Д. И. Стехновский, А. Е. Зубков, Ю. С. Петровский

НАВИГАЦИОННАЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ

Утверждено Управлением учебных заведений Министерства морского флота в качестве учебника для судоводительской специальности учебных заведений ММФ

Издательство «Транспорт»
Москва – 1971

УДК 551.46+551.5(075.3)

Навигационная гидрометеорология. Д. И. Стехновский, А. Е. Зубков, Ю. С. Петровскии.
Изд-во «Транспорт», 1971 г., стр. 1 - 280.

В книге излагаются физические процессы и явления, происходящие в атмосфере и гидросфере. Знание и понимание этих явлений и процессов позволяет судоводителям ориентироваться в гидрометеорологической обстановке. Особое внимание уделено рассмотрению влияния гидрометеорологических условий на деятельность морского флота. Излагаются также принципы организации и методы гидрометеорологического обеспечения судов, даны рекомендации по наблюдениям за погодой на судах.

Предназначена в качестве учебника для учащихся судоводительской специальности мореходных училищ. Рис. 95, табл. 20, библ. 15 наименований.

В учебнике гл. I, II, III (§ 1 - 8, 10, 11), V (§ 15, 16, 18, 19), VI (§ 25); VII - IX написаны Д.И. Стехновским; гл. X - XVIII -
А. Е. Зубковым; гл. III (§ 9, 12), IV (§ 13, 14), V (§ 17) - Ю.С. Петровским; введение - Д. И. Стехновским и А.Е. Зубковым; гл. VI (§ 20 - 24) - Д.И. Стехновским и Ю.С. Петровским;
§ 42 - К.П. Васильевым.

3.18.5
281.71

ВВЕДЕНИЕ

Наука об атмосфере, изучающая происходящие в ней физические явления и процессы, называется ***метеорологией.***

Основным методом исследования в метеорологии является наблюдение. Для этой цели во многих точках земного шара организованы метеорологические станции и посты, обсерватории и институты, на которых ведутся и обрабатываются непрерывные наблюдения за состоянием атмосферы от поверхности Земли до больших высот.

Качественные и количественные характеристики, выражающие физическое состояние атмосферы и происходящие в ней процессы, носят название ***метеорологических элементов***. К ним относятся: солнечная радиация, температура воздуха, атмосферное давление, ветер, облачность и др. Значения метеорологических элементов подвержены изменениям в пространстве и во времени.

Состояние атмосферы у земной поверхности, характеризуемое совокупностью значений метеорологических элементов, а также последовательным изменением этих элементов за определенный промежуток времени, называется ***погодой***.

Погода очень изменчива во времени и пространстве. Однако для данного географического района или местности можно установить наиболее характерные условия, т. е. многолетний режим метеорологических элементов. Совокупность атмосферных условий, присущих данной местности в зависимости от ее географической обстановки, называют ***климатом***.

Погодные условия более или менее изменяются от лета к зиме, от зимы к лету. Наблюдаются также изменения и от года к году. Но от одного многолетнего периода, для которого вычисляются значения метеорологических элементов, к другому они меняются мало. Можно говорить, что климат обладает устойчивостью. Поэтому учет климатических характеристик представляется важным при решении вопросов строительства того или иного объекта, создания самолетов и судов, планирования и выбора мест ловли рыбы и т. д.

Современная метеорология является наукой, охватывающей большой круг вопросов, которые решаются разными методами. Поэтому из метеорологии выделился ряд родственных, но самостоятельных дисциплин,

Основной задачей ***климатологии*** - науки о климате является изучение процессов климатообразования путем исследования взаимодействия климатологических факторов и характеристика климатов различных областей земного шара.

Синоптическая метеорология - наука, изучающая атмосферные процессы и причины изменения погоды в целях ее предсказания. С синоптической метеорологией тесно связана ***динамическая метеорология*** - наука, задача которой - изучение атмосферных процессов и связанных с ними

преобразований энергии в атмосфере. Основная задача этой дисциплины - разработка численных методов прогнозов погоды.

Физика атмосферы изучает отдельные метеорологические явления и процессы. Из состава физики атмосферы выделяют атмосферную оптику; учение об атмосферном электричестве; аэрологию, или физику свободной атмосферы, изучающую процессы в верхних слоях атмосферы, в которых почти не сказывается влияние подстилающей поверхности; аэрономию - учение о физических и химических процессах в высших слоях атмосферы (примерно выше 100 км); актинометрию - науку, изучающую радиационный баланс и др.

Навигационная метеорология также является частью метеорологии. В этом курсе рассматриваются как отдельные разделы общей метеорологии или физики атмосферы (например, понятие о метеорологических элементах, составе и строении атмосферы, тепловых и электрических явлений в атмосфере, фазовых превращений воды и т. п.), так и некоторые разделы климатологии и синоптической метеорологии, знание вопросов которых необходимо для успешной производственной деятельности моряков.

Океанография - наука об океанах и морях, изучающая их форму, размеры и глубину, рельеф и строение дна и берегов; образование и распределение грунтов дна; физические и химические свойства морской воды (состав, соленость, температура, плотность и т. д.), а также процессы и явления, происходящие в море.

Океанография изучает океаны и моря в их взаимосвязи с другими главными частями географической среды, т. е. с атмосферой, с морским дном и материками.

Изучение океанов и морей осуществляется на основании океанографических наблюдений, производимых на специально оборудованных исследовательских судах, с автономных автоматических буйковых станций, с самолетов, с искусственных спутников Земли, а также береговых морских станциях. Кроме того, для изучения океанов и морей используются подводные лодки, а также различные подводные аппараты и лаборатории.

Морская метеорология и океанография объединяются общим названием - ***навигационная гидрометеорология***.

Морская гидрометеорология известна еще со времен парусного флота, когда успех плавания в значительной степени зависел от состояния погоды и моря. Но лишь в XVIII в. собранные мореплавателями сведения были систематизированы, моряки вместе с учеными начали разрабатывать первые приборы и методы для наблюдений за гидрометеорологическими явлениями. Во второй половине XVIII в. был организован по частной инициативе ряд метеорологических станций в Европе. По инициативе моряков в 1853 г. в Брюсселе была создана международная конференция, посвященная вопросам передачи сведений о погоде и положившая начало развитию международного сотрудничества в изучении метеорологических явлений и предсказаний погоды. В этот период возникла новая ветвь ме-

теорологической науки - ***синоптическая метеорология*** (работа астронома У. Леверье во Франции и адмирала Р. Фиц-Роя в Англии).

В 1849 г. в России была организована Главная физическая обсерватория в Петербурге (ныне Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова). Обсерватория организовала образцовую метеорологическую сеть в России. Наблюдения тщательно обрабатывались и печатались. В начале семидесятых годов помощник директора обсерватории М. А. Рыкачев стал организатором службы погоды в России.

Кругосветные плавания начала XIX в. И.Ф. Крузенштерна и Ю.Ф. Лисянского, В. М. Головина, О.Е. Коцебу, Ф.Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева сопровождались обширными гидрометеорологическими наблюдениями. По материалам этих экспедиций были составлены одни из первых отечественных навигационных пособий по морской гидрометеорологии.

В конце XIX и начале XX вв. бурно развивалось учение о климате. Много было сделано для климатологии известным русским географом и климатологом А.И. Воейковым.

Во второй половине XIX столетия были заложены основы динамической метеорологии; дальнейшее развитие получила синоптическая метеорология.

В XX в. большого размаха достигли аэрологические исследования в атмосфере. Советским ученым П.А. Молчановым впервые в мире был сконструирован и построен радиозонд, что позволило производить измерения температуры, влажности и ветра на различных высотах, а также осуществлять актинометрические и озонометрические наблюдения.

В настоящее время достигнут значительный прогресс в области актинометрии и изучении ионосферы. Широкое развитие получили работы по исследованию взаимодействия океана с атмосферой, влияния океана на формирование погоды над материками и т. д. С этой целью организуются крупные морские экспедиции. В Советском Союзе в таких экспедициях принимают участие специальные научно-исследовательские суда Академии наук и Гидрометеорологической службы, а также корабли погоды. Новый этап в развитии метеорологических наук наступил с запуском искусственных спутников Земли и космических кораблей,

Быстрое и успешное развитие гидрометеорологии вызвано тем, что эта наука тесно связана со всей практической жизнью человека. Действительно, погода в большой степени влияет на деятельность многих важнейших отраслей народного хозяйства (морской и воздушный транспорт, сельское хозяйство и использование водных ресурсов, лов рыбы в океанах и морях и т. д.).

Изучение океанов и морей необходимо почти для всех областей производственной деятельности, но наиболее широкие требования к их иаучению всегда предъявляло и предъявляет мореплавание.

Результаты гидрометеорологических наблюдений широко используются при строительстве морских портов, планировании морских перевозок, при выборе места и сроков морского промысла и т. д.

Успешная работа всех видов транспорта, в частности морского флота, в значительной степени зависит от правильного учета сложившихся гидрометеорологических условий, от своевременного предупреждения о штормовых ветрах, туманах, сильных ливнях, возможности обледенения судов и т. п.

В настоящее время морской флот СССР располагает первоклассными судами, обеспеченными разнообразной современной навигационной техникой для безопасного плавания. Однако лишь правильный учет гидрометеорологических условий позволяет значительно сократить время перехода судна из одного порта в другой, обеспечить безопасность судна, груза и экипажа, совершать плавание в более благоприятных условиях. Игнорирование же влияния гидрометеорологических условий на судно и безопасность мореплавания может привести к авариям и даже гибели судов. Статистика показывает, что многие суда, в том числе и крупнотоннажные, терпят аварии и гибнут из-за непогоды. Так, по данным Ливерпульской ассоциации страховщиков, количество аварий судов водоизмещением свыше 500 т. от неблагоприятных метеорологических условий в 1961 г. составило 844 (10,9% к общему числу аварий), в 1964 г. - 1043 (12,1%), в 1965 г. - 1079 (11,3%).

Для судоводителей наиболее важными вопросами из гидрометеорологии являются:

- основы физических процессов и явлений, происходящих в атмосфере и океане;
- влияние гидрометеорологических условий на деятельность морского флота;
- производство судовых гидрометеорологических наблюдений, их кодирование и передача в органы гидрометеорологической службы;
- анализ и прогноз погоды, уточнение прогноза погоды по местным признакам;
- выбор наивыгоднейшего пути плавания в зависимости от гидрометеорологических условий.

Часть первая.
МЕТЕОРОЛОГИЯ

Глава I.
АТМОСФЕРА

§ 1. Состав атмосферы

Состав атмосферы вблизи поверхности Земли. Атмосфера состоит из смеси различных газов, среди которых (по объему) преобладают азот (78,09%), кислород (20,95%) и аргон (0,93%). В ничтожных количествах (в сумме 0,03%) в состав атмосферного воздуха входят углекислый газ, водород, гелий, криптон, ксенон, неон, радон и др. В воздухе всегда содержится водяной пар и различные механические примеси. Воздух, который не содержит механических примесей и водяного пара, называется чистым и сухим. Молекулярный вес сухого воздуха равен 28,97, что близко к молекулярному весу азота (28,016).

Исследованиями с помощью аэростатов и ракет установлено, что химический состав воздуха до высоты 90 ч 100 км остается в основном постоянным. До этих же высот почти не изменяется и молекулярный вес воздуха. Поэтому слой атмосферы от поверхности Земли до высоты 90 ч 100 км называется ***гомосферой*** (от греческого homos - равный, одинаковый, однородный). Постоянство состава атмосферы в гомосфере объясняется наличием вертикального и горизонтального перемешивания воздуха в этом слое.

Ввиду того что количество азота и кислорода значительно больше, чем других газов, атмосферу Земли называют азотно-кислородной.

Некоторые газы содержатся в атмосфере в переменном количестве. К ним относятся: водяной пар, углекислый газ и озон.

Количество ***водяного пара*** в атмосфере невелико. Обычно минимальное количество водяного пара в воздухе наблюдается над континентами при очень низких температурах, а максимальное - в условиях влажного климата и высоких температур. В среднем содержание водяного пара в полярных широтах составляет 0,2%, в умеренных - 0,9%, в районе экватора - 2,6% по объему.

Наличие водяного пара в атмосфере несколько изменяет объемный состав воздуха. Во влажном воздухе количество азота в среднем составляет в экваториальных широтах 75,99%, в умеренных - 77,32%, в полярных - 77,87%, а количество кислорода соответственно 20,44%, 20,80% и 20,94%.

Водяной пар играет важную роль в атмосфере. В результате его конденсации (переход в капельно-жидкое состояние) и сублимации (переход в кристаллическое состояние) образуются все виды облаков и осадков, у

поверхности Земли - туманы и дымки, значительно ухудшающие видимость. Кроме того, водяной пар обладает способностью поглощать длинноволновое (тепловое) излучение, что оказывает заметное влияние на тепловой режим атмосферы.

Водяной пар поступает в атмосферу в результате испарения водных поверхностей и влажной почвы. С увеличением высоты его количество быстро уменьшается.

Углекислый газ поступает в атмосферу при процессах горения и гниения. Поэтому в крупных промышленных центрах его количество может увеличиваться до 0,05%, а в чистом сельском воздухе составлять около 0,02% по объему, а над океанами не превышает 0,01% -ч0,02%. В среднем у поверхности Земли количество углекислого газа около 0,03%. Ночью его несколько больше, чем днем. Это объясняется тем, что растения поглощают углекислый газ в светлое время суток.

Озон - газ, молекулы которого состоят из трех атомов кислорода (O_3). В нижних слоях атмосферы озон образуется при грозовых разрядах и при окислении некоторых органических веществ, в верхних слоях - в результате фотохимического действия ультрафиолетовых лучей Солнца на кислород.

Так как грозы - явление эпизодическое, то в нижних слоях, вблизи земной поверхности его содержание незначительно. Выше 10 -ч15 км наблюдается постоянное присутствие озона, его максимальная концентрация - на высотах 20 -ч25 км. (Этот слой иногда называют ***озоносферой***). Выше количество озона вновь убывает и на высотах 60 - 70 км его практически нет. Минимальное количество озона наблюдается в экваториальных широтах. К высоким широтам оно увеличивается. В умеренных и высоких широтах заметны сезонные и внутрисезонные колебания количества озона. Его максимум на этих широтах наблюдается весной, минимум - осенью.

Основным, весьма важным для жизни на Земле, свойством озона является его способность поглощать часть ультрафиолетовых лучей Солнца, губительных для живых организмов. Озон поглощает около 4% солнечной лучистой энергии, что обусловливает повышение температуры воздуха с высотой в слое 20 - 50 км.

Кроме газов, в атмосфере всегда присутствуют взвешенные твердые и жидкие частицы.

К ***твердым частицам*** относится пыль наземного, вулканического и космического происхождения, дым лесных и торфяных пожаров, топок печей и сжигания топлива в индустриальных установках, а также органическая пыль, состоящая из бактерий, спор и частичек распада, и ледяные кристаллики. Основным источником пыли является поверхность почвы, откуда она попадает в воздух при ветре. С высотой ее количество значительно убывает.

Некоторые частички (продукты неполного сгорания, соли морской воды) обладают свойством собирать (***абсорбировать***) на себе влагу. Такие

частички называют ***ядрами конденсации***, так как они играют роль центров при образовании водяных капель.

К ***жидким частицам*** относятся капли дождя и мороси, выпадающие на Землю, и взвешенные в воздухе капельки воды, образующие облака, туман и дымку.

Среди взвешенных в атмосфере частиц имеются также ***ионы*** - мельчайшие частицы, несущие электрический заряд. Ионы подразделяются на легкие (нормальные), средние и тяжелые. Легкие ионы представляют собой молекулы, имеющие электрический заряд. Средние и тяжелые ионы образуются в результате присоединения заряженных молекул к ядрам конденсации или пылинкам, взвешенным в воздухе. Масса тяжелых ионов в 1000 раз больше, чем легких.

Содержание ионов в атмосфере изменяется с высотой. У земной поверхности их немного (до десятков тысяч в 1 $см^3$), с высотой увеличивается и начиная примерно с высот 70 - 100 км их концентрация становится заметной (сотни и миллионы тысяч на 1 $см^3$).

Состав воздуха на больших высотах. Начиная с верхней границы гомосферы (выше 90 - 100 км) состав воздуха существенно изменяется. Здесь, в ***гетеросфере*** (от греческого heteros - другой, противоположный гомосфере) под действием ультрафиолетовых лучей Солнца происходит распад (***диссоциация***) кислорода на атомы. Поэтому уже выше 100 км кислород находится в атомарном состоянии, а выше 300 км частично диссоциирует азот. Поэтому молекулярный вес воздуха на больших высотах меньше, чем в гомосфере. Здесь наблюдается значительная ионизация газов.

На больших высотах почти отсутствуют легкие газы - водород и гелий, что связано с ***диссипацией*** (рассеиванием) их на границе атмосферы и уходом в межпланетное пространство.

§ 2. Строение атмосферы

Понятие о верхней границе атмосферы. Вследствие действия силы земного притяжения наибольшая плотность воздуха наблюдается вблизи земной поверхности. По мере увеличения высоты плотность убывает (расстояние между молекулами увеличивается), постепенно приближаясь к плотности межпланетного пространства. Большая часть массы атмосферы сосредоточена в сравнительно тонком слое, прилегающем к поверхности Земли. Около 50% всей ее массы заключено в слое от земной поверхности до высоты 5 км, 75% - до высоты 10 км и 90% - до 16 км.

Резко выраженной верхней границы атмосферы не существует. По данным о торможении спутников Земли в настоящее время принято считать, что верхняя граница атмосферы простирается до 2000 км. Предполагается, что плотность атмосферных газов на этих высотах приближается к значениям плотности межпланетного газа.

С помощью геофизических ракет, поднимаемых на большие высоты, и

спутников установлено наличие радиационного поля Земли. Начинается оно на высоте нескольких сот километров над поверхностью Земли и достигает высоты десятка тысяч километров. Это поле состоит из электрически заряженных частиц - протонов и электронов, захваченных магнитным полем Земли и движущихся с огромными скоростями.

Деление атмосферы на слои по характеру изменения температуры с высотой. Изучение явлений, наблюдаемых в атмосфере, показало, что атмосферу можно резделить на ряд концентрических слоев, или сфер. Имеются различные признаки, по которым производится такое деление. В частности, учитывая характер изменения температуры с высотой и особенности теплового режима внутри каждого слоя, атмосферу подразделяют на пять основных слоев и переходные слои между ними (табл. 1).

Тропосфера (от греческого слова tropos - поворот, обращение) - это нижний слой атмосферы, прилегающий непосредственно к земной поверхности. Вертикальная протяженность ее незначительна: в высоких (полярных) широтах 8 - 9 км, в средних 10 - 12 км и в тропических - 16 - 18 км.

Характерной особенностью тропосферы является падение температуры с высотой. Величина понижения температуры в среднем составляет 6^0 -ч 7^0 на 1 км высоты. На верхней границе тропосферы над экватором средняя температура около - 70^0, над северным полюсом зимой - 65^0, а летом - 45^0. В тропосфере находится почти весь

Таблица 1

Слои (сферы)	Средние высоты нижних и верхних границ, км	Переходные слои
Тропосфера	0-11	Тропопауза
Стратосфера	11-50	Стратопауза
Мезосфера	50−80	Мезопауза
Термосфера	80-800	Термопауза
Экзосфера	выше 800	

водяной пар, при конденсации которого образуются облака и осадки. Ветер в тропосфере умеренных и высоких широт имеет преимущественно западное направление и с высотой усиливается, достигая максимальных скоростей вблизи верхней границы. Давление с высотой падает и на высоте 5 км составляет примерно 1/2, а на высоте 10 км - 1/4 часть приземного.

Высота верхней границы тропосферы не остается постоянной даже в одном и том же месте. Она зависит от времени года и от характера атмосферных процессов. Наблюдается повышение верхней границы тропосферы от зимы к лету, от полюса к экватору.

Стратосфера (stratus - слой) слой атмосферы, верхняя граница которого 50 - 55 км.

Переходный слой между тропосферой и стратосферой называется ***тропопаузой*** (tropos-j-pausa - прекращение). Толщина этого слоя 1 - 2 км. Тропопауза характеризуется тем, что там наблюдается прекращение падения температуры с высотой, характерное для тропосферы, или ее повышение.

Основной характерной особенностью стратосферы является постоянство температуры с высотой в нижней части и ее рост, начиная с высоты около 25 км, вплоть до верхней границы.

К верхней границе стратосферы температура повышается до 0°, а максимальные значения на этом уровне могут достигать + 10^0, +30^0. Как отмечалось ранее, это объясняется большой поглощательной способностью озона, основная масса которого находится в этом слое. В стратосфере водяной пар имеется в очень незначительном количестве, и облака обычно там почти не наблюдаются. Однако на высотах 22 - 27 км иногда появляются тонкие светящиеся ночью облака, которые называются перламутровыми. Они состоят из переохлажденных капелек воды.

Переходный слой от стратосферы к мезосфере и лежащий на высоте около 50 км называется ***стратопаузой***.

Мезосфера (от греческого слова mesos - средний, промежуточный) - слой атмосферы с верхней границей примерно на высоте 80 км. Здесь наблюдается понижение температуры с высотой, и на верхней границе она равна - 70^0, - 80^0. Для мезосферы характерна значительная турбулентность и вертикальное перемешивание воздуха, плотность которого здесь незначительна. Атмосферное давление на ее верхней границе примерно в 200 раз меньше, чем у поверхности Земли. Скорости ветра в мезосфере достигают несколько сот километров в час. Вблизи верхней границы мезосферы, на высотах 82 - 85 км, иногда наблюдаются так называемые серебристые облака. Считают, что они состоят из мелких ледяных кристалликов.

Переходный слой между мезосферой и термосферой называется ***мезопаузой***.

Термосфера (от греческого thermos - тепло) очень мощный слой с верхней границей около 800 км. Для него характерен рост температуры с высотой, который связан с поглощением солнечной энергии атомарным кислородом. Температура на верхней границе этого слоя может достигать 750^0 - 1500^0. Однако следует помнить, что тело, помещенное в газовой среде этого слоя, не может принять температуру окружающего воздуха, так как атмосфера здесь очень сильно разрежена. Температуру на этих высотах следует рассматривать как выражение энергии частиц, составляющих атмосферу. Ее не измеряют, а вычисляют.

Экзосфера (от греческого exo - снаружи, в данном случае внешний) слой атмосферы, расположенный выше термосферы. Температура газов в экзосфере может достигать еще больших значений, чем в термосфере.

Характерной чертой экзосферы является то, что в ее верхней части происходит рассеяние атомов и молекул атмосферных газов в межпланетное пространство. В основном наблюдается рассеяние наиболее легких газов - водорода и гелия, которые могут достигать критической скорости 11,2 км/сек и, преодолевая силу земного тяготения, ускользать, рассеиваясь из земной атмосферы. Поэтому экзосферу называют также сферой рассеяния.

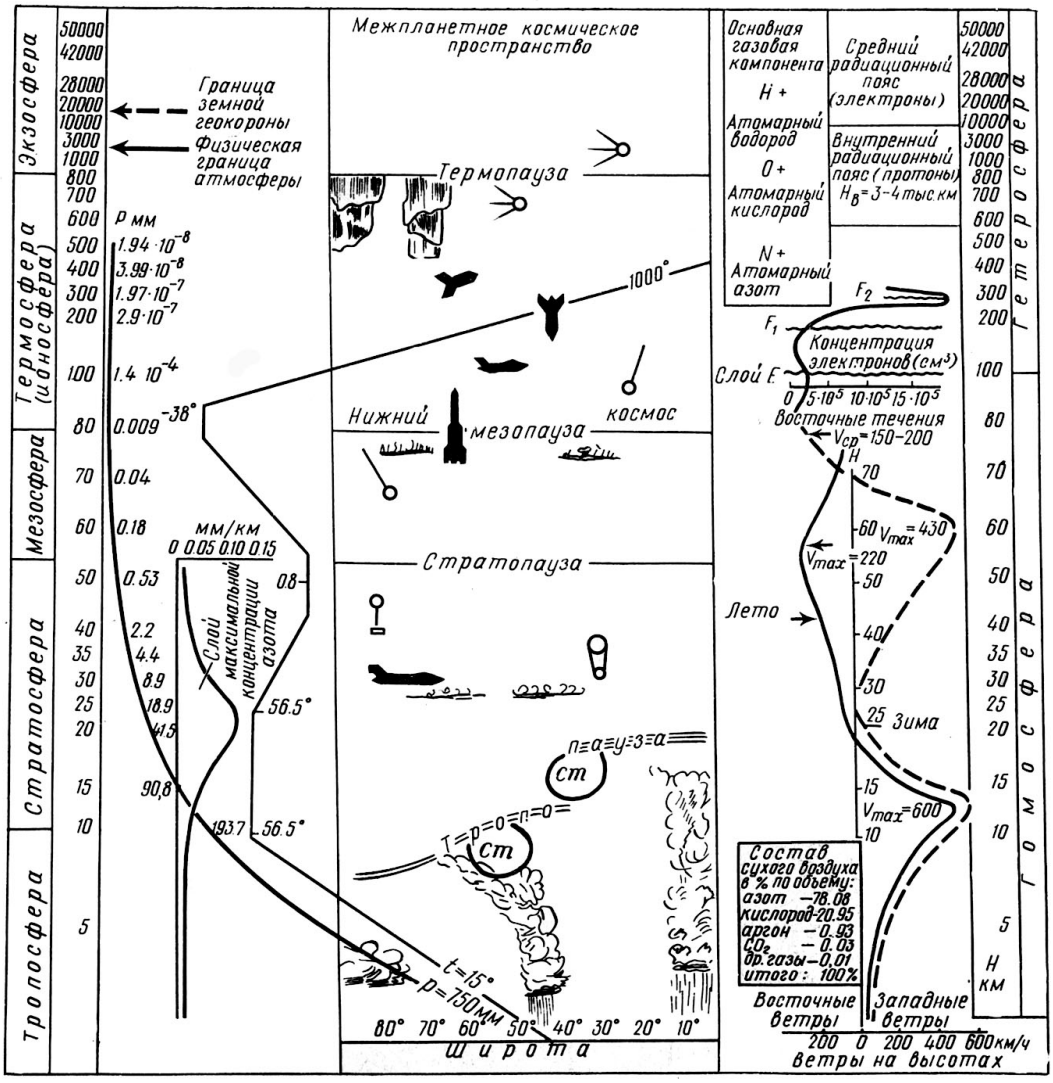


Рис. 1 Схема строения атмосферы

Переходный слой между термосферой и экзосферой называется ***термопаузой***.

Ионосфера - слой атмосферы, высота которого от 60 - 80 км до 800 - 1000 км. Практически он совпадает со слоем термосферы. О термосфере говорят, когда рассматривают тепловой режим этого слоя, об ионосфере - при изучении и характеристике его электрических свойств. Во всей толще ионосферы наблюдается большая концентрация ионов - атомов и молекул различных газов, имеющих положительный или отрицательный заряд, и свободных электронов.

На общем фоне высокой ионизации выделяют несколько слоев, обладающих максимумами ионизации на соответствующих уровнях. Эти слои

оказывают большое влияние на распространение радиоволн.

Слой D расположен на высотах 60 - 80 км. Ионизация этого слоя слабее вышележащих слоев. Он неустойчив, появляется только в дневное время, обладает способностью поглощать короткие и средние радиоволны и отражать длинные.

Слой E расположен на высотах 100 - 120 км, наиболее устойчив и активен. Он отражает радиоволны длиной в несколько сотен метров (средние радиоволны).

Слой F расположен на высотах 200 - 400 км. Это слой максимальной концентрации ионов и свободных электронов. Он отражает короткие радиоволны. В дневные часы раздваивается на два слоя: $\mathbf{F_1}$ и $\mathbf{F_2}$. Слой F_2 расположен над слоем F_1 и имеет более высокую ионизацию.

Над слоем F концентрация ионов и свободных электронов медленно уменьшается с увеличением высоты.

Отражение коротких волн от ионосферы к Земле и затем от Земли к ионосфере и повторение таких циклов способствует распространению коротких радиоволн на большие расстояния. Радиоволны короче 20 м (УКВ) частично или полностью пронизывают ионосферу. Поэтому они используются для радиосвязи со спутниками и космическими кораблями.

В ионосфере наблюдаются полярные сияния и свечение ночного неба, а также резкие колебания земного магнитного поля - ионосферные магнитные бури.

Исследование атмосферы с помощью ракет и искусственных спутников Земли. Высотные ракеты и искусственные спутники Земли оснащены сложной аппаратурой для изучения различных характеристик атмосферы, межпланетного пространства и планет солнечной системы.

Систематические исследования атмосферы с помощью ракет начались в СССР в 1949 г. После запуска первого искусственного спутника Земли (4 октября 1957 г.) начались запуски метеорологических спутников, предназначенных для исследования атмосферы. С их помощью получены ценные сведения о составе атмосферы на больших высотах, о температуре, давлении и плотности воздуха на различных уровнях, некоторые сведения об их колебаниях за различные периоды и о широтном распределении. Значительно шире и точнее изучены физические характеристики ионосферы, более достоверно определены области и значения максимальной концентрации ионов, сделаны практические выводы о влиянии ионосферы на распространение радиоволн, сложилось новое представление о верхней границе атмосферы и, наконец, открыты ранее неизвестные внешние зоны повышенной радиации.

Искусственные спутники Земли в течение нескольких лет (запускаемые СССР и США) стали не только новым средством изучения верхних слоев атмосферы, но и незаменимым средством получения метеорологической информации, используемой в оперативной Службе погоды.

В нашей стране образована экспериментальная метеорологическая космическая система «Метеор», предназначенная для регулярного сбора

метеорологической информации. На метеорологических спутниках СССР устанавливается большое число аппаратуры, в том числе:

- телевизионные камеры, которые обеспечивают фотографирование облачности, снежного и ледяного покрова в светлое время суток;
- инфракрасная аппаратура, предназначенная для фотографирования облачного покрова как на дневной, так и на ночной стороне Земли;
- актинометрическая аппаратура, с помощью которой определяются приход-расход лучистой энергии, а также радиационная температура верхней границы облаков и открытых участков подстилающей поверхности.

Материалы, поступающие со спутников системы «Метеор», обрабатываются в специальных метеорологических центрах, в том числе в Гидрометеорологическом научно-исследовательском центре СССР и затем по каналам телесвязи передаются в прогностические подразделения Гидрометслужбы СССР и заинтересованным народнохозяйственным организациям, а также метеорологическим службам других стран. Материалы метеорологических спутников США (система «Эсса»), обработанные в американском центре сбора информации, также по линии телесвязи распространяются среди метеорологических служб других стран.

Использование радиолокационных станций для наблюдений за метеорологическими явлениями. В настоящее время в метеорологической службе широкое распространение получили различного типа радиолокационные станции, позволяющие обнаруживать и следить за облаками, осадками, грозами и другими метеорологическими явлениями.

На современных судах также имеются радиолокационные станции (РЛС), работающие в сантиметровом диапазоне волн. Дальность радиолокационного обнаружения объектов зависит от многих факторов. Большое влияние на нее оказывают метеорологические условия. Ослабление сигналов в основном вызывается поглощением радиоволн в газах атмосферы и рассеянием их частицами пыли, тумана, осадками и другими «метеорологическими объектами».

Иногда «метеорологические объекты» сами изображаются на экране РЛС. Такие сигналы называются метеорологическими эхо-сигналами (или помехами). Если по РЛС проводить специальные наблюдения за метеорологическими объектами, то можно обнаруживать такие метеорологические явления, знание которых необходимо для безопасности плавания. На экране РЛС отчетливо видны мощные крупнокапельные кучевые облака, часто связанные с сильными ливневыми дождями, шквалистыми ветрами и грозовыми явлениями; зоны осадков и очаги гроз.

От каждого метеорологического объекта отражение радиоволн происходит по-разному и различно изображается на экране радиолокатора. Метеорологические объекты на локаторе легко отличимы от других объектов. Отраженные сигналы от береговой черты, наземных объектов и плавсредств обычно имеют резкие очертания. Сигналы, отраженные от метео-

рологических объектов, бывают меньшей интенсивности, и имеют размытые, меняющиеся формы.

Вопросы для повторения

1. Из каких газов состоит атмосфера вблизи поверхности Земли?
2. Какой воздух называется чистым и сухим?
3. Какие газы содержатся в атмосфере в переменном количестве?
4. Какие твердые и жидкие примеси присутствуют в атмосфере?
5. Как высоко распространяется атмосфера Земли?
6. На какие основные слои подразделяют атмосферу по особенностям теплового режима внутри каждого слоя?
7. Какой слой атмосферы называют ионосферой?

Глава II.
ТЕПЛОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

§ 3. Тепловое состояние атмосферы

Источники тепла. Основным источником энергии почти всех явлений и процессов, изучением которых занимается метеорология, является солнечное тепло, поступающее в атмосферу и на земную поверхность в виде лучистой энергии.

Солнечная энергия приводит в движение воздушные массы и морские течения, обеспечивает круговорот воды в атмосфере, прогревает земную поверхность. Тепло с поверхности Земли постепенно проникает вглубь и создает тот запас тепла, который необходим для органической жизни. Световая, видимая часть солнечной энергии дает дневное освещение и является источником различных оптических явлений. Солнечная энергия используется в промышленности и для технических целей.

Солнечная радиация и ее спектр. Лучистая энергия, испускаемая Солнцем, называется ***солнечной радиацией***. Она распространяется в виде электромагнитных волн со скоростью около 300000 км/сек. В атмосфере и на Земле солнечная радиация превращается преимущественно в тепловую энергию.

Общее количество тепла, поступающее от Солнца в атмосферу и на Землю, в течение года равно $1{,}3 \cdot 10^{24}$ кал. Им можно растопить слой льда толщиной в 36 м, покрывающего всю земную поверхность, при температуре 0°С.

Совокупность всего диапазона волн, на которых происходит излучение солнечной радиации, называют ее ***спектром***. В солнечном спектре обычно различают три вида лучей: ультрафиолетовые - коротковолновая радиация Солнца с длиной волны от 0,1мк до 0,40мк; видимые или световые с длиной волны от 0,40мк до 0,76мк; инфракрасные - длинноволновая радиация Солнца с длиной волны более 0,76мк (почти вся инфракрасная радиация Солнца приходится на длину воли от 0,76мк до 4,0 мк). На диапазон воли от 0,1мк до 4,0мк приходится более 99% всей интенсивности радиации.

Под воздействием ультрафиолетовой радиации Солнца происходит ионизация различных газов и диссоциация кислорода на больших высотах. Ультрафиолетовая радиация имеет также большое биологическое значение. Она обладает сильным бактерицидным действием, вызывает пигментацию кожи человека (загар), способствует свертыванию белка, при значительной интенсивности задерживает рост растений. Пагубное действие ультрафиолетовых лучей большой интенсивности ослабляется поглощением этих лучей озоном. К поверхности Земли ультрафиолетовые лучи с длиной волны <0,29мк практически не доходят. На ультрафиолетовую радиацию приходится около 7% лучистой энергии Солнца (4% из

них поглощаются озоном).

Видимая световая радиация Солнца состоит из семи главных цветов: красного, оранжевого, желтого, зеленого, голубого, синего и фиолетового и множества различных переходных цветов и оттенков. Названия основных цветов приведены в порядке уменьшения длин волн. В общей сложности все цвета видимой части солнечного спектра дают белый цвет. На видимую часть спектра приходится около 46% лучистой энергии Солнца.

Инфракрасная радиация обладает в основном только тепловыми действиями и поэтому иногда ее называют просто тепловой радиацией. На долю инфракрасной радиации приходится 47% энергии всего потока солнечной радиации.

Основные законы лучистой энергии. Все тела, имеющие температуру выше абсолютного нуля (выше, чем - 273°С), способны излучать и поглощать лучистую энергию. В большинстве случаев каждое тело поглощает только часть падающей на него энергии, а остальная часть отражается.

Тело, полностью поглощающее всю падающую на его поверхность лучистую энергию, называется ***абсолютно черным телом***. Тело, полностью отражающее всю падающую на его поверхность лучистую энергию, называется ***абсолютно белым***, а его поверхность зеркальной. В природе нет ни абсолютно черных, ни абсолютно белых тел. Однако, как показали наблюдения, излучение Солнца очень близко к излучению абсолютно черного тела.

Все законы лучистой энергии выведены по отношению к абсолютно черному телу. К основным законам относятся следующие.

1. Закон излучения энергии Стефана-Больцмана гласит: если твердое или жидкое тело излучает как абсолютно черное, то каждый 1 $см^2$ его поверхности в 1 мин излучает количество энергии $\frac{кал}{см^2 мин}$, пропорциональное четвертой степени его абсолютной температуры.

2. ***Закон излучения и поглощения Кирхгофа*** говорит о том, что тела поглощают лишь те лучи, которые они сами излучают.

3. ***Закон смещения Вина*** устанавливает, что длина волны, несущей максимум энергии, с увеличением температуры излучающего тела смещается в сторону коротких волн, а произведение длины волны, несущей максимум энергии, на абсолютную температуру излучающего тела есть величина постоянная.

На основании законов Стефана-Больцмана и Вина можно вычислить температуру излучающей поверхности Солнца. Она примерно равна 6000° абсолютной шкалы (эта шкала называется также шкалой Кельвина и обозначается °К).

Интенсивность радиации и инсоляция. Радиацию, приходящую непосредственно от Солнца к земной поверхности или на любой вышележащий уровень в атмосфере, называют прямой солнечной радиацией. О величине этой радиации судят по ее интенсивности. ***Интенсивностью солнечной радиации***, или потоком радиации называется количество лучистой

энергии, которое поступает от Солнца в 1 мин на 1 см^2 поверхности, расположенной перпендикулярно к солнечным лучам. Эта величина обозначается буквой **I** и имеет размерность $\frac{кал}{см^2 мин}$.

Понятно, что единица площади, расположенная перпендикулярно к солнечным лучам, получит наибольшее количество радиации. На единицу горизонтальной площади придется меньшее количество лучистой энергии

$$I' = I \bullet \sin h$$

где h − высота Солнца.

Поток солнечной радиации I' на горизонтальную поверхность называется инсоляцией.

С уменьшением высоты Солнца различие между интенсивностью и инсоляцией увеличивается, и, наоборот, при увеличении высоты Солнца это различие уменьшается. Когда Солнце находится в зените, то I' = I.

Солнечная постоянная. Солнечной постоянной I_0 называется количество лучистой энергии (в калориях), которое поступает от Солнца в 1 мин на 1 см^2 поверхности, расположенной перпендикулярно солнечным лучам на верхней границе атмосферы. Другими словами, солнечная постоянная представляет собой интенсивность солнечной радиации на верхней границе атмосферы.

Величина солнечной постоянной зависит только от излучающей способности Солнца и от расстояния между Землей и Солнцем. За стандартное значение солнечной постоянной по международному соглашению принята величина

$$1{,}98 \frac{кал}{см^2 мин}$$

Поглощение и рассеяние солнечной радиации в атмосфере. При прохождении через атмосферу происходит ослабление солнечной радиации вследствие частичного поглощения и рассеяния ее атмосферными газами и взвешенными в воздухе частицами. Поглощение солнечной радиации земной атмосферой носит селективный (избирательный) характер. Это значит, что лучи одних длин волн в солнечном спектре сильно поглощаются, другие - слабо или совсем не поглощаются. Основными газами, поглощающими солнечную радиацию, являются озон, водяной пар и углекислый газ.

Озон имеет наибольшую и интенсивную полосу поглощения в ультрафиолетовой части спектра (с максимумом = 0,255 мк), а также слабые полосы в видимом и инфракрасном участках солнечного спектра.

Водяной пар обладает очень сложным спектром поглощения, но наиболее сильно поглощает инфракрасную радиацию, излучаемую Землей. Углекислый газ также имеет сложный спектр поглощения. Главные полосы поглощения - на инфракрасном участке спектра.

Ослабление солнечной радиации в атмосфере происходит главным образом вследствие рассеяния. Поток солнечной радиации под действием

молекул воздуха и взвешенных в нем частиц незначительно меняет первоначальное направление. Этот процесс называется ***рассеянием радиации***. Рассеяние происходит во всевозможных направлениях и поэтому ослабляет поток в первоначальном направлении.

