
13. Perla, R. I. and Martinelli, M., Jr. (1975) *Avalanche Handbook*, Fort Collins, Colorado, U. S. Department of Agriculture Forestry Service.
14. Peterson, A. E. (1962) 'Lightning hazards to mountaineers,' *Am. Alp. J.*, 13(36), 143—54.
15. Williams, K. (1975) *The snowy torrents. Avalanche accidents in the United States 1967—71*, Rocky Mt. For. Range Exp. Sta., Tech. Rep. RM-8, Fort Collins, Colorado, U. S. Department of Agriculture, Forest Service.

В Загрязнение воздуха в долинах

По иронии судьбы в начале этого столетия санатории располагались в высокогорных районах из-за чистоты горного воздуха. Сегодня во многих горных долинах остро стоит проблема загрязне-

ния воздуха, связанного с развитием постоянных и туристских поселений, промышленных предприятий и электростанций. Выбросы от таких источников концентрируются ночью вследствие долинных инверсий, которые наиболее устойчивы в зимние месяцы. До недавнего времени рассеяние примесей исследовалось в основном в равнинных странах, где легко применять простые теории диффузии, но измерения переноса загрязнений от источников в горных долинах показали необходимость создания более сложных моделей для того, чтобы повысить надежность прогнозов для предполагаемого нового строительства.

1 Условия атмосферной диффузии на пересеченной местности

В горных областях на рассеяние загрязняющих воздух веществ влияет термическая структура атмосферы и движение воздуха, обусловленное рельефом. В большинстве мест в той или иной степени имеют значение следующие факторы [2, 7]:

- деформация линий тока над препятствием и вокруг него,
- отрыв воздушного потока от поверхности у перелома склона или препятствия [10, с. 107],
- подветренные волны, роторы и внутренние гравитационные волны на границе инверсии,
- ветры склонов и горно-долинные ветры,
- явления разрушения инверсии,
- усиленная конвекция, обусловленная неодинаковым нагреванием склонов.

Описанные в главе 3 характеристики воздушных течений, вызванных топографическими и термическим факторами, непосредственно влияют на рассеяние загрязняющих веществ, но существующие теории, как правило, не позволяют дать прогноз в условиях пересеченного рельефа. Для того чтобы лучше изучить поведение воздушных потоков и загрязняющих воздух веществ в конкретных горных местностях, сейчас начато осуществление специальных программ наблюдений, и, хотя еще слишком рано обобщать их результаты, полезно изложить здесь некоторые выводы.

Обычно в течение дня основание инверсии поднимается. Значение нагревания подстилающей поверхности и вовлечения воздуха из устойчивого слоя выше основания инверсии в конвективный пограничный слой впервые было установлено Боллом [1], а впоследствии смоделировано Карсоном [3] и Теннексом [13]. Высота основания инверсии вычисляется как функция потока воздуха с подстилающей поверхности. Модели подъема инверсий включены в «боксовые модели» загрязнения в горных долинах [7, 8, 14]. Такие модели пренебрегают деталями поведения факела выброса и исследуют общие изменения атмосферы в долине. В этих моделях боковые склоны долины представляются как

стенки бокса, а приподнятая инверсия как его крышка. И хотя это довольно простые модели, они позволяют получить неплохие результаты. Гринланд пришел к заключению, что модель подъема инверсии Теннекеса хорошо согласуется с наблюдениями, которые были сделаны с помощью акустического зондирования в течение декабря 1975 г.—марта 1976 г. в Вейле в долине р. Гор (штат Колорадо). В это время с помощью системы привязных аэростатов удалось наблюдать некоторые необычные особенности разрушения инверсии 10 декабря 1975 г. Уайтман и Макки [15] описали, как верхняя граница слоя ночной инверсии опускается в долину, понижаясь с 450 м в 08 ч до 100 м в 11 ч 30 мин. Они предположили, что нагревание склона образует тонкий сверхадиабатический слой, из которого конвективные струи проникают в холодный устойчивый воздух наверху. Вовлечение этого долинного воздуха возникает благодаря конвективным струям, движущимся вдоль склонов долины, и, так как холодный воздух уносится со склонов, соблюдение неразрывности приводит к тому, что верхняя граница слоя инверсии понижается. Верхние долинныи ветры выше инверсии распространяются в долину и помогают разрушать верхние слои холодного воздуха до тех пор, пока инверсия наконец не диссипирует полностью (ср. [6]). Механизм разрушения инверсии имеет важное значение для рассеяния загрязняющих воздух веществ [16]. Если предположить, что высокий источник загрязнения концентрирует загрязняющие вещества в устойчивом воздухе над дном долины, то рост конвективного пограничного слоя ведет к задымлению, т. е. к переносу этих загрязняющих воздух веществ вниз ко дну долины благодаря конвективному перемешиванию в пограничном слое и устойчивому слою наверху. Эта последовательность процессов, вероятно, наблюдается в широких неглубоких долинах, где потоки вдоль склонов менее эффективны для переноса воздуха от середины долины. Если конвективный пограничный слой растет медленно, то загрязняющие вещества оседают, так как устойчивый слой в целом опускается, создавая высокие концентрации у поверхности земли. Такая картина, вероятно, характерна для покрытой снегом местности. Если загрязняющие воздух вещества оказались вовлеченными в пограничный слой, то в этом случае они переносятся вверх по сторонам долины и рассеиваются в воздухе, лежащем выше.