Установлено, что если в рассеянии участвуют только молекулы газов, размеры которых меньше длины волны солнечного света, то интенсивность рассеяния коротких волн (синий, голубой цвет в видимом участке спектра) будет значительно больше интенсивности рассеяния длинных волн (красный и оражевый цвета). В случае очень крупных рассеивающих частиц (капли облаков и туманов, частицы дыма, пыли) волны всех длин солнечного спектра рассеиваются в одинаковой степени. Это приводит к тому, что рассеянный свет является таким же белым, как и прямой солнечный свет.

Ослабление солнечной радиации зависит от длины пути, который проходят солнечные лучи в атмосфере, и количества поглощающих и рассеивающих частиц в единице массы атмосферы. Из рис. 2 видно, что наименьшее расстояние А3, проходимое лучами Солнца в атмосфере, бывает при его положении в зените $С_1$. Чем ниже Солнце над горизонтом, тем больший путь солнечных лучей в атмосфере. Когда Солнце находится у горизонта $С_4$ ослабление солнечной радиации максимальное.

Способность атмосферы пропускать солнечную радиацию характеризуются коэффициентом прозрачности $Р_С$, который определяется как отношение интенсивности солнечной радиации, прошедшей через атмосферу при положении Солнца в зените I_1 к ее интенсивности у границы атмосферы I_0, т. е.

$$P_C = \frac{I_1}{I_0}$$

Коэффициент прозрачности колеблется в пределах от 0,5 ч 0,6 до 0,8 ч 0,9.

Прямая и рассеянная радиация, их суточный и годовой ход. Определение прямой солнечной радиации приведено в § 3. Ее суточный ход зависит главным образом от изменения высоты Солнца в течение дня. До восхода Солнца интенсивность прямой солнечной .радиации равна нулю, после восхода, с увеличением высоты Солнца над горизонтом, она сначала быстро, а затем медленнее увеличивается, достигая максимума в местный полдень.

При неизменной прозрачности кривая суточного хода должна быть симметрична относительно местного полудня. Но прозрачность воздуха в течение дня не остается постоянной, так как количество водяного пара, пыли и других примесей изменяется. Поэтому суточный ход интенсивности прямой солнечной радиации не бывает полностью симметричным относительно полудня.

Годовой ход прямой солнечной радиации характеризуется изменением среднемесячных полуденных величин ее интенсивности. Наиболее резко

он выражен на полюсах, где в зимнее полугодие солнечная радиация отсутствует, а к моменту летнего солнцестоя достигает значения

$$1{,}30\frac{кал}{см^2 / мин}$$

На экваторе амплитуда годового хода прямой солнечной радиации наименьшая. Интенсивность прямой солнечной радиации в средних широтах значительно меняется.

Наименьшие величины радиации приходятся на декабрь, а наибольшие - на весенние месяцы. Это объясняется тем, что в летние месяцы прозрачность атмосферы уменьшается.

Рассеянная радиация поступает на земную поверхность со всего небесного свода и измеряется количеством калорий, которое получает $1см^z$ горизонтальной поверхности в 1 мин. Ее интенсивность зависит от высоты Солнца, прозрачности атмосферы и наличия облачности. При безоблачном небе рассеянная радиация составляет около 10% от инсоляции, а при наличии облачности в 3 - 4 раза больше. При уменьшении прозрачности атмосферы, даже в безоблачную погоду, и уменьшении прямой солнечной радиации интенсивность рассеянной радиации возрастает. С увеличением высоты Солнца интенсивность рассеянной радиации также увеличивается, но ее доля в суммарной радиации уменьшается. Последнее объясняется тем, что в безоблачную или малооблачную погоду интенсивность прямой солнечной радиации растет быстрее, чем рассеянной с увеличением высоты Солнца над горизонтом. Рассеянная радиация увеличивается при наличии снежного покрова. Большое значение имеет рассеянная радиация в Арктике и Антарктиде летом при наличии тонких облаков и снежного покрова.

Максимум рассеянной радиации приходится на летние, а минимум на зимние месяцы года.

Рассеянная радиация обусловливает голубой цвет неба, дает освещение в затененных местах при отсутствии облачности и дневную освещенность при наличии сплошной облачности.

Радиационный и тепловой баланс системы Земля - атмосфера. Земная поверхность, атмосфера Земли и система Земля - атмосфера находятся в состоянии теплового равновесия. Наиболее четко это видно при рассмотрении многолетних периодов. Изменения средних температур от одного такого периода к другому незаметны или практически отсутствуют. Это значит, что приток и отдача тепла за относительно длительный период времени равны или почти равны.

Рассмотрим коротко процессы, связанные с поглощением и отдачей тепла в атмосфере, на земной поверхности и в системе Земля - атмосфера, приводящие к равновесию радиационного и теплового баланса.

Примем солнечную радиацию, поступающую на верхнюю границу атмосферы, за 100 ед. Из этого количества 35 ед. в виде коротковолновой радиации снова уходит в мировое пространство: 23 отражается облаками, 4 - земной поверхностью, 8 - в виде рассеянной радиации; 20 - поглоща-

ется атмосферой, 45 - земной поверхностью (из них 25 - в виде прямой и 20 - рассеянной радиации).

§ 4. Тепловое воздействие подстилающей поверхности на прилегающие слои воздуха

Нагревание и охлаждение почвы и водоемов. Нагрев и охлаждение почвы и водоемов зависит от их теплового баланса, т. е. от соотношения количества поглощаемого и расходуемого тепла.

В летнее время в дневные часы приток тепла к поверхности земли (поверхности почвы или верхних слоев водоемов) превышает количество излучаемой ею тепловой энергии, и поэтому происходит нагревание земной поверхности. В темное время суток, особенно в зимнее время, наблюдается значительное излучение тепловой энергии поверхностью Земли и происходит ее охлаждение.

Процессы нагревания и охлаждения почвы и водоемов довольно сложны. Они зависят от ряда факторов, без учета которых нельзя понять эти процессы.

Во-первых, не вся солнечная энергия, достигающая поверхности Земли, поглощается ею. Часть ими отражается. Поэтому отражающая способность играет определенную роль в нагревании почвы и водоемов. Во-вторых, значительное влияние на нагрев почвы и водоемов имеет их теплоемкость. Очевидно, чем больше тепла нужно затратить на нагрев единицы вещества, тем медленнее это вещество будет нагреваться - при положительном балансе тепла и охлаждаться - при отрицательном. В-третьих, часть тепла, поглощенная верхним слоем почвы или воды, передается в прилегающие слои воздуха и в нижележащие слои почвы и воды. Поэтому нагрев поверхности почвы или верхнего слоя воды зависит от их теплопроводности и обмена теплом с прилегающими слоями воздуха. В-четвертых, некоторая часть тепловой энергии расходуется на ряд физических, химических и биологических процессов (испарение, растворение солей).

Альбедо, теплоемкость и теплопроводность почвы и воды. ***Альбедо A*** какой-либо поверхности называется отношение количества отраженной радиации к общему количеству радиации, падающей на данную поверхность. Часто альбедо выражают в процентах:

$$A = \frac{отраж.}{падающ.} 100\%$$

Следовательно, альбедо характеризует отражательную способность какого-либо тела и показывает, какая часть падающей энергии отражается от нее.

Альбедо различных поверхностей значительно отличаются друг от друга, но практически всегда меньше 100%. Альбедо поверхности почвы изменяется в пределах от 5% (чернозем) до 40% (светлый сухой песок). Для

свежевыпавшего снега оно равно 80 - 90%, а для давно лежащего - около 50%. Альбедо водной поверхности зависит от высоты Солнца и от состояния водной поверхности. При гладкой водной поверхности и малой высоте Солнца альбедо для прямой солнечной радиации может достигать 70%, а при больших высотах Солнца составлять всего несколько процентов. При большой высоте Солнца радиация проникает в глубь водоема и переходит в тепло. В среднем альбедо поверхности Мирового океана равно 5 - 20%. Альбедо верхней поверхности облаков в среднем равно 50 - 60%.

Альбедо системы Земля - атмосфера равно 35%. Следовательно, для равновесия радиационного баланса на верхней границе атмосферы необходимо, чтобы через нее в мировое пространство уходило еще 65 ед. энергии. Это происходит за счет длинноволновой радиации атмосферы и земной поверхности. Атмосфера соответственно своим температурным условиям излучает 157 ед. энергии, из них 102 направлены к земной поверхности и поглощаются ею, а 55 ед. уходят в мировое пространство. В свою очередь атмосфера поглощает 20 ед. прямой солнечной радиации, 107 - длинноволновой радиации Земли, 23 - за счет тепла, выделяемого при конденсации водяного пара, и 7 - вследствие теплообмена с земной поверхностью, т. е. 20 + 107 + 23 + 7 = 157 ед. энергии - столько же, сколько излучает.

Земная поверхность получает 25 ед. прямой, 20 рассеянной солнечной радиации и 102 ед. встречного длинноволнового излучения атмосферы - всего 147 ед. В то же время земная поверхность теряет 117 ед. в виде длинноволнового излучения, 23 - на испарение и 7 - вследствие теплообмена с атмосферой, т. е. 117 + 23 + 7 = 147 ед. Расход равен приходу. Из 147 ед. энергии, теряемой земной поверхностью, 10 в виде длинноволновой радиации уходят в мировое пространство.

И, наконец, приход тепла на верхнюю границу атмосферы от Солнца в виде коротковолновой радиации составляет 100 ед., а расход состоит из отраженной радиации от облаков Земли и растений 35 ед., излучения длинноволновой радиации атмосферы в мировое пространство - 55 ед., длинноволновой радиации земной поверхности - 10 ед, т. е. те же 100 ед. энергии.

Теплоемкостью называется количество тепла в калориях, необходимое на нагревание 1 г (удельная теплоемкость) или 1 $см^3$ (объемная теплоемкость) вещества на 1°С.

Теплопроводностью называется количество тепла, проходящее в 1 сек времени через 1 $см^3$ вещества при разности температуры двух стенок в 1^0С.

Вода обладает большей теплоемкостью и теплопроводностью. Нагрев и охлаждение водоемов происходит более медленно, чем почвы. В больших водоемах перенос тепла с водной поверхности вглубь осуществляется путем турбулентного обмена, т. е. в переносе тепла участвуют не отдельные молекулы, а значительно большие по размерам частицы воды, и распро-

странение тепла происходит глубже и быстрее, чем в почве. В океанах и морях некоторую роль в перемешивании слоев и связанной с ними передаче тепла играет также испарение. При значительном испарении верхний слой воды становится более соленым и плотным и вследствие этого вода опускается с поверхности на глубину. Солнечная радиация также проникает глубже в воду, чем в почву. Передаваемое вглубь с верхних слоев водной поверхности тепло уменьшает нагрев верхнего слоя воды; но в ночные часы, когда происходит охлаждение, тепло с глубины передается частично вверх и уменьшает охлаждение поверхностного слоя воды.

Суточный и годовой ход температуры поверхности океана. Большая теплоемкость воды и значительное распространение тепла в глубь водоемов обусловливают медленное нагревание и охлаждение поверхности воды. Вследствие этого изменения температуры поверхностного слоя воды значительно меньше, чем поверхности почвы, особенно в больших водоемах. В южных морях СССР суточная амплитуда температуры поверхности воды составляет 1 - 2°, а на поверхности больших озер 2 - 5°. В океанах суточные изменения температуры поверхностного слоя воды в умеренных широтах равны примерно 0,1 - 0,2°, а в тропиках - около 0,5°. Максимум температуры в океанах наблюдается в 15 - 16 ч, минимум - через 2 - 3 ч после восхода Солнца.

Годовые колебания температуры на поверхности воды значительно превышают суточные. В тропиках они порядка 2 - 3°, под 40° с. ш. - около 10°, а под 40° ю. ш. - около 5°.

На внутренних морях и глубоководных озерах годовые колебания температуры на поверхности воды достигают 20° и более. В годовом ходе температуры поверхности воды в северном полушарии максимум наступает в августе, минимум - в феврале - марте.

Передача тепла с водной поверхности в прилегающие слои воздуха. На температурный режим нижних слоев воздуха прямая солнечная радиация оказывает незначительное влияние, так как поглощение этой радиации нижними слоями воздуха очень мало. Основным источником нагревания для нижних слоев воздуха является подстилающая поверхность - почва или поверхностный слой воды. Особенно резко это выражено над сушей. Над водной поверхностью, где в воздухе имеется значительное количество водяных паров, некоторую роль играет поглощение прямой солнечной радиации водяными парами. Передача тепла от подстилающей поверхности в воздух осуществляется путем молекулярной теплопроводности и лучеиспускания (излучения), тепловой конвекцией и турбулентным переносом.

Излучение тепла с водной поверхности. Почва и водные поверхности излучают длинноволновую радиацию, которая в основном поглощается нижними слоями воздуха. В свою очередь прилегающие непосредственно к поверхности слои воздуха передают тепло соседним, вышележащим слоям, и таким образом происходит нагревание более высоких слоев воз-

духа. В дневные часы летом преобладает излучение с подстилающей поверхности в воздух, в ночные - радиационный поток направлен от вышележащих слоев воздуха вниз к подстилающей поверхности.

Роль излучения с поверхности почвы или воды в нагревании воздуха незначительна по сравнению с другими способами передачи тепла. Но над сушей этот процесс выражен более резко. Это объясняется тем, что из всего количества поглощенной поверхностью почвы радиации около 43% идет на нагревание воздуха и 57% уходит в глубь почвы. В то же время из 100% поглощенной верхним слоем воды радиации лишь около 0,5% идет на нагревание воздуха, а 99,5% уходит в глубь воды.

Молекулярный перенос тепла имеет малое значение в нагревании нижних слоев воздуха. Выше уже отмечалось, что воздух обладает плохой теплопроводностью. Таким путем нагревается лишь самый нижний слой воздуха, имеющий толщину всего несколько сантиметров.

Конвективный теплообмен. ***Конвекцией*** называется перенос отдельных объемов воздуха по вертикальному направлению. Чаще всего рассматривают тепловую конвекцию, причиной возникновения которой является перегрев нижних слоев воздуха. Над морями и океанами конвекция возможна, когда водная поверхность оказывается теплее прилегающих слоев воздуха, что наблюдается в холодное время года и в ночные часы. При конвекции более теплые слои воздуха поднимаются вверх, уступая место опускающемуся более холодному воздуху. Конвекция может охватить значительные слои атмосферы и поэтому является эффективным способом передачи тепла от водной поверхности в нижние слои атмосферы.

Турбулентный теплообмен. ***Турбулентностью*** называется беспорядочное движение отдельных небольших струй воздуха внутри общего воздушного течения. При этом одни частички воздуха могут подниматься вверх, другие опускаться вниз. В результате этого происходит теплообмен в вертикальном направлении. Турбулентность развивается и усиливается с увеличением скорости ветра.

Роль различных видов теплообмена. Индивидуальные и локальные изменения температуры. Турбулентный и конвективный теплообмен являются основными формами передачи тепла от более нагретых слоев воздуха к менее нагретым. Подсчеты показывают, что поток, обусловленный теплообменом (конвекция, турбулентность), почти в $5x10^5$ раз больше потока, обусловленного молекулярной тепловодностью, и в 125 раз больше потока, обусловленного лучеиспусканием.

Следует помнить также о переносе тепла в скрытом виде вместе с водяным паром, поступающим в атмосферу вследствие испарения. При конденсации водяного пара эта скрытая теплота освобождается и идет на нагревание воздуха.

При рассмотрении процесса передачи тепла от подстилающей поверхности в прилегающие слои воздуха речь шла об изменении температуры в определенном количестве воздуха. Такие изменения температуры называются ***индивидуальными.*** Следовательно, под индивидуальными измене-

ниями температуры понимают изменения именно внутри определенного объема воздуха. Но можно рассматривать не только индивидуальные изменения температуры (или другого элемента), но и изменения температуры в данной точке внутри атмосферы, например, на определенной метеорологической станции, на неподвижном судне в океане, на море и т. д. Очевидно, что температура воздуха в такой точке изменяется не только в силу рассмотренных выше индивидуальных изменений теплового состояния воздуха, но и вследствие непрерывной смены воздуха в данном месте, т. е. вследствие прихода из других районов воздуха, имеющего другую температуру. Изменения температуры, связанные с горизонтальным переносом воздушных масс, называют ***адвективными.*** Если в данное место приходит воздух с более высокой температурой, то говорят об адвекции тепла, если с более низкой - об адвекции холода.

Суммарное изменение температуры в зафиксированной географической точке, являющееся результатом индивидуального и адвективного изменений температуры воздуха, называют ***локальным (местным) изменением.*** Именно такие (локальные) изменения фиксирует термометр, помещенный в неподвижной психрометрической будке на земле.

Термометр, установленный на аэростате, который перемещается совместно с одной и той же воздушной массой, показывает индивидуальные изменения температуры в этой массе,

§ 5. Тепловой режим тропосферы

Адиабатические процессы изменения температуры сухого или ненасыщенного воздуха при вертикальных движениях. ***Адиабатическими процессами*** называются такие процессы, когда изменение температуры внутри некоторого объема воздуха происходит без обмена тепла с внешней средой. При адиабатических процессах энергия газа или его температура меняются не за счет притока или отдачи тепла, а за счет работы расширения или сжатия.

Строго говоря, чисто адиабатические процессы в атмосфере не наблюдаются. Однако при относительно быстрых вертикальных перемещениях отдельных объемов воздуха обмен теплом с внешней средой незначителен, и поэтому будем рассматривать такие процессы, как адиабатические.

Адиабатический процесс, протекающий в сухом или во влажном ненасыщенном воздухе, называется ***сухоадиабатическим процессом.***

Выделим некоторый объем сухого (или ненасыщенного) воздуха, который поднимается в атмосфере. При подъеме воздух попадает под все меньшее давление и расширяется, т. е. выполняет некоторую работу. При отсутствии притока тепла извне работа расширения производится за счет внутренней энергии данного объема воздуха, что приводит к понижению его температуры.

При опускании воздух попадает под все большее давление и сжимается

за счет работы внешних сил. Совершаемая при этом работа сил давления переходит в тепловую энергию, благодаря чему опускающийся воздух нагревается.

Следует помнить, что при адиабатических процессах рассматривается индивидуальное изменение температуры частицы или некоторого объема воздуха.

Понятие о сухоадиабатическом градиенте температуры. При адиабатических процессах в вертикально перемещающейся единице объема (1 $см^3$ или 1 $м^3$) сухого (или влажного, но ненасыщенного) воздуха мерой его охлаждения или нагревания служит сухоадиабатический градиент.

Сухоадиабатическим градиентом г называется индивидуальное изменение температуры единицы объема сухого или влажного, ненасыщенного водяным паром воздуха при адиабатическом поднятии или опускании его на каждые 100 м высоты.

Величина сухоадиабатического градиента

$$\gamma = -0{,}98\ град/100\ м \ -1\ град/100\ м$$

Знак минус показывает, что температура с высотой понижается. Следовательно, при адиабатическом подъеме сухого или ненасыщенного воздуха его температура на каждые 100 м подъема понижается на 1°, а при адиабатическом опускании на каждые 100 м возрастает на 1°.

Изменение температуры воздуха с высотой. Характерное для тропосферы понижение температуры воздуха с высотой в среднем на 6 - 7° на 1 км высоты (см. § 2) обусловливается главным образом постоянным перемещением воздуха по вертикали в этом слое атмосферы.

Мы только что установили, что при адиабатическом подъеме ненасыщенного воздуха его температура понижается примерно на 1° на 100 м (10° на 1 км) высоты. Несколько ранее (см. § 4) было сказано, что при конденсации водяного пара освобождается скрытая теплота испарения, идущая на нагревание воздуха. Поэтому если поднимающийся воздух насыщен водяными парами и в нем происходит конденсация, его температура при подъеме будет понижаться значительно меньше чем на 1° на 100 м. Сочетание двух этих процессов (адиабатического охлаждения и нагревания при конденсации) и последующее перемешивание объемов воздуха с различной степенью охлаждения и приводит к тому, что в тропосфере в среднем устанавливается понижение температуры с высотой на 6 - 7° на 1 км.

В самом нижнем слое тропосферы, примерно до высоты 2 км, существенное влияние на распределение температуры воздуха по высоте имеют радиационные процессы, нагревание и охлаждение воздуха от подстилающей поверхности. Очевидно, что летом в дневные часы, особенно над сушей, когда нижние слои воздуха успевают значительно прогреться, а верхние остаются не прогретыми или прогретыми на значительно меньшую величину, различие в температуре приземных и вышележащих слоев воздуха увеличивается и в слое до 2 - 3 км может составлять 8 - 10° на 1 км высоты. В вечерние часы вслед за выхолаживанием земной поверх-

ности происходит охлаждение прилегающих слоев воздуха. Различие в температуре между вышележащими и нижележащими слоями воздуха уменьшается и в нижних слоях атмосферы может составлять всего 2 - 3° на 1 км высоты. Следовательно, скорость понижения температуры воздуха с высотой в тропосфере, особенно в ее нижних слоях, не всегда одинакова. Однако в некоторых слоях воздуха может наблюдаться постоянство или даже рост температуры с высотой. Однако падение температуры с высотой в тропосфере преобладает и поэтому такой ход температуры называют нормальным.

Инверсии и изотермии. Слой воздуха, в котором температура с высотой не изменяется, называется слоем ***изотермии***. Слой воздуха, в котором температура с высотой растет, называется слоем ***инверсии***. Инверсии и изотермии являются отклонениями от нормального хода температуры в тропосфере.

Инверсию можно характеризовать высотой, на которой она наблюдается, толщиной слоя, в котором происходит рост температуры с высотой, и разностью (скачком) температур на верхней и нижней границах инверсионного слоя. По уровню расположения различают инверсии приземные и инверсии свободной атмосферы (рис. 3).

а - приземная инверсия;
б - приземная изотермия;
в - инверсия в свободной атмосфере.

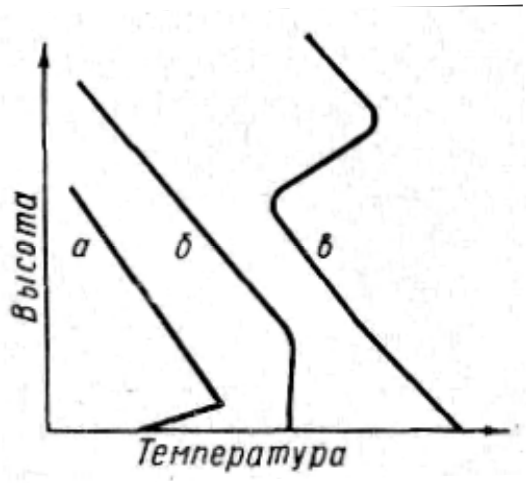


Рис. 3. Типы распределения температуры с высотой

Приземные инверсии (рис. 3, линия а) начинаются от поверхности Земли, где в данном слое наблюдается наиболее низкая температура. С высотой температура увеличивается и на некоторой высоте - верхней границе инверсии - она достигает максимального значения. Выше слоя инверсии обычно наблюдается падение температуры с высотой. Иногда приземные инверсии переходят в изотермию (рис. 3, линия б), и лишь над изотермией начинается падение температуры с высотой.

Наиболее частая причина образования приземной инверсии - выхолаживание самого нижнего слоя воздуха от охлажденной излучением поверхности почвы или снежного покрова. Такой процесс чаще всего наблюдается на материках в безоблачные ночи при очень слабых ветрах и преимущественно в холодную половину года. Такие инверсии называют ***радиационными.*** Мощность (толщина) приземных инверсий несколько де-

сятков и значительно реже - несколько сот метров, а скачок температуры может колебаться от 1 до 10 - 15° и даже более.

С восходом Солнца земная поверхность прогревается, а от нее прогревается и примыкающий слой воздуха. Вследствие этого начинается постепенное разрушение приземной инверсии, тогда как выше этого слоя ход температуры обычно не претерпевает существенных изменений.

В некоторых случаях приземные инверсии в самом нижнем слое разрушаются и рост температуры начинается с высоты нескольких десятков метров. В таких случаях говорят, что наблюдается приподнятая инверсия.

Приземные инверсии образуются, например, при движении относительно теплого воздуха над холодной поверхностью почвы (зимой) или над холодным морским течением (летом). Такие приземные инверсии по происхождению называются ***адвективными***. Основное отличие инверсий адвективного происхождения от радиационного заключается в росте относительной влажности с высотой в теплом воздухе, тогда как в радиационных относительная влажность с высотой быстро уменьшается.

Инверсия в свободной атмосфере (рис. 3, линия в) может наблюдаться на любом уровне в тропосфере. Но наиболее часто нижний уровень таких инверсий расположен на высотах менее 2 км.

Вертикальный температурный градиент. Из вышеизложенного ясно, что температура воздуха с высотой может уменьшаться с различной скоростью, оставаться постоянной или даже расти. Изменение температуры воздуха с высотой характеризуют значением и знаком вертикального температурного градиента, который обоз-начают греческой буквой **г** (гамма).

Вертикальным температурным градиентом называется величина изменения температуры на каждые 100 м высоты:

$$Т = - Д\ град/100\ м.$$

При падении температуры с высотой вертикальный температурный градиент положительный, в инверсиях - отрицательный, а при изотермии равен нулю.

Вертикальный градиент температуры в разных слоях атмосферы может иметь различные значения. Средняя величина его в тропосфере принимается г= - 0,6°/100 *м*. При этом в нижней части тропосферы (до 4 км) он ближе к 0,5°/100 м, а в полярных областях и зимой в умеренных широтах даже уменьшается до 0,1 - 0,4°/100 *м*. В верхней части тропосферы возрастает до 0,7 - 0,8°/100 *м*. Летом в дневные часы на континентах до высоты 1,5 - 2 км вертикальный температурный градиент достигает значения 1^0/100 *м*.

§ 6. Температура воздуха у поверхности Земли

Температура воздуха и ее измерения. Температура - это характеристика теплового состояния тела. Температура воздуха - один из важнейших метеорологических элементов. Под температурой воздуха обычно понимают ту температуру, которая измеряется термометрами, расположенными в

специальных метеорологических будках, на высоте 2 м от земной поверхности.

Для измерения температуры воздуха в метеорологии принята международная стоградусная шкала (шкала Цельсия). Нуль градусов по этой шкале соответствует температуре таяния льда при нормальном атмосферном давлении, а 100° - температуре кипения воды также при нормальном давлении. 1/100 расстояния между этими точками на шкале термометра называется градусом Цельсия (°С).

Помимо температурной шкалы Цельсия, в ряде стран (например, в Англии, США) применяется шкала Фаренгейта. По этой шкале точка таяния льда обозначена 32°, а точка кипения воды 212°. Промежуток между этими точками разбит на 180 равных частей. 1/180 расстояния носит название 1°F.

Для перевода температуры из одной шкалы в другую можно пользоваться следующими формулами:

$$t^0C = \frac{5}{9}(t^0F - 32) \qquad t^0F = \frac{5}{9}t^0C + 32$$

Таким образом, градус Фаренгейта почти вдвое меньше градуса Цельсия и нули у этих шкал не совпадают. Нуль по шкале Фаренгейта соответствует температуре - 17,8° по шкале Цельсия.

Для расчетов в метеорологии часто используется абсолютная температурная шкала, или шкала Кельвина (Т°К), в которой температура отсчитывается от абсолютного нуля. Абсолютный нуль - это предельно низкая температура, при которой прекращается тепловое движение молекул. При абсолютном нуле все вещества, за исключением гелия, находятся в твердом кристаллическом состоянии. Абсолютный нуль лежит на 273,16° ниже нуля по шкале Цельсия. В практической работе обычно за 0°С принимается 273°К.

Приборы для измерения температуры воздуха. Измерение температуры воздуха производится жидкостными, деформационными и электрическими термометрами.

Термометры с жидкостью представляют собой небольшие резервуары, к которым припаивается стеклянная трубка с тонким капиллярным каналом. Резервуар и часть капилляра заполнены жидкостью (ртуть, спирт). Верхний конец трубки запаян.

При повышении или понижении температуры воздуха и термометра столбик жидкости в капилляре повышается или понижается, так как коэффициент расширения жидкости больше коэффициента расширения стекла. Изменение положения конца столбика жидкости отсчитывается по шкале термометра.

Деформационные термометры основаны на свойствах твердых тел деформироваться при изменении температуры. Они применяются в термографах и радиозондах.

Электрические термометры основаны на принципе изменения элек-

тропроводимости при изменении температуры. Чаще всего они используются в дистанционных метеорологических станциях.

Жидкостные термометры по своему назначению делятся на срочные, максимальные и минимальные. Причем для срочных наблюдений и для измерения максимальной температуры применяются ртутные термометры, а для минимальной температуры - спиртовые. Последние используются также при срочных наблюдениях, когда температура воздуха ниже -40° (ниже точки замерзания ртути).

Срочным термометром измеряют фактическую температуру воздуха. Этот термометр называют также психрометрическим, так как его используют в качестве «сухого» термометра при определении влажности воздуха психрометром.

Жидкостные термометры на суше устанавливают в метеорологических (психрометрических) будках, причем психрометрические термометры (сухой и смоченный) - в вертикальном, а минимальный и максимальный - в горизонтальном положении.

На судах для измерения температуры воздуха используется жидкостной метеорологический термометр, помещенный в конусовидную оправу (рис. 4). Конусовидная защита предназначена для предохранения термометра от воздействия солнечных лучей и других источников тепла, а также от атмосферных осадков. Эта защита позволяет получать на судне истинную температуру воздуха без существенных погрешностей.

Сверху термометр закрывается крышкой с дужкой, служащей одновременно и для подвешивания термометра к кронштейну.

На судне необходимо иметь всегда два термометра с конусовидными защитами - по бортам на мостике. Это позволяет производить наблюдения за температурой при любом направлении ветра, строго соблюдая основное требование – измерять температуру воздуха только с наветренного борта.

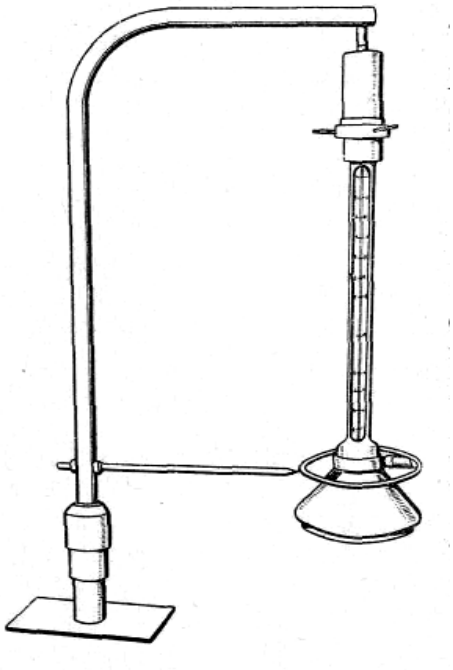


Рис. 4. Термометр в конусовидной оправе на кронштейне.

Измерение температуры воздуха на судне производится также с помощью аспирационного психрометра, краткое описание которого и работа с ним приведены в § 9.

Устройство и порядок наблюдений за температурой воздуха при помощи судовой дистанционной станции (СДС) подробно изложены в «Наставлении гидрометеорологическим станциям и постам». Вып. 9. Ч. III.

Для непрерывной записи измерений температуры воздуха предназначен термограф. Изменения изгиба биметаллической пластинки из металлов с различным коэффициентом теплового расширения передаются с помощью рычагов стрелке со специальным пером на конце. Перо скользит по бумажной ленте, плотно обтягивающей барабан с часовым механизмом. Устанавливается термограф обычно в метеорологической будке.

Производство наблюдений за температурой воздуха на судах. Измерение температуры воздуха производится в точно установленные сроки по видной оправе на кронштейне тому термометру, который находится на наветренном борту судна.

Отсчет по термометру производится с точностью до 0°,1; сначала отсчитываются десятые доли градусов, а затем целые градусы.

Необходимо помнить, что при отсчетах:

глаз должен занимать такое положение, чтобы луч зрения был перпендикулярен шкале в точке отсчета;

нельзя касаться руками защитных конусов и резервуаров термометров;

заслонять своим телом термометр от ветра;

держать голову слишком близко к термометру во избежание нагрева его дыханием.

В отсчеты термометра вводится поправка, взятая из поверочного свидетельства (аттестата), придаваемого к каждому термометру.

При введении поправки необходимо учитывать знак отсчета температуры и поправки. Например, отсчет по термометру 12,1°, поправка +0,1° - исправленная величина $12,1^0+0,1^0=12,2°$; отсчет - 0,3°, поправка - 0,2° - исправленная величина - 0,3°+ (-0,2°) = - 0,5°; отсчет 11,2°, поправка - 0,3° - исправленная величина $11,2^0+(-0,3^0) = 10,9°$; отсчет $-3,1^0$, поправка +0,2° - исправленная величина -3,1°+0,2°= -2,9° и т. д.

Суточный и годовой ход температуры воздуха зависит от притока солнечного тепла и характера подстилающей поверхности.

Из непосредственных наблюдений известно, что над сушей минимум температуры наступает незадолго до восхода Солнца, а над океаном - через 2 ч 3 ч после восхода. С восходом Солнца быстро повышается температура земной поверхности и путем турбулентного обмена и излучения тепла от земной поверхности передается воздуху.

Максимум температуры воздуха обычно наступает над сушей в 14 ч 15 ч, а над океаном в 15 ч 16 ч. После этого температура вновь начинает понижаться, сначала медленно, а затем (с 17 ч) до захода Солнца - быстро; после захода Солнца, в течение ночи снова наступает медленное понижение.

Суточный ход температуры достаточно правильно проявляется лишь в условиях устойчивой ясной погоды. В отдельные дни и периоды суточный ход нарушается. Например, максимум температуры может оказаться в ночные часы, а минимум - в дневные и т. п. Эти нарушения связаны с циркуляционными процессами в атмосфере, которые приводят к смене воздушных масс с другими температурами над данным районом, изменению радиационных условий и т. д.

Величина суточной амплитуды температуры воздуха зависит от многих причин: характера и состояния подстилающей поверхности, наличия облачности, рельефа и широты местности, времени года. В первую очередь она зависит от величины амплитуды температуры подстилающей поверхности. Амплитуда суточного хода температуры воздуха над океанами значительно меньше, чем над сушей. В среднем она составляет над океанами 1,0 - 1,5°, в то же время на тех же широтах на суше - в 10 - 12 раз больше, чем над океаном.

Суточная амплитуда температуры воздуха тесно связана с облачностью: с увеличением последней она уменьшается.

Максимальные суточные амплитуды температуры воздуха над континентами приходятся на широты 20 - 40°; с увеличением широты уменьшаются, так как убывает полуденная высота Солнца над горизонтом. Так, в среднем при изменении широты от 30 до 80° амплитуда суточного хода температуры воздуха уменьшается от 15 - 20° до 2 - 5°.

Величина амплитуды зависит и от времени года. Так, в умеренных широтах летом она в 3 - 4 раза больше, чем зимой.

Годовой ход температуры воздуха общеизвестен: зимой холодно, летом тепло. Однако в тропиках, где лето совпадает с сезоном дождей, летние температуры могут оказаться ниже зимних (сухой сезон).

Разность между средними месячными температурами самого теплого и самого холодного месяцев называется ***годовой амплитудой температуры воздуха***.

Годовая амплитуда температуры воздуха увеличивается с географической широтой. Причем годовые амплитуды над сушей значительно больше, чем над океаном. Так, над океаном в тропической зоне они составляют 2 - 3°, в умеренных широтах 3 - 15°, над континентами даже в тропической зоне 15 - 20°, а в более высоких широтах до 40 - 50° (в Якутии 60° и более).

Географическое распределение температуры воздуха. Для наглядного изображения географического распределения того или иного метеорологического элемента или его отклонений от какой-либо исходной (заданной) величины строят карты, на которых проводят изолинии, соединяющие равные значения элементов или их отклонений, например от средней многолетней величины или от среднего широтного значения и т. д.

Изолинии, соединяющие точки (пункты) с равной температурой, называются ***изотермами.*** На картах мелкого масштаба их проводят обычно для значений температур через 5°, иногда через 4°, а в местах, где требуется

уточнение - через 1°, 2° или 2,5°.

Изолинии равных отклонений средней температуры данного места от средней температуры параллели этого места вокруг всего земного шара, т. е. от средней температуры данной широты, называются ***изаномалами*** (линия равных аномалий). Так же называют и отклонения среднемесячной температуры данного года от средней многолетней, но в этом значении они обычно применяются при характеристике температурных условий прошедшего месяца (или сезона) в обзорах погоды.

Карты изотерм наглядно показывают географическое распределение температур, влияние широты места, материков и океанов, теплых и холодных морских течений. Однако на материках температуры могут быть значительно искажены тем, что они измеряются на различных высотах над уровнем моря, а с высотой температура, как известно, в среднем понижается на 0,6° на каждые 100 м высоты. Поэтому на карты изотерм обычно наносят температуры, приведенные к уровню моря путем прибавления к измеренной температуре 0,6° на каждые 100 м высоты станции.

Хорошо известно, что температура воздуха понижается от экваториальной зоны к полюсам во все времена года. При этом экваториальная зона высоких температур с севера и юга ограничивается замкнутыми вокруг земного шара изотермами 25°. Однако положение этих изотерм, очагов более высоких температур внутри экваториальной зоны, быстрота понижения температур от экваториальной зоны к полюсам зависят от времени года.

При сопоставлении карт за январь (рис. 5а) и июль (рис. 56) легко заметить, что экваториальная зона высоких температур, ограничиваемая изотермой 25°, большей своей частью распространяется в летнее полушарие (летним полушарием считается с апреля по сентябрь - северное полушарие, а с октября по март - южное), причем в южном полушарии - в январе до субтропиков, а в северном - в июле до умеренных широт.

Внутри этой зоны над материками летом для данного полушария возникают очаги более высоких температур, (до 30 - 40°), а над холодными океаническими течениями изотермы 25° изгибаются в сторону экватора, образуя как бы языки холода над западными акваториями Атлантического и Тихого океанов. Круглый год эти «языки» сохраняются над Бенгуэльским течением (у берегов Южной Африки) и над Перуанским (у берегов Южной Америки). Летом (июль) в северном полушарии они появляются над Канарским и Калифорнийским течениями.

Общее понижение температуры от экваториальной зоны к полюсам более значительно в зимнем полушарии.

Если в умеренных широтах южного полушария, где суша почти отсутствует, изотермы как летом, так и зимой проходят почти строго в широтном направлении, в умеренных и высоких широтах северного полушария они не совпадают с широтными кругами, образуя зимой выпуклости в сторону полюса над океанами и прогибы в сторону экватора над материками. Летом, наоборот, над океанами они прогибаются к экватору, а над

континентами приподнимаются в сторону полюса. В январе эти прогибы и выпуклости выражены более отчетливо. Это указывает на то, что летнее прогревание материков менее интенсивно, чем зимнее охлаждение.

Особо следует отметить резко выраженный в январе язык тепла над Атлантическим океаном, связанный течением Гольфстрим, и замкнутый очаг холода над северо-востоком Азии (в Якутии) с температурами в центре до -45° и ниже.

В среднем за год в умеренных широтах материки оказываются холоднее океанов, а в тропических широтах - теплее.

Самая теплая параллель, определяемая по среднеширотной температуре, называется ***термическим экватором.***

Среднеширотную температуру легко получить, определив по карте изотерм значения температур в ряде точек, равномерно распределенных на той или иной параллели, и вычислив из них среднюю величину.

Такие вычисления показали, что термический экватор в январе лежит на параллели 5° ю. ш., а в июле - на 20° с. ш. В среднем за год самые высокие температуры приходятся на 10° с. ш. Таким образом, в среднем термический экватор не совпадает с географическим и смещен от него в северное полушарие.

Как термический экватор не совпадает с географическим, так и области самых низких температур - полюса холода, не совпадают с географическими полюсами.

В северном полушарии два полюса холода: якутский и гренландский. В якутском (Верхоянск, Оймякон) средние температуры января на уровне местности до -50° и ниже; в отдельные дни температура бывает близка к -70°. Этот полюс холода только зимний. Летом здесь также тепло, как на соответствующих широтах в Европе.

Грендландский полюс холода постоянный. Средние температуры января (на уровне местности) здесь до -55°, а минимальные приближаются к якутским. Но и средние температуры июля в центре Гренландии, в отличие от Якутия, не повышаются выше - 15°.

В южном полушарии полюс холода (постоянно существующий как зимой, так и летом) находится в Антарктиде - в районе, смещенном от географического примерно на 1000 км к геометрическому центру материка. Здесь даже летом средние температуры до -35°, а минимальные до -88°.

Влияние температуры воздуха на мореплавание. Температура воздуха оказывает неравнозначное действие на деятельность флота. Так, обычно температуры в пределах 16 -ч22° считаются благоприятными для плавания. Высокая температура при большой влажности (часто наблюдающееся сочетание в тропиках) затрудняет работу всего экипажа судна, особенно несение вахты в машинных отделениях. Однако и низкие температуры оказывают неблагоприятные воздействия на работу флота.

Образование льда в умеренной зоне и в переходное время года - осенью и весной, а в северных морях и летом приводит к ограничению, а иногда и прекращению плавания судов. Плавание в ненастную погоду

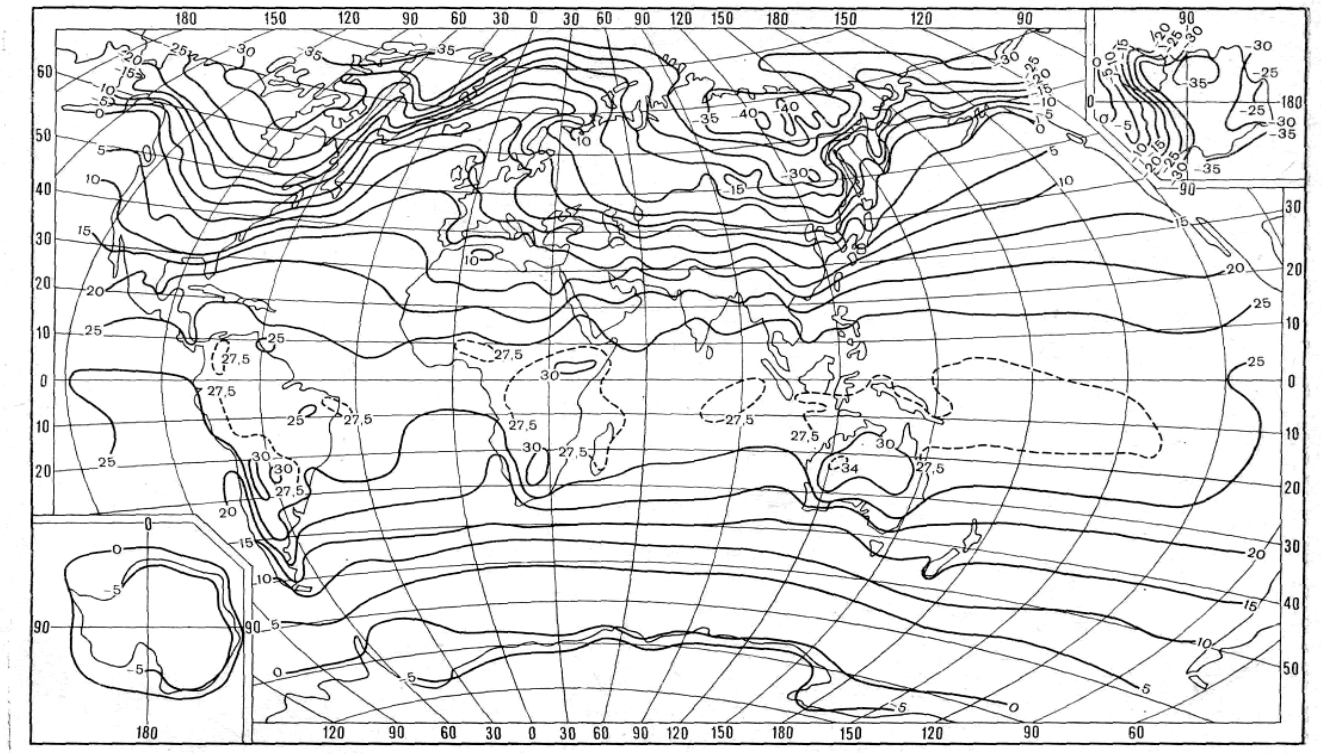


Рис. 5а. Среднее многолетнее распределение температуры воздуха на уровне моря в январе.

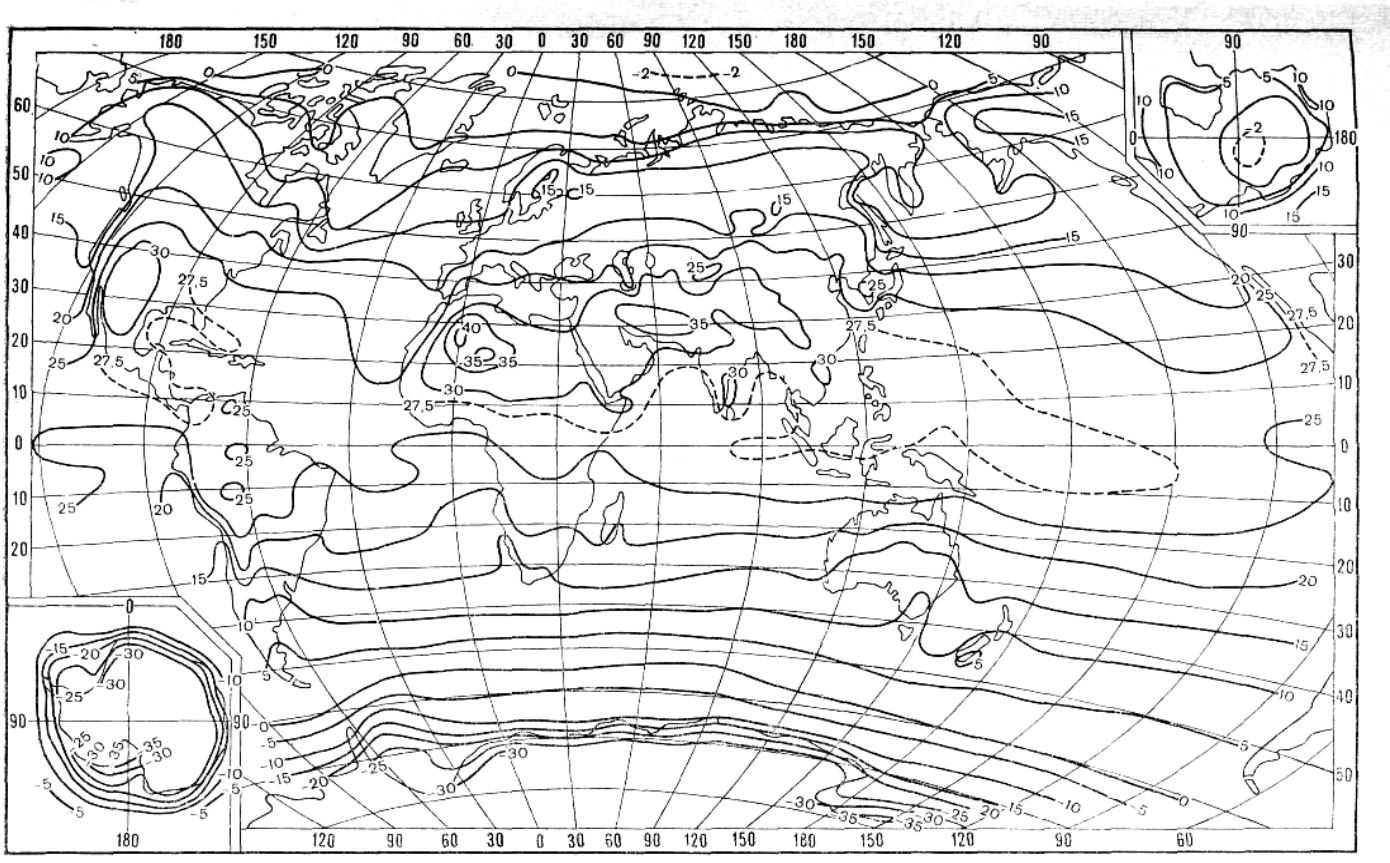


Рис. 5б. Среднее многолетнее распределение температуры воздуха на уровне моря в июле.

при отрицательной температуре опасно из-за обледенения.

Обледенение - нарастание льда на палубе, фальшборте, надстройках, рангоуте, механизмах и других частях судна - нередко приводит к потере остойчивости и опрокидыванию судна. Этот процесс наиболее характерен для осенне-зимнего периода, когда холодные массы воздуха с материка поступают на море. Происходит резкое понижение температуры, которое часто сопровождается сильными и штормовыми ветрами. Интенсивность обледенения зависит от температуры воздуха и поверхностного слоя воды, силы ветра, степени волнения, а также типа судна, его заливаемости и курса по отношению к ветру и волне.

Вот как описывает Н. Буянов («Морской флот», 1968, № 9) случай обледенения крупнотоннажного теплохода «Тулома» водоизмещением 5662 т, длиной 110 м и шириной 14,5 м. «Теплоход следовал во Владивосток с грузом мороженой продукции. Внезапно ветер перешел на северо-западное направление и вскоре достиг 12 баллов. Шел сильный снег. В этот момент расстояние до камчатского берега было 120 миль. Температура воздуха понизилась до -8°, воды +1°. Судно испытывало стремительную, смешанную качку. На его палубу обрушивались потоки воды и брызг. Палуба, механизмы, рангоут, такелаж стали покрываться льдом... Обледенение длилось 14 ч с интенсивностью на разных поверхностях... 2 - 7 см/ч».

Обычно умеренное обледенение судов уже может начаться при понижении температур воздуха до -5, -8°. Нарастание льда обычно происходит очень быстро.

Изменения температуры у поверхности моря и по высоте в тропосфере сказывается на дальности распространения радиоволн, а отсюда - и на дальности обнаружения объектов по РЛС.

Вопросы для повторения

1. Что называется солнечной радиацией?
2. Из каких лучей состоит солнечный спектр?
3. Что такое солнечная постоянная? От чего зависит ее величина?

Глава III.
ВОДА В АТМОСФЕРЕ

§ 7. Испарение воды

Источники поступления водяного пара в атмосферу. Вода в атмосфере может находиться в трех состояниях (фазах): газообразном - в виде невидимого водяного пара, содержание которого характеризует влажность воздуха, жидком - в виде дождя и мелких капелек облаков я туманов, а также твердом - в виде снега, града, кристаллов ледяных облаков и туманов.

Вода в атмосферу поступает в газообразном состоянии в результате испарения с водных поверхностей, влажной почвы, льда и снега, а также в результате транспирации растений[1]. Из газообразного состояния вода при определенных условиях переходит в жидкое или твердое.

Физическая сущность процесса испарения. Основным источником поступления водяного пара в атмосферу является испарение с водных поверхностей, физическая сущность которого состоит в следующем.

Молекулы воды (как и любого другого вещества) находятся в постоянном хаотическом движении. Наиболее быстро движущиеся молекулы воды отрываются от испаряющей поверхности и поступают в атмосферу в виде водяного пара. Одновременно часть молекул водяного пара, находящегося над испаряющей поверхностью, возвращается обратно. Чем больше молекул воды отрывается от испаряющей поверхности и чем меньше их возвращается обратно, тем интенсивнее испарение.

Факторы, определяющие интенсивность испарения. Одним из основных факторов является температура поверхности испаряющей жидкости (воды). С повышением температуры увеличивается скорость молекул и, следовательно, большее их количество будет покидать жидкость, т. е. испарение будет интенсивнее.

По мере увеличения количества водяного пара над испаряемой поверхностью будет увеличиваться и количество молекул, возвращающихся в воду. В результате интенсивность испарения будет уменьшаться. При насыщении воздуха водяными парами испарение вообще прекращается - число молекул, вылетающих из воды и возвращающихся обратно, одинаково.

Степень насыщения воздуха водяными парами в большой степени зависит от скорости ветра: чем больше скорость ветра, тем быстрее испарившаяся влага уносится от испаряющей поверхности и тем меньшее количество молекул возвращается обратно в воду, т. е. тем выше интенсивность испарения.

[1] *Транспирация – физиологический процесс испарения воды растениями. Он регулируется с помощью специальных приспособлений на листьях ~- устьиц, которые могут расширяться и закрываться.*

Влияние величины атмосферного давления на испарение, ввиду его относительно незначительной изменчивости (не более 5%), невелико.

Суточный и годовой ход интенсивности испарения. Поскольку скорость ветра и температура имеют хорошо выраженный суточный и годовой ход, то и интенсивность испарения наибольшего значения достигает днем и летом, наименьшего - ночью и зимой. Кроме того, интенсивность испарения зависит от широты места: в тропиках она выше, чем в умеренных широтах, в 2 - 3 раза

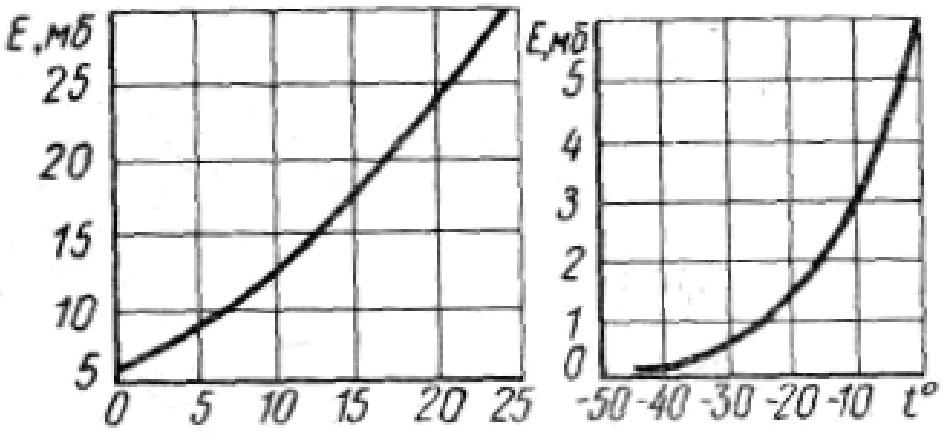


Рис. 6. Упругость насыщения в зависимости от температуры

Упругость водяного пара. Как уже было сказано, одним из основных факторов, влияющих на интенсивность испарения, является содержание водяного пара над испаряющей поверхностью (степень насыщения).

Из закона Дальтона известно, что в смеси газов давление смеси равно сумме давлений каждого газа в отдельности. Атмосферный воздух представляет собой смесь газов, в которую входит и водяной пар.

Давление содержащегося в воздухе водяного пара называется ***упругостью водяного пара и*** измеряется в единицах давления - в миллибарах. Предельное содержание водяного пара в воздухе при данной температуре называется упругостью насыщения (обозначается Е).

Упругость насыщения для различных температур показана на рис. 6, из которого видно, что, например, при температуре +25° воздух будет насыщен влагой, если его упругость достигнет 32 мб, при 0° - 6 мб, а при - 30° для насыщения воздуха водяными парами достаточно всего 0,5 мб.

Но воздух далеко не всегда бывает насыщен водяными парами, чаще фактическая упругость (обозначается е) значительно меньше упругости насыщения. Чем больше разность Е - е, тем суше воздух и тем интенсивнее испарение.

Влияние солености воды на испарение. Наблюдения и теоретические расчеты показывают, что скорость испарения морской воды Меньше, чем пресной, и зависит от солености. При малых значениях разности Е - е (где Е - максимальная упругость водяного пара над испаряющей поверхностью) интенсивность испарения с морской воды может быть меньше,

чем пресной, на 30% и более. При больших значениях разности E - e влияние солености быстро уменьшается.

Испарение с поверхности морей и океанов. Океаны и моря являются основными поставщиками влаги в атмосферу. По подсчетам, со всей поверхности земного шара за год испаряется около 500 000 км^3 воды, из них 448 000 км^3 с океанов и морей. В среднем за год с арктических морей испаряется слой воды толщиной около 100 мм, с океанов умеренных широт - 40 -700 мм, в тропиках - более 1000 мм, а местами до 2500 мм. С Каспийского моря за год испаряется до 1013мм.

Испарение с поверхности капель, находящихся в воздухе, происходит совсем иначе, чем с поверхности обычных водоемов. Для мельчайших капелек оно зависит от наличия на них электрических зарядов, которые сильно уменьшают интенсивность испарения. При отсутствии зарядов капельки мгновенно испаряются, так как с выпуклой поверхности испарение происходит значительно быстрее, чем с плоской. Для преобладающих по размеру капель облаков и туманов влияние электрических зарядов и выпуклости поверхности незначительно и основную роль играет температура среды, а с крупных капель дождя испарение происходит тем быстрее, чем больше скорость их падения и выше температура. Иногда (особенно в пустынях) капли дождя испаряются, не долетая до земли.

§ 8. Влажность воздуха

Абсолютная влажность. Содержание водяного пара в воздухе можно характеризовать не только его упругостью, о которой говорилось в предыдущем параграфе, но и его весовым содержанием в том или ином объеме или в той или иной массе воздуха.

Количество водяного пара в граммах на 1 м^3 влажного воздуха (г/м^3) называется абсолютной влажностью (обозначается буквой а).

Если количество водяного пара в граммах отнести к 1 кг влажного воздуха, то это будет удельная влажность (обозначается буквой S). Так же, как и максимальная упругость водяного пара E, насыщающие воздух абсолютная и удельная влажность зависят от температуры. Например удельная влажность при насыщении при +30° будет 26 г/кг, при 0° - 3,8 г/кг и при - 30° - 0,3 г/кг (при нормальном давлении).

Ощущение сухости или сырости воздуха связано не с абсолютным влагосодержанием (упругость, абсолютная или удельная влажность), а с тем, насколько водяной пар близок к насыщению. Это можно характеризовать различными способами.

Одной из таких характеристик является упоминавшаяся выше разность упругости насыщения и фактической упругости водяного пара (E - e), которую называют дефицитом влажности.

Относительная влажность. Наиболее распространенным способом выражения степени насыщенности воздуха водяным паром является относительная влажность R, под которой разумеется отношение количества во-

дяных паров, содержащихся в воздухе (e, a, s), к количеству паров, необходимых для насыщения воздуха при данной температуре (E, A, S). Относительная влажность выражается в процентах и может быть определена по формулам

$$R \;.\; \frac{e}{E}100 \;\;.\;\; \frac{a}{A}100 \;\;.\;\; \frac{s}{S}100$$

Например, при температуре +25° E=32 мб, а тем или иным способом определено, что e =15 мб. Тогда относительная влажность равна

$$\frac{15}{32}100 \;.\; 47\%$$

Следует иметь в виду, что относительная влажность может быть большой или очень незначительной независимо от величины абсолютного влагосодержания. Над южными пустынями фактически содержится значительное количество водяных паров, больше чем в северных странах, но для насыщения воздуха вследствие высоких температур требуется очень много водяного пара, и поэтому относительная влажность будет низкой. Холодный воздух всегда обладает малыми абсолютными запасами влаги, но при низких температурах для насыщения требуется небольшое количество водяного пара, и потому относительная влажность будет высокой.

Точка росы. Как уже было сказано, каждому значению температуры воздуха соответствует вполне определенное количество водяных паров, которые будут насыщать воздух, причем чем ниже температуры, тем меньшее количество паров требуется для его насыщения.

Если содержащий водяной пар воздух начнет охлаждаться, то при некоторой температуре он окажется насыщенным водяными парами и при дальнейшем охлаждении излишек водяных паров будет конденсироваться или сублимироваться (***сублимация*** - непосредственное образование кристаллов льда из водяного пара). Температура при которой находящийся воздухе водяной пар достилает насыщения, называется ***точкой росы*** и обозначается греческой буквой.

Точка росы определяется с помощью специальной таблицы. При насыщенном воздухе точка росы совпадает с температурой воздуха. Во всех остальных случаях она ниже температуры воздуха и зависит от упругости водяного пара e. Так, например, при температуре t =15° и e =12 мб = 9,7° , т. е. достаточно воздуху охладиться на t =-5,3°, и он станет насыщенным. Но при той же температуре t =15°, если e =2,0 мб, то t = -12,6°, т. е. для насыщения воздух нужно охладить на 27,6°.

Иногда разность между температурой воздуха и точкой росы t называют ***дефицитом влажности,*** но это не совсем точно, так как выражается эта разность не в единицах влажности, а в градусах температуры. Однако разность t−т пропорциональна дефициту влажности.

Точка росы очень важная и удобная характеристика влагосодержания воздуха. В частности, по ней легко судить о вероятности образования ту-

мана.

Каждому значению упругости водяного пара соответствуют вполне определенные значения абсолютной, удельной влажности и точки росы. Существуют очень простые формулы, по которым можно перейти от одной меры влагосодержания к другой, но ограничимся табл. 2, в которой сопоставлены эти меры при нормальном давлении.

Таблица 2

e, мб	**0,5**	**2,9**	**6,1**	**12,3**	**23,4**	**42,4**
a, мъ	**0,4**	**2,4**	**4,9**	**9,4**	**17,3**	**30,4**
s, кг	**0,3**	**1,7**	**3,8**	**7,6**	**14,5**	**26,4**
• с, град	**-30**	**-10**	**0**	**+ 10**	**+20**	**+30**

Суточный и годовой ход влажности. Абсолютное влагосодержание воздуха у земной поверхности имеет суточный и годовой ход, связанный с суточным и годовым ходом интенсивности испарения. А поскольку последняя, как указывалось в предыдущем параграфе, зависит от суточного и годового хода температуры и скорости ветра, то соответственно влагосодержание бывает большим днем и летом и наименьшим ночью и зимой (кривая 2 на рис.7).

Относительная влажность изменяется обратно ходу температуры и бывает наибольшей при минимальной температуре - утром, зимой и наименьшей при максимальной - днем, летом (’кривая 1 на рис. 7). Однако последнее не относится к годовому ходу относительной влажности в районах с муссонным климатом (Индия, Индо-Китай, некоторые районы Африки), где на лето приходится сезон дождей и потому летом в этих районах относительная влажность наибольшая в году.

1 - относительная влажност
2 - абсолютная влажность

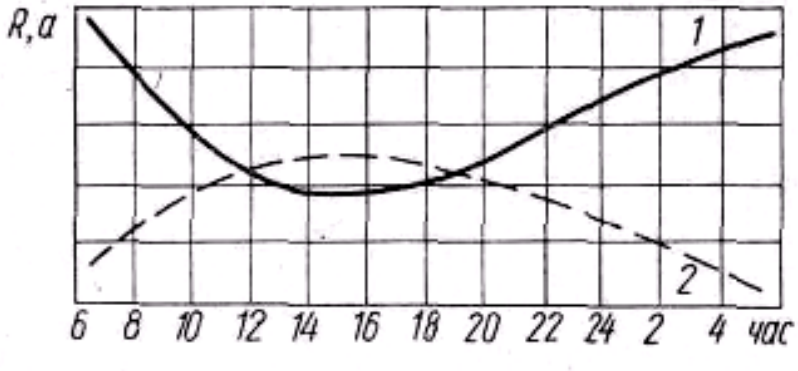


Рис. 7. Суточный ход воздуха над морем.

Географическое распределение влажности. В экваториальном поясе упругость пара в течение всего года удерживается около 25 мб. По мере удаления от экватора к северу и к югу она уменьшается, причем быстрее в зимнем полушарии и медленнее - в летнем. Над арктическими морями летом она не превышает 5 мб, а зимой 1 мб и менее.

Над материками картина более пестрая: пустыни характеризуются от-

дельными замкнутыми областями пониженного влагосодержания, внутренние моря - повышенного.

В географическом распределении относительной влажности имеются три круглогодичные зоны высокой относительной влажности (85 - 90% и более); экваториальный пояс, где она велика вследствие высокого влагосодержания, арктические и антарктические моря, север Атлантического и Тихого океанов, где хотя влагосодержание и мало, но низка и температура (т. е. низка максимальная упругость паров). Над субтропиками лежит поле пониженной относительной влажности (исключая Индию в летние месяцы).

Методы определения влажности. Практическими методами определения влажности, нашедшими широкое применение, являются психрометрический и гигрометрический.

Принцип психрометричеокого метода заключается в следующем. Если взять два одинаковых термометра, резервуар одного из которых обернут смоченным влагой батистом («смоченный» термометр), то его показания, за счет испарения влаги с резервуара, будут ниже показаний другого, «сухого» термометра. При этом разность показаний тем больше, чем интенсивнее испарение, т. е. чем суше воздух. Показания обоих термометров будут одинаковыми только в том случае, если воздух насыщен и испарение отсутствует.

Для вычисления упругости водяного пара по разности показаний «сухого» и «смоченного» термометров существует так называемая психрометрическая формула. В практической работе используются уже вычисленные по ней психрометрические таблицы (см. §9).

В гигрометрическом методе используется свойство обезжиренного волоса менять свою длину или гигроскопической органической пленки менять свое натяжение при изменении относительной влажности воздуха.

§ 9. Приборы для измерения влажности воздуха

Психрометры. Для измерения влажности воздуха психрометрическим методом применяются психрометры. Различают два вида прибора: станционный и аспирационный.

Станционный психрометр, как показывает само название, применяется на метеостанциях, в стационарных условиях.

Аспирационный психрометр состоит из двух термометров (рис. 8), вставленных в металлическую никелированную оправу, сверху которой навинчивается аспиратор (вентилятор). Резервуары термометров защищены двойными (внутренними и наружными) трубками.

Когда аспиратор заведен, воздух всасывается снизу через двойные трубки, обтекает резервуары термометров, сообщая им свою температуру, проходит по центральной трубке оправы и затем выбрасывается через прорезь в нижней части аспиратора.

1,2 - термометры;
3,4 - защищающие трубки;
5,6 - соединительные муфты;
7 - аспиратор;
8 - ключ для завода аспиратора
9 - прорези для выхода воздуха;
10 - батист;
11 - резиновая груша;
12 - стеклянный наконечник
резиновой груши;
13 - зажим;
14 - ветровой щиток с пружино
15 - штырь или крюк для подве

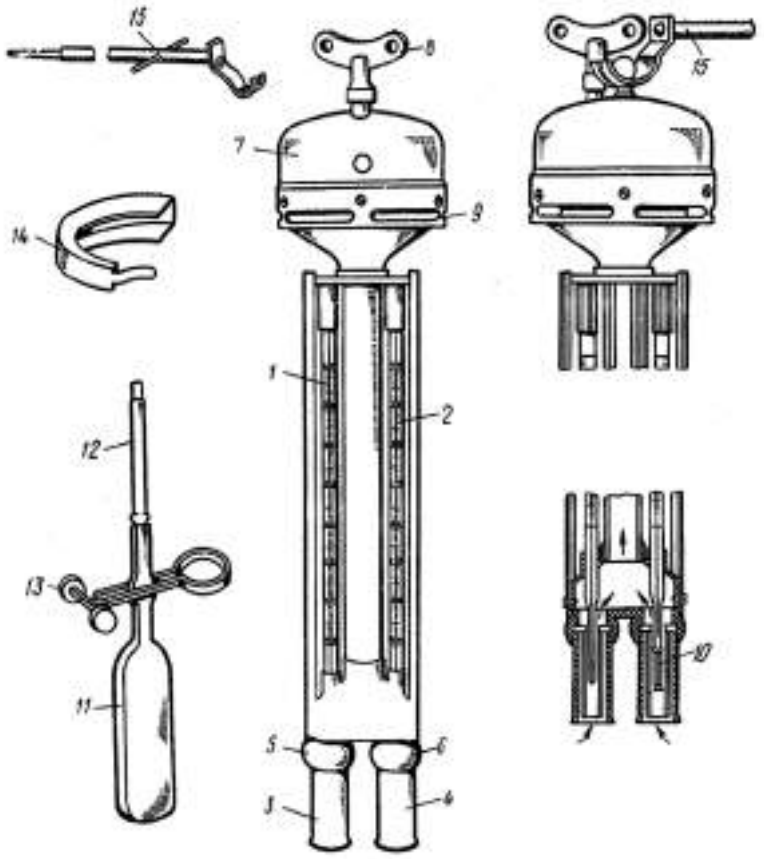


Рис. 8. Аспирационный психрометр.

Резервуар правого термометра плотно обертывается батистом. Его смачивание производится перед пуском вентилятора за 4 мин до наблюдения с помощью специальной пипетки. После смачивания заводится вентилятор. В момент наблюдения он обязательно должен работать.

На судах наблюдения производят на крыле мостика с наветренной стороны, причем психрометр выставляют за борг так, чтобы засасывался воздух с моря, а не с палубы. Для этого его держат наклонно резервуарами в сторону моря.

Подробные указания по работе с аспирационным психрометром даны в «Наставлении гидрометеорологическим станциям и постам» вып. 9, ч. III (наблюдения на морских судах). Там же приведено описание судовой дистанционной станции (СДС), в которой для измерения влажности также используется аспирационный психрометр, но не с ртутными, а с электротермометрами сопротивления.

Псяхрометрический метод измерения влагосодержания достаточно точен, но лишь при положительной температуре. При отрицательной, особенно ниже -5°, батист на резервуаре покрывается льдом, условия испарения с его поверхности резко изменяются и ухудшаются. Процесс наблюдения значительно усложняется, а точность измерения оказывается низкой. Поэтому при отрицательной температуре используется преимущественно гигрометрический метод измерения влажности воздуха (этот метод может применяться и при положительной температуре).

Гигрометр и гигрограф. Для измерения влажности воздуха гигрометри-

ческим методом применяются гигрометры и гигрографы. Оба эти прибора предназначены для использования в стационарных условиях. В качестве элемента, воспринимающего влажность воздуха (датчика), применяются обезжиренные человеческие волосы (в гигрометре - один волос, в гигрографе - пучок). Гигрометр предназначен для разовых наблюдений, а гигрограф - для непрерывных записей ее изменений.

Психрометрические таблицы. Для удобства и быстроты вычислений влагосодержания составлены специальные психрометрические таблицы. Основной раздел этих таблиц предназначен для быстрого определения по значениям сухого и смоченного термометров фактической упругости водяного пара e, относительной влажности R и дефицита влажности d.

По дополнительным таблицам, помещенным после основного раздела, определяются поправки к смоченному термометру на атмосферное давление, максимальная упругость пара при данной температуре E (приложение 1) и точка росы фпри положительных температурах - по величине e, при отрицательных - по температуре и относительной влажности (приложения 2а и 2б).

Порядок определения влажности и воздуха по психрометрическим таблицам описан в самих таблицах.

§ 10. Фазовые превращения воды в атмосфере

Сухоадиабатический процесс. Как указывалось в начале этой главы, вода в атмосферу поступает в результате испарения в виде водяного пара, т. е. в газообразном состоянии.

В большинстве случаев водяной пар не задерживается над испаряющей поверхностью. Он уносится ветром в горизонтальном направлений, имеет место также перенос водяного пара в верхние слои тропосферы. Перенос водяного пара в более высокие слои в основном обусловлен восходящими потоками воздуха.

Напомним (см. гл. II, § 5), что при подъеме некоторого объема воздуха, вследствие уменьшения давления с высотой, он расширяется и при этом охлаждается за счет затраты тепловой энергии на расширение. В случае опускания воздуха происходит обратный процесс - воздух сжимается и нагревается.

Пока температура поднимающегося объема воздуха не понизилась до точки росы (до его насыщения), он охлаждается на 1° при подъеме на каждые 100 м высоты,
т. е. на величину сухоадиабатического градиента. Процесс подъема или опускания ненасыщенного воздуха называется ***сухоадиабатическим***.

Уровень конденсации. Когда температура поднимающегося воздуха достигает точки росы, он окажется насыщенным и при дальнейшем его подъеме и понижении температуры начнется процесс конденсации (образование капель воды).

Уровень, на котором температура поднимающегося воздуха достигает

точки росы и выше которого начинается конденсация водяных паров, называется ***уровнем конденсации***. При конденсации выделяется скрытая теплота парообразования (израсходованная в свое время на испарение). За счет этой теплоты понижение температуры с высотой в поднимающемся воздухе замедляется, процесс становится ***влажноадиабатическим***.

Влажноадиабатический градиент. Величина изменения температуры на 100 м высоты в поднимающемся насыщенном воздухе называется влажноадиабатическим градиентом и обозначается γ'. В отличие от сухоадиабатического величина влажноадиабатического градиента не постоянна и в зависимости от температуры и давления изменяется от 0,3° до 0,9° на 100 м высоты. Для летних влажноадиабатических процессов в нижних слоях атмосферы наиболее характерна величина γ'=0,4° - 0,5°, а для зимних 0,7° - 0,9° на 100 м высоты, но с высотой γ' увеличивается, приближаясь выше 7 - 9 км к 1^0/100 м.

Влажноадиабатический процесс. Влажноадиабатический процесс характеризуется тем, что вся сконденсировавшаяся при подъеме влага остается внутри поднимающегося воздуха, например, в виде облаков. Если поднявшийся воздух начнет опускаться, его температура повысится ровно на столько, на сколько, она понизилась три подъеме, так как сколько выделилось тепла при конденсации, столько же его потребуется на испарение сконденсировавшейся влаги. При этом если воздух опустится до уровня, с которого начался подъем, его температура окажется такой же, какой она была при начале подъема.

Процесс будет происходить иначе, если сконденсировавшаяся при подъеме влага выпадет в виде осадков. Тогда опускающийся воздух будет нагреваться по сухоадиабатическому градиенту (т. е. на каждые 100 м спуска больше, чем охлаждаться при подъеме, на разность $\gamma - \gamma'$) и при возвращении на исходный уровень будет иметь температуру более высокую, чем имел до подъема. Такая температура называется ***псевдопотенциальной.***

Конденсация и сублимация. При рассмотрении влажноадиабатического процесса говорилось лишь о конденсации, т.е. о переходе атмосферной влаги из газообразного состояния (водяного пара) в жидкое, т.е. в капельки воды. Но при этом же процессе может наблюдаться и сублимация - переход атмосферной влаги из газообразного состояния, минуя жидкую фазу, непосредственно в твердое - в кристаллики льда.

Первым, обязательным условием для начала конденсации или сублимации является достижение имеющимися в воздухе водяными парами состояния насыщения. А для этого, как уже неоднократно указывалось, необходимо понижение температуры воздуха.

В естественных условиях понижение температуры воздуха может происходить в следующих случаях:

- при восходящих движениях воздуха, приводящих к влажноадиабатическому процессу;
- при перемещении теплого и влажного воздуха на холодную под-

стилающую поверхность (такое положение особенно характерно в летнее время для северных частей океанов и арктических морей - в северном полушарии);
- при смешивании холодного и теплого влажного воздуха, например на границах теплого и холодного течений;
- при сильном выхолаживании воздуха вследствие радиационного излучения при ясном небе; обычно бывает ночью, но зимой может быть в любое время суток; этот вид охлаждения более характерен для суши.

Вторым обязательным условием для начала конденсации является наличие в воздухе так называемых ядер конденсации, а для начала сублимации - ядер сублимации. Лабораторные опыты показали, что в абсолютно чистом воздухе конденсация начинается лишь при четырех, -восьмикратном пересыщении, т. е. когда упругость паров в 4 - 8 раз больше упругости и насыщения для данной температуры.

Одним из основных поставщиков ядер конденсации в виде частичек соли является Мировой океан. Соль попадает в воздух в больших количествах при волнении моря и разбрызгивании морской воды. Попадающие в воздух, капельки воды испаряются, а образующиеся таким образом ядра конденсации, вследствие своей малости, не оседают и переносятся воздушными течениями на большие расстояния.

Другим видом ядер конденсации являются продукты сгорания. В промышленных центрах в атмосфере содержится особенно большое число таких ядер конденсации, что способствует образованию городских туманов (смогов).

Ядра конденсации непосредственно не могут быть и ядрами сублимации. По современным представлениям ядрами сублимации являются зародышевые капельки на ядрах конденсации, которые первоначально находятся в переохлажденном состоянии, но при достаточно низких отрицательных, температурах замерзают, и дальше на них уже развиваются кристаллы.

Следует отметить, что в атмосфере капельки воды могут существовать в переохлажденном виде при достаточно низких температурах. Наибольшая повторяемость замерзания капель приходится на температуру около -12°. Крупные замерзают несколько раньше, мелкие не замерзают и при значительно более низких температурах. Поэтому для начала сублимации в атмосфере необходимо еще дополнительное условие: температура воздуха должна быть ниже -10°.

Условия конденсации и сублимации на подстилающей поверхности существенно отличаются от условий конденсации и сублимации в воздухе.

Дело в том, что радиационное выхолаживание начинается прежде всего с подстилающей поверхности, а от последней уже охлаждается и воздух. Поэтому для начала конденсации, а при отрицательных температурах - сублимации, совершенно не обязательно, чтобы температура воздуха дос-

тигала точки росы, хотя она и должна быть близка к ней. Важно, чтобы подстилающая поверхность или отдельные участки и предметы на ней охладились несколько ниже точки росы. Тогда на охлажденных участках или предметах, например, на палубе и надстройках в (результате конденсации или сублимации водяных паров из воздуха образуется роса или иней.

Но не только радиационное выхолаживание может привести к конденсации или сублимации на подстилающей поверхности. Когда после продолжительного холодного периода приходит теплый и влажный воздух, то на теплоинерционных предметах (стены зданий, камни и пр.) после сильных морозов образуется твердый налет, подразделяемый на кристаллический, зернистый и ледяной, а если предшествующий холод был не столь значительный - жидкий налет в виде слоя воды.

При тумане в морозную погоду на ветвях деревьев, проводах и других тонких предметах образуется изморозь; путем сублимации водяного пара - кристаллическая, в результате намерзания капель переохлажденного тумана - зернистая.

Вода в атмосфере переходит не только из газообразного состояния в жидкое или твердое. Происходят также и обратные превращения. При рассмотрении влажноадиабатических процессов уже отмечалось, что в случае нисходящих движений воздуха сконденсировавшаяся ранее влага снова переходит в газообразное состояние (испаряется). Продукты конденсации или сублимации в результате ночного радиационного выхолаживания при наступлении дня испаряются и переходят опять в водяной пар. Однако большая часть влаги, перешедшей из газообразного в жидкое или твердое состояние, выпадает в виде осадков.

§ 11. Туманы

Туманы и дымка. ***Туманом*** (условное обозначение ≡) называется скопление мельчайших капелек или кристалликов льда в прилегающих к земной поверхности слоях воздуха, вследствие которого горизонтальная видимость становится меньше 1 км. Если количество находящихся в воздухе капелек воды или кристалликов льда не настолько велико, чтобы уменьшить горизонтальную видимость до 1 км, но видимость все же делается менее 10 км, то такое явление называется ***дымкой*** (=). Дымка придает воздуху сероватый оттенок.

В зависимости от фазового состояния частичек, образующих туман, он называется водяным или ледяным. Но даже при отрицательной температуре до -20° туман обычно бывает водяным, состоящим из переохлажденных капелек, и лишь при более низких температурах бывает либо ледяным, либо смешанным, состоящим из капелек или ледяных кристаллов. Размер частичек, составляющих туман (или дымку), колеблется от нескольких десятых долей микрона (тысячная доля миллиметра) до 50 -60

мк, большинство капель имеет радиус 5 - 15 мк при положительной температуре и 2 - 5 мк - при отрицательной. При слабом тумане (видимость 500 - 1000 м) в каждом кубическом сантиметре воздуха содержится около 10 капелек, а при сильном (видимость менее 50 м) - до 500 - 600 капелек.

Процессы, приводящие к образованию туманов. В предыдущей главе были рассмотрены условия, необходимые для конденсации и сублимации водяного пара в воздухе. Из них к образованию тумана приводят в основном радиационное выхолаживание при ясном небе, перемещение теплого и влажного воздуха на холодную подстилающую поверхность, а также испарение воды с подстилающей поверхности или с поверхности капелек воды в сравнительно холодный окружающий воздух. Непременным условием для образования тумана является наличие ядер конденсации и высокая влажность. Образование тумана начинается при относительной влажности, близкой к 100% (около 90 - 95% - при температурах до -25°, около 80% - при температурах ниже -25°).

Классификация туманов. В зависимости от условий образования туманы разделяются на радиационные и адвективные.

Радиационные туманы характерны для суши и образуются обычно ночью в предутренние часы. Они имеют небольшую вертикальную мощность и иногда сквозь туман в зените просвечивает голубое небо. Часто радиационные туманы образуются лишь в понижениях местности и распространяются в высоту всего на 1-2 м. Такие туманы называются ***поземными***.