Для изучения природы атмосферного переноса и диффузии в каньоне Хантингтон в штате Юта (глубина каньона 400—500 м, боковые склоны очень крутые) были использованы трассеры (маслянистый туман и шестифтористая сера) [11, 12]. При стратификации от неустойчивой до нейтральной трассер выбрасывался из 183-метровой трубы электростанции, расположенной у входа в каньон, а во время инверсий — из точек на дне каньона или на его склонах. Было обнаружено, что при выбросе трассера из трубы концентрации газа в образцах, взятых со дна и склонов каньона, в 1,5—3 раза меньше, чем в центре струи, а концентрации в струе в свою очередь меньше, чем теоретически рассчитанные

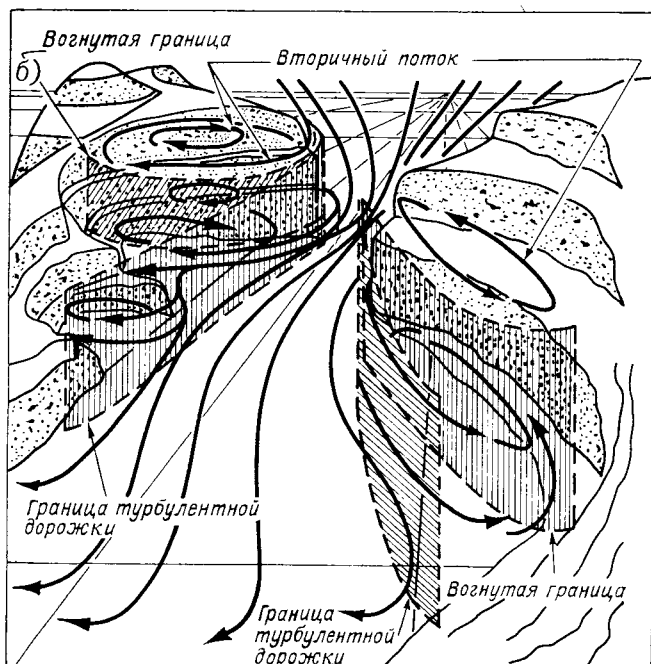
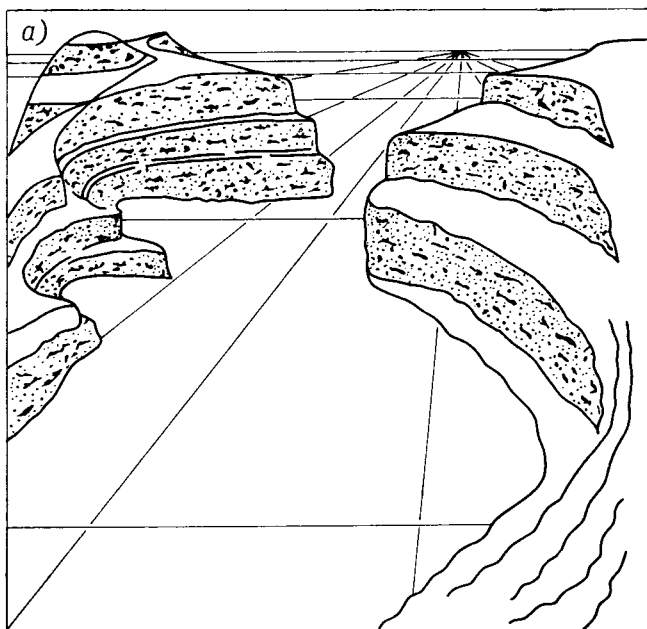


Рис. 6.3. Схематическая модель влияния турбулентных вихревых дорожек, связанных с воздушным потоком вдоль каньона. (Из [12].)

для равнины [9, 10, глава 2]. При инверсионных условиях турбулентное перемешивание создает почти одинаковые концентрации вдоль дна каньона, и эти концентрации ближе к рассчитанным для равнины. Старт и согр. [12] исследовали также характеристики струи в зависимости от склонов каньона. Они пришли к выводу, что в узких каньонах узкие струи, вероятно, не наблюдаются. Эти исследования обнаружили также наличие повышенной механической турбулентности, а также три специальных явления в воздушном потоке. Эти явления следующие: турбулентность, созданная ближайшими вершинами, с роторами, которые переносят количество движения вниз в каньон; винтообразные циркуляции, возникавшие благодаря взаимодействию между катаба-

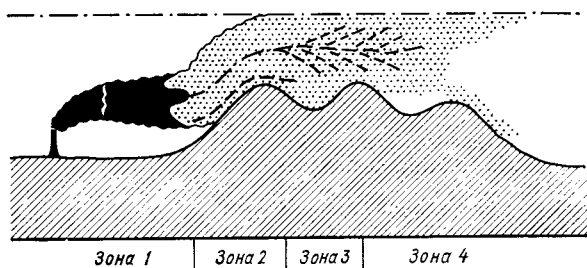


Рис. 6.4. Факел выброса, распространяющегося поперек расположенной поблизости повышающейся местности. Концентрация указана интенсивностью штриховки. (По [11].)

Зона 1 — начинающий изгибаться простой приподнятый факел, на который не действует сила плавучести (близкое к гауссовому вертикальное распределение).

Зона 2 — зона отклонения, в которой выброс распространяется почти параллельно земной поверхности (близкое к гауссовому вертикальное распределение).

Зона 3 — переходная зона, или зона смещения, подвергающаяся действию орографической турбулентности (квазигауссово вертикальное распределение).

Зона 4 — хорошо перемешанная зона (квазигауссово вертикальное распределение).

тическими ветрами склонов и стоком воздуха по сторонам каньонов, мелкомасштабные турбулентные вихревые дорожки, связанные с воздушным потоком около выступов на стенах каньона и над ними (рис. 6.3) [5]. Существование роторов с потоками поперек каньона отмечалось также Клементсом и Барром [4] в каньоне Лос-Аламос.