Радиационные туманы обычно кратковременны. Образовавшись ночью, они рассеиваются по мере повышения температуры после восхода Солнца, однако в зимнее время, главным образом в Сибири, могут удерживаться по многу дней подряд.

Для морей и океанов, а также для прибрежных районов материков характерны ***адвективные*** туманы. Они отличаются большой устойчивостью, значительной вертикальной мощностью, большой площадью распространения и наблюдаются при скорости ветра до 10 м/сек.

На побережьях туманы образуются при медленном выносе с относительно теплого моря влажного и теплого воздуха на холодную сушу, что обычно наблюдается в осеннее и зимнее время и реже весной.

Наоборот, у юго-западных побережий Африки и Южной Америки наблюдаются туманы над холодными Бенгуельским и Перуанским течениями, на которые выносится теплый влажный воздух с материков. В этих районах бывает до 80 дней с туманом в год.

В открытом море туманы образуются, когда на сравнительно холодную водную поверхность перемещается влажный и теплый воздух из районов с более теплой водой. Это чаще всего наблюдается там, где имеются резко выраженные холодные и теплые морские течения.

Так, в Атлантическом океане самым «туманным» является обширный район около Ньюфаундлендской банки, где холодное лабрадорское течение встречается с теплым Гольфстримом. Здесь бывает более 80 дней с

туманом в год, причем они в основном наблюдаются в летнее полугодие. Вероятность тумана в январе 5%, к апрелю она увеличивается до 20%, а летом достигает 40%. Часты густые туманы и на европейском побережье Атлантического океана у берегов Англии, Германии, Голландии, Южной Скандинавии и в проливе Ла-Манш (до 40 дней в году).

В северной половине Тихого океана наибольшая повторяемость туманов в зоне взаимодействия теплых течений Куро-Сиво и Северо-Тихоокеанского с холодными водами Берингова, Охотского морей и Аляскинского залива. Здесь так же, как и на севере Атлантики, наибольшая повторяемость туманов относится к летним месяцам - до 30 - 40%. Зимой же она не превышает 10%.

Аналогичный годовой ход повторяемости туманов над арктическими морями, где в летние месяцы она превышает 40%, а за год бывает более 80 дней с туманом.

В южном полушарии наибольшая повторяемость туманов приходится на широты 40 - 60° ю. ш. В январе (южное лето) она максимальная и достигает 30%, в июле - августе (южная зима) снижается до 10 - 20%.

Туманы испарения или «парение моря» возникают в зимнее время над незамерзающими морями или над свободной ото льда частью моря, когда на сравнительно теплую поверхность моря перемещается очень холодный воздух. Водяной пар, поступая при испарении с теплой водной поверхности в очень холодный воздух, конденсируется и образует туман. Туманы испарения чаще всего наблюдаются над морями Ледовитого океана, но при вторжениях холодного арктического воздуха в южные районы Европейской территории СССР наблюдаются также над Черным и Азовским морями. «Парение моря» имеет вид низкого, струящегося и клубящегося над самой водой тумана, высота которого обычно не превышает нескольких метров.

Мгла (∞). Помутнение воздуха и ухудшение видимости может быть не только результатом конденсации водяных паров. В пустынных и степных районах это часто является результатом поднятого ветром в воздух мелкой пыли (песка), в лесных - вследствие дыма от лесных пожаров, а в промышленных центрах - от дыма из фабричных труб и выхлопных газов от автомашин. В отличие от тумана и дымки такое помутнение воздуха именуется мглой. Над сушей мгла может распространяться до высоты 8 ч 10 км. Для морей и океанов мгла не характерна, однако она может встретиться, например, в Атлантическом океане вблизи побережья Северной Африки, где преобладают восточные ветры, приносящие пыль из Сахары.

Влияние тумана на радиолокационное изображение. В § 2 уже указывалось, что на дальность обнаружения объектов большое влияние оказывают метеорологические условия. Туман является одним из метеорологических явлений, снижающих дальность радиолокационного обнаружения. Степень ослабления сигнала РЛС в тумане зависит от плотности тумана (т. е. от количества воды, находящейся в тумане), температуры воздуха, а также от величины пути сигнала сквозь туман. При видимости в тумане

30 - 50 м дальность радиолокационного обнаружения уменьшается примерно на 30 - 45% при длине волны 3,2 см и на 10 - 15% при длине волны 10 см. При видимости 50 ч 80 м ослабление сигналов значительно меньше. При видимости более 80 м дальность радиолокационного обнаружения практически не снижается из-за тумана. При низких температурах ослабление радиолокационного сигнала в тумане происходит сильнее, чем при высоких температурах воздуха. Поэтому наибольшее уменьшение дальности радиолокационного обнаружения в тумане наблюдается в полярной зоне.

§ 12. Облака

Причины, приводящие к образованию облаков. В отличие от туманов облака, являясь также скоплением продуктов конденсации (или сублимации) водяного пара, образуются на некоторой высоте от подстилающей поверхности. Основная причина образования облаков - восходящее движение воздуха, которое приводит к его адиабатическому охлаждению.
В зависимости от строения облака делятся на три класса.

I. Водяные, состоящие только из капелек. Чисто капельное строение они могут сохранить и при отрицательных температурах до -15°, иногда и при более низких температурах. В летнее время в умеренных широтах образуются на высотах до 5 - 6 км.

П. Смешанные, состоящие из смеси переохлажденных капель и ледяных кристаллов, наблюдаются обычно при температурах от -10^0 до -30°. В умеренных широтах в теплое время года они находятся на высотах 5 - 8 км.

III. Ледяные - состоят только из ледяных кристаллов и обычно бывают на высотах выше 8 км.

Зимой смешанные и ледяные облака могут возникать вблизи земной поверхности.

Размеры капелек в облаках примерно такие же, как и в туманах, они настолько малы, что их вес не может преодолеть силу сопротивления воздуха и капельки свободно в нем плавают, увлекаясь любыми его движениями.

В зависимости от количества воды, с
держащейся в облаке в жидком или тве
дом виде, определяется их водность. В
водных облаках водность от 0,2 до 5 г
ды на каждый кубический метр облачн
воздуха. В ледяных облаках водность зн
чительно меньше - сотые и тысячные д
грамма на 1 м^3.

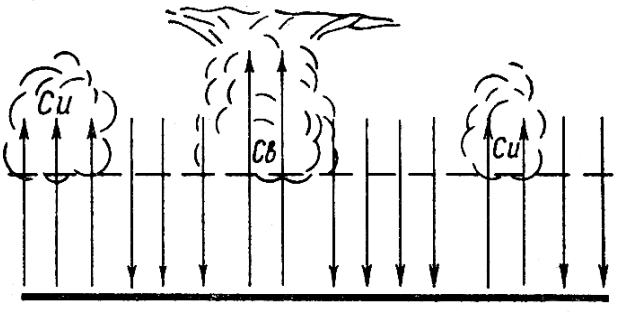


Рис. 9. Схема возникновения облаков конвекции

Облачность уменьшает освещенность, тем самым несколько ухудшает видимость и возможность опознавания удаленных объектов. Особенно сильно

снижается степень освещенности при наличии мощных кучево-дождевых облаков или низкой сплошной слоистой облачности.

Типы облаков. В зависимости от причин образования облака принимают различные и многообразные формы, но в общем можно выделить три основных типа: кучевообразные, слоисто-образные и волнистые.

Кучевообразные облака образуются в результате вертикальных движений воздуха при термической конвекции, которая возникает при неравномерном нагревании подстилающей поверхности солнечными лучами вследствие ее неоднородности. Над более нагретыми участками более теплый, а значит и более легкий, воздух поднимается вверх. Над менее нагретыми участками образуются нисходящие движения.

В восходящем потоке, при достижении уровня конденсации (пунктир на рис. 9), начинается сгущение водяного пара и образование облаков. Дальнейшее развитие облака зависит от характера распределения температуры в окружающем воздухе. Если состояние атмосферы неустойчиво, т. е. если в окружающем воздухе температура быстро понижается с высотой, то тогда кучево-образное облако может развиваться до высот 8 - 10 км, иногда 13 км (в умеренных широтах) и до 15 - 16 км в тропиках, превращаясь в мощные кучево-дождевые и грозовые облака.

Если в атмосфере температура понижается с высотой медленнее и особенно если выше уровня конденсации имеется инверсия, то уже на относительно незначительной высоте (1,5 - 2,5 км) дальнейшее развитие облака в высоту прекращается. Так образуются спокойные кучевые облака. Кучевообразные облака, возникающие за счет конвекции (конвективные облака) в умеренных широтах бывают только в летнее полугодие. Над сушей они возникают в утренние часы, а вечером рассеиваются. Над морями вблизи берегов они, наоборот, возникают в ночное время. В тропиках конвективные облака могут возникать в любое время года и над морями - в любое время суток.

Кучевообразные облака возникают не только в результате конвекции. Когда холодный воздух, как более плотный и тяжелый, быстро вклинивается под теплый, то последний быстро поднимается вверх. При этом на линии вторжения холодной воздушной массы, называемой холодным фронтом, возникает полоса мощной кучево-дождевой или грозовой облачности. Этот процесс характерен для умеренных и субтропических широт и может происходить в любое время года и любое время суток. Над морями и над прибрежными территориями материков даже зимой могут возникнуть грозы.

В экваториальных широтах постоянно развивается мощная кучево-дождевая облачность в зоне встречи воздушных потоков (пассатов) северного и южного полушария[1]. Несмотря на то, что встречаются воздушные массы с одинаковой температурой, вследствие их сходимости здесь возникают мощные восходящие движения, усиливаемые конвекцией. Эта зона постоянного развития кучево-дождевой облачности носит название

[1] ***О пассатах, см.в гл. VI***

зоны конвергенции (сходимости).

Слоистообразные облака по условиям образования делятся на слоистые, образующиеся в однородной воздушной массе, и на облака восходящего скольжения, образующиеся на границе двух воздушных масс, с разными температурными характеристиками (фронтальные облака).

Слоистые облака образуются вследствие радиационного охлаждения влажного слоя воздуха на некоторой высоте над поверхностью земли. Их возникновению способствуют перемешивание воздуха у поверхности земли вследствие завихрений воздушных потоков у неровностей и препятствий и наличие на некоторой высоте инверсии, т. е. слоя, в котором температура воздуха с высотой повышается. Такой слой препятствует восходящему движению воздуха, так как поднимающийся воздух, попадая в слой инверсии, оказывается холоднее окружающего. Поэтому под слоем инверсии накапливается значительное количество водяных паров, которые при радиационном охлаждении конденсируются и образуют слой облаков небольшой мощности (от нескольких десятков до нескольких сотен метров), но занимающий большие площади. Высота нижней границы слоистых облаков иногда всего несколько десятков метров.

Слоистые облака характерны для умеренных и высоких широт. В зимнее и осеннее время они удерживаются много дней подряд, не рассеиваясь. Летом эти облака обычно образуются в утренние часы, когда ночное выхолаживание достигает максимального значения, а к полудню рассеиваются. По своей структуре слоистые облака однородны и состоят из мельчайших капелек, переохлажденных при отрицательных температурах.

Облака восходящего скольжения всегда связаны с атмосферными фронтами, т. е. с разделами между теплой и холодной воздушными массами и образуются при медленном натекании теплого воздуха на очень пологий клин холодного. При этом вертикальная скорость поднимающегося теплого воздуха очень мала, но массы его огромны. Влажноадиабатическое охлаждение мощных слоев теплого воздуха приводят к конденсации большого количества водяных паров. В результате образуются огромные облачные системы, вытянутые вдоль фронта на тысячи, а в ширину захватывающие сотни километров и в основной своей части имеющие мощность в несколько километров, иногда до 8 - 10 км. Такие облачные системы особенно характерны для случаев теплого фронта, т. е. когда теплая воздушная масса перемещается в сторону холодной. К облакам восходящего скольжения относятся: слоисто-дождевые (ниже 2 км), высокослоистые (3 - 6 км), перисто-слоистые (6 - 8 км) и перистые (7 - 10 км и выше).

Под облаками восходящего скольжения при осадках вследствие насыщения воздуха осадками часто образуются разорванные (разорванно-дождевые) облака.

Волнистые облака образуются так же, как и слоистые под инверсией, когда скорость ветра выше и ниже инверсии резко различна. Тогда в слое инверсии возникают волны, подобно тому, как образуются волны на по-

верхности моря при ветре. Длина волн может колебаться от 50 до 2000 м.

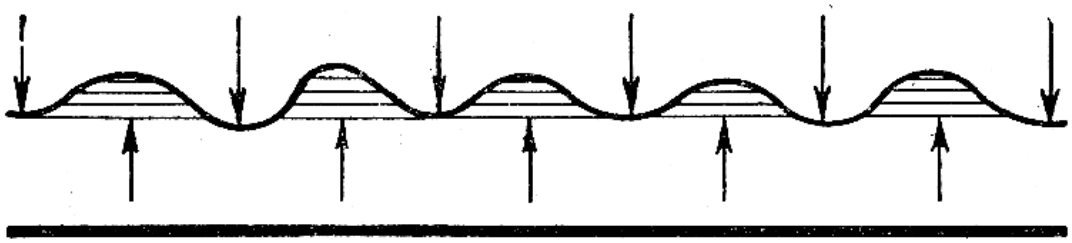


Рис. 10. Схема возникновения волнистых облаков

Влажный воздух, поднимаясь на вершины волн, адиабатически охлаждается и поэтому на гребнях происходит конденсация и образование облака, а между волнами происходит опускание воздуха и рассеивание облака или уменьшение его толщины настолько, что начинает просвечивать небо. В результате облачный слой расчленяется на отдельные валы, располагающиеся параллельными грядами (рис. 10). Вертикальная мощность волнистых облаков невелика.

Волнистые облака могут возникать на любой высоте тропосферы. В зависимости от высоты они называются слоисто-кучевыми (ниже 2 км), высококучевыми (на высотах 2 - 6 км) и перисто-кучевыми (выше 6 км).

К волнистым облакам относятся также облака препятствий, возникающие на наветренной стороне гор в гребне стоячей волны, образуемой воздухом, перетекающим через горы.

Международная классификация облаков. Классификация облаков основана на их внешнем виде и состоит из 10 основных форм (родов) и двух дополнительных. Кроме того, облака разделяются по ярусам, в зависимости от высоты нижней границы (табл. 3).

Цветные фотографии самых распространенных форм облаков собраны в сокращенном Атласе облаков для судовых наблюдений (22 таблицы). Краткие характеристики основных форм, со ссылками на соответствующие таблицы этого Атласа, приводятся ниже.

Облака нижнего яруса.

Слоисто-кучевые облака (Sc), если они расположены на небольшой высоте (0,3 - 0,5 км), обычно представляют собой сплошной слоистообразный серый покров с параллельными темными облачными валами и с более светлыми промежутками между ними. Это будут слоисто-кучевые плотные (Sc opacus, табл. 5). На высотах выше 0,6 км наблюдаются слоисто-кучевые просвечивающие (Sc translucidus, табл. 4). Они также серого цвета, но обычно имеют форму галек, пластин, между которыми просвечивает небо. Это водяные облака.

Слоистые облака (St) представляют собой бесформенный, однородный серый покров, низко нависающий над морем или сушей (табл. 6).

Слоисто - дождевые облака (Ns, табл. 14) по внешнему виду напоминают слоистые, но более темного цвета; из них выпадают осадки, тогда как из слоистых облаков лишь иногда выпадает морось. Слоисто - дождевые

облака, как правило, сопровождаются разорванно - дождевыми (Frnb, табл. 7).

Облака вертикального развития

Кучевые облака (Си) имеют вид отдельных ярко - белых куч с серыми основаниями, между которыми видно голубое небо (табл. 1, 2). У мощнокучевых облаков (Си congestus) вершины достигают высоты 3 - 4 км и имеют округлую форму (табл. 3).

Кучево - дождевые (ливневые, .или грозовые) облака (СЬ) в отличие от мощнокучевых облаков вершинами достигают верхних слоев тропосферы и представляют собой мощные горообразные облачные нагромождения с ярко - белыми вершинами и очень темным основанием (табл. 9 - 11). Поскольку вершины облаков находятся в области очень низких температур, они обычно состоят только из ледяных кристаллов и приобретают форму распространяющихся в сторону от вершины метел, полос, образуя так называемую наковальню. В средней части облако имеет смешанную структуру.

Из хорошо развитых кучево - дождевых облаков, особенно с наковальней, летом выпадают сильные ливневые дожди, часто с грозой, а иногда с градом, зимой - густой хлопьеобразный снег. Перед началом выпадения осадков наблюдаются сильные шквалы.

Облака среднего яруса

Высококучевые облака (Ac, табл. 15) по внешнему виду напоминают слоисто-кучевые просвечивающие, но более светлого цвета, с очень небольшим затенением в центре пластин, галек, полос или хлопьев, которые по своим размерам значительно меньше, чем у слоисто-кучевых просвечивающих. Высококучевые облака бывают также плотными (часто в сочетании с высокослоистыми, табл. 16, 17), чечевицеобразные, башенкообразные, хлопьевидные. Высококучевые облака обычно состоят из мелких переохлажденных капелек воды.

Высокослоистые облака (As) представляют собой ровный светло - серый или синеватый покров. Сквозь просвечивающие высокослоистые облака (табл. 12) бывают видны расплывчатые диски Солнца или Луны. Состоят они либо из мелких переохлажденных капелек, либо из смеси капелек и ледяных кристаллов. Из них выпадают осадки, летом не достигающие земной поверхности. Зимой может выпадать мелкий снег.

Облака верхнего яруса

Перистые облака (Ci, табл. 18) - нежные белые волокна, часто в форме перьев или с загнутыми концами (когтевидные). Эти облака, образовавшиеся из наковален кучево - дождевых облаков, более плотные и не имеют правильной формы.

Перисто - кучевые облака (Cc, табл. 21), или «барашки» имеют вид мелкой ряби, состоят из небольших хлопьев без теней. Обычно они наблюдаются совместно с перистыми облаками.

Перисто - слоистые облака (Cs, табл. 20) - прозрачная белесая однородная пелена. Солнце и Луна сквозь них хорошо видны и от земных

предметов образуют тень. При этих облаках вокруг Солнца и Луны образуется большой разноцветный круг - гало.
Все облака верхнего яруса состоят из ледяных кристаллов.

Таблица 3.1

Формы облаков		Обозначение	Высота нижней границы в умеренных широтах, *км*	Знаки (символы)
Русское	Латинское			
Нижний ярус (высота нижней границы менее 2 *км*)				
Слоисто-кучевые	Stratocumulus	Sc	0,3 – 1,5	
Слоистые	Stratus	St	0,05 – 0,5	
Слоисто-дождевые	Nimbostratus	Ns	0,1 – 0,7	
Разорвано-дождевые	Fractonimbus	Frnb(Fn)	0,1 – 0,7	
Разорвано-слоистые	Fractostratus	Frst(Fs)	0,05 – 0,5	

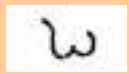
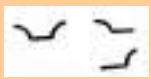
Таблица 3.2

Формы облаков		Обозначение	Высота нижней границы в умеренных широтах, *км*	Знаки (символы)
Русское	Латинское			
Облака вертикального развития (с основанием ниже 2 *км* и вершинами, достигающими среднего и верхнего ярусов)				
Кучевые	Cumulus	Cu	0,3 – 1,5	
Кучево-дождевые	Cumulonimbus	Cb	0,4 – 1,0	

Таблица 3.3

Формы облаков		Обозначение	Высота нижней границы в умеренных широтах, *км*	Знаки (символы)
Русское	Латинское			
Средний ярус (нижняя граница 2 – 6 *км*)				
Высококучевые	Altocumulus	Ac	2 – 6	
Высокослоистые	Altostratus	As	3 – 5	

Таблица 3.4

Формы облаков		Обозначение	Высота нижней границы в умеренных широтах, *км*	Знаки (символы)
Русское	Латинское			
Верхний ярус (выше 6 *км*)				
Перистые	Cirrus	Ci	7 – 10	
Перисто-кучевые	Cirrocumulus	Cc	6 – 8	
Перисто-слоистые	Cirrostratus	Cs	6 - 8	

Наблюдения над облаками. Наблюдения над облаками на судах важны не только для органов службы погоды, но и непосредственно для судоводителей, так как во многих случаях позволяют судить о предстоящей погоде (см. § 41).

В программу наблюдений над облаками на судах входит определение их форм, общего количества всех облаков, отдельно количество облаков нижнего яруса и вертикального развития, а также глазомерное определение высоты основания. Формы облаков рекомендуется определять с помощью специального Атласа. Количество облаков (или облачность) оценивается глазомерно по степени покрытия неба облаками. Эта оценка дается в десятых долях покрытия неба - в баллах. Один балл - это 10% площади небосвода. Следовательно, если все небо (на 100%) закрыто облаками, т. е. пасмурно, то облачность оценивается в 10 баллов; если облака покрывают небосвод на 80% - 8 баллов; если площадь, занятая облаками, и площадь просветов между ними (или площадь чистого неба) приблизительно одинакова (по 50%) - 5 баллов и т. д.

При определении количества сначала оценивается общее количество облаков, независимо от их формы и высоты основания, а затем отдельно дается оценка количества облаков с высотой основания менее 2 км (нижняя облачность).

Высота основания облаков определяется лишь для облаков ниже 2500 м, руководствуясь их внешним видом, видимой скоростью перемещения (чем ниже облако, тем быстрее кажется его перемещение).

Географическое распределение облачности. Наибольшее количество облачности (по среднемноголетнему количеству общей облачности) приходится на широты 70 - 80° с.ш. и 50 - 70° ю.ш. (7 баллов и более). От этих широтных зон облачность уменьшается как к полюсам, так и (в большей степени) - к тропикам. Минимальных значений облачность достигает в широтных зонах 20 - 30° (3 - 5 баллов), а затем к экватору снова несколько увеличивается.

При более детальном рассмотрении данных об общей облачности по

сезонам и по отдельным районам в каждой широтной зоне выявляется, что в северных акваториях Атлантического и Тихого океанов, над Дальневосточными морями, Японскими островами, а также в умеренных широтах южного полушария в течение всего года преобладает значительная облачность (в среднем 7 - 8 баллов и более).

Над пустынями Северной Африки и Австралии в течение всего года облачность менее 2 баллов.

В субтропиках и тропиках над океанами годовой ход облачности почти не выражен. Исключение составляют только районы Тихого океана, прилегающие к Индонезии, где облачность несколько больше средней для этой широтной зоны (6 - 7 баллов) и районов с так называемым муссонным климатом (см. § 25, гл. VI), где облачность резко увеличивается от зимы к лету. К этим районам относятся Гвинейский залив, северная часть Индийского океана и прибрежные воды Карибского моря. В Гвинейском заливе Атлантического океана летом облачность увеличивается до 7 - 8 баллов (зимой около 5 баллов).

Еще более резкое увеличение от зимы к лету происходит в северной части Индийского океана, особенно в Бенгальском заливе, где в январе облачность в среднем от 2 баллов на севере до 4 на юге, а в июле увеличивается до 8 - 9 баллов. У побережья Центральной Америки зимой облачность около 4 баллов, а летом около 6.

Вопросы для повторений

1. От каких факторов зависит интенсивность испарения?
2. Что такое упругость водяного пара и в каких единицах она измеряется?
3. От чего зависит максимально возможное влагосодержание воздуха?
4. Как может быть вычислена относительная влажность?
5. Что такое точка росы? Если точка росы равна температуре воздуха, то чему равна относительная влажность?
6. В чем разница суточного и годового хода абсолютной и относительной влажности?
7. Каковы основные методы определения влажности воздуха?
8. Какие приборы применяются для измерения влажности на судах?
9. Что такое уровень конденсации?
10. Какие необходимы условия для конденсации и сублимации водяного пара в атмосфере?
11. Что такое ядра конденсации и ядра сублимации?
12. Что такое туман и дымка и в чем их различие?
13. Как различаются туманы по условиям образования и какие из них более устойчивы?
14. Над какими акваториями морей и океанов повторяемость туманов наибольшая и каковы причины их образования?
15. Что такое мгла и где она может встретиться над океанами?
16. Какие процессы приводят к образованию облаков и какого типа облака при этом образуются?
17. Каков принцип международной классификации облаков?
18. Краткое описание и примерная высота основных форм облаков.
19. Какие наблюдения над облаками производятся на судах?

Глава IV.
АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

§ 13. Образование осадков

Условия, приводящие к образованию осадков. Как уже указывалось в § 12, размеры капелек и кристаллов в облаках настолько малы, что они не могут преодолеть сопротивления воздуха и свободно плавают в нем, не выпадая. Но при определенных условиях часть облачных элементов настолько укрупняется, что не может удерживаться в воздухе и выпадает из облаков в виде дождя, снега, града, снежной крупы.

Благоприятными для укрупнения облачных элементов условиями является наличие в облаке:

- разноименных электрических зарядов капелек;
- капелек различных размеров;
- одновременно как переохлажденных капелек, так и ледяных кристаллов.

Хорошо известно, что разноименные заряды притягиваются друг к другу, а одноименные отталкиваются. Поэтому разноименно заряженные капельки стремятся к слиянию.

При наличии резко различных по размеру капелек более крупные начинают падать, по пути сталкиваясь и сливаясь с более мелкими, имеющими меньшую скорость падения или плавающими в воздухе. Процесс слияния капелек называется коагуляцией. Этот процесс усиливается за счет переноса водяного пара с мелких капель на более крупные, так как упругость насыщающего водяного пара зависит от кривизны поверхности и потому упругость насыщения больше над мелкими капельками и меньше над крупными. Вследствие этого в то время как над мелкой капелькой воздух будет еще ненасыщенным и она может испаряться, над крупной происходит перенасыщение и конденсация водяного пара.

Образование осадков и погода. Процесс коагуляции происходит очень медленно и в умеренных широтах приводит лишь к выпадению мороси из слоистых облаков или слабого дождя из мощнокучевых облаков. В последнем случае коагуляции способствуют вертикальные движения воздуха в облаке, при которых вероятность столкновения и слияния капелек увеличивается. В умеренных широтах повторяемость осадков из чисто водяных облаков не превышает 5 - 6%, но в тропиках, где интенсивность вертикальных движений воздуха значительна, выпадения осадков, образовавшихся за счет коагуляции, наблюдаются чаще.

В умеренных широтах обильные осадки выпадают из облаков, имеющих смешанную структуру (слоисто-дождевые, плотные высокослоистые и кучево-дождевые). В этом случае происходит следующее. Переохлажденные капли, обладая свойством при соприкосновении с твердыми частицами немедленно замерзать, соприкасаясь с мельчайшими ледяными

кристаллами, мгновенно замерзают. Кроме того, в смешанных облаках ледяные кристаллы быстро растут, не сталкиваясь с капельками за счет перехода водяного пара с капель на кристаллы. Это происходит аналогично переносу водяного пара с мелких капель на крупные (упругость насыщения над льдом меньше, чем над водой). Укрупнения облачных элементов в смешанных облаках еще более интенсивны, если при наличии ледяных кристаллов размер водяных капелек будет различен.

Растущие твердые элементы облака при ускоряющемся падении сталкиваются с переохлажденными капельками, приморaживают их к себе и еще более увеличиваются в размерах. Так образуются снежинки, которые при дальнейшем падении в теплое время года тают, превращаясь в крупные капли дождя. При мощных вертикальных движениях, характерных для кучево-дождевых облаков, снежинки неоднократно перемещаются вниз и вверх, то обтаивают, то снова обмерзают, образуя град или снежную крупу. В холодное время года, при отрицательных температурах воздуха снежинки выпадают на поверхность земли.

Количество конденсирующейся влаги, а следовательно, и обильность осадков, зависит от влагосодержания воздуха, а оно тем больше, чем выше температура воздуха.

Классификация осадков. По происхождению и характеру выпадения атмосферные осадки подразделяются на ливневые, обложные и моросящие.

Ливневые осадки характеризуются внезапностью начала и конца, резкими колебаниями интенсивности и кратковременностью. Продолжительность их от нескольких минут до 2 - 3 ч. Они выпадают из кучево-дождевых облаков в виде дождя, снега, снежной или ледяной крупы и иногда в сочетании с дождем в виде града.

Обложные осадки - это продолжительный, умеренной интенсивности дождь или снег при пасмурной погоде, выпадающий из слоисто-дождевых, реже - из высокослоистых облаков, непрерывно или с короткими перерывами, одновременно на больших площадях.

Моросящие осадки, или морось, - это осадки, выпадающие из слоистых облаков в виде очень мелких капелек, либо в виде снежных зерен - маленьких крупинок. Морось отличается от мелкого обложного дождя (или снега), тем, что образующие ее частицы как бы плавают в воздухе.

Характеристика различных видов осадков[1]. Осадки подразделяются на жидкие (дождь, морось), твердые (снег, крупа, град) и смешанные.

Жидкие осадки имеют различные размеры капель в зависимости от их характера. Так, обложной дождь имеет размер капель больше 0,25 мм, но меньше 3 мм; ливневой - не более 3,5 мм, но могут достигать 8 мм; морось - 0,05 - 0,5 мм, поэтому падение этих капель едва заметно, они кажутся как бы парящими в воздухе, а при осаждении на гладкую водную поверхность морось, в отличие от дождя, не образует на ней расходящихся кругов. При мороси деревянные части судна (при отсутствии ветра) намокают с различных сторон равномерно, но медленно.

[1] ***Обозначения осадков см. в табл. 11 на стр. 161,***

Твердые осадки в виде снега образуются при медленной сублимации водяного пара, когда возникают сростки правильно расположенных ледяных кристалликов.

Обложной снег - снежинки с размерами до 4 - 5 мм; ливневой снег при сильных снегопадах выпадает в виде хлопьев размером до 5 см (в полярных морях короткие, несколько минут, ливневые снегопады называют «снежными зарядами»); снежная крупа представляет собой снеговидные крупинки диаметром 2 - 5 мм, легко сминающиеся пальцами, выпадает из кучево-дождевых облаков при температуре воздуха, близкой к 0°; ледяная крупа - ледяные полупрозрачные стекловидные крупинки диаметром 2 - 5 мм с белым непрозрачным ядром, ее нелегко раздавить пальцами;
часто выпадает с дождем осенью и весной; град состоит из льдинок шаровой или яйцевидной формы размером 5 мм и более (иногда 4 - 5 см), выпадает из кучево-дождевых облаков (Св) при ливнях и грозах, продолжительность выпадения обычно не более 5 - 10 мин.

Повторяемость и интенсивность осадков. Повторяемость того или иного вида осадков зависит от географического местоположения и времени года. В тропиках в течение всего года преобладают ливневые осадки, обычно с грозами; в умеренных широтах осенью и зимой - обложные, весной и летом - ливневые, часто с грозами; в высоких - в течение всего года - обложные.

Морось в тропиках наблюдается редко и только в районах с муссонным климатом в сезон дождей. В умеренных широтах она имеет тоже небольшую повторяемость и чаще всего бывает осенью. Над полярными морями морось бывает более часто, причем преимущественно летом.

Интенсивность осадков, т. е. количество воды, выпадающей из облаков в единицу времени, находится в прямой зависимости от вертикальной мощности облаков, от их строения, от степени развития восходящих движений воздуха и его влагосодержания. В тропиках, где интенсивность осадков наибольшая, обычными являются ливни, при которых за 20 - 30 мин выпадает 100 - 200 л воды на 1 $м^2$, т. е. до 10 $л/м^2$ в 1 мин. В умеренных широтах наиболее интенсивные осадки выпадают летом из кучево-дождевых облаков. При этом наибольшей интенсивности достигают очень короткие ливни (1 - 5 мин).

§ 14. Измерение осадков и их географическое распределение

Наблюдения над осадками. Количество выпадающих осадков измеряется толщиной слоя воды (в миллиметрах), который образовался бы от дождя или растаявшего снега (крупы, града) на горизонтальной поверхности, если бы вода никуда не стекала. Чтобы представить себе, что такое 1 мм осадков, укажем, что при дожде, давшем 1 мм осадков, на каждый 1 $м^2$ земной поверхности выпадает 1 л воды, а на 1 га - около 1000 ведер.

Количество выпадающих осадков в стационарных условиях измеряют при помощи осадкомера, который представляет собой специальное ведро,

устанавливаемое на открытом месте на столбе. Вокруг ведра делают конусообразную защиту для предохранения выдувания ветром твердых осадков. На судах измерение количества осадков не производится.

С помощью судовой радиолокационной станции можно наблюдать за перемещением и эволюцией зон осадков и связанными с ними облачными системами (кучево-дождевыми, мощнокучевыми и слоисто-дождевыми облаками), а также грозовыми очагами, а по яркости их изображения на экране - судить об интенсивности явления. Наиболее яркое изображение на экране дают ливни. На рис. 1 приведен пример изображения сильного ливня. Эхо-сигналы от интенсивных ливней часто забивают эхо-сигналы от других объектов, находящихся в зоне ливня.

От облаков наиболее сильные сигналы получаются в случае грозового очага в них. Эти облака изображаются на экране РЛС с резко очерченными границами.

Слоисто-дождевые облака дают эхо-сигналы с размытыми границами.

Распределение осадков на земном шаре. На материках измерения количества осадков на широкой сети станций начато очень давно. Это позволило построить карты распределения осадков по земному шару по сезонам и в целом за год. По таким картам можно установить, что географическое распределение осадков зависит
от распределения влагосодержания воздуха, облачности и в очень большой степени от местных условий, главным образом от рельефа местности и направления преобладающих воздушных потоков.

Наибольшее влагосодержание воздуха приходится на экваториальный пояс. Здесь выпадает и наибольшее количество осадков - 2000 - 3000 мм в год, а в некоторых районах, в зависимости от рельефа и преобладающих ветров, значительно больше.

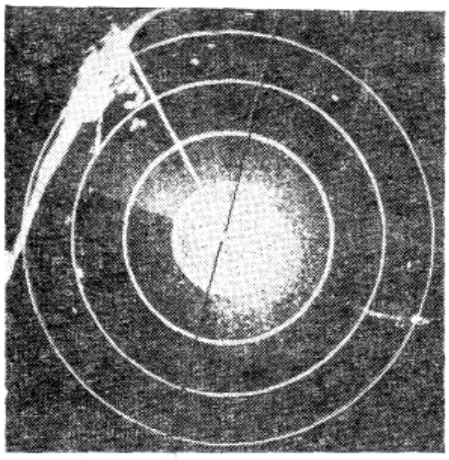


Рис. 11. Изображение сильного ливня на экране РЛС

В экваториальной зоне особенно богаты осадками Центральная Америка и бассейн Амазонки (до 5000 - 6500 мм в год, на Амазонке 7000 мм и более), берега Гвинейского залива (4000 - 5000, а на склоне пика Камерун более 9000 мм), Индонезия (до 7000 мм в год). На горных станциях Гавайских островов выпадает свыше 9000 мм в год. В более высоких широтах тропической зоны и в субтропиках наибольшее количество осадков выпадает в Индии и Индо-Китае, причем здесь они носят резко сезонный характер и выпадают только летом. За год выпадает 2000 - 3000 мм, во многих местах - 6000 - 7000 мм, а в предгорьях Гималаев - более 12000 мм в год.

На этих же широтах над Сахарой и Аравией осадков почти не бывает, а над океанами они редки и их выпадает сравнительно мало (300 - 500 мм, в западных акваториях до 1000 мм в год).

От субтропиков к умеренным широтам количество осадков, так же, как

и облачность, несколько увеличивается и над океанами составляет 1000 - 1500 мм в год, а над материками зависит от удаленности места от океанов (в направлении с запада на восток) и от рельефа местности. В Европе выпадает 500 - 1000 мм осадков в год, но в предгорьях, как, например, на Адриатическом побережье Югославии - 3500 - 5000 мм, на Черноморском побережье Кавказа - 2500 - 2800 мм в год. В Сибири годовое количество осадков не превышает 300 - 500 мм, а местами менее 250 мм.

От умеренных широт к высоким количество осадков вновь убывает, хотя и сохраняется значительная облачность, а осадки выпадают часто. Уменьшение количества осадков в высоких широтах объясняется малым влагосодержанием воздуха, а следовательно, и малой водностью облаков. Годовое количество осадков в полярных районах менее 300 мм, а над Восточно-Сибирским и Чукотским морями - менее 100 мм.

Влияние осадков на дальность радиолокационного обнаружения. Ослабление сигналов РЛС осадками (дождем, снегом, градом) происходит в основном за счет поглощения ими энергии электромагнитных волн. Уменьшение дальности радиолокационного обнаружения при осадках больше, чем при тумане. Степень ослабления зависит от интенсивности осадков: чем больше интенсивность, тем меньше дальность радиолокационного обнаружения. Наиболее сильное ослабление сигналов наблюдается от дождя (особенно сильных ливней), меньше - от града и снега.

Дальность радиолокационного обнаружения при осадках сокращается еще более значительно, когда отраженные от осадков сигналы на экране РЛС начинают «забивать» эхо-сигналы от объектов, находящихся в зоне осадков.

Влияние осадков на дальность радиолокационного обнаружения тем больше, чем меньше длина волны судовой РЛС и чем больше интенсивность осадков.

Вопросы для повторения

1. Какие процессы приводят к образованию осадков?
2. Как подразделяются осадки по своему происхождению и характеру выпадения?
3. Как связан характер осадков с формами облаков?
4. В каком виде могут выпадать осадки?
5. Как распределяются осадки по земному шару?
6. Какими единицами измеряется количество осадков?
7. Какое влияние оказывают осадки на радиолокационное обнаружение объектов?

Глава V.
АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ

§ 15. Вес, давление и плотность воздуха

Основные понятия. Атмосферное давление измеряется весом вышележащего столба воздуха на единицу горизонтальной поверхности. Общий вес атмосферы, которым она давит на поверхность Земли, составляет $5{,}3 \bullet 10^{15}$ т.

Распределение давления атмосферы по поверхности Земли неравномерно. Это обусловлено тем, что вес, и, следовательно, давление воздуха зависят от его плотности и от широты места, так как с широтой изменяется сила тяжести.

Плотность воздуха, т. е. его количество в единице объема зависит от температуры, влажности и давления. Эта зависимость определяется известными из физики газовыми законами Бойля-Мариотта, Гей-Люссака, основным уравнением газового состояния Клайпейрона и состоит в следующем:

чем выше температура воздуха, тем меньше его плотность, так как с повышением температуры воздух, как и все тела, расширяется и в единице объема его весовое количество уменьшается;

чем больше влажность воздуха, тем меньше его плотность, так как молекулярный вес водяного пара составляет всего 0,622 молекулярного веса воздуха;

чем больше давление, под которым находится тот или иной объем воздуха, тем больше его плотность, что вполне понятно, так как под давлением все газы легко сжимаются, а при уменьшении давления быстро расширяются.

При так называемых нормальных условиях, за которые принимаются: широта места 45°, температура воздуха на уровне моря 0° (273° по абсолютной шкале) и атмосферное давление 1,033 кг на 1 $см^2$, вес 1 $м^3$ сухого воздуха (при полном отсутствии водяных паров), т. е. его плотность, составляет 1293 $г/м^3$.

Практически плотность воздуха у поверхности Земли меняется от 1175 ч 1200 $г/м^3$ - у экватора до 1500 ч 1600 $г/м^3$ - при сильных морозах в Сибири.

Единица измерения атмосферного давления. Если запаянную с одного конца стеклянную трубку длиной в 1 м и сечением 1 $см^2$ наполнить ртутью и, перевернув, опустить в чашку с ртутью, то окажется, что ртуть в трубке несколько опустится. Вес оставшейся в трубке ртути будет равен весу столба воздуха над чашкой. При нормальном давлении (1,033 кг/’$см^2$) высота столба ртути в трубке над уровнем ртути в чашке составит 760 мм. Легко рассчитать, что действительно в этом случае вес ртути в трубке будет 1,033 кг. Если сечение трубки 1 $см^2$, то при высоте столба

760 мм объем ртути будет 76 $см^3$. Удельный вес ртути 13,596 $г/см^3$. Вес столба ртути 76•13,596 = 1033 г.