Старт с согр. [11] провел исследования на медеплавильном заводе в Гарфилде около южного берега Большого Соленого озера (штат Юта) и поблизости от изрезанной возвышенности Окуирх. Южнее завода местность повышается на 600—1000 м на протяжении 3 км. Исследования с помощью газовых трассеров снова показали, что концентрация газа в 2—4 раза меньше, чем теоретически рассчитанная для равнины близ центральной линии приподнятой струи. Боковое распространение струи примерно в два раза больше, чем над равниной. При неустойчивых условиях струи наверху отклоняются вверх над хребтами и приземные concentra-

ции много меньше, чем измеренные наверху. При сильно устойчивом слое непосредственно выше вершины хребта струя загрязняющих веществ может распространяться в тонком слое над горами. Быстрое вертикальное перемешивание приводит к почти одинаковым концентрациям по вертикали вниз по течению. Однако из-за влияния приземного отражения концентрации на уровне земли могут быть в два раза больше, чем в верхнем слое воздуха (зона 4 на рис. 6.4).

Список литературы

1. Ball, F. K. (1960) 'Control of inversion height by surface heating,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 86, 483—4.
2. Barr, S., Lunn, R. E., Clements, W. E. and Church, H. W. (1977) *Workshop on Research Needs for Atmospheric Transport and Diffusion in Complex Terrain*, Albuquerque, New Mexico.
3. Carson, D. J. (1973) 'The development of a dry inversion-capped convectively unstable boundary layer,' *Q. J. R. Met. Soc.*, 99, 450—7.
4. Clements, W. E. and Barr, S. (1978) 'Atmospheric transport at a site dominated by complex terrain,' in *Fourth Symposium on Turbulence, Diffusion and Air Pollution* pp. 430—5, Boston, American Meteorological Society.
5. Davidson, B. (1963) 'Some turbulence and wind variability observations in the lee of mountain ridges,' *J. appl. Met.*, 2, 463—2.
6. Davidson, B. and Rao, P. K. (1963) 'Experimental studies of the valley-plain wind,' *Int. J. Air Water Poll.*, 7, 907—23.
7. Greenlard, D. E. (1980) *Modeling of air pollution potential for mountain resorts*, Inst. Arct. Alp. Res., Occas. Pap. No. 32, Boulder, University of Colorado.
8. Howard, E. A. and Fox, D. G. (1978) 'Modeling mountain valley airsheds,' in *Fourth Symposium on Turbulence, Diffusion and Air Pollution*, pp. 182—8, Boston, American Meteorological Society.
9. Pasquill, F. (1961) 'The estimation of the dispersion of windborne material,' *Met. Mag.*, 90, 33—49.
10. Scorer, R. S. (1968) *Air Pollution*, Oxford, Pergamon Press.
11. Start, G. E., Dickson, C. R. and Wendell, L. L. (1974) *Effluent dilutions over mountainous terrain*, NOAA Tech. Mem. ERL ARL-51, Idaho Falls, Idaho.
12. Start, G. E., Dickson, C. R. and Wendell, L. L. (1975) 'Diffusion in a canyon within rough mountainous terrain,' *J. appl. Met.*, 14, 333—46.
13. Tennekes, H. (1973) 'A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer,' *J. Atmos. Sci.*, 30, 558—66.
14. Tennekes, H. (1976) 'Observations on the dynamics and statistics of simple box models with a variable inversion lid,' in *Proceedings of the Third Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality*, pp. 397—402, Boston, American Meteorological Society.
15. Whiteman, C. D. and McKee, T. B. (1977) 'Observations of vertical atmospheric structure in a deep mountain valley,' *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, A, 26, 39—50.
16. Whiteman, C. D. and McKee, T. B. (1978) 'Air pollution implications of inversion descent in mountain valleys,' *Atmos. Env.*, 2, 2151—8.

7 Изменения горных климатов

А Данные наблюдений

До сих пор мы давали описание и анализ климатических режимов в горах, не касаясь вопроса об изменении климата. Однако имеются серьезные доказательства важных климатических колебаний в масштабах, имеющих значение для человека, и так как в горах человек работает в экстремальных условиях, то такие колебания необходимо изучить и принять в расчет.

В большинстве случаев ряды наблюдений горных обсерваторий слишком коротки и не позволяют провести анализ климатических колебаний. Измерения на Цугшпитце [6] и Зоннблике [18] в Альпах дали, пожалуй, единственные такие длинные ряды наблюдений, но даже на этих станциях имеются трудности, связанные со сменой приборов или практики наблюдений, которые вносили неоднородность в эти ряды [6, с. 81].

Поэтому из-за ограниченности материалов наблюдений, необходимых для построения картины климатических колебаний в горах, приходится полагаться на косвенные данные и признаки. Один из таких признаков — наличие пней или стволов деревьев выше современной границы леса. В южной части штатов Калифорния и Невада остатки погибших деревьев находили на 150 м выше современной границы леса, что указывает на существование в прошлом более благоприятных условий в вегетационный период [10, 11]. Древесный материал можно датировать радиоуглеродным методом и перекрестной датировкой древесных колец других деревьев. Детальное изложение дендроклиматических методов реконструкции климатов прошлого можно найти в работе Фриттса [4].

Найденные на г. Вашингтон в восточной части штата Невада остатки колючешишечной сосны (*Pinus longaeva* Bailey) показывают, что верхняя граница зоны леса опустилась на 100 м по сравнению с ее положением 4000—2000 лет тому назад [11]. Это значит, что либо лето стало холоднее, либо оно стало более влажным, либо и то и другое вместе. Летняя влага существенно ослабляет подготовку этих деревьев к стрессам зимнего иссушения.

Ламарш [10] установил три периода понижения границы леса в горах Уайт-Маунтинс (штат Калифорния): 3500, 2500 и 850—450 лет тому назад. Сравнивая изменения в различных местах, он доказал, что первое и последнее понижение были в основном результатом похолодания, а понижение около 2500 лет тому назад было связано с более сухими условиями.

Есть данные, что на Северном острове Новой Зеландии за последние примерно 100 лет бук *Nothofagus menziesii* распространился вверх в пояс субальпийских кустарников и альпийских лугов, что говорит о более теплых и солнечных условиях за последнее время [3]. Однако те же авторы отмечают, что в других частях Северного острова около границы леса растут преимущественно старые деревья с признаками близкой гибели, причем указаний на восстановление леса мало. На Южном острове недавнее повышение снеговой линии сделало возможным распространение деревьев в глубокие ущелья, где прежде саженцы не могли прижиться [20]. Но в то же время менее устойчивый снежный покров вызывает вспучивание грунта и вымерзание растительности, и эта неустойчивость частично может быть причиной наблюдающегося понижения верхней общей границы альпийских лугов [3].

Очевидно, однако, что ботанические свидетельства климатических колебаний следует интерпретировать с осторожностью, так как на рост деревьев и восстановление леса могут также воздействовать независимые или связанные между собой биологические и почвенные факторы.

Наиболее подробные данные об изменении климата в горах дают альпийские ледники. Накопление и таяние снега теснее связано с климатическими параметрами, чем рост деревьев, однако в климатической интерпретации изменений, наблюдающихся в ледниках, также имеются серьезные трудности [17]. Изменения баланса массы ледника вызываются изменениями в накоплении снега зимой (в том числе в выпадении снега и метелевом переносе), с одной стороны, и изменениями в расходе снега летом вследствие испарения и таяния (в том числе в продолжительности и температуре сезона таяния, условиях радиации, ветра, влажности и температуры над ледником), с другой. Поэтому размер ледника определяется местными микро- и топоклиматическими условиями, вообще говоря, не связанными четко с крупномасштабным климатом. Поскольку наиболее часто регистрируется положение языка ледника, надо помнить, что соотношение между изменениями баланса массы и размером ледника является сложным, зависящим от профиля ложа, толщины льда и свойств течения ледника [16, 17]. В тех ледниках, где не происходит летнего таяния, по кернам ледникового бурения можно определить величину долговременного накопления. Таким источником данных об изменении климата, вероятно, может стать ледниковый покров Куелкайя на высоте 5600 м в Перуанских Андах [19], но в большинстве более низких альпийских ледников влияние талых вод препятствует определению годовых слоев стратификации льда.

Ледники в Альпах были предметом научного интереса с конца XVIII в., и поэтому во многих местах документальные записи и пейзажная живопись позволяют определять размеры ледника и его толщину в более ранний период. Например, на рис. 7.1 представлены колебания Нижнего Гриндельвальдского ледника с 1590 г. Как указывалось выше, при интерпретации таких записей необходимо проявлять осторожность, однако в данном случае есть возможность сравнить данные о состоянии ледника с температурными наблюдениями в Базеле, ведущимися с 1755 г. Мессерли и сотр. [15] доказали, что отступление ледника после 1860 г. коррелирует с повышением температур весной и осенью. Имеют значение также более короткопериодные колебания летних температур, особенно после 1935 г. Для того чтобы уточнить интерпретацию, необходимы данные о накоплении снега зимой, но, к сожалению, таких данных нет. Многие ледники Швейцарии находятся под наблюдением с 90-х годов XIX в. В относительном количестве наступающих, стационарных и отступающих ледников обнаруживаются отчетливые колебания за последние 90 лет (рис. 7.2). Наступание ледников в 90-х годах XIX в. объясняют холодными облачными летними сезонами, когда уменьшалась абляция, а наступания в течение 1912—1920 гг. были следствием ряда зим с обильным накоплением снега [7].

Различные источники позволили Леруа Ладюри [12] характеризовать последнее тысячелетие следующим образом: между 1200—1300 гг. произошло кратковременное похолодание и наступание ледников, за этим последовало резко выраженный холодный период и между 1550 и 1850 гг. наблюдался максимум оледенения. По-видимому, это оледенение, известное как малый ледниковый период, было глобальным, хотя, возможно, и не везде синхронным. Согласно Грове [5], в Норвегии наводнения, оползни, лавины и наступание ледников на поселения также достигли максимума между 1680 и 1750 гг. Однако в Южных Альпах Новой Зеландии максимумы оледенения приходились на XIII, XV, XVII, середину XVIII и конец XIX в. [3]. Колебания ледников начиная с XVII в. свидетельствуют о квазипериодических климатических колебаниях продолжительностью 30—60 лет.

Отступление ледников в Новой Зеландии, которое началось примерно в 1900 г. и все еще продолжается, является наиболее существенным по крайней мере за последние 1800 лет. Возможно, оно связано с повышением температуры примерно на 1°C. Это означает, что более ранние колебания температуры по абсолютной величине были такими же или даже меньшими [3]. Маевский и Ешке [13, 14] также пришли к выводу, что в Гималаях с 1850 г. в целом происходит общее отступление ледников, но там отмечаются местные особенности, связанные с региональными и топоклиматическими влияниями. Потепление XX в. является глобальным, хотя в северном полушарии его кульминация пришла примерно на 40-е годы, а имеющиеся данные для южного полушария свидетельствуют, что там потепление все еще продол-

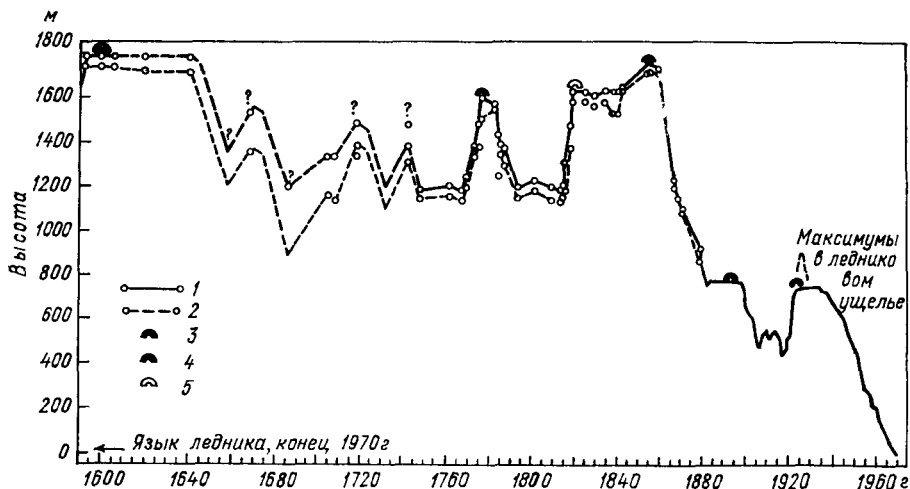


Рис. 7.1. Изменения языка нижнего Гриндельвальдского ледника, Швейцария, 1590—1970 гг., по сравнению с 1970 г. (По [15].)