Со времен Торичелли, проделавшего такой опыт впервые в 1643 г., давление воздуха измеряли высотой ртутного столба в миллиметрах или дюймах. Когда в практику стали вводить различные расчетные методы анализа и прогноза состояния атмосферы, оказалось, что линейная мера - миллиметры, никак не связанная с физической сущностью давления как силы, крайне неудобна. Поэтому в двадцатых годах норвежским метеорологом В. Бьеркнесом была предложена новая единица для измерения атмосферного давления - миллибар (мб). ***Миллибар*** - это единица атмосферного давления, равная 1000 дн на 1 $см^2$, а 1 дн является силой, которая сообщает массе в 1 т ускорение движения на 1 $см/сек^2$.

В миллибарах нормальное давление составляет 1013,25 мб, а за стандартное давление в настоящее время принимается 1000 мб, или 750 мм. Сейчас еще встречаются приборы для измерения атмосферного давления, проградуированные в миллиметрах ртутного столба. Чтобы перевести одни единицы измерения в другие, необходимо помнить, что 1 мб приблизительно соответствует $^3/_4$ мм рт. ст., а 1 мм рт. ст. равен $^4/_3$ мб. Для облегчения перевода существуют специальные таблицы (Журнал для записи наблюдений, МТ - 63 и другие пособия).

§ 16. Изменение давления воздуха с высотой

Основное уравнение статики. С высотой плотность воздуха быстро убывает, несмотря на понижение температуры и уменьшение влагосодержания, так как уменьшается вес вышележащего столба воздуха, что оказывает значительно большее влияние на плотность, чем понижение температуры и влажности.

Изменение давления с высотой в условиях равновесия, т. е. когда воздух находится в покое, характеризуется основным уравнением статики атмосферы, а именно:

$$\Delta p = -\rho g \Delta z \quad \text{или} \quad \frac{\Delta \rho}{\Delta z} = -\rho g$$

где

p - плотность воздуха;

g - ускорение силы тяжести, зависящее от широты места и высоты; на экваторе сила тяжести меньше, на полюсах - больше;

$\frac{\Delta \rho}{\Delta z}$ - изменение давления p в элементарном слое z, равное весу столбика воздуха высотой z и площадью 1 $см^2$.

Однородная атмосфера. Если бы плотность воздуха с высотой не менялась, а сохранялась такой же, как у поверхности моря, то давление воздуха изменялось бы равномерно, в соответствии с уменьшением веса вышележащего столба воздуха. Такая атмосфера называется однородной, а ее высота составляла бы всего 8км.

Барометрическая формула для изотермической атмосферы. Для точных расчетов давления на заданной высоте или высоты по известному давлению используется полная барометрическая формула Лапласа.

$$z_2 - z_1 = 18400 \lg \frac{\rho_1}{\rho_2}(1 + \alpha t)(1 + 0{,}0378\frac{e}{\rho})(1 + 0{,}0026\cos 2\varphi)(1 + 3{,}14 \bullet 10^{-7} z_{cp})$$

Эта формула показывает, что с высотой давление изменяется не. равномерно, а по логарифмической кривой (в нижних слоях быстро, а чем выше, тем медленнее). Кроме того, формула учитывает (множители в скобках) влияние температуры t, влажности воздуха в и то, что с широтой φ и высотой z_{cp} меняется ускорение силы тяжести; p_1 и p_2 - давление на нижнем z_1 и верхнем z_2 уровнях.

Эту формулу называют еще формулой изотермической атмосферы, поскольку расчет ведется по средней температуре слоя.

Для вычисления z_2 по давлению p_2 или наоборот p_2 по z_2 до высоты 2 км над уровнем моря применяют упрощенную формулу Бабине

$$z_2 = 8000\frac{2(\rho_1 - \rho_2)}{\rho_1 + \rho_2}(1 + \alpha t)$$

где

8000 - высота однородной атмосферы;

a = 0,004 - коэффициент теплового расширения газов.

С помощью барометрических формул можно решать следующие задачи:

производить барометрическое нивелирование, т. е. вычислять высоту одного пункта над другим или над уровнем моря, если измерено давление в этих пунктах p_1 и p_2 и определена средняя температура воздушного слоя, на границах которого расположены эти пункты;

вычислять давление p_2 на высоте z_2, если известно давление в нижерасположенном пункте и средняя температура слоя t;

находить давление на нижнем уровне p_1 или на уровне моря p_o, если известны давление на верхнем уровне p_2 и его высота z_2

Барическая ступень. При небольшой разности высот проще пользоваться так называемой барической ступенью, под которой понимается расстояние по вертикали, в пределах которого давление изменяется на 1 мб (уменьшается при подъеме и увеличивается при опускании).

Величина барической ступени определяется из формулы Бабине исходя из того, что $p_2 - p_1 = 1$ мб (по условию), а $p_1 + p_2$ можно принять равным 2p. Тогда барическая ступень

$$n = \frac{8000}{\rho}(1 + \alpha t)$$

Вблизи уровня моря барическая ступень в среднем равна 8 м на 1 мб (или 10 м на 1 мм), но с высотой, вследствие падения давления, она быстро увеличивается и на высоте 5 км равна примерно 15 м/мб, на высоте

18 км - 70 м/мб; при одном и том же давлении она тем больше, чем выше температура. Иначе говоря, барическая ступень обратно пропорциональна плотности воздуха.

Приведение давления к уровню моря. На метеостанциях и судах атмосферное давление измеряется на различных высотах над уровнем моря. Чтобы сравнивать такие измерения, их приводят к уровню Мирового океана (обычно говорят - к уровню моря). Для этого к давлению, измеренному на высоте z над уровнем моря, придают поправку Δp, вычисленную с помощью барической ступени n по формуле

$$\Delta\rho = \frac{z}{n}\ мб$$

Эта поправка всегда положительна, однако следует иметь в виду, что уровень Каспийского моря на 27,5 м ниже уровня Мирового океана и поэтому из приведенного к уровню Каспийского моря давления вычитается дополнительная поправка 3,0 - 3,6 мб (в зависимости от p и t).

§ 17. Способы измерения атмосферного давления

Ртутные барометры. Выше (см. § 15) был описан способ измерения атмосферного давления высотой ртутного столба. На этом принципе устроены чашечные барометры. Морской чашечный барометр устанавливают на кардановом подвесе. Однако на судах редко используются ртутные барометры (обычно лишь в научных экспедициях и на специальных стационарных судах - «кораблях погоды»).

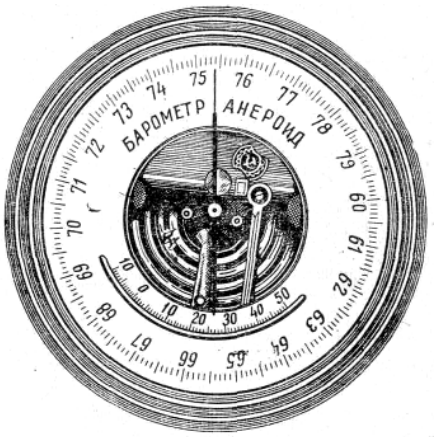


Рис.12. Барометр-анероид

Барометр-анероид. Основным прибором для измерения атмосферного давления на судах является барометр-анероид (рис. 12). Принимающей частью прибора является так называемая анероидная коробка, изготовленная из тонкого металла с гофрированным верхом. Из нее почти полностью выкачан воздух. Сверху к ней прикреплена пружина.

Сжатие и растяжение анероидной коробки через систему рычагов передается на стрелку-указатель. Шкалы анероидов проградуированы в миллиметрах ртутного столба. Анероид снабжен термометром. Барометр хранится в специальном футляре с мягкой подстилкой в штурманской рубке (обычно в специальном ящике штурманского стола) в горизонтальном положении.

Существенным преимуществом барометра - анероида по сравнению с ртутным является большая чувствительность к изменениям давления, небольшие размеры и удобство обращения с ним. Недостаток - изменчивость поправок, поэтому его необходимо периодически сдавать на про-

верку.

При выполнении наблюдений по анероиду необходимо, не вынимая его из футляра, отсчитать показания термометра с точностью до 0,1°. Затем следует слегка постучать пальцем по защитному стеклу для преодоления трений в передаточном механизме и после этого отсчитать давление с точностью до 0,1 мм. При отсчете глаз нужно держать непосредственно над стрелкой так, чтобы его отражение в защитном стекле совпадало со стрелкой.

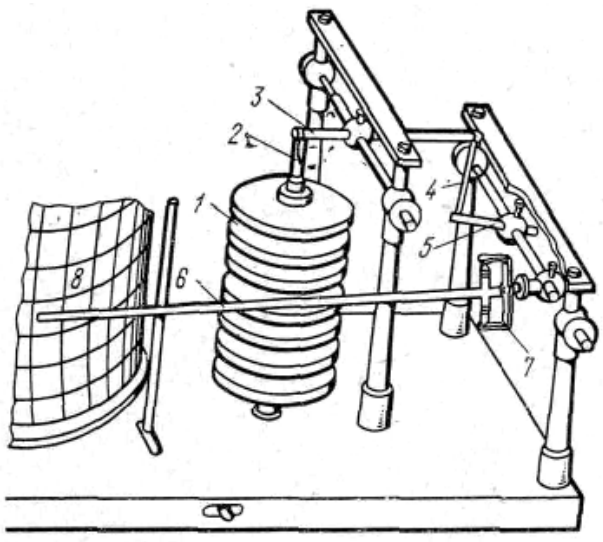
К отсчетам анероида вводится три поправки.

1. Поправка шкалы. Таблица поправок приводится в паспорте анероида, поправка выбирается по величине давления.

2. Поправка на температуру прибора. При изменении температуры анероида изменяется упругость барокоробки и пружины. Для каждого прибора определяется так называемый температурный коэффициент, который указывает величину изменений его показаний при изменении температуры на 1°. Этот коэффициент также вписывают в паспорт и обычно он имеет отрицательные значения порядка от - 0,01 до - 0,06. При умножении его на температуру получают поправку на приведение показаний анероида к нулю градусов.

3. Добавочная поправка, которая зависит главным образом от остаточных деформаций барокоробки и пружины анероида. Добавочная поправка приводится в паспорте с указанием даты, когда она была определена.

Барограф. Наблюдения за атмосферным давлением, особенно за его изменениями во времени, чрезвычайно важны для судоводителя, так как позволяют судить о предстоящих изменениях погоды. Для этой цели служит барограф (рис. 13), который автоматически и непрерывно ведет запись атмосферного давления. Барограф устанавливается в штурманской или рулевой рубке и закрепляется на полочке или на столе. Прибор состоит из воспринимающей и записывающей частей. Первой является столбик барокоробок, в каждую из которых вставлена пружина рессорного типа. Сжатие или растяжение столбика барокоробок под воздейст-



1 - анероидные коробки;
2 и 4 - тяги;
3 и 5 - промежуточные рычаги;
6 - алюминиевый рычаг с пером;
7 - рамка;
8 - барабан с часовым механизмом.

Рис. 13. Схема механизма барографа.

вием меняющегося атмосферного давления через серию рычагов передается на стрелку с пером на конце. Перо, наполненное специальными чернилами, скользит по ленте, надетой на барабан с часовым механизмом.

Барабаны бывают с суточным и недельным оборотом. Соответственно и ленты к ним выпускаются суточные (с вертикальными дугами, проведенными через 15 мин, и более жирными - через 1 ч) и недельные (с вертикальными дугами через 2 ч и более жирными - для 12 и 24 ч каждых

Для использования на судах удобнее барографы с недельным оборотом барабана. По барографу определяется весьма важная характеристика для суждения о предстоящих переменах в погоде - барическая тенденция, показывающая, как изменяется атмосферное давление. Барическую тенденцию принято определять за последние 3ч. По кривой ленте барографа определяют, на сколько изменилось атмосферное давление за 3ч и каков характер этих изменений (рост или падение).

§ 18. Суточный и годовой ход атмосферного давления

Суточный ход давления. Характерной особенностью суточного хода атмосферного давления как в умеренных широтах, так и в тропиках, является наличие двух максимумов (около 10 и 22 ч) и двух минимумов (около 4 и 16 ч) местного времени. Дневные колебания (максимум около 10 ч и минимум около 16 ч) выражены более резко.

Амплитуда колебаний увеличивается по мере уменьшения широты. Так, на широте 60° разность давления между 10 и 16 ч составляет всего 0,3 мб, в Одессе (46°, 5 с. ш.) - 0,8 мб, на широте 33° - 1,8 мб, на Гавайских островах (около 20° с. ш.) - 2,5 мб и на широте 4° (в океане) - до 3,2 мб.

В умеренных и высоких широтах на очень небольшие суточные колебания давления накладываются в десятки (иногда в сотни) раз большие колебания, связанные с прохождением циклонов и антициклонов. Межсуточные изменения атмосферного давления в умеренных широтах, в зависимости от активности циклонической деятельности в том или ином районе, в среднем составляют от 3 до 10 мб.

Годовой ход давления над материками и океанами различен и противоположен, что связано с различной теплоемкостью воды и суши: материки быстро нагреваются, но и быстро остывают, а океаны медленно нагреваются и медленно остывают. Это наиболее заметно в умеренных широтах, где интенсивность притока солнечного тепла летом и зимой резко различна.

Поэтому над материками летом, когда они и воздух над ними бывают сильно нагреты, наблюдается минимальное давление, а зимой, когда сильно ’охлажденный воздух достигает наибольшей плотности - максимальное. Годовая амплитуда над Сибирью в среднем превышает 30 мб, над другими материками она значительно меньше - около 10 - 15 мб.

Над океанами основной минимум давления приходится на ноябрь -

январь и второй, слабо выраженный - на апрель, а максимум основной - на июль - август и вторичный - на март, но годовая амплитуда меньше, чем над материками. В умеренных широтах годовая амплитуда над океанами 5 - 6 мб, а в тропиках не превышает 2 - 3 мб.

§ 19. Распределение давления на земной поверхности

Карты давления воздуха. Атмосферное давление - величина изменчивая: в каждом данном пункте она меняется и в течение суток, месяца, и в течение года, причем различно над материками и океанами и на разных широтах.

Для выявления характерных особенностей в распределении атмосферного давления между материками и океанами и на различных широтах по данным многолетних систематических измерений давления для большого числа пунктов земного шара вычислены его средние значения на уровне моря для отдельных сезонов и месяцев и по ним построены карты распределения атмосферного давления. Такие карты называются картами барического поля. На этих 'картах проведены изобары - линии, соединяющие места с одинаковым давлением. Изобары проводят обычно для значений давления через 5 мб и соответственно подписывают. Они позволяют выявить районы с преобладанием высокого и низкого давления.

Формы барического рельефа. На картах изобар, составленных по одновременным измерениям давления в большом числе пунктов, образуются разнообразные формы барического рельефа (поля).

Основными формами барического рельефа являются следующие,

1.Циклоны, или барические минимумы - области низкого атмосферного давления, очерчиваемые системой концентрических замкнутых изобар, значение каждой из которых (по величине давления) уменьшается от периферии к центру. В центре наблюдается самое низкое давление (рис. 14, а). Поперечник циклонов умеренных широт обычно от 1000 км в начале развития до нескольких тысяч километров к моменту стационирования.

2. Антициклоны, или барические максимумы - области высокого атмосферного давления, очерчиваемые системой замкнутых изобар, значение которых возрастает от периферии к центру, где оно наибольшее (рис. 14, б). Поперечник антициклона может достигать нескольких тысяч километров.

3. Ложбины - вытянутые от циклона области низкого давления (рис. 14, в). Иногда в ложбине возникает небольшой центр низкого давления, имеющий одну-две замкнутые изобары. Такой центр называется частным циклоном.

4. Гребень - вытянутая от антициклона область высокого давления (рис. 14, г). Если гребень обширен по площади и в его области имеется

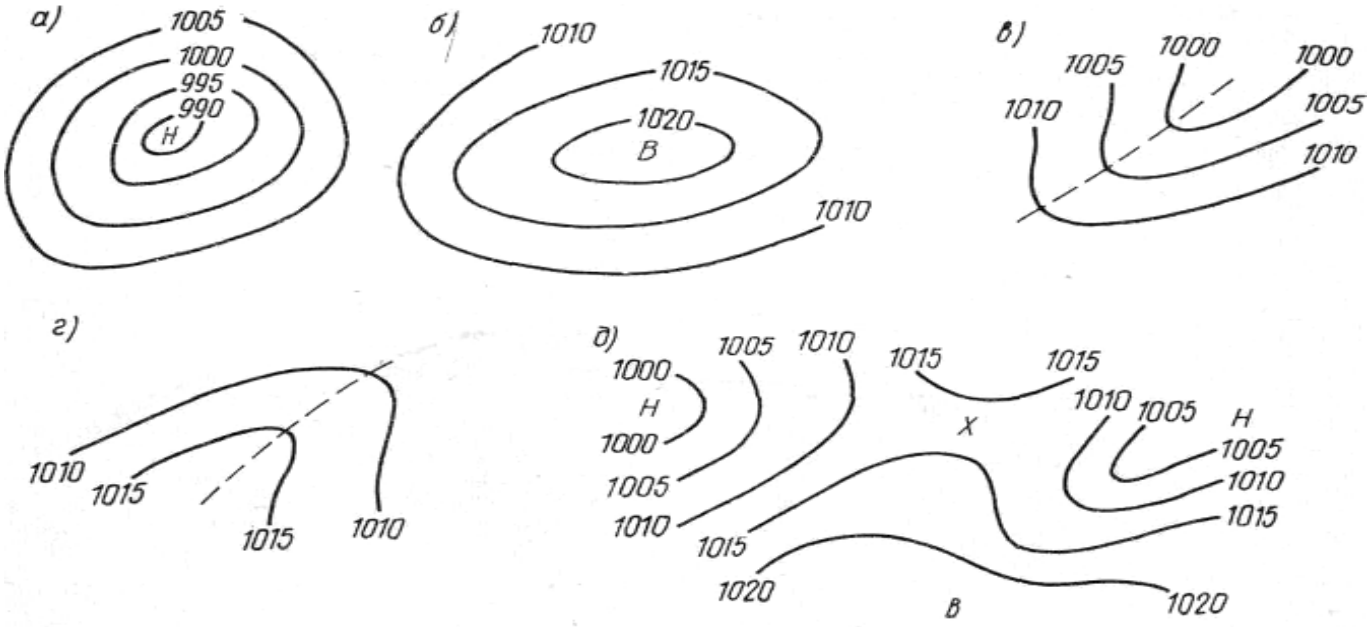


Рис. 14. Основные формы барического рельефа:
а - циклон; б - антициклон; в - ложбина; г - гребень; д - седловина

самостоятельный центр высокого давления, очерчиваемый замкнутой изобарой, то его называют отрогом антициклона.

5. Седловина - область в барическом поле между двумя циклонами и двумя антициклонами, расположенными крест-накрест (в шахматном порядке) (рис. 14, д).

Ложбины и гребни имеют оси - линии, на которых изобары имеют наибольшую кривизну (в ложбине иногда излом).

На картах изобар в центре циклонов ставится буква **Н** (низкое), а на иностранных картах **L** (low), в центре антициклонов - буква **В** (высокое), а на иностранных - **Н** (high).

Распределение давления на земном шаре в январе и июле. Для характеристики особенностей распределения атмосферного давления зимой и летом, достаточно рассмотреть карты изобар за январь (зима в северном полушарии и лето - в южном) и июль (северное лето и южная зима).

Рассматривая и сопоставляя одну карту с другой (рис. 15, 16), видно, что как в январе, так и в июле вблизи экватора сохраняется полоса пониженного давления со значениями около 1010 мб. Она так и называется экваториальной полосой (поясом) пониженного давления.

К северу и югу от экваториальной полосы пониженного давления, на широтах 20 - 40° с. ш. и ю. ш., располагаются полосы повышенного давления, расчлененные на отдельные области более высокого (1020 - 1025 мб). Это так называемые субтропические пояса высокого давления. Отдельные области более высокого давления в этих поясах по месту своего расположения получили собственные наименования: в северном полушарии - азорский максимум (антициклон) в Атлантическом океане и гавайский (гонолульский) - в Тихом океане.

Летом субтропический пояс высокого давления в северном полушарии

разрывается над Аравией и Индией, где из-за сильного перегрева возникает обширная область низкого давления. Но зимой на эти же районы распространяется сезонный сибирский антициклон. В южном полушарии субтропический пояс высокого давления распадается на три обособленных антициклона: южноатлантический, южноиндийский и южнотихоокеанский.

К умеренным и субполярным широтам давление вновь понижается в среднем по широтным кругам: в северном полушарии - до 1012 - 1010 мб, в южном, к 60 - 70° ю. ш., - до 980 - 985 мб, причем на этих широтах оно распределено сравнительно равномерно. В северном полушарии среднее широтное давление 1010 - 1012 мб по существу фиктивно, так как из-за неравномерного распределения суши и моря создается много сезонных областей как высокого, так и низкого давления, особенно зимой.

Зимой для умеренных широт северного полушария характерны следующие области (или центры) высокого и низкого давления:

исландский минимум - обширная область, занимающая весь север Атлантики и распространяющаяся на Баренцево я Карское моря; давление в центре этой области у Исландии 995 мб;

сибирский (азиатский) антициклон - столь же обширная область высокого давления, занимающая всю Азию (кроме юга Индии и Индокитая); давление в центре, над Монголией 1040 мб;;

алеутский циклон - занимает весь север Тихого океана до Берингова пролива; давление у Алеутских островов около 1000 мб;

канадский„антициклон, точнее северо-американский, так как имеет два центра: на севере Канады и на севере США (1022 мб).

Для зимы южного полушария (июль) характерны австралийский и южноафриканский антициклоны (около 1020 и 1025 мб соответственно).

Летом над прогретыми материками области высокого давления заменяются размытыми областями пониженного давления (ниже 1010 мб). Исландский минимум сохраняется, но сильно уменьшается по площади и давление в его центре повышается до 1010 мб. Алеутский циклон смещается на север Канады. Над океанами далеко к северу распространяются азорский и гавайские антициклоны, над Баренцевым морем и севернее Берингова пролива возникают самостоятельные области несколько повышенного давления (около 1013 мб). Над полярными районами преобладают области повышенного давления в течение всего года; особенно отчетливо выражена область повышенного давления над Антарктидой.

Перечисленные постоянно существующие и сезонные области высокого и низкого давления получили общее название климатологических центров действия атмосферы, поскольку эти барические области определяют циркуляцию атмосферы, климат и погоду над обширными территориями земного шара.

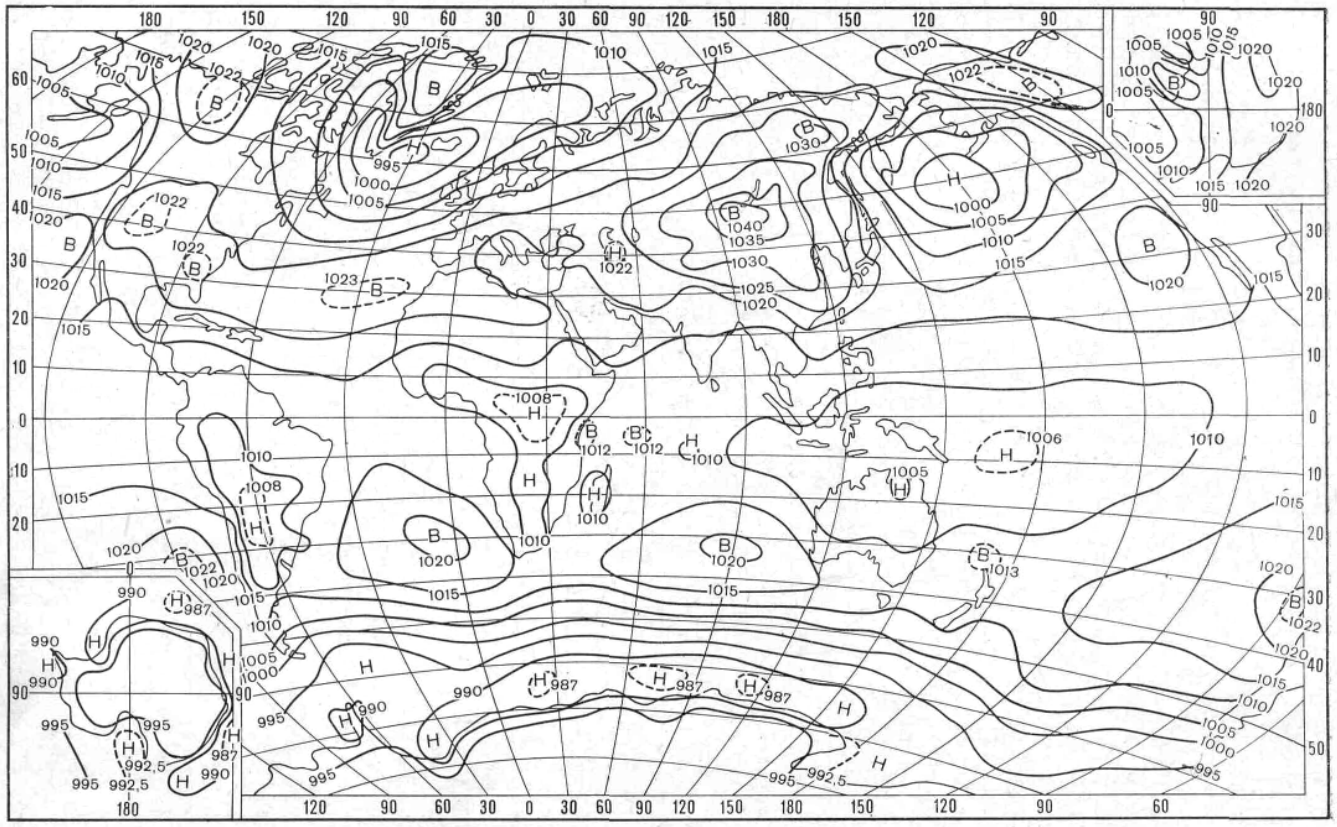


Рис.15. Среднее многолетнее распределение атмосферного давления над уровнем моря в январе

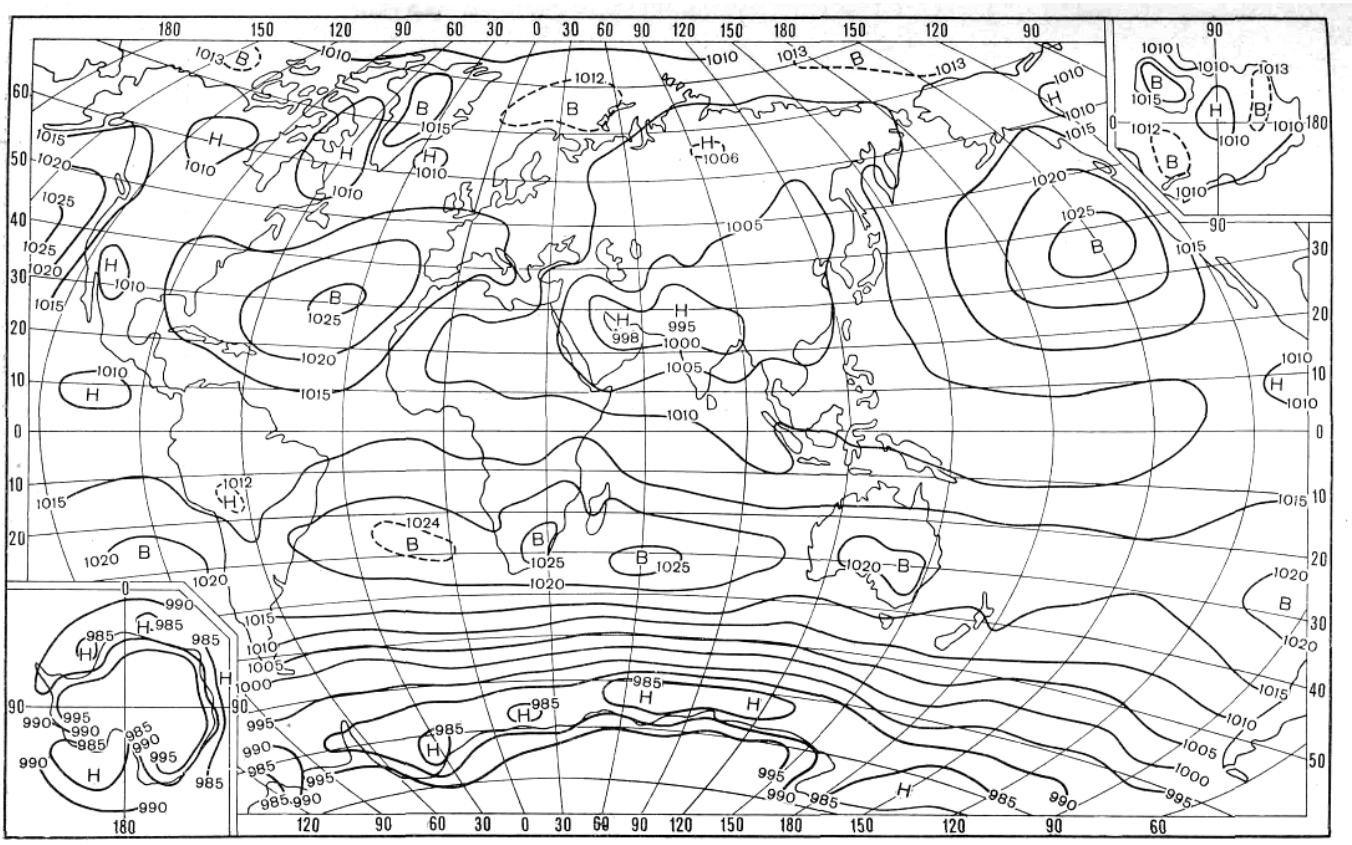


Рис.16. Среднее многолетнее распределение атмосферного давления над уровнем моря в июле

Вопросы для повторения

1. Что такое атмосферное давление и от чего оно зависит?
2. От чего зависит плотность воздуха?
3. В каких единицах измеряется атмосферное давление?
4. Как перевести величину атмосферного давления, выраженную в одних единицах, в другие единицы?
5. Что такое нормальное и стандартное давления?
6. Как изменяется давление и плотность воздуха с высотой?
7. Какова упрощенная барометрическая формула. Какие задачи с ее помощью можно решать?
8. Что такое барическая ступень?
9. Для чего атмосферное давление приводится к уровню моря и как это делается?
10. Какими приборами измеряется атмосферное давление?
11. Какие поправки вводятся к показаниям анероида?
12. Каков суточный ход давления и какова его амплитуда в тропиках и в умеренных широтах?
13. В чем различие в годовом ходе давления над материками и океанами и чем это различие обусловлено?
14. Что такое центры действия атмосферы?
15. Каковы постоянно существующие и 'сезонные центры действия атмосферы?
16. Каковы формы барического рельефа и чем они характеризуются?

Глава VI.
ВОЗДУШНЫЕ ТЕЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

§ 20. Ветер и условия его возникновения

Общие понятия о ветре. Ветром называют горизонтальное движение воздуха относительно земной поверхности. Непосредственная причина его возникновения - неравномерное распределение атмосферного давления на Земле. Из района, где давление выше, т. е. масса воздуха больше, воздух начинает перемещаться в область, где оно ниже, т. е. масса воздуха меньше. Существенное значение в неравномерном распределении атмосферного давления имеет температура воздуха, так как плотность воздуха, а следовательно и его вес, в холодном воздухе больше, в теплом меньше.

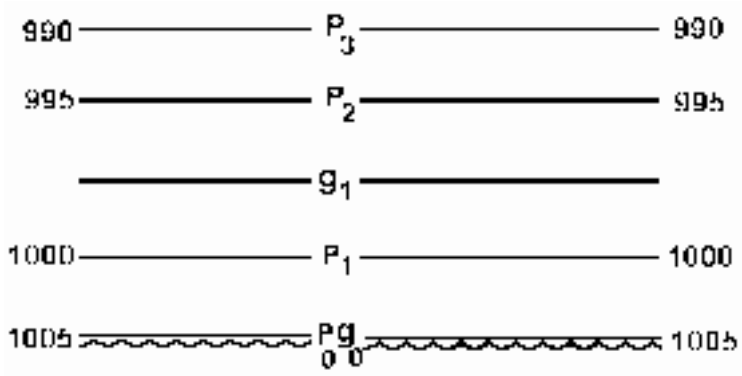


Рис. 17. Условия горизонтального равновесия воздуха

Поверхность, в любой точке которой давление одинаково, называется ***изобарической***.

Поверхности, имеющие в любой точке одинаковое напряжение (величину) силы тяжести, называются ***поверхностями уровня***.

В первом приближении они проходят горизонтально (рис.17, линия g_1) и параллельно уровню моря, который также является поверхностью уровня (g_0).

Если в атмосфере изобарические поверхности проходят горизонтально, т. е. параллельно поверхностям уровня и уровню моря, то из определения изобарической поверхности следует, что в этом случае в любой точке поверхности уровня давление воздуха будет одинаковым (см. рис. 17). Следовательно, не будет условий для горизонтального перемещения воздуха и возникновения ветра, т. *е.* воздух будет находиться в горизонтальном равновесии. На рисунке даны изобарические поверхности P_0 ,P_1. горизонтальны и параллельны поверхностям g_0, g_1, на которых давление всюду одинаково (на g_0 P_0=1005 *мб)*. Изобар нет. В реальной атмосфере изобарические поверхности в большинстве случаев не бывают горизонтальны. В области высокого давления в нижних слоях они образуют выпуклость вверх, а в областях низкого давления прогибаются вниз.

Таким образом, в большинстве случаев изобарические поверхности

проходят в атмосфере под некоторым углом к поверхности уровня и пересекают их (см. рис. 18).

Линии пересечения изобарических поверхностей с горизонтальной плоскостью, например с уровнем моря, являются изобарами, т. е. линиями равного давления. От одной изобары к другой атмосферное давление на горизонтальной плоско

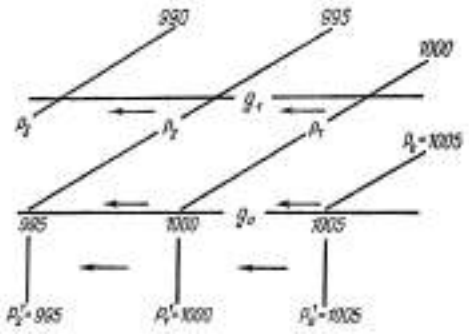


Рис. 18. Условия нарушения горизонтального равновесия.

сти либо понижается, либо повышается. Создается разность давления, горизонтальное равновесие нарушается, воздух начинает перемещаться из области более высокого давления в область более низкого.

Изобарические поверхности (P_0, P_1) наклонны и пересекают поверхности уровня (g_0, g_1), образуя на них изобары (p_0, p_1).

§ 21. Барический градиент

Понятие о барическом градиенте. Градиентом всякой физической величины называется ее изменение в пространстве в направлении наименьших значений, отнесенное к единице расстояния. Поскольку градиент определяется величиной и направлением, то, следовательно, градиент есть величина векторная[1].

Барическим градиентом называется изменение атмосферного давления на единицу расстояния в направлении, перпендикулярном изобарической поверхности в данной точке, в сторону уменьшения давления.

Как всякий вектор, барический градиент можно изобразить стрелкой, направленной по нормали (перпендикулярно) к изобарической поверхности в сторону меньшего давления; величина (длина) стрелки будет тем больше, чем меньше расстояние между изобарическими поверхностями, так как при этом на единицу расстояния будет приходиться большее изменение давления.

[1] ***Напомним,- что физические величины бывают скалярные и векторные. Скалярные характеризуются только их численным значением, как, например, температура, влажность и давление воздуха в данном пункте; векторные не только численным значением, но и направлением, как например, ветер.***

Горизонтальная и вертикальная составляющая барического градиента. Если изобарические поверхности горизонтальны, то барический градиент направлен вертикально вверх, если наклонены - под некоторым углом по отношению к вертикали.

В этом случае вектор барического градиента *OA* (рис. 19) можно разложить на его (вертикальную *0B* и горизонтальную *OC* составляющие. Тогда :

$$OA = \frac{\Delta p}{\Delta n} \qquad OB = OA \cos\alpha \qquad OC = OA \sin\alpha$$

Так как в реальной атмосфере в умеренных широтах угол наклона изобарических поверхностей очень мал ($\alpha<0°10'$), то вертикальная составляющая барического градиента в тысячи и десятки тысяч раз больше горизонтальной составляющей. Однако вертикальная составляющая уравно-

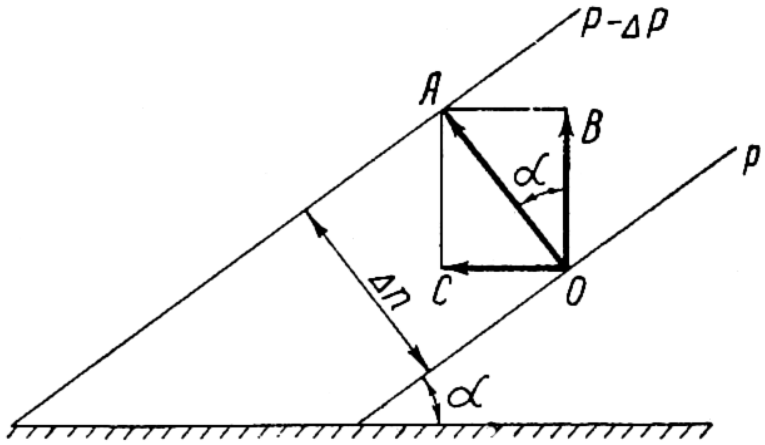


Рис. 19. Горизонтальная и вертикальная составляющие барического градиента

вешивается (или почти уравновешивается) направленной в противоположную сторону (вниз) силой тяжести и не вызывает существенных движений воздуха. На горизонтальные движения масс воздуха она вообще не влияет. Эти движения вызываются исключительно горизонтальной составляющей барического градиента, которую в дальнейшем будем называть ***барическим градиентом***.

Практически его величина определяется по картам изобар, которые обычно проводятся через 5 *мб.* По расстоянию между ними, измеренному по нормали (перпендикулярно) к изобаре с большим значением давления, и вычисляется градиент, причем за единицу расстояния обычно принимается 100 *км* или длина 1° меридиана, равная 60 морским милям (111 *км).*

Величина барического градиента обычно не превышает 1−*3мб/град·мер,* но при исключительной силы штормах она может достигать 30 *мб/град·мер.* Вблизи экватора барическое поле очень размыто и градиенты там в среднем составляют всего 0,14 *мб/град·мер.*

Если барический градиент выразить в системе единиц CGS, то разность давлений p должна быть обозначена в динах на кв. сантиметр, а

расстояние - в сантиметрах. Тогда размерность градиента

$$\left|\frac{\Delta p}{\Delta n}\right| = \frac{\text{дн}}{\text{см}^2 \cdot \text{см}} = \frac{\text{дн}}{\text{см}^3}$$

Поскольку дина *(дн)* в системе CGS является единицей силы, а кубический сантиметр *($см^3$)* - единицей объема, то барический градиент является силой, приложенной к единице объема воздуха.

§ 22. Силы, действующие на движущуюся массу воздуха

Сила барического градиента. С появлением барического градиента возникает горизонтальное движение воздуха, так как барический градиент является силой, приложенной к единице объема.

Однако для многих расчетов удобнее рассматривать движущую силу барического градиента, приложенную не к единице объема, а к единице массы воздуха. Для этого объем *($см^3$)* следует умножить на плотность *($г/см^3$)*. Тогда

$$G = -\frac{1}{\rho}\frac{\Delta p}{\Delta n}$$

где

G – движущая сила барического градиента, имеющая размерность ускорения:

$$G = \frac{\text{дн}}{\text{г} / \text{см}^3 \text{см}^3} = \frac{\text{см}}{\text{сек}^2}$$

Казалось бы, что если движущая сила выражается ускорением, то вызываемое ею движение должно быть равноускоренным, т. е. скорость должна непрерывно возрастать

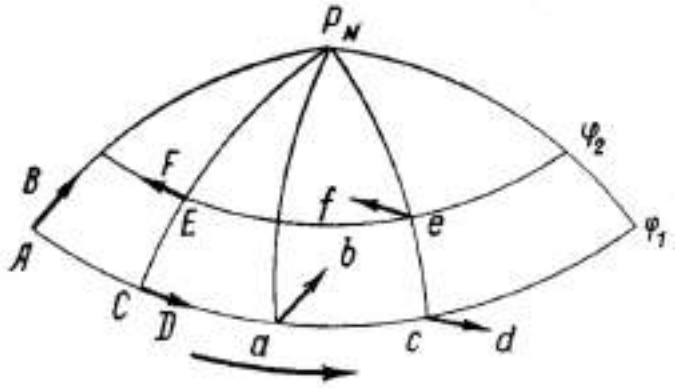


Рис. 20. Отклоняющее действие вращения Земли на движущуюся массу.