1 — максимальное и 2 — минимальное распространение (по картинкам и литературным источникам 1590—1880 гг.), 3 — морена (предположительно в основном сохранившаяся), 4 — морена (предположительно частично разрушенная), 5 — морена (предположительно в основном разрушенная, которую уже нельзя полностью идентифицировать).

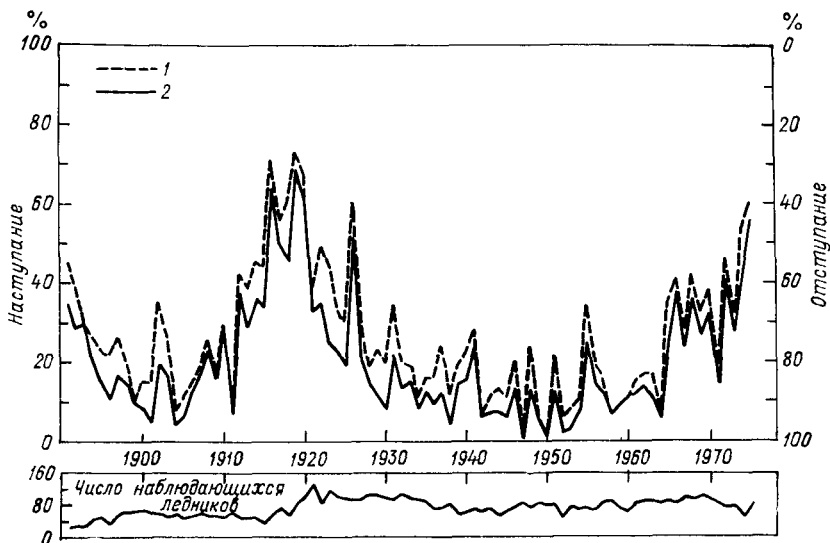


Рис. 7.2. Относительное количество (%) швейцарских ледников, языки которых наступали (2) и отступали (1) в 1890—1970 гг. (По данным Постоянной службы наблюдений за колебаниями ледников, любезно представленным П. К. Маккинном.)

жается. Рассчитанные изменения размеров небольших экваториальных ледников на г. Джая на 4° ю. ш. в западной части Новой Гвинеи (Ириан-Джая) совместно с разработанной Аллисоном и Крассом [1] моделью баланса массы ледника были использованы для оценки современных изменений климата в этой местности. Вычисления показывают, что со времени максимального оледенения в середине XIX в. температура повысилась на $0,6^{\circ}\text{C}$ за 100 лет.

Б Значение изменения климата в горах

Описанные выше результаты междисциплинарных исследований свидетельствуют о временном изменении климата в горах. Такие изменения климатического режима в горах могут иметь большое практическое значение. В таких странах, как Новая Зеландия, Норвегия и Швейцария, где гидроэлектрические станции являются главным источником энергии, изменения в выпадении снега и в ледниковом стоке могут приводить к серьезным экономическим последствиям. Сокращение сезона с устойчивым снежным покровом или сильное отступление ледников в альпийских странах может также иметь долговременные последствия для лыжной «индустрии» и туризма. В связи с этим предсказываемый рост средней глобальной температуры на $1,5\text{--}3,0^{\circ}\text{C}$ при удвоении содержания углекислого газа в атмосфере примерно к 2030 г. заслуживает специального внимания с точки зрения связанного с ним повышения снеговой линии в горных областях [2, 8]. Изменения других климатических элементов могут также иметь последствия практического характера. Кроме того что более теплая и солнечная погода благоприятствует росту деревьев на больших высотах, она может привести к уменьшению расходов на отопление зданий и вместе с тем повысить экономическую эффективность солнечных установок.

В настоящее время в ответ на растущую международную озабоченность по поводу климатической изменчивости и изменений климата разработаны программы мониторинга различных климатических показателей. Например, единственные надежные данные о тренде концентрации углекислого газа, получены в обсерватории Мауна-Лоа (штат Гавайи) — это свидетельствует о большом значении постоянных горных станций [9]. Однако необходимо также осуществлять мониторинг уровня концентрации других малых газовых примесей и аэрозолей не только в локальном, но и в глобальном масштабе. Более того, для оценки источников энергии во многих горных странах очень важна хорошая сеть станций, наблюдающих за радиацией и ветром в горах. У исследований погоды и климата в горах, по-видимому, хорошие перспективы, однако хотелось бы надеяться, что возрождение горной метеорологии будет идти по пути долговременного вложения средств, а не кратковременных громких программ. Было бы очень печально, если бы исследования в горах с помощью автоматических станций и дистанционного зондирования не дополнили, а полностью заменили собой

наблюдения на обычных станциях и обсерваториях в удаленных горных местностях. История обсерваторий Бен-Невис в Шотландии и Пайкс-Пик в штате Колорадо доказывает, что невозможно восстановить в горах однажды закрытые станции. Поэтому уместно закончить эту книгу выражением признательности наблюдателям-метеорологам многих стран за их труд, за то, что они так самоотверженно поддерживают непрерывность наблюдений в горах вопреки всем тяжелым испытаниям, выпавшим на их долю, суровым условиям гор, одиночеству, а иногда непониманию важности их работы.

Список литературы

1. Allison, I. and Kruss, P. (1977) 'Estimation of recent climatic change in Irian Jaya by numerical modeling of its tropical glaciers,' *Arct. Alp. Res.*, 9, 49—60.
2. Barry, R. G. (1978) 'Cryospheric responses to a global temperature increase,' in J. Williams (ed.) *Carbon Dioxide, Climate and Society*, pp. 169—80, Oxford, Pergamon Press.
3. Burrows, C. J. and Greenland, D. E. (1979) 'An analysis of the evidence for climatic change in the last thousand years: evidence from diverse natural phenomena and from instrumental records,' *J. R. Soc. New Zealand*, 9, 321—73.
4. Fritts, H. C. (1976) *Tree Rings and Climate*, London, Academic Press.
5. Grove, J. M. (1972) 'The incidence of landslides, avalanches and floods in western Norway during the Little Ice Age,' *Arct. Alp. Res.*, 4, 131—8.
6. Hauer, H. (1950) 'Klima und Wetter der Zugspitze,' *Berichte d. Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone*, 16.
7. Hoinkes, H. (1968) 'Glacier variation and weather,' *J. Glaciol.*, 7, 3—21: 129—30.
8. Hollin, J. T. and Barry, R. G. (1979) 'Empirical and theoretical evidence concerning the response of the earth's ice and snow cover to a global temperature increase,' *Environ. Int.*, 2, 437—44.
9. Keeling, C. D., Bacastow, R. B., Bainbridge, A. E., Ekdahl, C. A., Guenther, P. R., Waterman, L. S. and Chin, J. F. S. (1976) 'Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii,' *Tellus*, 28, 538—51.
10. LaMarche, V. C. (1973) 'Holocene climatic variations inferred from treeline fluctuations in the White Mountains, California,' *Quat. Res.*, 3, 632—60.
11. LaMarche, V. C. and Mooney, H. A. (1972) 'Recent climatic change and development of the Bristlecone Pine (*P. longaeva* Bailey) krummholz zone, Mt. Washington, Nevada,' *Arct. Alp. Res.*, 4, 61—72.
12. LeRoy Ladurie, E. (1971) *Times of Feast, Times of Famine: A History of Climate Since the Year 1000* (transl. B. Bray), Garden City, New York, Doubleday & Co.
13. Mayewski, P. A. and Jeschke, P. A. (1979) 'Himalayan and Trans-Himalayan glacier fluctuations since AD 1812,' *Arct. Alp. Res.*, 11, 267—87.
14. Mayewski, P. A., Pregent, G. P., Jeschke, P. A. and Ahmand, N. (1980) 'Himalayan and Trans-Himalayan glacier fluctuations and the South Asian monsoon record,' *Arct. Alp. Res.*, 12(2), 171—82.
15. Messerli, B., Messerli, P., Pfister, C. and Zumbühl, H. J. (1978) 'Fluctuations of climate and glaciers in the Bernese Oberland, Switzerland, and their geoecological significance. 1600 to 1975,' *Arct. Alp. Res.*, 10, 247—60.
16. Nye, J. F. (1965) 'A numerical method of inferring the budget history of a glacier from its advance and retreat,' *J. Glaciol.*, 5, 589—607.
17. Paterson, W. S. B. (1969) *The Physics of Glaciers*, Oxford, Pergamon Press.
18. Steinhauser, F. (1938) *Die Meteorologie des Sonnblicks, Teil I*, Vienna, J. Springer.
19. Thompson, L. G., Hastenrath, S. and Morales Arnao, B. (1979) 'Climatic ice core records from the tropical Quelccaya Ice Cap,' *Science*, 203, 1240—3.
20. Wardle, P. (1973) 'Variations of the glaciers of Westland National Park and the Hooker Range, New Zealand,' *N. Z. J. Bot.*, 11, 349—88.

Благодарности

Следующие лица и издатели любезно разрешили воспроизвести иллюстрации:

- Американское метеорологическое общество — рис. 3.11, 3.14, 3.21, 4.5, 4.18, 6.3
Роберт Бампас (НЦАИ) — фото 2
Д-р У. А. Р. Бринкман — рис. 3.13, 5.9
Д-р Э. Вал — рис. 2.18, 2.19
Д-р Х. Ваннер — рис. 5.16
Д-р Э. Вессели — рис. 2.9
Всемирная метеорологическая организация — рис. 2.22, 3.5, 4.20
Д-р И. Дирмхрн — табл. 2.4—2.8
Европейское космическое агентство — фото 3
Издательство Ее Величества — рис. 2.12
Издательство Колорадского университета — рис. 5.16
Издательство Смитсоновского института — рис. 2.1
Институт британских географов — рис. 2.13
Проф. М. М. Йосино — рис. 2.26, 3.12, 3.18
Д-р Н. Кейн — фото 4, 6 и 8
Королевское метеорологическое общество — рис. 3.4, 3.6, 4.8, 4.15
Проф. Ф. Лаушер — рис. 2.3, 2.14, 4.11, 4.13, 4.14
Проф. У. Лауэр — рис. 4.12
Проф. Х. Х. Леттау — рис. 3.23
Йозеф Линхардт, Хёршнинг, Австрия — фото 1
Д-р Р. Р. Лонг — рис. 3.7
Метеорологическое общество Франции — рис. 2.30
Метьюзн и Ко Лимитед — рис. 1.1, 1.2, 2.16, 2.21, 4.8, 4.15, 4.17, 4.19
МТП Пресс Лимитед — рис. 6.2
Норвежский оборонный исследовательский институт — рис. 3.18
Г-н А. Робинсон — фото 7в
Служба погоды ФРГ — 7а, 7б
Проф. П. Д. Тайсон — рис. 3.22, 3.23
Д-р Х. Тёрнер — рис. 2.27, 2.31
Д-р А. С. Том — рис. 5.15
Д-р Э. Р. Уокер — рис. 4.16, 4.17
Проф. Ф. Флири — рис. 2.10, 5.10, 5.11
Проф. Г. Флон — рис. 2.16
Шведское геофизическое общество (*Tellus*) — рис. 3.2
Шпрингер Ферлаг — рис. 3.16, 3.19, 3.20, 4.1, 4.14, 5.12
Д-р Ф. Штейнхаузер — рис. 2.7
Эллис Хорвуд Лимитед — рис. 2.20
Geografiska Annaler — рис. 5.2, 5.5
International Journal of Biometeorology (Swets & Zeitlinger BV) — рис. 6.1