Однако этого не происходит, потому что как только масса воздуха приходит в движение, на нее начинают действовать отклоняющие и тормозящие силы: отклоняющая сила вращения Земли, сила трения и центробежная сила.

Сила Кориолиса. Отклоняющая сила вращения Земли, или сила Ко-

риолиса, - результат того, что мы определяем направление движения по отношению к вращающимся земным координатам, а движущаяся масса по инерции стремится сохранить прямолинейное движение по отношению к неподвижным координатам, например по отношению к неподвижным звездам. Иначе говоря, движущаяся масса (воздуха, воды и всякого другого тела) сохраняет движение в направлении того светила, на которое оно было первоначально направлено, и следует за ним при его видимом движении по небесному своду, т. е. в северном полушарии отклоняется вправо, в южном - влево от первоначального направления.

Как видно из рис. 20 направление движения сохраняется в мировом пространстве (AB‖ab, *CD||cd, EF||ef),* во всех случаях отклоняясь вправо (северное полушарие) от направления меридианов и параллелей земного шара.

Величина отклоняющей силы вращения Земли определяется формулой

$$A = 2\omega \sin \varphi \upsilon$$

где

$\omega = 7{,}29 \cdot 10^{-5}$ сек $^{-1}$ - угловая скорость вращения Земли;

φ - широта места;

υ - скорость движения массы воздуха (скорость ветра).

$$|A| = \frac{1}{\text{сек}} \frac{\text{см}}{\text{сек}} = \frac{\text{см}}{\text{сек}^2}$$

т. е. размерность та же, как и у силы барического градиента. Подсчеты показывают, что и по величине она того же порядка, что и сила барического градиента (на широте 30° - 0,07 *см/сек^2,* на полюсе - 0,15 *см/сек^2* при скорости ветра 10 *м/сек,* а на экваторе отклоняющая сила отсутствует, так как $\sin\varphi = 0$).

Как видно из формулы, отклоняющая сила Кориолиса прямо пропорциональна широте места (увеличивается от экватора к полюсам) и скорости ветра (чем больше скорость, тем больше отклоняющая сила).

Сила Кориолиса в каждый данный момент направлена перпендикулярно к направлению движущейся массы (вправо в северном полушарии, влево - в южном).

Сила трения. Сила трения в основном сказывается в нижних слоях атмосферы и вызывается тем, что воздушная масса перемещается над шероховатой подстилающей поверхностью, вследствие чего воздушные частицы, непосредственно соприкасающиеся с земной (или водной) поверхностью замедляют движение. В результате перемешивания частицы с уменьшенной скоростью переносятся вверх, на место их сверху поступают частицы с большой скоростью, скорость которых при соприкосновении с земной поверхностью также замедляется и т. д.

В результате в некотором слое, называемом слоем трения, скорость воздушного потока уменьшается, больше - у самой земной поверхности,

меньше - по мере увеличения высоты. Высота, на которой сила трения практически исчезает, называется ***уровнем трения***. В зависимости от степени перемешивания и от степени шероховатости (неровности) земной поверхности уровень трения бывает на высоте от 500 до 1500 м, а в среднем принимается равным 1000 *м* (в горных районах больше).

Сила трения у земной поверхности

$$R = -\kappa\upsilon$$

где

κ - коэффициент трения, зависящий от степени шероховатости подстилающей поверхности; на суше он может достигать $12 \cdot 10^{-5}$ сек$^{-1}$, над океанами $2 \cdot 10^{-5}$ сек$^{-1}$

υ - скорость ветра.

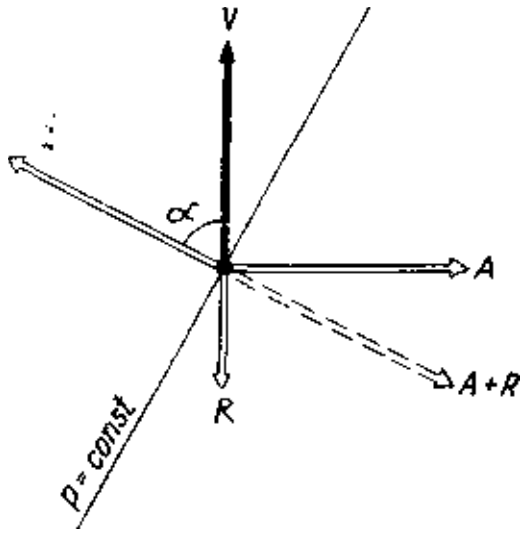


Рис. 21. Равномерное прямолинейное движение воздуха при наличии силы трения

Размерность силы трения $|R| = \frac{см}{сек^2}$. Знак минус указывает, что сила трения направлена в противоположную сторону от направления ветра *v,* т. е. она уменьшает скорость движения массы воздуха (скорость ветра).

Отклонение ветра от изобар. Чтобы возникшее под действием силы барического градиента движение воздуха стало равномерным и прямолинейным, силу барического градиента необходимо уравновесить векторной суммой отклоняющей силы вращения Земли и силы трения (рис. 21), т. е. чтобы $G=A+R$, где G - сила барического градиента, A - сила Кориолиса, R - сила трения. Из рисунка видно, что при наличии силы трения R направление приземного ветра v отклоняется от направления барического градиента G на угол <90°, т. е. пересекает изобару в сторону более низкого давления.

Величину этого отклонения (угол б) нетрудно рассчитать, если учесть, что согласно рис. 21

$$\frac{A}{G} = \sin\alpha \qquad \frac{R}{G} = \cos\alpha$$

Таким образом были вычислены углы отклонения направления ветра вблизи поверхности

Таблица 4

Ф град	0	5	10	20	40	60	80	90
α	0	32	52	68	/8	81	82	82
β	90	58	38	22	12	9	8	8

океана от направления градиента α или изобары β на различных широтах φ (табл. 4).

Над сушей коэффициент трения к менее определен из-за разнообразия в рельефе и существенного влияния распределения температуры воздуха по высоте. Так, над ровной местностью к меньше, над пересеченной - больше. Влияние распределения температуры состоит в том, что при инверсиях, т. е. при повышении температуры воздуха с высотой, воздухообмен с более высокими слоями затруднен или полностью исключается. А такое положение над сушей в ночные часы наблюдается часто. Поэтому в умеренных широтах над равнинной местностью угол отклонения ветра от градиента α в среднем составляет около 60°, а ночью при инверсиях уменьшается до 45^0 - 50°, над морем соответственно 80^0 - 85^0 и 60^0 - 65^0.

Геострофический ветер. При отсутствии силы трения сила барического градиента на прямолинейных изобарах уравновешивается одной отклоняющей силой вращения Земли *A,* которая в этом случае будет направлена прямо противоположно *G,* а ветер примет направление по изобаре (α = 90°), оставляя низкое давление слева в северном полушарии и справа - в южном.

Такой ветер, наблюдающийся при прямолинейных изобарах выше уровня трения, называется ***геострофическим*** (рис. 22, жирная стрелка).

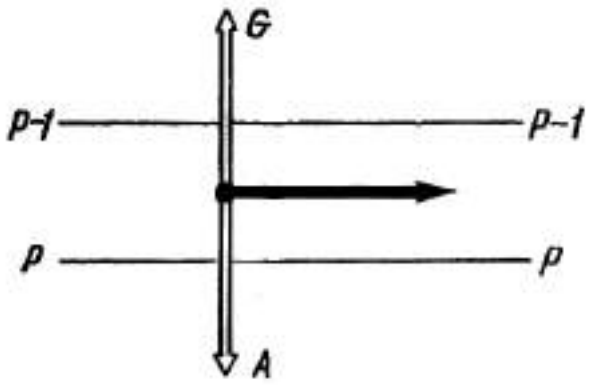


Рис. 22. Геострофический ветер.

Его скорость

$$\upsilon_G = \frac{4{,}8}{\sin\varphi}\frac{\Delta p}{\Delta n}\left|m/сек\right|$$

Здесь $\frac{\Delta p}{\Delta n}$ должно быть в *мб/град · мер.*

Центробежная сила. Градиентный ветер. Изобары не всегда прямолинейны, а при криволинейном движении воздуха появляется центробежная сила. Ее величина

$$C = \frac{\upsilon^2}{r}$$

где r – радиус кривизны траектории (изобары).

Центробежная сила направлена по радиусу кривизны траектории. В циклоне она направлена против силы градиента и совпадает с отклоняющей силой вращения Земли, в антициклоне совпадает с силой барического градиента (рис. 23). Отсюда можно сделать вывод, что при одном и том же градиенте скорость ветра в циклоне меньше, а в антициклоне больше, чем при прямолинейных изобарах.

Движение воздуха под действием сил градиента, центробежной и Кориолиса и при отсутствии трения называется ***градиентным ветром***.

а – в циклоне
б – в антициклоне

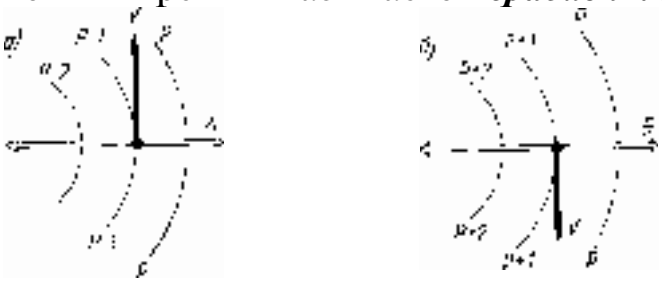


Рис. 23. Градиентный ветер

Градиентная линейка. Расчет скорости ветра над морем может быть выполнен по формуле. Вместе с тем предложен ряд номограмм, именуемых градиентными линейками, с помощью которых по расстоянию между изобарами определяется скорость геострофического ветра, а по направлению изобар - его направление.

Большинство градиентных линеек рассчитано для карт определенного масштаба. Однако линейка, рекомендуемая Государственным океанографическим институтом (ГОИН), пригодна для карт любого масштаба (рис. 24). Она рассчитана по приведенной выше формуле геострофического ветра.

Пользование линейкой весьма просто. Циркулем снимают расстояние между изобарами (по нормали к ним) и измеряют в градусах меридиана.

Полученное значение находят на нижней шкале линейки, от него поднимаются вертикально вверх до наклонной линии, соответствующей широте места, для которого определяется ветер. Промежуточные значения широты находят интерполяцией. Далее, по горизонтали смещаясь влево, на вертикальной шкале отсчитывают скорость геострофического ветра. Полученная скорость геострофического ветра еще не будет скоростью ветра вблизи поверхности моря.

Для перехода последней необходимо скорость геострофического ветра умножить на коэффициент, зависящий от разности температур воды и воздуха (табл. 5).

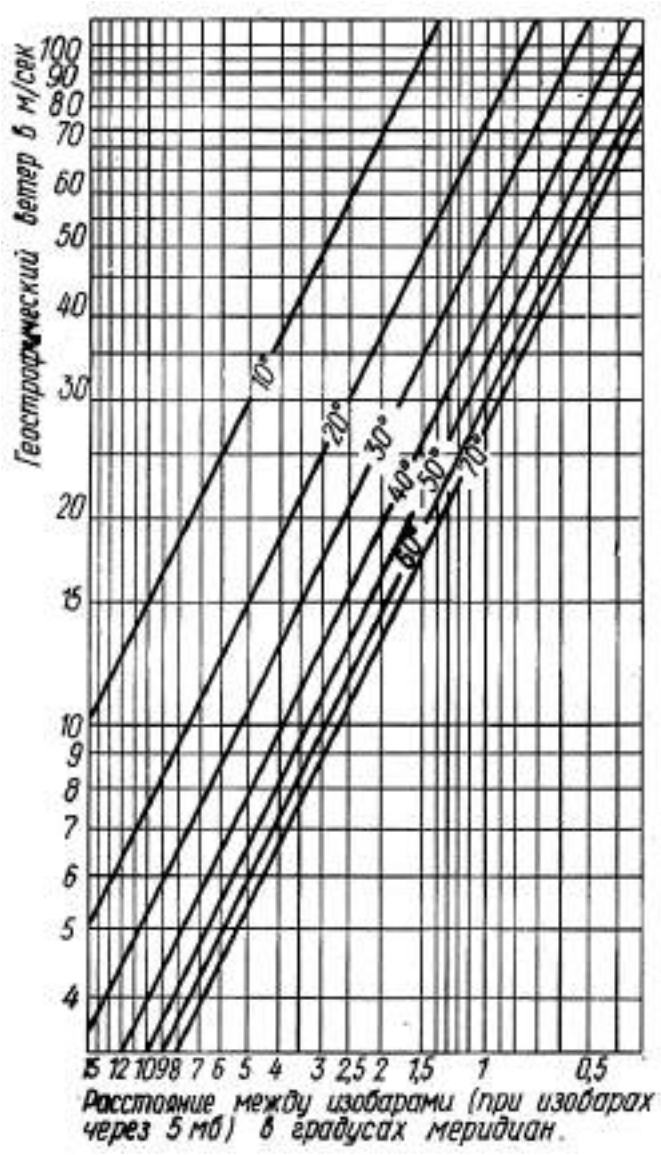


Рис. 24. Градиентная линейка.

Таблица 5

Вода	Разность температур	Коэффициент
Вода холоднее воздуха	более чем на 0,5° на 0,5−0,1°	0,5 0,6
Вода теплее воздуха	на 0,0-2,0° более чем на 2,0°	0,7 0,8

Если разность температур не измерялась, то берется коэффициент 0,7.

а − циклона

б − антициклона

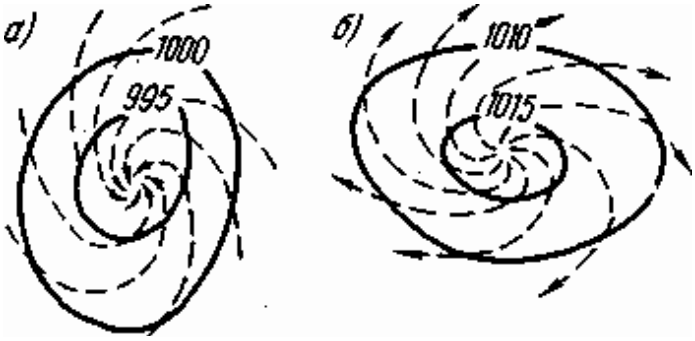


Рис.25. Линии тока (прерывистые линии) и изобары (сплошные линии) в нижних слоях

Распределение воздушных потоков в барических системах. На основании вышеизложен ного рассмотрим распределение воздушных потоков в основных формах барического рельефа.

В циклоне и ложбине выше уровня трения ветер будет градиентным, направленным по изобарам, в северном полушарии, оставляя низкое давление слева, а в южном - справа, т. е. в северном полушарии будет вращаться вокруг центра циклона против часовой стрелки, а в южном - по часовой стрелке (если смотреть сверху). В приземном слое сила трения отклоняет направление ветра от направления изобар в сторону низкого давления и пути перемещения воздушных частиц (линии тока) принимают вид закручивающихся спиралей, сходящихся в центре циклона (рис.25, а). Закручивание происходит в том же направлении, что и вращение градиентного ветра. В ложбине линии тока обычно заканчиваются на ее оси.

В антициклоне выше уровня трения градиентный ветер направлен по изобарам, по часовой стрелке - в северном полушарии и против - в южном. В нижних слоях линии тока так же, как и в циклоне, представляют собой спирали, но расходящиеся от центра антициклона (оси гребня) и раскручивающиеся против часовой стрелки в северном полушарии (рис. 25, б) и по часовой - в южном.

§ 23. Измерение элементов ветра

Направление и скорость ветра. Как векторная величина ветер всегда характеризуется направлением и скоростью или силой. В метеорологии за направление ветра принимается то направление (в градусах или румбах), откуда дует ветер.

Скорость ветра измеряется в метрах в секунду (м/сек), в узлах (морская миля в час; 1 узел 0,5 м/сек) или в километрах в час (км/ч; 1 м/сек - 3,6 км/ч). Сила ветра может быть определена глазомерно, по характеру воздействия на предметы и водную поверхность в баллах по шкале Бофорта от 0 до 12 баллов, которая имеется в мореходных таблицах. Этой шкалой пользуются при отсутствии или порче анемометра, служащего для измерения скорости ветра. Направление ветра при этом следует определять только по направлению движения вызванных им ветровых волн, наблюдаемому в достаточном удалении от судна, там, где они не искажаются волнами, создаваемыми самим судном или отраженными от его корпуса. Определению направления волн могут помочь полосы пены, образующейся из срываемых ветром пенистых гребней.

Вымпелы, флаги на мачтах судна или дым из трубы при его движении показывают кажущееся направление ветра. Кажущийся ветер является геометрической суммой истинного ветра и так называемого курсового ветра, вызываемого движением судна.

Приборы для измерения скорости ветра. Наиболее распространенными приборами для измерения скорости ветра на судах являются

ручные анемометры. Наша промышленность для метеорологических наблюдений в походных условиях выпускает три вида таких анемометров: ручной анемометр МС-13, ручной индукционный анемометр, АРИ-49 и анемометр для автоматического определения средней скорости ветра М-61.

Во всех этих приборах воспринимающей частью являются полые полушария («чашки»), укрепленные с помощью спиц на вертикальной оси вращения, выпуклостями в одну сторону по кругу (рис. 26).

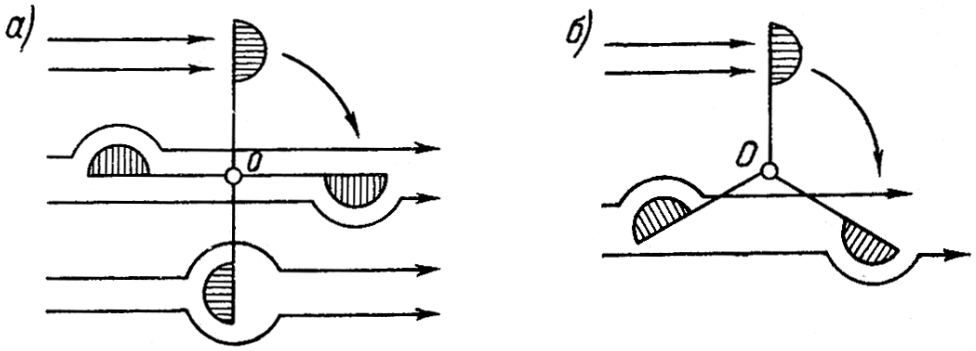


Рис. 26. Схема приемников скорости ветра в анемометрах.

Под действием ветра такая вертушка вращается всегда в сторону выпуклостей полушарий, так как давление ветра на выпуклую поверхность полушарий вследствие обтекаемости будет меньше, чем на полушария, обращенные к ветру вогнутой стороной. Скорость вращения вертушки пропорциональна скорости ветра. Поэтому скорость ветра может быть определена по числу оборотов вертушки за определенное время. Счетчики оборотов в разных анемометрах выполнены по-разному.

Ручной анемометр МС-13 (иначе его называют анемометром Фусса) является четырехчашечным (четыре полушария на крестовине) анемометром с механическим счетчиком оборотов крестовины (рис. 27). Вес и размер крестовины с полушариями подобраны так, чтобы три полных оборота соответствовали одному метру пути воздушных частиц.

Перед началом наблюдений при выключенном счетчике прежде всего необходимо записать показания всех трех стрелок четырехзначным числом (отсчет по счетчику анемометра, изображенного на рис. 27, будет 2178). Это начальный отсчет. После этого можно приступить к измерению скорости ветра. Для этого на наветренной стороне верхнего мостика поднимают анемометр над головой и рычажком включают счетчик анемометра одновременно с секундомером. По прошествии 100 сек выключают счетчик, опуская рычажок вниз, и снимают второй, конечный отсчет по всем трем стрелкам.

Вычитая из конечного отсчета начальный и поделив разность на 100, получим число делений в 1 сек. Это приближенное значение скорости ветра. Для получения точного значения необходимо воспользоваться аттестатом, в котором дается перевод числа делений в секунду в скорость ветра в метрах в секунду.

1 - полушарии
2 - механический счетчик
3 - верхний подшипник
4 - регулировочный винт
5 - дуги для защиты полушарий
6 - рычажок для включения
и выключения счетчика.

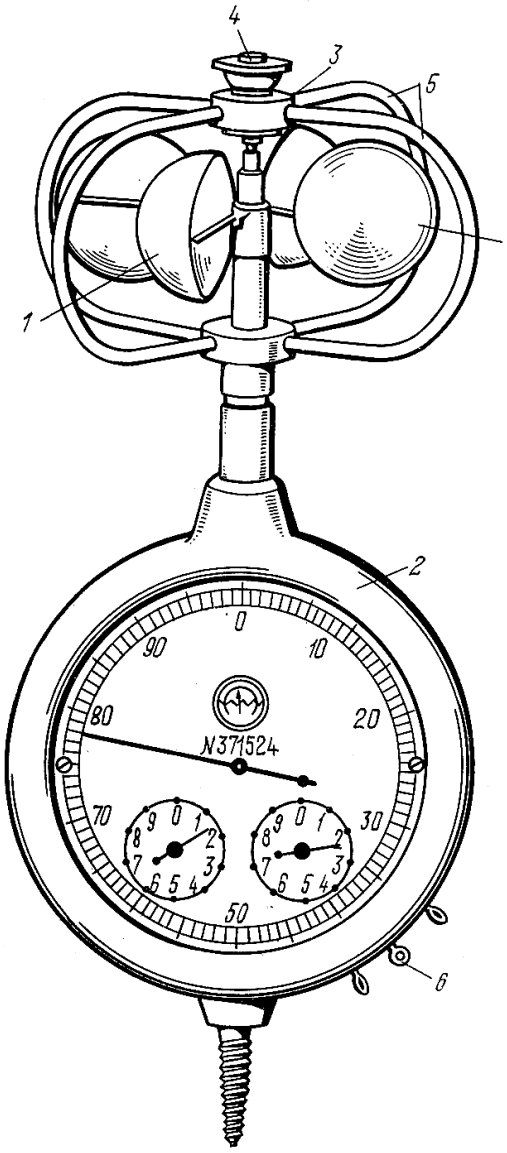


Рис. 27. Ручной анемометр МС-13.

Анемометр МС-13 требует осторожного обращения: у него легко повредить тонкую ось крестовины. Поэтому хранить его следует всегда в футляре, а при наблюдениях держать за корпус счетчика. Не рекомендуется использовать этот анемометр для наблюдений при ветре выше 20 м/сек (более 9 баллов). Так как трение на оси и в зубчатых передачах анемометра со временем может измениться, его через 1-2 года работы следует сдавать на поверку.

Ручной индукционный анемометр АРИ-49. Воспринимающей частью в этом анемометре служит вертушка с тремя полушариями, расположенными под углом 120° друг к другу. С нижней частью оси вертушки жестко соединен постоянный, магнит, расположенный внутри металлического стаканчика, укрепленного на своей (отдельной) оси и удерживаемого от свободного вращения на ней спиральной пружиной. Со стаканчиком соединена стрелка-указатель, передвигающаяся по шкале, проградуированной от 0 до 30 м/сек.

При вращении вертушки и магнита в стаканчике возникает индук-

ционный ток и электромагнитное поле. В результате взаимодействия этого электромагнитного поля с магнитным полем постоянного магнита стаканчик стремится следовать за вращением магнита, но удерживается от этого пружиной и лишь поворачивается на тем больший угол, чем больше скорость вращения магнита, т. е. чем больше скорость ветра. Этот поворот и фиксируется стрелкой. Наблюдения производятся в тех же местах, где и с анемометром МС-13, но при этом анемометр Держат в вытянутой руке так, чтобы можно было следить за колебаниями стрелки в течение 1-2 мин (при ровном ветре меньше, при порывистом - больше).

Анемометр М-61 предназначен для автоматического измерения средней за 5 мин скорости ветра и имеет устройство для автоматического возврата стрелки на нуль при

1 - трехчашечная вертушка
2 - вертикальная ось
3 - шарикоподшипники
4 -трубка
5 - стрелка анемометра
6 - резьбовая втулка для закрепления прибора на штанге во время наблюдени

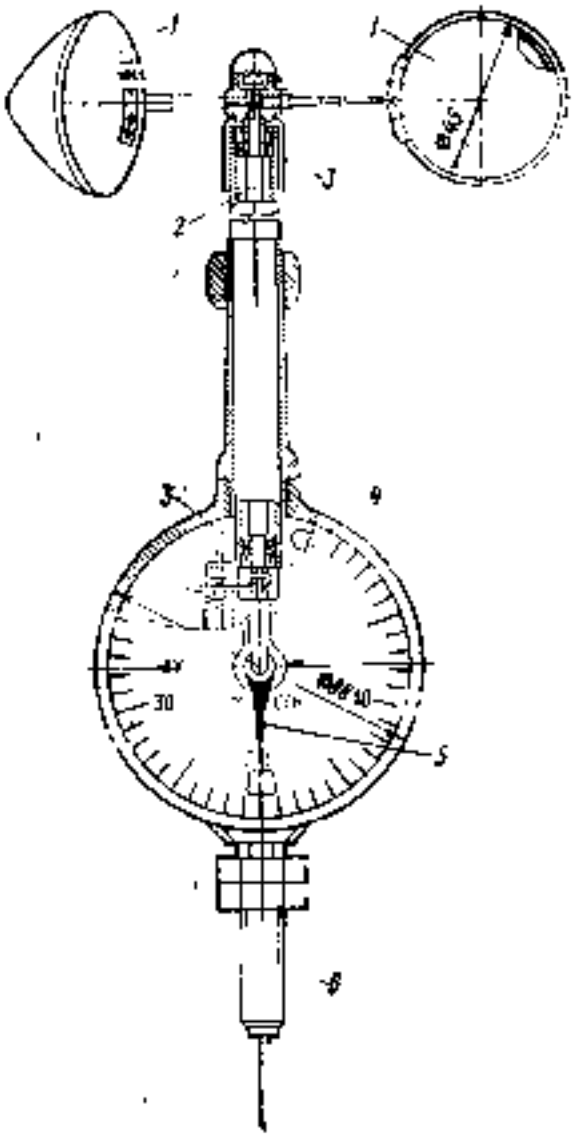


Рис. 28. Анемометр М-61

Циферблат со стрелкой имеет шкалу от 0 до 40 м/сек и окошечко, в котором показывается красный флажок, когда прибор включен, и белое поле, когда выключен. Перед началом наблюдений в окошечке должно быть белое поле. Если окажется красный флажок, необходимо вдавить до упора шток, выступающий из резьбовой втулки.

Для наблюдений анемометр вставляют в штангу и устанавливают на верхнем мостике с наветренной стороны в специальных зажимах, которые должны быть подготовлены заранее в разных местах с расчетом на разные направления ветра. После установки прибор включают натяжением шнура, связанного с рычагом пуска. При этом в окошечке циферблата появится красный флажок.

Через 5 мин он автоматически сменится белым полем, что означает, что измерение закончено. Прибор снимают и записывают показание стрелки.

Во всех случаях, когда скорость ветра на судне измеряется анемометром (любой системы), направление ветра определяется с помощью компаса (Показания компаса берутся с поправками на девиацию и склонение.) по направлению, в каком вытягиваются (или отклоняются при слабом ветре) вымпелы, флаги на мачтах или дым из трубы данного судна. При этом следует помнить, что записывается не то направление, в каком они вытягиваются или отклоняются, а то направление, откуда дует ветер. Если судно не имеет хода (стоит на якоре, у причала или очень медленно дрейфует), то измеренная анемометром скорость ветра и направление ветра, определенное по вымпелу, флагу или дыму, будут истинными.

В судовой дистанционной станции ГМ-6 (СДС) для измерения скорости ветра служит электроконтактный трехчашечный анемометр. Направление ветра измеряется при помощи румбометра. Устройство и порядок производства наблюдений по СДС подробно описаны в «Наставлении гидрометеорологическим станциям и постам» вып. 9, ч. III «Наблюдения, производимые штурманским составом на морских судах».

Определение истинного ветра на судах. На движущихся судах наблюдается кажущийся ветер, который является векторной суммой истинного и курсового ветра. Курсовой ветер по направлению противоположен курсу судна, а его скорость равна скорости судна. В чистом виде этот ветер на движущемся судне можно наблюдать при полном штиле на море. В этом случае кажущийся ветер совпадает с курсовым.

Истинный ветер может быть определен либо графически, либо с помощью ветрочета, называемого также кругом СМО (Севастопольской морской обсерватории).

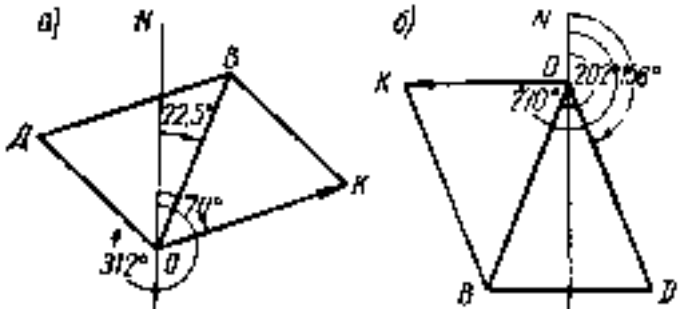


Рис. 29. Определение истинного направления и скорости ветра на ходу судна графическим способом

Графический способ основан на правиле параллелограмма скоростей. На листе бумаги намечают линию N - S (рис. 29) и с помощью транспортира прокладывают курс судна. По линии курса ОК откладывают в выбранном масштабе его скорость. При умеренных ветрах масштаб обычно 1 см= 1 м/сек = 2 узлам, при сильных вдвое уменьшается. Затем откладывают направление и скорость кажущегося ветра 0В, причем эту линию строят в направлении, откуда дует ветер. После этого строят параллелограмм, помня, что вектор кажущегося ветра 0В является диагональю параллелограмма. Сторона параллелограмма ОД = КВ укажет направление и скорость (согласно принятому масштабу) истинного ветра.

Примеры.

1. На курсе 70° при скорости судна 11 узлов (5,5 м/сек) определено направление кажущегося ветра по компасу 22,5° NNO^{ST} и скорость 5 м/сек (рис. 29, а). Построением находим: истинное направление ветра - 312° NW и его скорость - 4,3 м/сек.
2. На курсе 270° при скорости судна 9 узлов (4,5 м/сек) кажущееся направление ветра определено 202° (SSW) и его скорость б м/сек (рис. 29,6). В результате построения находим: истинное направ
ление ветра - 158° (SSO^{ST}) и его скорость - 6,0 м/сек.

Следует обратить внимание, что во всех случаях истинный ветер отклоняется от курса больше, чем кажущийся, и дует по тому же борту, что и кажущийся.

Вычисление истинного ветра по ветрочету (кругу СМО). Ветрочет представляет собой небольшой круглый фанерный или картонный круглый планшет с наклеенной на него клетчатой или миллиметровой бумагой, поверх которой на центральной оси свободно вращается целлулоидный круг, снабженный по краям градусными делениями (от 0 до 360°) и обозначениями румбов. У рукоятки планшета укреплена стрелка-указатель (рис. 30). Для определения по ветрочету истинного ветра необходимо: подвести градусное деление или румб подвижного целлулоидного круга, соответствующее направлению кажущегося ветра, к стрелке-указателю и, отложив от центра круга в направлении указателя его скорость в выбранном масштабе (1 см= 1 м/сек или 0,5 см=1 м/сек), поставить точку В (рис. 30, а); подвести к указателю градусное деление, соответствующее курсу судна, и, отложив от центра круга в выбранном масштабе его скорость, поставить точку К (рис. 30, б); совместить точки В и К (рис. 30, в) с одной из вертикальных линий сетки планшета, параллельной диаметру, проходящему через центр и указатель, так, чтобы точка К была выше точки В; отсчет градусного деления или румба против стрелки указателя даст направление истинного ветра, а расстояние между точками В и К в принятом масштабе - его скорость. Определение истинного ветра на ветрочете занимает не более 1 - 2 мин.

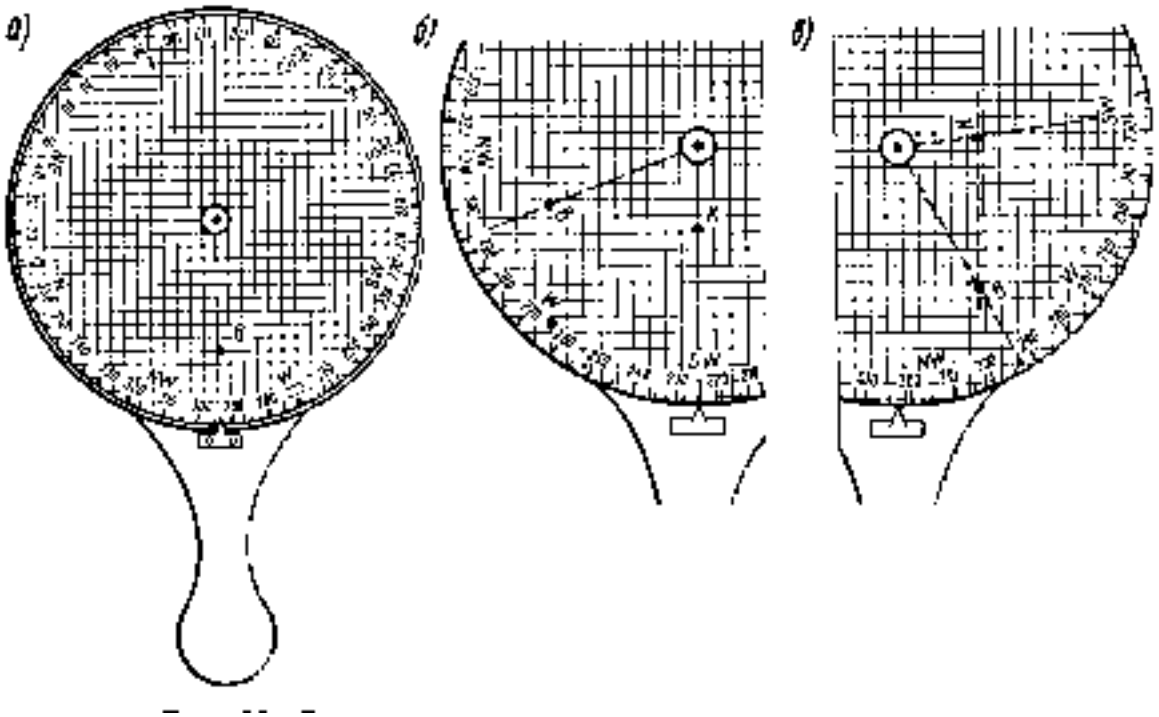


Рис. 30. Определение истинного направления и скорости ветра на ходу судна при помощи ветрочета

§ 24. Строение и структура ветра

Типы воздушных потоков. В физике различают два вида потоков жидкостей или газов: ламинарные и турбулентные.

Ламинарным потоком называют такой, в котором жидкость или газ как бы разделяются на параллельные слои или струи, скользящие относительно друг друга не перемешиваясь. Если в ламинарный поток ввести подкрашенную струйку (в жидкость) или струю дыма (в воздух), то она сохранится, не размываясь на всей длине потока, так как частицы жидкости или газа не переходят из одного слоя в другой.

Турбулентным называют такой поток, в котором отдельные частицы жидкости или газа перемещаются не по параллельным путям, а по различным направлениям и с различными скоростями, образуя беспорядочно движущиеся вихри и струи (например, следуя за этими струями падающие снежинки совершают в воздухе многочисленные беспорядочные движения).

В атмосфере движение воздуха в большей или меньшей степени всегда является турбулентным. Турбулентность в нижних слоях атмосферы наблюдается в результате следующих причин.

1. Движение воздуха над неровной поверхностью, вследствие чего турбулентность всегда больше над сушей, чем над морем, и особенно велика в горных районах.
2. Различие скоростей ветра в смежных слоях воздуха в результате быстрого возрастания скорости с высотой. При этом частицы воздуха, движущиеся медленно, тормозят соседние, движущиеся быстрее, и

наоборот, т. е. частицы как бы переходят из слоя в слой.

3. Конвективные восходящие и нисходящие движения, возникающие над неравномерно нагретыми участками подстилающей поверхности.

Две первые причины вызывают так называемую динамическую турбулентность, а последняя - термическую.

Ровный, порывистый и шквалистый ветер. Вследствие турбулентности воздушных потоков, ветер у подстилающей поверхности по своей структуре весьма неоднороден. Он дует как бы отдельными толчками (импульсами), его скорость и направление непрерывно изменяются. Направление колеблется около какого-то среднего положения, что легко наблюдать по простейшей флюгарке или флагу. Эта особенность ветра называется порывистостью.

Порывистость ветра (его характер) условно принято оценивать следующими градациями:

1) при оценке по направлению:

постоянный - ветер, направление которого за время наблюдения (2 - 5 *мин)* удерживалось в пределах одного румба, меняющийся - ветер, направление которого во время наблюдения выходило из пределов одного румба;

2) при оценке по скорости или силе:

ровный - ветер, скорость (сила) которого за время наблюдений (2 - 5 *мин)* не отклонялась от средней более чем на 4 *м/сек,* или на 2 балла - при слабом и умеренном ветре и на 1 балл - при сильном,

порывистый - ветер, скорость которого за время наблюдений претерпевала колебания более 4 *м/сек,*

шквалистый - резко выраженный порывистый ветер (рис. 31) с частыми и резкими колебаниями скорости и направления, характерен для холодных неустойчивых воздушных масс с сильной турбулентностью, обусловленной интенсивным развитием конвекции. Его не следует смешивать со шквалом (см. § 26), образование которого не является следствием турбулентности в обычном смысле.

Если характер ветра по направлению легко оценить хотя бы по флагу, то порывистость по скорости в большинстве случаев оценивается визуально, так как ручные анемометры МС-13 и М-61 дают лишь среднюю скорость (за 100 *сек* первый и за 5 *мин* второй). Индукционный анемометр позволяет до некоторой степени оценить величину порывов, но, вследствие инерции вертушки, кратковременные (в 1 - 2 *сек)* порывы сглаживаются (см. рис. 31). Действительная структура ветра такая, как она представлена на рисунке, может быть получена лишь с помощью специальных чувствительных самописцев.

На рисунке представлена запись такого самописца всего лишь за 2 *мин* и за этот короткий промежуток времени зарегистрированы колебания скорости от 8 до 29 *м/сек, а* в отдельные моменты за 2 - 3 *сек* перепады скорости достигали 10 *м/сек* и более. Это характерно для шквалистого ветра.

1 - запись чувствительного (безынерционного) самописца
2 - показания индукционного анемометра АРИ-49

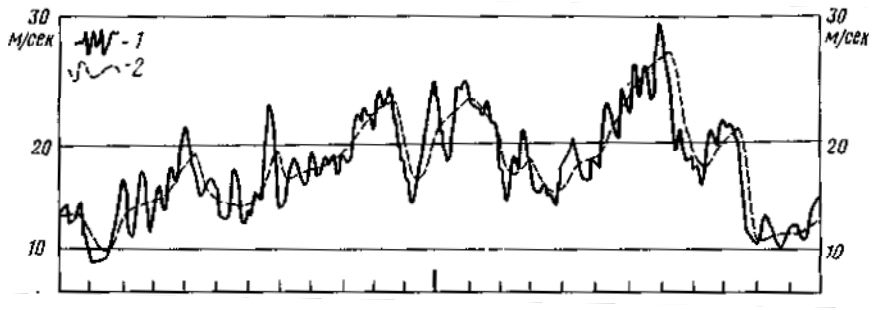


Рис. 31. Пример порывистого (шквалистого) ветра.

Суточный и годовой ход ветра. Частицы воздуха, переносимые при турбулентном обмене, стремятся сохранить скорость и направление движения. Поскольку с высотой скорость ветра увеличивается, а его направление меняется вправо (в северном полушарии), приближаясь к направлению изобар (градиентный ветер, см. § 22), то частицы, перенесенные турбулентными потоками сверху вниз, стремятся увеличить скорость ветра у подстилающей поверхности и несколько отклонить его направление вправо по часовой стрелке (в южном полушарии - влево). Степень этого воздействия зависит от интенсивности турбулентного обмена, которая, в свою очередь, обусловливается развитием термической конвекции.