Предметный указатель

- Австралия 141, 220
Австрия 48, 80, 81, 86, 87, 172, 189, 195, 258
Адиабатический процесс 174
Азня 13, 193, 224
Акклиматизация 284—286
Альпы 17, 21, 32, 39, 41, 42, 45—47, 50, 54, 57, 61, 81, 106, 115—116, 149, 151, 164, 183, 189, 237, 258—266, 291, 299, 301
Альтиплано 57, 284
Англия 50—52, 187, 194, 203
Анды 13, 35, 58, 68, 153—154, 162, 300
Антарктида 129—130, 190, 221—222
Антициклон горный 99
Аппалачи 197
Атмосфера над горами 11, 50
Ахаггар (Хоггар), нагорье 189, 250—253
- Баланс**
водный 208, 227, 237
радиационный 47—48, 79
зависимость от угла наклона и ориентации склона 78
изменение с высотой 88
тепловой 228
энергетический 160—166
энергетический человека 280—283
- Барьерный эффект 66—69, 97—99
Бернулли эффект 60—61, 196
Биз 264—265
Биоклиматология 278—287
адаптация к большой высоте 285—286
адаптация к температурам, близким к 0 °С 286—287
действие холода 280—283
кислородная недостаточность 278—280
физиологические факторы 278—279
- Бора 124—126
Боулдер (штат Колорадо) 114, 127—129, 254, 257
Боуэна отношение 89, 162, 228
Брента—Вяйсяля частота 107
Брент-Холл (о. Сомерсет) 71
Британская Колумбия 58, 194, 199
Броккен, г 55
Брукс, хребет 99

- Вашингтон**, г. 16—17, 19, 60, 62, 118, 217
Великобритания 50, 267—271, 281
Верхняя граница леса 80—83, 88, 299—300
Ветер
анабатический 136
антитриптический 136
барьерный 99
вершин 60—62
гелм 124
горный 143, 148, 149
долинный 143
изменение с высотой 59—62
катабатический 129—130, 297
ледниковый 149
малойя 149
маунтанадо 118
мистраль 69, 99—100
модуль скорости 60, 69, 80—81, 124, 127—129, 241
направление 82, 99—100
нисходящий 120—130
оросн 124, 126
поперек долины 147, 150
санта-ана 123, 157
склонов 136—143
термо-приливная теория
топоклиматические влияния 83—90
штормовой 126—129
Вильгельм, г. 29, 78, 80, 241
Вихревая дорожка 115—118
Влажность
абсолютная 35—36
относительная 244—245, 270
Волны
планетарные 94—96
подветренные 104—112, 118, 127
длина 108—109
и облачные формы 118—119
и последовательность волн 111
Гидравлический прыжок 112—114, 130
Гидрометеоры (кроме осадков) 213—225
Гималаи 53, 60, 90, 94, 96, 243—249, 301
Гипоксия 279, 283
Гипотермия 283
Гололед 217—220
Горная болезнь, 279; хроническая 285—286
Градиент температуры
вертикальный 49—53, 248, 251, 269—270, 272—273
микроклиматический 80—83
сухоаднабатический 49, 174
температуры воздуха на склоне 168—169, 248
температуры почвы 51—53
Гренландия 129, 130, 190
Давос 82—83, 88, 147, 233
Джая, г. 60, 240, 241, 303
Дождевая тень 186, 276
Драконовы горы 143, 149, 151—152
Загрязнение атмосферного воздуха в горных долинах 293—297
Западные Карпаты 84—86
Застой 58

Изменения климата 299—304

Изморозь 218—219

Изэнтропическая поверхность 59, 99

Инверсия температуры 49, 111, 128, 137—138, 149, 167, 172, 294—295
влияние на загрязнение воздуха в долинах 294—295
роль в подветренных волнах 111, 127—128

Иней 220—221

Инсбурк 124, 137, 168—169

Испарение 88, 227—237

изменение с высотой 230—231

измерение 230—231

и уравнение Пенмана 229—230

методы расчета 227—229

роль в водном балансе 231—236

со снега 233—235

Кавказ 35—36, 48, 60, 87, 164—165, 233

Камерун, влк. 188—189

Канарские острова 39, 116

Карпаты, Польша 167, 217

Каскадные горы 192, 200, 220

Коанда эффект 69

Колебания ледников 300—303

Колорадо, штат 30, 46, 90, 126—129, 149—150, 161, 162, 190, 223, 224, 234, 255,
281, 285, 286, 295