Термическая конвекция над сушей имеет хорошо выраженный суточный ход: она начинает развиваться с началом дневного прогрева и достигает максимума в послеполуденные часы. Затем начинает ослабевать и почти полностью затухает во второй половине ночи.

Соответственный суточный ход имеет и ветер у земной поверхности над сушей: максимум скорости наблюдается около 14 ч и минимум - ночью и утром. Над морем увеличения конвекции в дневные часы не наблюдаются. Наоборот, в прибрежных районах морей конвекция увеличивается в ночные часы (см. § 26 - бризы). Практически над морями и океанами суточный ход ветра отсутствует.

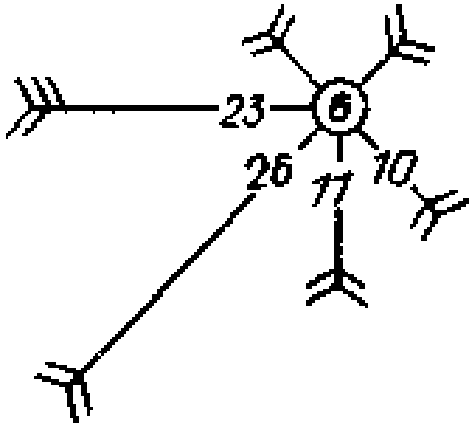


Рис. 32. Роза ветров

§ 25. Распределение ветра на земном шаре

Способы изображения характеристик ветра. Для наглядного изображения ветрового режима в том или ином месте (районе) используются розы ветров. Этот способ изображения весьма нагляден, позволяет определить повторяемость ветра по направлению (обычно по 8 румбам) и среднюю его скорость, но требует карт крупных масштабов. Принят в Атласе ветров морей и океанов.

Роза ветров - это диаграмма, на которой от центрального кружка по направлениям основных 8 румбов в условном масштабе лучами откладывают повторяемость ветра данного направления в процентах от общего числа наблюдений. На концах полученных лучей оперением наносят среднюю скорость ветра данного направления, принимая 1 перо равным 1 баллу. В кружке указывается повторяемость штилей и слабых переменных ветров (рис. 32).

По длине луча можно судить о повторяемости ветра данного направления (чем ’больше луч, тем больше повторяемость). Для ветров, имеющих повторяемость 12% и более, на луче надписывают величину повторяемости. Иногда для ветров с повторяемостью менее 5% лучи вообще не строят.

В климатических описаниях и справочниках обычно оперение на конце лучей не наносят, а концы лучей соединяют ломаной линией. Это позволяет наглядно видеть, в каком секторе горизонта преобладают ветры. В этом случае средние скорости наносят в небольшом масштабе на тех же лучах и полученные точки также соединяют ломаной линией. Получается двойная роза. Розы ветров строят на основании многолетних наблюдений по месяцам или по сезонам для каждого пункта или квадрата моря отдельно.

Карты преобладающих (господствующих) ветров. На этих картах стрелками указывают лишь направление наиболее часто повторяющихся ветров. Это обозначают либо толщиной стрелки по градациям 25 ч 40, 40 ч 60, 60 ч 80 и более 80%, либо оперением с обозначением: 1 перо - 10% повторяемости.

Эти карты, выполненные даже в небольшом масштабе, позволяют выявить господствующие ветры, обусловленные постоянными или сезонными центрами действия атмосферы (см. § 19), в любом районе земного шара. Но эти карты не дают скоростей ветра. Карты изотах. ***Изотахи*** - это линии равных скоростей ветра. Обычно проводят изотахи средних скоростей ветра независимо от направления. Они наглядно показывают области преобладания слабых и сильных ветров. Такие карты могут быть совмещены с картами преобладающих ветров.

Карты повторяемости штормов. На этих картах проводят линии равной повторяемости ветров, например силой более 6 баллов в процентах от общего числа наблюдений. Они позволяют выявить штормовые зоны в данном сезоне или месяце. Линии равной повторяемости штормов

могут быть нанесены на карты преобладающих ветров, .но следует иметь в виду, что штормовые ветры не всегда совпадают по направлению с направлением преобладающего ветра или могут наблюдаться и при иных направлениях.

Распределение ветра на земном шаре. Распределение ветра на земном шаре тесно связано с распределением атмосферного давления (см. § 19), что вполне естественно, так как ветер и обусловливается неравномерным распределением давления.

При сопоставлении карт распределения давления (рис. 15 и 16) с картами преобладающих ветров (рис. 33 и 34), легко заметить, что над океанами, где в течение года сохраняются постоянные центры действия атмосферы, устойчив и режим ветра (за исключением севера Индийского океана, находящегося под воздействием обширного азиатского материка). Для материков характерны сезонные центры действия, и соответственно и режим ветра на большей части континентов носит сезонный характер (за исключением Антарктиды).

Наиболее устойчивыми в течение всего года являются ветры тропического пояса - пассаты (на картах рис. 33 и 34 обозначены буквой П). ***Пассаты*** - это ветры, дующие круглый год от субтропических антициклонов северного и южного полушария в направлении приэкваториальной полосы пониженного давления. В северном полушарии они имеют северо-восточное, в южном - юго-восточное направление. Вместе с восточными ветрами их повторяемость превышает 80%, прибли-жаясь к 100%.

Скорость пассатных ветров столь же постоянна, как и направление, и составляет 5 - 8 *м/сек* (4 балла), редко достигая 10 *м/сек*

В экваториальной полосе пониженного давления пассатные потоки того и другого полушария принимают восточные направления (за исключением Индийского океана), и ослабевают, нередко до штиля почему эту полосу часто называют зоной экваториального затишья. Здесь происходят интенсивные восходящие движения воздуха, развитие мощной кучево-дождевой облачности и проходят ливневые дожди.

Ширина зоны пассатов, как в северном (снова исключая север Индийского океана), так и в южном полушарии (в том числе и на юге Индийского океана) составляет 2000 - 2500 *км,* а на юго-востоке всех трех океанов зимой в южном полушарии достигает 3000 *км.* Погода в этих зонах характеризуется кучевой облачностью, не получающей, как правило, значительного развития, так как этому препятствует ***пассатная инверсия*** располагающаяся на высоте 1,5 - 2 *км.* Пассатная инверсия возникает в результате нисходящих движений воздуха в верхних слоях, свойственных для всякого антициклона. В зонах субтропических антициклонов над океанами ветры крайне неустойчивы по направлению. Так, например, в январе в области азорского антициклона ветры SW, S и SO имеют повторяемость 13 - 14% каждый, NW - 12%, а все остальные направления (W, N, N0 и O^{st}) - от 6 до 10%.

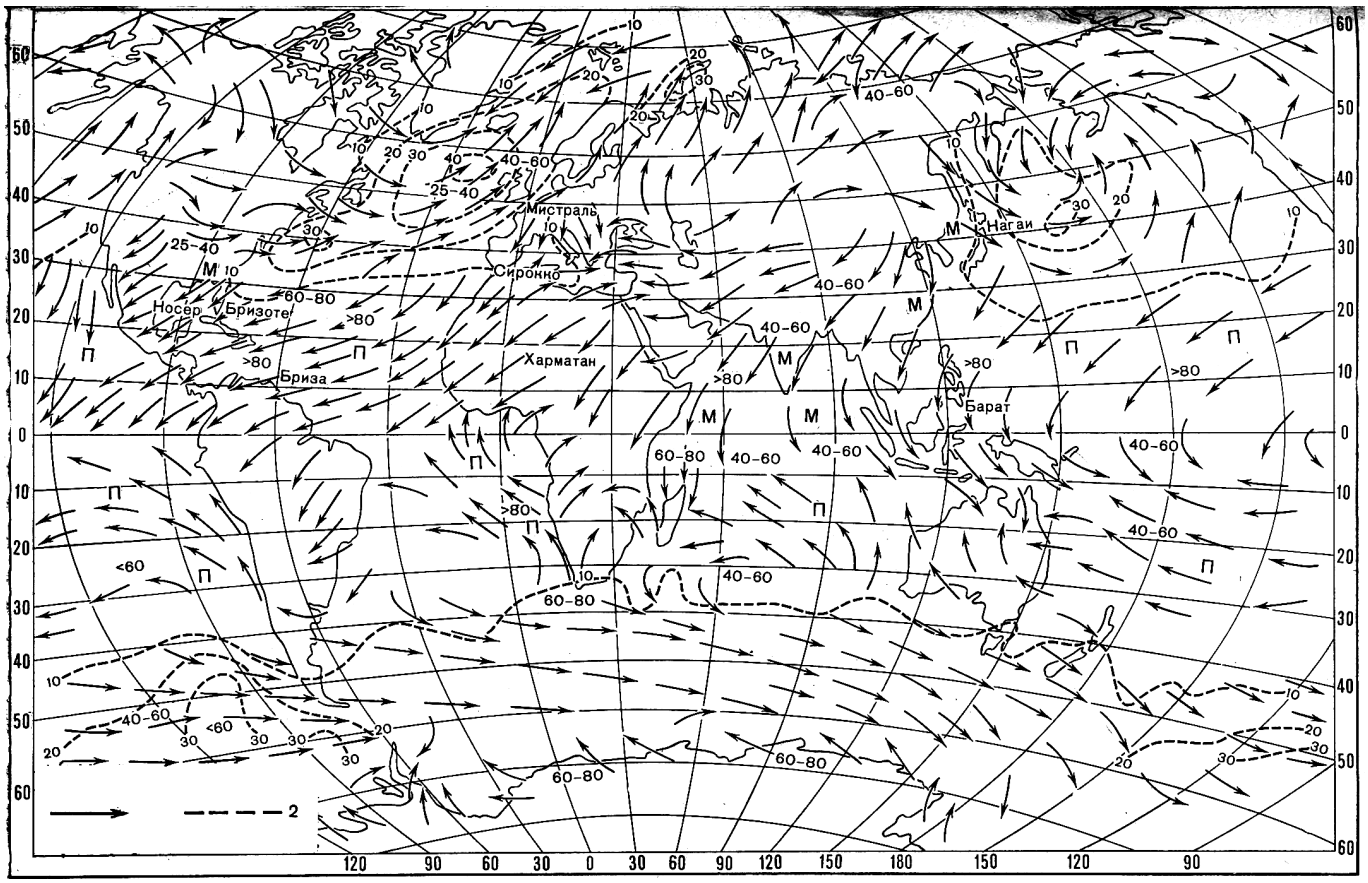


Рис.33. Преобладающие ветры и повторяемость штормов в январе.

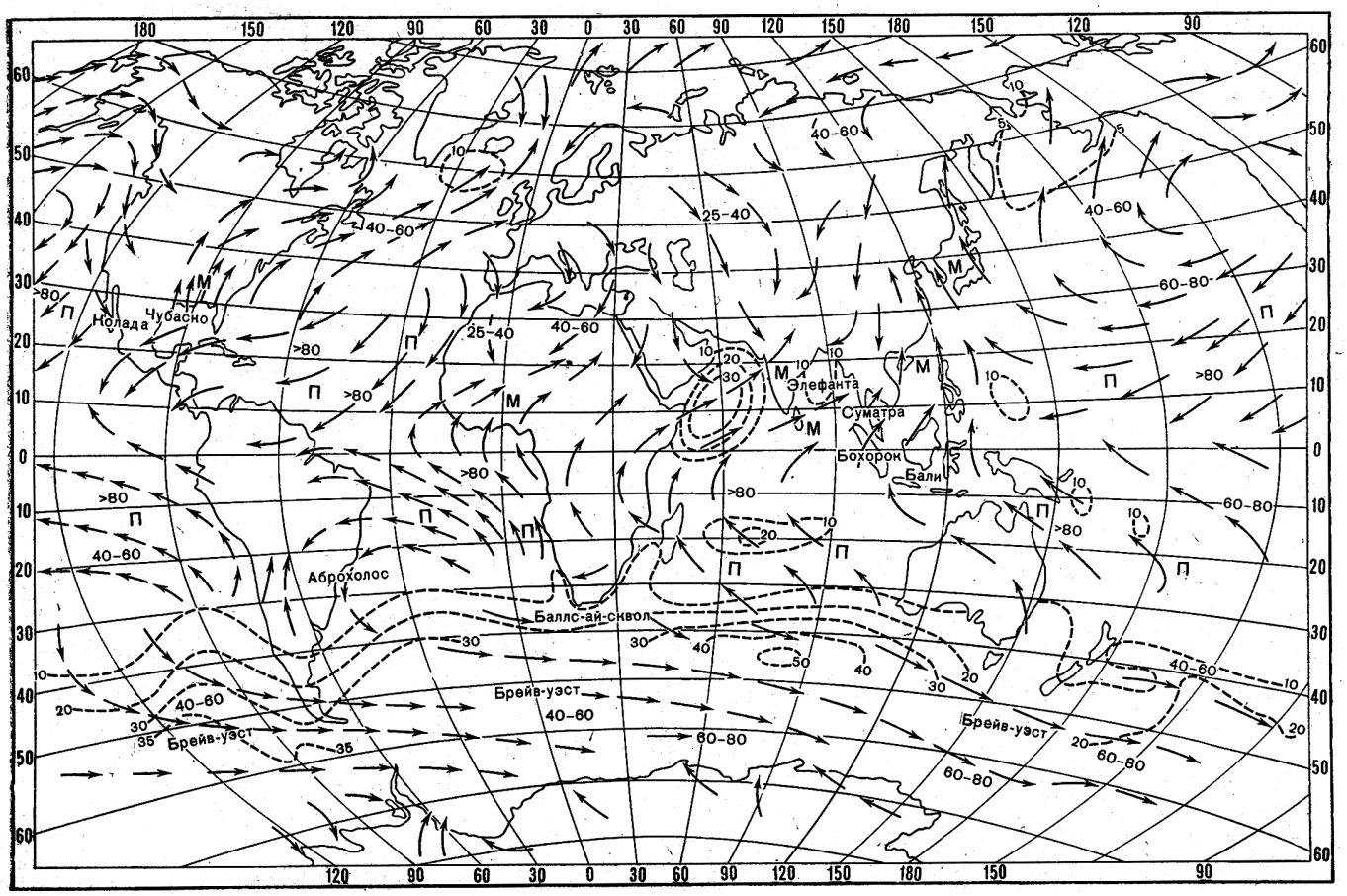


Рис.34. Преобладающие ветры и повторяемость штормов в июле.

От субтропических антициклонов в сторону полюсов на широтах 40 - 60° в обоих полушариях располагаются зоны преобладания ветров западной четверти (от NW до SW). Они не так устойчивы, как пассаты, из-за активной циклонической деятельности в этих широтах, но по этой же причине и сила их значительно больше, чем у пассатов: на севере Атлантического океана даже средние скорости ветра в январе составляют 10 -ч 15 *м/сек* (6 - 7 баллов), а повторяемость штормов более 40%. На севере Тихого океана зимой повторяемость штормов (7 баллов и более) до 30%. Летом, на севере Атлантического и Тихого океанов, в связи с ослаблением исландского и исчезновением алеутского циклонов, ветры ослабевают, повторяемость штормов уменьшается до 5 - 10%.

Особенно четко выражена зона западных ветров на широтах 40 - 60° южного полушария, где они не нарушаются влиянием материков и полностью огибают все полушарие. За большие скорости ветров в этой зоне и частые штормы (повторяемость до 50%) эти широты получили название «ревущих сороковых».

В более высоких широтах южного полушария, вблизи побережья Антарктиды, преобладающими становятся юго-восточные и восточные ветры, обусловленные, с одной стороны, полосой низкого давления на широтах 60 - 70° и, с другой - антициклоном над сильно охлажденной круглый год Антарктидой.

В северном полушарии ветры с преобладанием восточной составляющей в высоких широтах намечаются в основном в летнее время по южным окраинам северных морей (Гренландское, Баренцево, Восточно-Сибирское моря и т. д.). Это уже сезонные ветры.

Ветры, связанные с сезонными центрами действия атмосферы, носят название *муссонов*. Они характеризуются резкими сезонными сменами преобладающего направления на противоположное или близкое к противоположному (на 120 - 180°).

Муссоны не везде достаточно четко выражены. Наиболее отчетливо - на юго-востоке и юге Азии, на востоке Африки, в прилегающих акваториях Индийского океана, в Южно-Китайском и Восточно-Китайском морях. Здесь повторяемость противоположных ветров превышает 60%.

Зимой северного полушария развитие азиатского (сибирского) сезонного антициклона обусловливает северо-восточный сухой муссон, который распространяется на западе Индийского океана южнее экватора, вплоть до Мадагаскара. Зимний муссон вызывает в Индии частые засухи. Летом над прогретым азиатским материком устанавливается низкое давление с основным центром на севере Индии. Ветры приобретают юго-западное направление. Летние муссоны, дуя с океана, несут большое количество влаги, вызывают обильные дожди и частые наводнения в странах Южной Азии.

Скорости ветра в зимнем, северо-восточном муссоне не превышают 5 - 10 *м/сек,* т. е. зимние муссоны по своему широтному положению, направлению и скорости ветра совпадают с пассатом северного полушария.

Летний муссон имеет значительно большие, часто штормовые скорости. Повторяемость штормов над Аравийским морем в июле месяце достигает 50%.

Значение ветра в судовождении. Ветер в большинстве случаев оказывает отрицательное влияние на работу морского флота. Под его влиянием наблюдается дрейф судна, отклоняющий последнее с линии намеченного курса. Величина отклонения зависит от типа судна, его осадки и скорости. Например, чем больше надстройки, тем больше его сносит с истинного курса; быстроходные суда имеют меньший дрейф, чем тихоходные, и т. д. Встречный и даже боковой ветер снижает скорость судна.

Обычно ветер более 4 баллов уже создает волну, что приводит к зарыскиванию судна и качке. При качке может происходить обнажение винтов, что ведет к нарушению нормального режима работы машин. При сильном и штормовом ветре в портах часто наблюдается тягун, ошвартованные суда начинают двигаться у причалов, происходит обрыв швартовов. При сильных ветрах (более 6 баллов) летящие брызги мешают наблюдению за морем, а при наличии низких температур попадающие на корпус и оснащение судов брызги воды могут замерзнуть - происходит обледенение.

§ 26. Местные ветры

Понятия о местных ветрах. Местные ветры не всегда являются в полном смысле слова местными. В ряде случаев они представляют собой часть общей циркуляции атмосферы (например, часть пассатной или муссонной циркуляции), но получают местные названия, так как приносят вполне определенный характер погоды: резкие похолодания или потепления, дожди, большую запыленность и т. д. К таким ветрам относятся: сирокко - жаркий, запыленный ветер и мистраль - холодный ветер на Средиземном море, бризоме в Карибском море или носер в Мексиканском заливе - более сильный, чем обычно, холодный северо-восточный пассат, нагаи - холодный северо-восточный ветер в Японии и т. д. На картах преобладающего направления ветра (см. рис. 33 и 34) приведены местные названия некоторых ветров.

Однако местные ветры могут быть и результатом проявления местных особенностей, какими являются: положение местности у берегов морей и крупных водоемов, когда в результате различия в нагревании и охлаждении воды и суши создается местная циркуляция (бризы), рельеф местности, вызывающий возмущения в общей циркуляции атмосферы в виде изменений и направлении потоков, значительное усиление ветра в сужениях рельефа (Теуан-тепесер в Мексике), а также переваливание или изменение ветра через возвышенности (бора) характеристик (температура, влагосодержание) воздуха, приносимых горными ветрами (фен). Такие ветры могут встречаться в различных местах со сходными местными особенностями, но все-таки они именно местные.

Бризы **-** прибрежные ветры с резкой полусуточной сменой направлений: с моря на сушу - днем (морской) и с суши на море - ночью (береговой).

Бризовая циркуляция особенно хорошо бывает выражена в зоне субтропических антициклонов и в тропиках. В тропиках бризы имеют скорость 5 - 7 *м/сек* и могут заметно исказить пассатную циркуляцию. Если бриз по своему направлению близок или совпадает с направлением общего пассатного потока, то он значительно увеличивает его скорость, и, наоборот, при противоположных направлениях - ослабляет, а в некоторых случаях пассат полностью гасится и направление ветра становится противоположным, соответствующим бризу.

В СССР бризы со скоростями ветра 2 - 5 *м/сек* наблюдаются преимущественно в летнее полугодие на морях Белом, Балтийском, Черном, Азовском, Каспийском, на Дальневосточных морях и на крупных озерах: Ладожском, Онежском, Севане, Зайсане, Иссык-Куле.

Причина возникновения бризовой циркуляции - суточный ход температуры поверхности суши. Днем поверхность суши нагревается Солнцем значительно сильнее, чем поверхность моря; поэтому воздух над ней становится менее плотным, более легким и здесь возникают восходящие потоки; давление у поверхности суши понижается, вследствие чего создается поток воздуха с моря на сушу. Поднимающийся над сушей воздух на высоте 1 - 2 *км* (в тропиках до 3 *км)* оттекает в сторону моря, где опускается к его поверхности. Создается замкнутая циркуляция.

Ночью, когда поверхность суши быстро охлаждается и становится холоднее моря, в нижних слоях атмосферы создается перенос воздуха с суши на море, и общая картина будет обратной дневной

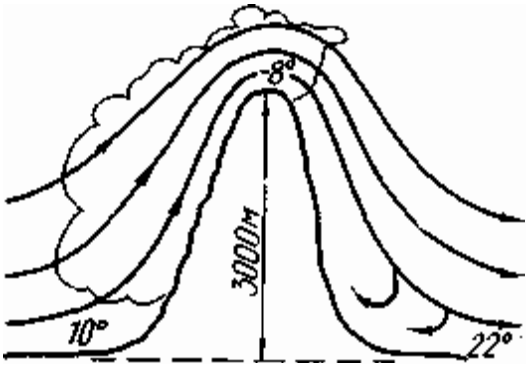


Рис. 36. Схема фёна

Время смены бризов бывает различным, в зависимости от погоды и местных условий, но обычно морской (дневной) бриз начинается в 9 - 11 *ч, а* береговой - после захода Солнца. Под собственно бризом обычно понимают лишь нижнюю часть бризовой циркуляции. Ее мощность по вертикали в умеренных широтах 200 - 300 *м,* в тропиках - до 1 - 2 *км.* Бризы распространяются от береговой линии в сторону моря или суши не более чем на 30 - 40 *км,* а если направление оказывается противоположным господствующим ветрам, то значительно меньше.

ложным господствующим ветрам, то значительно меньше.

Сходными с бризами по периодичности и причинам своего возникновения являются горно-долинные ветры. Днем они дуют с равнины или с моря в долины, где, поднимаясь по склонам гор, приводят к образованию на склонах облаков. Ночью ветры дуют с гор и из долин на равнину или на море.

Фён. ***Феном*** называется ветер, дующий с гор и приносящий значительное и иногда очень резкое повышение температуры и понижение относительной влажности. Его продолжительность может быть от нескольких часов до нескольких суток.

Фён на морях может встретиться лишь в прибрежных районах и лишь там, где берега гористые, как, например, у Черноморского побережья Кавказа и Крыма, у побережий Берингова моря, у Индонезийских островов и т. д. Вообще фён более характерен для гористых районов (Альпы, Северный Кавказ, Средняя Азия, Якутия, Скалистые горы и др.), где он имеет значительную повторяемость. Так, например, в Кутаиси бывает 114 дней с феном в году, в Тбилиси - 45, в Австрийских Альпах - 75.

Фён возникает в тех случаях, когда воздушное течение общей циркуляции атмосферы переваливает через горный хребет значительной высоты (рис. 36). Встретив на своем пути препятствие в виде горного хребта, воздушный поток поднимается вверх по его наветренным склонам. Далее, как и при всяком подъеме, воздух охлаждается до уровня конденсации на 1° на каждые 100 *м* подъема; а выше - на величину влажноадиабатического градиента (см. § 10). Конденсирующаяся при этом влага образует облачность и часть выпадает в виде осадков. Поэтому к концу подъема, т. е. к вершине хребта, воздух теряет какое-то количество влаги.

Перевалив через вершину хребта, он начинает опускаться и нагреваться по сухоадиабатическому закону, т. е. на 1° на каждые 100 *м* спуска. Если считать, что при подъеме воздух охлаждается в среднем на 0,6° на 100 *м* подъема, то получается, что, переваливая через горы высотой в 1 *км,* воздух охладится при подъеме на 6°, а нагреется при опускании на 10°; при горах высотой 2 *км* - охладится на 12°, нагреется на 20° и будет иметь температуру выше первоначальной на 8° и т. д.

Бора. ***Бора*** представляет собой сильный и холодный ветер, дующий в зимнее время с невысоких горных хребтов в сторону теплого моря. Так же, как и при фёне, при боре имеет место переваливание воздуха через горный хребет. Но переваливает в этом случае воздух очень холодный, а высота хребта незначительна (несколько сот метров) и нагревание воздуха при опускании невелико.

Бора наблюдается в местностях, где невысокий горный хребет граничит с морем. К таким местам относятся: район Новороссийска на Черном море, Адриатическое побережье Югославии, район Триеста, Новая Земля, район Ольхинских ворот на Байкале (местное название боры - сарма) и некоторые другие. К боре можно отнести также: норд в районе Баку, мистраль на Средиземноморском побережье Франции, нортсер в

Мексиканском заливе.

Бора в районе Новороссийска возникает в зимнее полугодие при вторжении на Северный Кавказ масс холодного воздуха, в которых формируется область повышенного давления, и при пониженном давлении над Черным морем. При этом создаются большие барические градиенты, вызывающие сильные северо-восточные ветры. Достигая хребта Варада (высота 600 *м),* эти ветры устремляются через Мархотский перевал (высота 435 *м)* на Новороссийск, образуя как бы «воздухопад». Большая плотность холодного воздуха способствует нисходящему движению (тяжелый холодный воздух «падает» среди легкого теплого). Это еще больше увеличивает его скорость.

Вторжение очень холодного воздуха в массы теплого влажного приводит к образованию в воздухе ледяных кристаллов, которые, смешиваясь с водяными брызгами, покрывают все предметы ледяной коркой. Это не только затрудняет работы на судах, но создает для них опасность аварии. Поэтому при боре суда часто предпочитают покидать Цемесскую бухту и выходят в открытое море, так как бора затухает в море уже в нескольких километрах от Новороссийска (в Адриатике распространение боры в море может быть значительно больше).

В Новороссийске скорость ветра при боре нередко достигает 30 - 40 *м/сек, а* на Мархотском перевале она бывает до 60 *м/сек*. Температура понижается на 25° и более. В среднем в Новороссийске бывает 46 дней с борой в год, чаще всего в ноябре. Продолжается бора каждый раз 1-3 суток, редко - до недели. Примерно такой же характер имеет бора и в других местах, благоприятных для ее возникновения.

Ледниковый ветер. Ветер, дующий устойчиво, без суточной периодичности, с ледника в долину называется ледниковым. Возникает он в результате того, что поверхность ледника постоянно охлаждает прилегающий воздух. Над ледяной поверхностью располагается инверсия температуры, и поэтому вертикальная мощность такого ветра обычно не превышает нескольких десятков метров (иногда может достигать 200 - 400 *м).* Скорость ледникового ветра 3 - 7 *м/сек*. Ледниковые ветры очень сильно проявляются над ледяным плато Антарктиды.

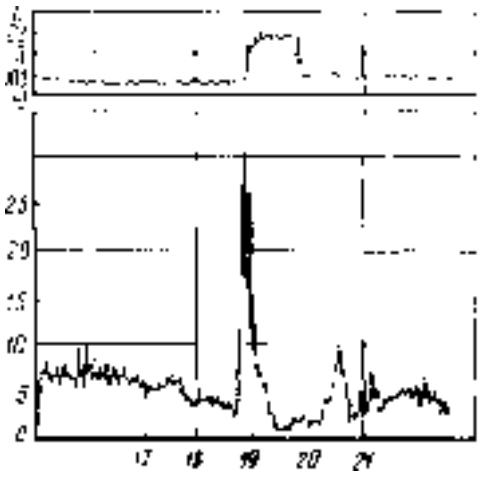


Рис. 37. Изменение направления и скорости ветра при шквале

Здесь в результате стекания выхоложенного воздуха с плато вниз в сторону побережья возникают очень сильные ветры до 20 *м/сек* и более. Эти ветры называются стоковыми. Стоковые ветры начинаются на плато, где уже имеется уклон местности. По направлению к побережью сила ветра все возрастает, достигал максимума вблизи побережья (за 2 - 5 *км).* Стоковые ветры обладают резкой порывистостью, достигая в порывах ураганной силы. В отличие от ледниковых горных ветров, они имеют ярко выраженный суточный ход: начинаются обычно вечером, постепенно усиливаются, достигая максимума ночью, затем постепенно ослабевают.

Шквал. Иногда наблюдается неожиданное кратковременное усиление ветра до значений, намного превышающих величину градиентного ветра. Это явление принято называть шквалом. Шквалы бывают внутримассовые, возникающие в теплой неустойчивой влажной массе, и фронтальные, связанные с прохождением холодного фронта. Большинство шквалов связано с развитием и прохождением мощных кучево-дождевых облаков с выпадением ливневого дождя и града, сопровождаемых грозой.

Ветер при шквалах (рис. 37) внезапно усиливается до 20 *м/сек* и более; отмечаются частые порывы до 30 - 40 *м/сек.* Направление ветра претерпевает резкие изменения, атмосферное давление резко повышается в связи с бурным выпадением дождя и града, а затем снова падает (грозовой нос). Продолжительность шквала колеблется от нескольких до десятков минут, очень редко до нескольких часов.

Шквал обусловлен тем, что в передней части кучево-дождевого облака возникает восходящее движение относительно теплого воздуха, а в тыловой - нисходящее относительно холодного воздуха в зоне ливневых осадков. Отсюда происходит образование в облаке и под ним вихря с горизонтальной осью. В это вихревое движение вовлекаются дополнительные массы воздуха из смежных районов, что и приводит к усилению ветра.

Маломасштабный вихрь. В атмосфере иногда возникают вихри с вертикальной осью, напоминающие циклоны, но малых размеров. К таким вихрям относятся: пыльные вихри (возникают над перегретой почвой), смерчи (встречаются над морем) и тромбы, или торнадо (над сушей).



Рис. 38. Смерч на море

Смерчи (тромбы) возникают обычно в передней части кучево-дождевого облака, откуда и распространяются до поверхности моря (земли). Обычно из облака вниз спускается воронка с отростком (хоботом), а снизу столб воды (или пыли) (рис. 38).

У смерчей диаметр вихря около десятков метров, у тромбов - 100 ч 200 *м* (у американских торнадо размеры могут быть и больше).

Средняя скорость перемещения смерча 30 - 40 *км/ч*. Скорость ветра внутри смерча может достигать 100 *м/сек*. Воздух вращается вокруг оси вихря, при этом перемещается вверх, увлекая все, что встречается на пути. Тромбы (торнадо) и смерчи обладают большой разрушительной силой. Наиболее часто торнадо наблюдаются в США (в среднем около 200 в год).

Смерчи и тромбы бывают в теплое время года в неустойчивых воздушных массах при развитии мощных кучево-дождевых облаков. Тромбы (торнадо) сопровождаются грозами, градом и шквалистыми дождями. Смерчи над морем могут проходить без грозы и града.

В ряде случаев смерч может появиться над морем, когда нет мощных кучево-дождевых облаков. Подобно пыльному вихрю над сушей, он зарождается у водной поверхности и распространяется вверх (поднимая столб воды), часто при ясном небе (смерчи «хорошей погоды»). За счет поступления влаги над ними иногда образуется небольшое облако. Смерчи «хорошей погоды» редко развиваются в опасные вихри и быстро разрушаются.

Вопросы для повторения

1. Что называют ветром?
2. Вследствие чего возникает ветер?
3. Что приводит к нарушению условий горизонтального равновесия?
4. Что такое барический градиент? Горизонтальная и вертикальная составляющая барического градиента?
5. Какие силы действуют на движущуюся массу воздуха?
6. Каково влияние силы трения на скорость движения массы воздуха?
7. Какой ветер называется геострофическим?
8. В какую сторону направлена центробежная сила в циклоне и антициклоне?
9. Что называется градиентным ветром?
10. Каково распределение воздушных потоков в барических системах?
11. В каких единицах измеряются скорость и направление ветра?
12. Какими приборами измеряются скорость и направление ветра на судах?
13. Как определяется истинный ветер на судах?
14. Указать типы воздушных потоков.
15. Вследствие чего возникает турбулентность?
16. Что такое ровный, порывистый и шквалистый ветер?
17. Каков суточный и годовой ход ветра?
18. Какие существуют способы изображения ветра?
19. Как распределяется ветер на земном шаре?
20. Что такое местные ветры?
21. Что такое бризы и какова причина их возникновения?
22. Какова причина возникновения фёна?
23. Что такое бора и где она наблюдается?
24. При каких условиях наблюдаются стоковые ветры?
25. При каких условиях возникают шквалы?
26. Где возникают смерчи и торнадо?

Глава VII.
ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ, ЗВУКОВЫЕ И СВЕТОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

§ 27. Электрические явления в атмосфере

Происхождение атмосферного электричества. Ионизация воздуха. Существует ряд гипотез происхождения и постоянного наличия электрического поля в атмосфере. Наиболее вероятной представляется гипотеза гигантского конденсатора, у которого нижняя пластина - это Земля, верхняя - ионосфера. Избыточные отрицательные заряды свободных электронов в слое F (верхняя часть ионосферы) и положительных зарядов в слое Е (нижняя ионосфера) приводят к тому, что на земле индуктируется отрицательный заряд.

Под действием энергии ионизаторов от нейтральных молекул или атомов газов отделяются электроны, и эти молекулы (атомы) становятся заряженными положительно, образуя положительные ионы, а отделившиеся электроны присоединяются к другим нейтральным молекулам, образуя отрицательные ионы.

Основные ионизаторы атмосферы - это естественные радиоактивные элементы, космические лучи и ультрафиолетовая радиация. Ионизируют атмосферу также грозовые разряды, ливневые осадки, процессы горения, морской прибой и т. п.

Из естественных радиоактивных элементов заметное влияние на ионизацию атмосферы имеет лишь газ радон и то только в нижней части тропосферы, так как уже на высоте 7 *км* его содержание составляет всего 7% от количества у земной поверхности.

В средних слоях тропосферы ионизация происходит за счет воздействия космических лучей, которые вторгаются из мирового пространства в виде потока элементарных частиц, состоящих в основном из протонов (положительно заряженных частиц). Наибольшая интенсивность ионнообразования под воздействием космических лучей наблюдается на высотах 12 - 16 *км,*

В более высоких слоях, особенно на высотах около 100 *км* и выше, основным ионизатором становятся ультрафиолетовые лучи Солнца.

Ионизированные газы становятся проводниками электричества. Способность атмосферного воздуха проводить электричество, обусловленная наличием и движением в нем ионов, называется ***проводимостью*** *атмосферы*. Она зависит от концентрации ионов и их подвижности. Ионы находятся в постоянном движении, перемещаясь вдоль силовых линий. Количество положительных и отрицательных ионов, переносимых за 1 *сек* через площадку в 1 $см^2$, перпендикулярную силовым линиям, называют плотностью тока проводимости. Она пропорциональна концентрации (удельному числу) ионов, величине их зарядов, коэффициенту, ха-

рактеризующему подвижность ионов, и напряженности электрического поля.

Напряженность электрического поля в атмосфере. Электрическое поле в атмосфере создается в результате накопления на поверхности земли отрицательных, а в атмосфере положительных зарядов. Электрическое поле в каждой точке характеризуется напряженностью *E, т.* е. силой электрического поля, действующей на единичный положительный заряд в данной его точке. Численно напряженность равна отношению изменения потенциала дельта V к расстоянию между точками дельта n, где определялся потенциал, и называется градиентом электрического потенциала

$$E = -\frac{\Delta V}{\Delta n} = \frac{V_2 - V_1}{n_2 - n_1}$$

Единицей градиента электрического потенциала является вольт на метр *(в/м)*.

Электрическое поле атмосферы можно представить с помощью поверхностей, на которых потенциал будет одинаковым. Такие изопотенциальные поверхности в общих чертах повторяют форму рельефа, сгущаясь над возвышенностями и разрежаясь над впадинами. Там, где изопотенциальные поверхности гуще, градиент электрического потенциала больше.

Вблизи Земли преобладают положительные заряды, так как отрицательные в силу взаимного электростатического отталкивания будут подниматься вверх. Поэтому каждая единица объема воздуха вблизи Земли оказывается заряженной положительно. Возникают так называемые объемные электрические заряды, которые в значительной степени искажают поле и тем больше, чем больше плотность объемных зарядов. По этой причине и напряженность, т. е. - градиент электрического потенциала увеличивается у поверхности Земли. Явление скопления объемных зарядов вблизи Земли называется ***электродным эффектом.***

Плотность объемных зарядов резко убывает с высотой. Так, на высоте 1 *км* она составляет 5 − 6% от плотности у Земли. Наблюдения показывают, что и напряженность электрического поля быстро убывает с высотой.

Связь напряженности электрического поля с состоянием атмосферы. Напряженность электрического поля атмосферы значительно изменяется под влиянием метеорологических явлений. Очень большие возмущения возникают при наличии облачности (особенно мощнокучевой), во время грозы, ливней, метелей.

В ясные дни изменение напряженности электрического поля происходит в основном вследствие изменения проводимости атмосферы. С увеличением проводимости воздуха напряженность поля уменьшается. Среднегодовая величина напряженности у поверхности Земли в ясные дни составляет 130 в/м.

Электрические заряды в облаках возникают не только под действием атмосферных ионизаторов, но и благодаря особым условиям, создаю-

щимся в облаках. Под действием силы тяжести и восходящих токов частицы различной массы перераспределяются в облаке. Малые частицы, как более легкие, скапливаются тока в грозовом облаке в его верхней части и имеют избыточный положительный заряд, а боле крупные - в нижней и имеют отрицательный избыточный заряд (рис. 39).

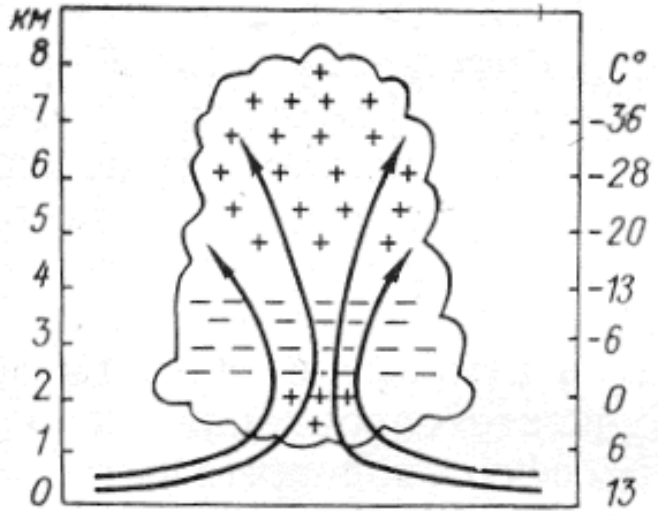


Рис. 39. Схема распределения электрических зарядов и линий тока в грозовом облаке.

При достаточно большом накапливании в облаках объемных зарядов напряженность электрического поля может возрасти до сотен тысяч вольт на метр. В этом случае возрастает напряженность между облаком и Землей.

При ливнях (дождях) в результате выноса объемных электрических зарядов из облака в приземные слои напряженность электрического поля испытывает нерегулярные изменения как по величине, так и по направлению.

Грозовое электричество, виды молний. Грозовое электричество обусловлено образованием в различных частях облаков электрических полей, обладающих большим градиентом электрического потенциала. Чаще всего это наблюдается в кучево-дождевой облачности. Распределение объемных электрических зарядов схематически показано на рис. 39.

При переходе мощнокучевой облачности в кучево-дождевую, когда уровень конвекции находится значительно выше нулевой изотермы, т. е. на высоте, где температура в облаке составляет -10, -15°С и ниже, переохлажденные капли воды превращаются в кристаллы льда. В этот момент напряженность электрического поля резко возрастает. Градиент электрического потенциала достигает сотен киловольт на метр. Образуется искровой разряд в виде молнии, выравнивающий потенциал между верхней и нижней частью облачности. Если большое накопление объемных зарядов противоположного знака имело место в облаке и на земной поверхности или между облаками, то молния будет наблюдаться между ними.