Колумбия 130

Криволесье 82

Куэлкайя 162, 163, 300

Лавина 291—293

воздушная 140

прогнозирование 292—293

снежная 291—293

Лед 217, 220

Лизиметр 230

Логан, г. 161—162, 272, 274, 276—277

Малый ледниковый период 301

Метель низовая 221—225

Микроклимат 80—90

Микрорельеф 72

Мисти, влк. 60

Модели

ветров склонов 138—141

горных и долинных ветров 145—149

орографических осадков 196—201

орографического поля ветра 156—158

радиации на склоне 74—79

Молния 288—290

Монблан, г. 16, 18, 37, 281

Непал 243—249

Неустойчивость 175—177

Новая Гвинея 29, 60, 240—242, 303

Норвегия 54, 144—145, 220, 233

Облака

высвобождающие 184

кучевые 176—177

облако-флаг 118

облачная шапка 118

- образование 174—177
- питающие 184
- разорванно-дождевые 72
- роторные 119
- «стопка тарелок» 119
- чечевицеобразные 118—119
- Облачность 174—181
- Обсерватории 18—19
 - Бен-Невис 17, 168, 217, 267—271, 281, 304
 - г. Вашингтон 16—17, 19, 60, 62, 118, 217
 - Вейсфлуйох 17, 233
 - Зентис 54, 61
 - Зоннблик 17, 35, 42, 54, 60—62, 143, 190, 193, 215, 234, 258
 - Мауна-Лоа 38, 183, 215—216, 303
 - Пайкс-Пик 17, 304
 - г. Уилсон 38
 - Фанарокен 56
 - Хознпейссенберг 84—85, 203, 215, 258
 - Цугшпитце 17, 22, 31, 32, 45, 54—55, 169, 180—181, 258
 - Юнгфрауйох 258, 263
- Огни святого Эльма 290
- Одежда 284
- Опасные явления погоды 288—293
- Оптическая масса атмосферы 37
- Осадки
 - влияние микрорельефа 72
 - зависимость от угла наклона и ориентации склона 196—201
 - изменение с высотой 187—191, 241—242, 251, 262—263, 268—269
 - измерение 203—208
 - перенос на подветренный склон 201
 - широтные изменения 32
- Отложение росы/иней 220—221
- Отморожение 283
- Охлаждение ветровое 281
- Пангранго**, г. 30—31, 32
- Папуа—Новая Гвинея 78, 80, 240—242
- Парциальное давление водяного пара 34
- Пеннинские горы 50—51, 119, 187, 220
- Пиреней 98—100
- Плотность воздуха, изменение с высотой 33, 34
- Подъем массы 57, 261
- Поток воздушный
 - деформация
 - локальная орографией 104—119
 - планетарного масштаба 94—96
 - синоптического масштаба 96—104
 - отрыв 71
- Психрометрическая постоянная 229
- Радиация** солнечная 37—45, 72—74, 84
 - анизотропия 76—79, 160—161
 - в Альпах 38—45, 261
 - в долине 86—88
 - влияние облачности 40, 41
 - зависимость от угла наклона и ориентации склона 72—78
 - и солнечная постоянная 37—39
 - и температура почвы 83—85
 - изменение с высотой 38—45
 - инфракрасная 45—48
 - прямая 38—40, 72—74

- рассеянная 41—43, 76
- ультрафиолетовая 44—45
- Резонанс 107
- Рейнр, г. 143, 145—147
- Роз, г. 233, 279
- Ротор 71, 81, 104—105, 114, 294
- Румыния 69, 217

- Санта-Каталина, горы 180
- Сан-Хуан, горы 177, 191, 292
- Св. Ильи, горы 270—277
- Скальные горы 68, 81, 94—96, 120, 128, 153—154, 192, 201, 230—231, 253—257, 290
- Склон
 - угол наклона 75
 - ориентация 75
- Скорера параметр 108, 123
- Снег 82, 193, 221—225, 257, 293
- Снегопад 193—195
- Снежный покров 193—195
- Сноудония 186, 187, 268
- Стандартная атмосфера 34
- Статическая устойчивость 67, 199
- Столовая гора 12, 215
- Сублимация 227
 - низовой метели 224—225
 - снега 231—236
- Суспензия 222
- Сьерра-Невада, горы 189, 201, 231—233, 235

- Татры 217
- Температура 48—59, 167—173
 - амплитуда
 - сезонная 29—31, 241, 249
 - суточная 29—31, 32, 52—53, 241, 249, 270, 272
 - вертикальные градиенты 49—52, 248—249, 251, 270, 272—273
 - зависимость от угла наклона и ориентации склона 167—171
 - инверсии 49, 111, 127—128, 137—138, 142, 167, 172, 294—295
 - поверхности 170
 - потенциальная 59
 - почвы 51—53, 80—81, 84—85, 88
 - предсказание 171
- Термик 177
- Термический пояс 85, 171—173
- Тефиграмма 175
- Тибести, нагорье 250
- Тибетское нагорье 57—58, 94, 98, 100, 240, 247
- Топоклимат 80—90
- Трамонтана 99—100
- Тролля эффект 247
- Туман 213—215
- Туркестанский хребет 88, 163

- Уайт-Маунтинс, горы 234, 280, 300
- Углекислый газ 303
- Угловой эффект 99, 100
- Уитни, г. 37, 39, 43, 236
- Уосатч, хребет 191
- Уэльс 53, 208

- Фельдберг 60, 61, 217
- Фён 97, 99, 119, 120—124, 252, 263—264

Фруда число 112—113

Фудзияма, влк. 18, 35, 50, 105, 118, 170, 177, 220

Хорватия 165—166

Циклогенез подветренный 100—104

Черная гора 70

Чинук 120, 123

Читстоун, пер. 86, 89

Швейцария 81, 258—259, 301—303

Шотландия 17, 267—271

Эванс, г. 39

Эверест, г. 162

Эльбрус, г. 162

Этна, влк 19, 119

Эфиопия 44

Югославия 124—126

Южные Альпы 68, 96, 301

Юта, штат 295—297

Роджер Г. Барри
ПОГОДА И КЛИМАТ В ГОРАХ

Перевод с английского под редакцией
проф. А. Х. Хргиана

Редактор М. Г. Тараканова. Художник И. Н. Кошаровский. Технический редактор В. И. Семенова. Корректор Л. И. Хромова. ИБ № 1534. Сдано в набор 13.07.84. Подписано в печать 06.11.84. Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 19,5. Кр.-отт. 19,5. Уч.-изд. л. 22,35. Тираж 1850 экз. Индекс МОЛ-119. Заказ 237. Цена 4 р. 20 к. Гидрометеиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.