Сопровождающий молнию шум (гром) - результат мгновенного расширения и сжатия воздуха после прохождения электрической искры.

Молнии, возникающие при грозе, имеют различную форму: линейные, плоские, шаровые, четочные. Длина ***линейной молнии*** колеблется от 2 - 3 до 15 - 20 *км;* средний диаметр - 16 *см,* время существования - 0,2 - 1,5 *сек*. Грозовое облако иногда освещается красноватым светом при отсутствии громовых раскатов. Это - ***плоская молния***. Ее происхождение подобно возникновению коренного разряда, наблюдаемого между проводами линий высокого напряжения. Только в условиях грозового облака источником этого свечения являются элементы облачности, несущие объемные заряды противоположного знака. Время существования этого вида молнии в среднем 1 *сек*.

Шаровая молния - это ярко светящиеся образования, не имеющие строгой шаровой формы, с диаметром вблизи Земли 10 - 15 *см,* свободно плавающие в воздухе. Время существования - от долей секунды до нескольких минут. О происхождении шаровых молний имеется ряд гипотез, но ни одна из них не является исчерпывающей, так как научных наблюдений над естественными шаровыми молниями, в виду их редкого появления, не было.

Четочная молния - это ряд шарообразных светящихся элементов с диаметром в несколько сантиметров, располагающихся по каналу разряда линейной молнии. Время существования - не более 1 *сек*.

Полярные сияния и их формы. Полярные сияния представляют собой красочное явление природы, наблюдаемое в приполярных областях обоих полушарий на ночном небе. Чем меньше широта, тем реже и менее интенсивно проявляются особенности полярных сияний. Максимальная повторяемость их отмечается в кольцевом поясе, расположенном на 20 - 25° от магнитного полюса. Продолжительность полярных сияний колеблется от нескольких минут до нескольких часов. Абсолютная яркость их невелика, поэтому они не видны днем. Возникают на больших высотах от 100 *км* (нижняя граница) до 1100 *км* (верхняя граница). Замечено, что интенсивность сияний резко возрастает в периоды проявления активности Солнца, т. е. в 27 - дневные и 11 - летние периоды. Наиболее вероятная теория происхождения полярных сияний - это теория взаимодействия протонного потока, выбрасываемого активными зонами Солнца с электронами верхних слоев атмосферы.

Из большого числа самых причудливых форм полярных сияний выделяют две: неподвижные, или спокойные формы, имеющие неяркую зеленовато-желтую окраску; иногда они имеют вид дуг, малоподвижных столбов; подвижные в виде одиночных лучей, полос, образующих вид громадных занавесей, постоянно колеблющихся, причем непрерывно меняется форма и окраска, в которой преобладают красные, голубые и желто-зеленые цвета.

§ 28. Звуковые явления в атмосфере

Скорость распространения звука в атмосфере. Звуком называется волновое возмущение воздуха, воспринимаемое органом слуха. Звуковые колебания в упругой среде (воздух, вода), воспринимаемые человеческим ухом, распространяются в виде продольных волн с частотой от 20 до 20 000 *гц.* Колебания, частота которых превышает 20000 *гц,* называются ультразвуковыми. Колебания с частотой меньше 20 *гц* называются инфразвуковыми. Такие колебания улавливаются с помощью специальных приборов.

Скорость распространения звука в атмосфере зависит от ее физического состояния. При изменении метеорологических условий меняются скорость и степень затухания звуковых колебаний.

Скорость звука находится также в прямой зависимости от температуры: чем выше температура, тем она больше.

Наибольшее влияние оказывает ветер. В этом случае к собственной скорости звуковой волны добавляется скорость ветра. Если направления ветра и звуковой волны совпадают, то скорость звука бывает наибольшей, если направления противоположные - наименьшей. В общем случае скорость звука при наличии ветра можно определить по результирующей векторной сумме данных о ветре (направление и скорость) и звуке (направление и скорость в неподвижном воздухе).

Кроме того, в реальной атмосфере скорость звука зависит от влажности и давления, но эти факторы оказывают незначительное влияние и в практике ими можно пренебречь. Для приближенных расчетов с ошибкой, не превышающей 0,5 м/*сек,* можно применить формулу:

$$V_з = 331 + 0{,}6t + 0{,}07e$$

где

e - упругость водяного пара;

t - температура воздуха.

Распространение звуковых сигналов в тумане. В тумане слышимость звуковых сигналов зависит от ряда факторов, в том числе от количества и размеров капелек воды или кристалликов льда, от расслоенности тумана, силы и направления ветра, от частоты колебаний. Расстояния, на которых слышны сигналы в тумане, значительно меняются, причем в ряде случаев может быть не слышен звук то низкого, то высокого тонов. Поэтому для обеспечения наилучшей слышимости сигнальные звуковые приборы делают таким образом, чтобы они могли подавать одновременно звуки высокой и низкой частоты.

Установлено, что наилучшей звуковой проходимостью в крупнокапельном тумане при высокой абсолютной влажности (и при ее увеличении) обладают сигналы низкого тона. Звуки высокого тона лучше проходят в воздухе, менее насыщенном влагой, или в мелкокапельном тумане.

§ 29. Световые явления в атмосфере

Прозрачность воздуха. Прозрачность атмосферы во многом зависит от содержания водяного пара, твердых и жидких примесей, их размеров, вертикальной и горизонтальной скорости ветра. Она меняется также с высотой. Чаще прозрачность в горизонтальном направлении меньше, чем в вертикальном, но иногда вследствие конвекции в верхние слои атмосферы заносится пыль и другие примеси, и тогда прозрачность в вертикальном направлении бывает хуже, чем в горизонтальном. В идеальной атмосфере при отсутствии примесей рассеяние будет чисто молекулярным и небо будет иметь голубую окраску. В реальной атмосфере небо изменяет свой цвет от бледно-голубого до белесого, и чем меньше прозрачность, тем более оно выглядит белесоватым.

Освещенность. Дневная освещенность земной поверхности создается суммарным действием рассеянного и прямого светового потока Солнца. Интенсивность освещенности в безоблачные дни возрастает от восхода до полудня и затем убывает к заходу Солнца. Она зависит от высоты последнего и, следовательно, претерпевает изменения в течение года, например, максимальная среднемесячная освещенность над Финским заливом наблюдается в июне и июле, минимальная − в декабре. Количество и форма облачности в значительной мере изменяет величину освещенности рассеянным светом. С уменьшением прозрачности воздуха прямая солнечная освещенность убывает, а при сплошной облачности, закрывающей небо, отсутствует совсем. В этом случае будет преобладать освещенность, обусловленная рассеянной радиацией. Спокойная водная поверхность и снежный покров, обладая большой отражательной способностью, увеличивают освещенность.

Естественная освещенность с момента наступления вечерних сумерек и до восхода Солнца значительно падает. Ночью из-за малой освещенности предметы видны значительно хуже.

При отсутствии облачности в безлунные ночи освещенность земной поверхности в основном обусловлена свечением атмосферы, яркость которой изменяется в зависимости от ее физического состояния и влияния внешних факторов (солнечная активность, магнитные возмущения). Присутствие облачности на ночном небе, ее форма и количество, все виды туманов и осадков резко снижают освещенность.

В лунные безоблачные ночи земная поверхность освещается отраженным лунным светом. Но так как светящаяся поверхность Луны испытывает периодические колебания (фазы Луны), то освещенность земной поверхности меняется примерно от 0,03 - 0,04 *лк* в первой и последней четвертях до 0,25 *лк* при полнолунии.

Освещенность несколько увеличивает рассеянный лунный свет, вызванный гладкой водной поверхностью, снежным покровом, не очень плотными облаками верхнего и среднего яруса.

Метеорологическая дальность видимости. Метеорологической види-

мостью называется дальность видимости абсолютно черного предмета с угловыми размерами не менее 20', проектирующегося на фоне безоблачного неба с освещенностью не менее 400 *лк*. Она отличается от дальности видимости реальных предметов тем, что не зависит от цвета, контрастности предмета с фоном, удаленности от наблюдаемых предметов, а зависит только от прозрачности атмосферы.

Дальность видимости при тумане и дымке может уменьшаться до нескольких метров. В умеренном и слабом дожде видимость колеблется от 2 до 4 *км*. Значительно ослабляют видимость густые снегопады - до 50 - 100 *м*.

Оценка дальности видимости производится по 10-балльной международной шкале (табл. 6). Каждый балл этой шкалы обозначает интервал, в пределах которого в момент наблюдений находится дальность видимости. Причем наименьшее значение видимости включается в интервал, а наибольшее исключается. Например, при видимости 5 баллов видны объекты, расположенные на расстоянии от 1 мили и далее, но менее 2 миль; объект, расположенный на расстоянии 2 миль, не виден. В реальных условиях отсутствуют идеально черные предметы и на судах метеорологическая дальность видимости определяется по дальности обнаружения судов, островов, вершин гор, льда, по степени резкости горизонта. Все эти объекты имеют меньший контраст с фоном и, следовательно, дальность видимости будет несколько меньше, чем в случае наблюдения за черным объектом. При плавании вблизи берегов нужно определять видимость отдельно в сторону моря и берегов и записывать в журнал наименьшую видимость. В открытом море, при отсутствии в поле зрения каких бы *т* ни было объектов, видимость определяется по степени резкости линии горизонта. При этом руководствуются следующими признаками: при высоте глаза наблюдателя от 1 до 7 *м* над уровнем моря морской горизонт виден: резко - 8 - 9 баллов видимости; удовлетворительно - 7, неясно - 6, не виден - 5 баллов и менее; при высоте глаза наблюдателя от 7 до 25 *м* над уровнем моря морской горизонт виден: резко - 9 баллов видимости, удовлетворительно - 8, неясно - 7, не виден - 6 баллов и менее.

Если видимость настолько плоха, что линия горизонта не видна, то дальность видимости определяется на глаз, согласно табл. 6.

Видимость реальных объектов. Дальностью видимости реальных объектов называется то наибольшее расстояние, на котором визуально можно обнаружить объект и отличить его от других объектов. В отличие от метеорологической дальность видимости реальных объектов зависит от многих факторов, среди которых наиболее важными являются:

- прозрачность атмосферы, которая может быть очень хорошей в случае прихода арктического воздуха с малым содержанием водяных паров, пыли и других взвешенных примесей, или плохой, особенно в тропическом воздухе с большим содержанием жидких и твердых частичек; обычно наблюдается вблизи больших портов, промышленных центров, при песчанных и пыльных бурях, штормах;

- цвет и яркость объекта и фона, на котором проектируется объект; в случае равенства этих элементов объект обнаружить невозможно;
- освещенность объекта и фона; при хорошей освещенности и большой отражательной способности объекта дальность его обнаружения увеличивается;
- угловые размеры объекта; если угловые размеры объекта не воспринимаются глазом, то при прочих благоприятных условиях (хорошей освещенности, прозрачности, яркости) объект не будет обнаружен;
- геодезические и топографические условия; искривленность земной поверхности и неровности рельефа, а также влияние рефракции света ограничивает дальность видимости предметов;
- индивидуальные особенности зрения наблюдателя. Острота зрения существенно влияет на точность определения дальности видимости.

Таблица 6

Балл	Интервал видимости	Словесная характеристика видимости	Преимущественно при каких условиях наблюдается днем
0	0-1/4 Кбт (0-50 м)	Очень плохая видимость	Очень сильный туман
1	1/4 кбт (50- 200 м)		Сильный туман, или очень густой снег
2	1−3 кбт (200 −500 м)		Умеренный туман или сильный снег
3	3−5 кбт (500−1000 м)	Плохая видимость	Слабый туман или умеренный снег, или сильная мгла
4	S- 1 миля (1-2 км)		Умеренный снег или сильный дождь, или умеренная дымка (или мгла)
5	1−2 мили (2−4 км)	Средняя видимость	Слабый снег или сильный дождь, или слабая дымка (или мгла)
6	2 − 5 миль (4−10 км)		Умеренный дождь или очень слабый снег, или слабая дымка (или мгла)
7	5 − 11 миль (10-20 км)	Хорошая видимость	Слабый дождь
8	11− 27 миль (20−50 км)	Очень хорошая Видимость	Без осадков
9	более 27 миль (более 50 км)	Исключительная Видимость	Совершенно чистый воздух

Дальность видимости сигнальных огней. Дальность видимости огней зависит от силы света огней, прозрачности атмосферы, величины пороговой освещенности, т. е. той предельно малой освещенности на сетчатке глаза, которую глаз способен воспринимать. Пороговая чувствительность глаза сильно меняется от минимальной в первые секунды перехода из освещенного пространства в темное до максимального предела только через 10 - 15 *мин* пребывания в темноте. При наличии искусственных источни-

ков, если известна их сила света, пороговая освещенность, и если они расположены на определенном расстоянии от наблюдателя, можно с помощью формул определить метеорологическую дальность видимости ночью. Наблюдениями установлено, что ночью виден сначала огонь, а затем появляется ощущение его цвета, поэтому цветом при расчете видимости можно пренебречь.

Импульсные сигнальные источники света имеют преимущество перед постоянными источниками белого света тем, что они легче обнаруживаются и отличаются наблюдателем от других источников.

Оптические явления в облаках и туманах.

Гало - это цветовой круг вокруг Солнца или Луны с радиусом 22 или 46 угловых градусов[1]. Гало образуется при ледяных перисто-слоистых облаках и иногда при сильном морозе в ледяном тумане у поверхности Земли. В последнем случае часто видны лишь боковые дуги круга, и тогда их называют столбами около Солнца или Луны.

Венцы возникают около Солнца или Луны, когда светила просвечивают сквозь капельножидкие облака, преимущественно высококучевые. Их радиус значительно меньше, чем у гало. Венцы почти примыкают к дискам светил и имеют радужную окраску. Расположение цветов противоположно гало. При гало красный цвет располагается внутри круга, при венце - с внешней стороны.

Радуга наблюдается на фоне облаков, из которых выпадают осадки. Цвета в радуге располагаются так же, как и в венцах: по внешнему краю - красный, по внутреннему - синий или фиолетовый. Образование радуги является следствием преломления света в каплях дождя.

Мираж. Появление изображений объектов, находящихся на значительном удалении за горизонтом видимости (островов, кораблей, оазисов), или появление перевернутых изображений видимых предметов называется миражом. Миражи возникают вследствие преломления света в атмосфере с аномальным распределением плотности воздуха по высоте, которое обычно является результатом аномального распределения температуры и влажности.

[1] Диски Солнца и Луны наблюдаются с поверхности Земли под углом зрения около половины углового градуса (30 угловых минут), т. е. 22° соответствуют 44 поперечникам светила, а 46° - 92.

Вопросы для повторения

1. В чем заключается ионизация атмосферы?
2. Что такое проводимость атмосферы?
3. Что такое напряженность электрического поля?
4. Какова связь напряженности электрического поля с состоянием атмосферы?
5. Чем обусловлено возникновение грозового электричества в атмосфере?
6. Что такое молния? Как и почему она образуется?
7. Что собой представляет полярное сияние?
8. Какие факторы определяют в основном скорость звука в атмосфере?
9. Как распространяются звуковые сигналы в тумане?
10. Какие причины изменения прозрачности воздуха?
11. Что такое метеорологическая дальность видимости?
12. Как определяется дальность видимости на судах?
13. Что влияет на видимость реальных объектов?
14. От чего зависит дальность видимости сигнальных огней?

Глава VIII.
ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ПОГОДЕ

§ 30. Погода

Общие сведения. В атмосфере всегда существует комплекс различных явлений, тесно связанных между собой. В то же время, наблюдая за значениями метеорологических элементов (давлением, температурой и влажностью воздуха, ветром, облачностью, осадками и т. д.), можно заметить, что все эти значения со временем изменяются.

Состояние атмосферы у земной поверхности в данный момент в данном месте, характеризуемое совокупностью значений метеорологических элементов, а также последовательным изменением этих элементов за определенный промежуток времени, называется ***погодой.***

Погода изменчива во времени и пространстве. Она может изменяться с определенной периодичностью, что связано в основном с суточным и годовым ходом метеорологических элементов (это было рассмотрено в соответствующих разделах предыдущих глав).

В то же время наблюдаются и непериодические изменения погоды, происходящие независимо от времени суток, иногда одновременно над большими районами. Так, например, резкое похолодание может произойти днем, захватив Балтийское море и прилегающие районы Прибалтики, или штормовые ветры могут распространиться на всю северную часть Атлантики и т. п.

Непериодические изменения погоды связаны с наличием и перемещением воздушных масс, атмосферных фронтов, развитием и прохождением циклонов и антициклонов, составляющих структурные элементы или объекты циркуляции атмосферы. Изучение атмосферных процессов составляет один из разделов синоптической метеорологии.

Синоптическими картами, или ***картами погоды,*** называют географические карты, на которые цифрами и условными символами нанесены результаты метеорологических наблюдений за определенный момент времени. Такие карты позволяют обозревать условия погоды над любым выбранным районом, а последовательно сопоставляя их, можно судить о изменениях погоды во времени. Зная закономерности этих изменений, можно предвидеть (прогнозировать) погоду.

§ 31. Воздушные массы

Определение, основные свойства. Атмосфера по физическим свойствам неоднородна не только в вертикальном (о чем уже говорилось в предыдущих главах), но и в горизонтальном направлении. Большие количества воздуха в тропосфере, в горизонтальном направлении измеряемые тысячами километров, обладающие относительно однородными физиче-

скими свойствами и перемещающиеся из одних районов Земли в другие, называются воздушными массами.

Как следует из определения, горизонтальные размеры воздушных масс в тропосфере могут достигать нескольких тысяч километров, т. е. быть соизмеримыми по площади с континентами и океанами; вертикальные размеры значительно меньше - от нескольких сот метров до одного - полутора десятков километров.

Эти огромные массы воздуха отличаются общностью свойств, которые в горизонтальном направлении хотя и меняются, но медленно и непрерывно, без скачков. О свойствах воздушных масс обычно судят по ряду характеристических значений метеорологических элементов, наиболее типичных для данной воздушной массы. Среди этих характеристик имеются как мало меняющиеся во времени (в суточном ходе) и в пространстве (при вертикальном перемещении воздушных частиц), так и достаточно быстро изменяющиеся в течение суток, но вполне различимые.

К характеристикам, обычно называемым консервативными, относят в первую очередь псевдопотенциальную температуру. Достаточно консервативны удельная и абсолютная влажности, точка росы, дальность горизонтальной видимости. Наиболее изменчивы во времени и пространстве температура воздуха и относительная влажность.

Каждая воздушная масса имеет свои определенные числовые значения этих характеристик, обусловленные условиями того района Земли, где происходит ее формирование. Свойства воздушной массы зависят не только от характера подстилающей поверхности, но и от погодных условий, при которых она формируется.

Формирование воздушных масс. ***Формирование*** - это процесс приобретения воздушной массой характерных свойств.

Благоприятные условия для формирования создаются в областях малоподвижных антициклонов и циклонов, в размытом барическом поле. Здесь воздух может длительное время находиться над одним и тем же географическим районом. Такой район называется ***очагом формирования воздушной массы.***

Там тепловой баланс подстилающей поверхности должен быть почти однообразным. Такими районами могут быть поверхности океанов (открытые или покрытые льдом), континенты с однообразным покровом (например, пустыни, степи). Частицы воздуха, длительное время циркулирующие над районами с одинаковой подстилающей поверхностью, постепенно приобретают общие свойства. Например, температура, влажность, запыленность и другие элементы становятся типичными для данного очага формирования воздушной массы.

Формирование воздушной массы в нижних слоях тропосферы продолжается несколько суток (от 3 до 10). Чем больше время пребывания воздуха над одним и тем же районом, тем свойства воздушной массы выражены наиболее четко.

В зависимости от состояния погоды (количества облаков, скорости

ветра и т. д.) в одном и том же очаге формирования воздушная масса может приобрести несколько иные характеристические значения метеорологических элементов.

Точно определить время сформирования воздушной массы не представляется возможным, так как, строго говоря, она формируется непрерывно.

Трансформация воздушной массы. При изменении интенсивности и направленности воздушных потоков в атмосфере воздушная масса покидает очаг своего формирования и движется в другие районы. В процессе перемещения она подвергается новым воздействиям окружающей среды и изменяет физические свойства. Изменение свойств воздушной массы с течением времени под воздействием атмосферной циркуляции и подстилающей поверхности называется трансформацией воздушной массы.

Воздушные массы, проходя над морями и океанами, увлажняются, а над сушей - высыхают, двигаясь в сторону тропиков - нагреваются, в сторону полюса - охлаждаются. Это необходимо учитывать для предсказания погоды. Важно знать, какая и откуда движется воздушная масса и как могут изменяться ее свойства, т. е. какие условия погоды можно ожидать. Для этого воздушные массы классифицированы по различным признакам- Кратко рассмотрим две классификации воздушных масс, а именно: термодинамическую (термическую) и географическую.

Термодинамическая (термическая) классификация разделяет воздушные массы на три основных типа:

холодные - устойчивые и неустойчивые,

теплые - устойчивые и неустойчивые;

местные (нейтральные) - устойчивые и неустойчивые.

Холодной называется воздушная масса, которая перемещается из более холодного района в более теплый. Приход холодной воздушной массы обычно приводит к похолоданию в данном районе. При этом она постепенно прогревается.

Теплой называется воздушная масса, которая перемещается из более теплого района в более холодный. Ее приход приводит к потеплению в данном районе. Эта воздушная масса постепенно, ото дня ко дню, охлаждается.

Местной называется воздушная масса, длительное время находящаяся в одном и том же районе и сохраняющая свои основные свойства без существенных изменений. Такая масса может быть и относительно холодной и относительно теплой - в зависимости от типа соседней воздушной массы и условий радиационного баланса.

Холодные, теплые и местные воздушные массы по своему энергетическому состоянию могут быть устойчивыми и неустойчивыми.

Устойчивой называют воздушную массу, которая имеет в нижнем слое (от нескольких сот метров до нескольких километров) вертикальный градиент температуры у(гамма) меньше влажно адиабатического γ'(гамма штрих). При этих условиях ее нижние слои становятся настолько устой-

чивыми, что конвективные вертикальные движения не развиваются. В результате облака кучевых форм не образуются.

Устойчивое состояние воздушной массы типично для теплой массы, когда перемещаясь на более холодную поверхность, она приносит потепление. Но в то же время сама воздушная масса охлаждается снизу, при этом создаются малые вертикальные градиенты ($\gamma<\gamma'$).

Неустойчивой называется воздушная масса, имеющая вертикальный градиент температуры γ (гамма) больше влажно адиабатического γ'(гамма штрих). При этих условиях ее нижние слои настолько малоустойчивы, что возникающая конвекция (при достаточном запасе влаги в воздушной массе) приводит к образованию облаков кучевых форм и даже выпадению осадков. Если воздух очень сухой (уровень конденсации располагается на достаточно большой высоте), то образование облаков может и не происходить.

Обычно неустойчивое состояние воздушной массы типично для холодных масс, поступающих на теплую подстилающую поверхность. На пути движения такая воздушная масса постепенно прогревается снизу. Возникают большие вертикальные градиенты температуры ($\gamma>\gamma'$).

Географическая классификация воздушных масс. Имеется много географических классификаций воздушных масс, учитывающих специфические особенности отдельных районов земного шара. Однако основными являются четыре типа с различным широтным положением очагов формирования (термодинамическая классификация):
арктические - в северном полушарии и антарктические - в южном;
полярные (или умеренные);
тропические;
экваториальные.

Каждая из них делится на морскую и континентальную, в зависимости от преобладающего характера подстилающей поверхности в очаге формирования и по пути движения воздушной массы. Например, арктический воздух, попадающий в Европу через Скандинавию и северо-западную часть СССР, называется континентальным (сокращенное обозначение мАВ); воздух, приходящий в Европу из районов Гренландии – Шпицбергена, - морским арктическим (мАВ), так как он проходит большое расстояние над открытой и сравнительно теплой водной поверхностью Норвежского моря.

Арктическим, или антарктическим, (АВ) называют воздух, формирующийся за полярным кругом. В месте своего формирования это весьма устойчивая воздушная масса с низкими температурами и малой влажностью.

Полярным или умеренным (ПВ или УВ) называют воздух, формирующийся при длительном нахождении в умеренных широтах. Его устойчивость зависит от очага формирования и направления движения воздушной массы.

Тропическим (ТВ) называется воздух, формирующийся в зоне суб-

тропических антициклонов. В месте своего формирования - это прогревающаяся, а следовательно, неустойчивая масса с большим содержанием влаги.

Экваториальным (ЭВ) называется воздух, формирующийся в экваториальной зоне.

Знание свойств холодных и теплых, устойчивых и неустойчивых воздушных масс, изменение их физических свойств со временем позволяют мореплавателям судить о характере погоды, в которой придется находиться судну в период плавания.

Характер погоды в различных воздушных массах. Как уже отмечалось выше, характер погоды зависит от типа воздушной массы.

Устойчивая холодная воздушная масса наблюдается зимой над материками и летом надо льдами Арктики и Антарктиды и не наблюдается над океанами и морями. Для нее характерны: безоблачная погода с низкими температурами, иногда возникновение радиационных туманов с наибольшей плотностью у поверхности Земли; при отсутствии тумана - хорошая видимость; большой суточный ход метеорологических элементов, но несколько меньше, чем в неустойчивых воздушных массах.

Устойчивая теплая воздушная масса наблюдается наиболее часто над океанами и морями летом, когда воздушная масса, сместившаяся с материка (кУВ или кТВ), попадает на относительную холодную водную поверхность, а также в результате ее смещения из теплых районов океана на холодные. Над материками встречается зимой при поступлении после длительного нахождения над относительно теплым океаном (мУВ или мТВ). Для этой воздушной массы характерно: выхолаживание нижних слоев воздуха с образованием инверсии; отсутствие конвективных облаков; сплошная слоистая или слоистокучевая облачность; выпадение мороси или образование адвективных туманов; высокая относительная влажность, образование слоистых облаков, придающих небу пасмурный вид, из поднимающегося тумана; уменьшение турбулентности и порывистости ветра.

Неустойчивая холодная воздушная масса над океанами и морями более характерна для зимы, когда на относительно теплую водную поверхность смещается холодная воздушная Масса из Арктики (мАВ) или с охлажденного материка (кУВ); летом наблюдается реже, при арктических вторжениях. На материках более характерна для лета, когда приходит мУВ или мАВ. Характерно: нагревание нижних слоев воздуха с возникновением конвекции; образование кучевой и кучево-дождевой облачности, достигающей максимального развития вечером и ночью. Наблюдаются также плотные перистые облака, являющиеся остатками «наковален» грозовых облаков, и слоисто-кучевые облака, возникающие от растекания кучевых. Выпадают ливневые осадки, иногда грозы. Увеличивается турбулентность и порывистость ветра. Шквалы чаще всего наблюдаются вечером и ночью. Видимость хорошая. Суточный ход метеорологических элементов больше, чем в устойчивых воздушных массах.

Неустойчивая теплая воздушная масса зимой наблюдается над океанами и морями, когда теплый воздух (мУВ или мТВ) перемещается на еще более теплую водную поверхность; летом более характерна для материков; над океанами встречается в тропических широтах. Для этой воздушной массы характерны: нагревание нижних слоев воздуха с образованием кучевой и кучево-дождевой облачности; ливневые осадки при грозе и шквалах; пониженная видимость; возможное появление зон с радиационными туманами.

§ 32. Атмосферные фронты

Общие понятия. Воздушные массы с различными физическими свойствами обычно разделены между собой переходными зонами. Если каждая воздушная масса очень однородна по своим свойствам и характеристические значения метеорологических элементов по горизонтали меняются мало, то в переходной зоне они могут меняться очень резко.

Переходная зона между воздушными массами с разными свойствами, сильно наклоненная к земной поверхности, называется ***фронтальной зоной***. В переходной зоне происходит смешивание воздушных частиц с различными свойствами. Фронтальная зона поднимается вверх на несколько километров, иногда достигая границы тропосферы, где ее горизонтальная протяженность может составлять сотни и даже тысячи километров. Ширина фронтальной зоны у поверхности Земли - лишь десятки километров.

Поскольку размеры переходной зоны в десятки и сотни раз меньше размеров воздушных масс, фронтальную зону принято представлять в виде фронтальной поверхности, а пересечение ее с поверхностью Земли - линией. Линия пересечения фронтальной поверхности с земной или изобарическими поверхностями называется ***фронтом***. С фронтом связано резкое изменение всех метеорологических элементов. На них происходит образование обширных облачных систем, выпадают осадки, происходит усиление ветра и т. д.

Фронт между воздушными массами, однако, не является постоянно существующей и неизменной «стенкой» между двумя воздушными массами. Воздушные массы постоянно меняют свои свойства, меняются и направления воздушных потоков. Поэтому переходные зоны, фронты, также постоянно возникают и размываются.

Фронты между воздушными массами основных географических типов принято называть главными (основными) фронтами. С главными фронтами связаны значительные контрасты температуры у Земли, обширные зоны облачности и осадков, сильные и штормовые ветры. Фронты, являющиеся границей между двумя массами одного и того же географического типа, называют вторичными (или приземными). Они более слабо выражены в контрастах температуры, но с ними могут быть связаны зоны сильных осадков и сильные ветры с резкими изменениями его

направления.

Кроме указанных фронтов, в тропосфере и у поверхности Земли обнаруживается еще ряд зон с резкими изменениями метеорологических элементов. Сюда, в частности, и могут быть отнесены линии неустойчивости, внутритропическая зона конвергенции.

Линия неустойчивости - это нефронтальная зона, в которой наблюдается процесс конвективного образования облаков, сопровождающийся порывистым ветром. Эти зоны обычно недолговечны и наблюдаются в предвечерние часы.

Внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) - сравнительно широкая зона конвергенции пассатных потоков двух полушарий. Здесь создаются благоприятные условия для динамического восхождения воздуха, что приводит к образованию мощных кучевых и кучево-дождевых облаков и выпадению ливневых дождей. Эта зона по погодным условиям резко отличается от других районов тропической зоны северного и южного полушарий.

В зависимости от типа воздушных масс различают следующие фронты: арктический (или антарктический), разделяющий арктический (или антарктический) воздух и воздух умеренных широт; полярный, разделяющий воздух умеренных широт и тропический; тропический, разделяющий тропический воздух и экваториальный.

В зависимости от направления движения различают теплые, холодные и малоподвижные фронты.

Фронт называется теплым, когда при его перемещении холодный воздух сменяется теплым; холодным - когда теплый воздух сменяется холодным. Малоподвижным обычно считают фронт, имеющий очень медленное смещение, когда трудно установить его характер - теплый он или холодный.

Кроме холодного и теплого фронтов, существует фронт окклюзии, сложный фронт (на стыке теплого и холодного).

Фронтальная поверхность имеет наклон к земной. Этот наклон сохраняется длительное время, так как имеет место равновесие,
обусловленное действием отклоняющей силы вращения Земли (силы Кориолиса).

Фронтальная поверхность всегда имеет наклон от вертикали в сторону холодного воздуха. Тангенс угла наклона фронтальной поверхности к поверхности Земли - от 0,01 до 0,001. Угол наклона увеличивается с широтой. На экваторе фронтальная поверхность не образуется. Угол наклона также увеличивается с уменьшением разности температур теплого и холодного воздуха и при большом скачке скорости ветра при переходе из одной массы в другую.

Теплый фронт. На рис. 40 представлен вертикальный разрез через теплый фронт. Теплый воздух как более легкий натекает на клин холодного.

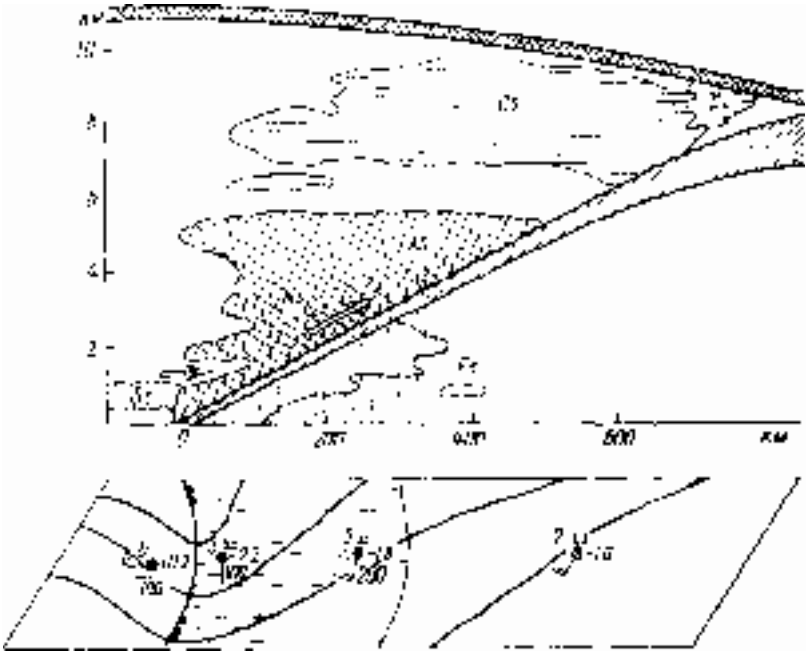


Рис. 40. Теплый фронт

Поднимаясь, теплый воздух охлаждается. С некоторой высоты, где воздух достигает насыщения, водяные пары конденсируются, образуя характерную для теплого фронта мощную облачность. Она состоит из перистых (Ci), перисто-слоистых (Cs), высокослоистых (As) и слоисто-дождевых (Ns) облаков, образуя огромный клинообразный массив. Под фронтальными облаками As и Ns в результате испарения выпадающих осадков и охлаждения воздуха образуются разорванные облака плохой погоды (Cu fractus)[1].

В холодном воздухе, под задерживающими слоями, могут возникать слоистые (St) или слоисто-кучевые (Sc) облака.

В теплой устойчивой воздушной массе возможно развитие слоистых (St) облаков, образующих сплошной массив со слоисто-дождевыми (Ns) как перед фронтом, так и за ним. В теплой неустойчивой массе часто развиваются внутримассовые кучевые облака.

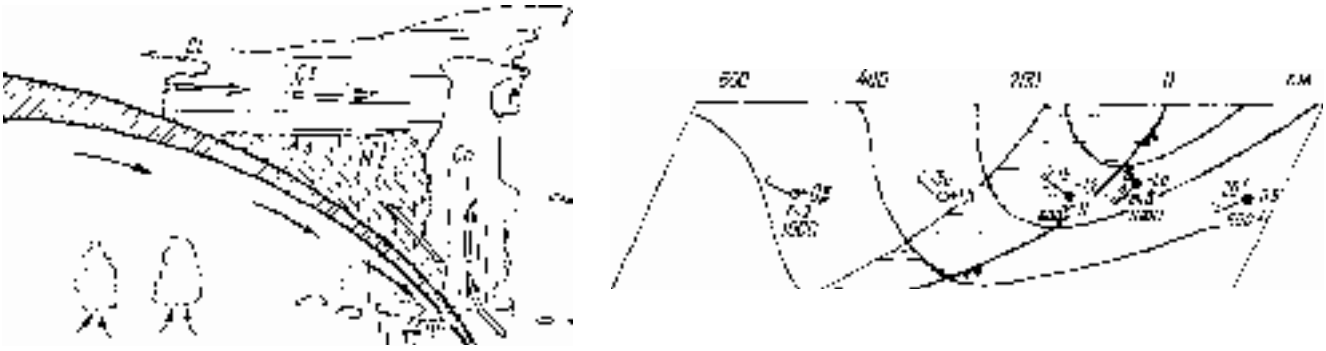


Рис. 41. Холодный фронт 1-го рода

[1] В Атласе облаков, изданном ГУ ГМС, разорванные облака плохой погоды именуются разорванно-дождевыми (Fractonimbus) и обозначаются Frnb (Fn).

Теплый фронт не всегда имеет сплошной массив облачности. Иногда, в результате интенсивной сублимации и нисходящих движений, на отдельных участках фронтальной поверхности образуются «окна» и безоблачные прослойки между слоями облаков.

Перед теплым фронтом наблюдается широкая зона обложных осадков. Ширина этой зоны достигает 300 - 400 *км*. Однако при устойчивом состоянии теплого воздуха и малом влагосодержании такой фронт может пройти и без осадков.

При приближении теплого фронта, вследствие увеличения барических градиентов, происходит усиление ветра, который достигает наибольшей скорости перед линией фронта. После прохождения фронта ветер ослабевает.

В табл. 7 приведены некоторые сведения об изменении метеорологических элементов и явлений при прохождении теплого фронта.

Скорость движения теплого фронта в умеренных широтах колеблется в пределах 25 - 60 *км/ч*. Таким образом, с момента появления Ci и Cs обложные осадки могут начаться в районе плавания (при дрейфе судна) через 10 - 12 *ч,* а прохождение линии фронта - через 20 - 30 ч.

Холодный фронт отличается от теплого направлением перемещения воздушных масс, когда он вторгается в область теплого. Угол наклона холодного фронта обычно больше, чем теплого.

Различают два рода холодных фронтов:

холодные фронты 1-го рода (рис. 41) - медленно движущиеся фронты, с которыми связаны облачные системы Ns, As, Cs и Ci. Эта система напоминает облачную систему теплого фронта, но расположенную (по ходу движения фронта) в обратном порядке. Однако горизонтальные размеры как облачной системы, так и зоны осадков меньше, чем у теплого фронта;

холодные фронты 2-го рода (рис. 42) - быстродвижущиеся фронты, с которыми связаны предфронтальные облака кучево-дождевых форм и предфронтальная зона осадков. В отличие от холодного фронта 1-го рода перед холодным фронтом 2-го рода в узкой зоне отмечается сильная конвекция, приводящая к развитию мощных кучево-дождевых (СЬ) облаков. Над большей частью поверхности фронта теплый воздух опускается

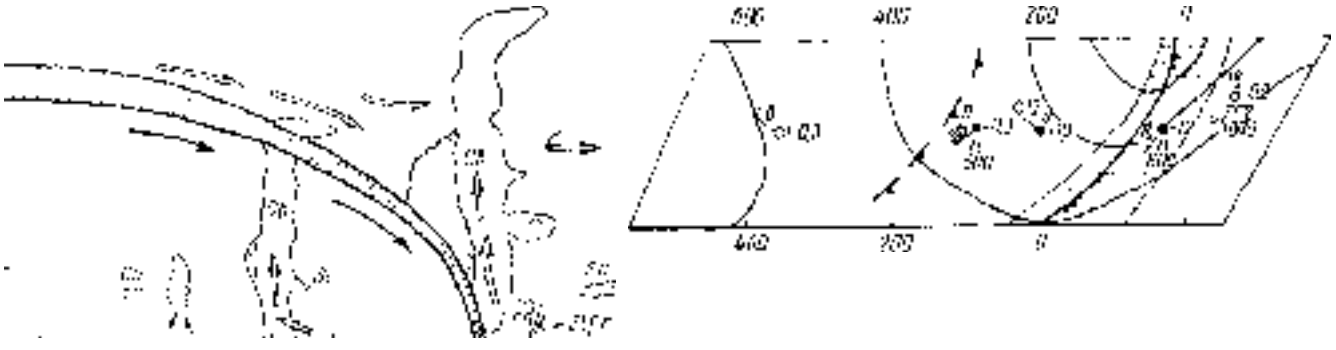


Рис. 42. Холодный фронт 2-го рода

Таблица 7

Метеорологические явления и элементы	Перед фронтом	При прохождении фронта	После фронта
Давление	Равномерно падает	Падение замедляется	Изменяется мало или слабо растет
Ветер	Усиливается. Иногда немного поворачивает против часовой стрелки (в северном полушарии) или по часовой стрелке (в южном полушарии)	Поворачивает по часовой стрелке (в с. п.) или против часовой стрелки (в ю. п.)	Направление не меняется. Ветер несколько ослабевает
Температура	Не изменяется или слабо повышается	Постепенное повышение	Изменяется мало
Облачность	Появляются последовательно Ci (за 800–1000 км до линий фронта у земли) Cs, As, Ns Под As и Ns разорванные низкие облака плохой погоды (Frnb)	Низкие Ns с Frnb	St или Sc количество облаков 7 – 9 баллов
Осадки	Обложные осадки (дождь или снег) – за 300 – 400 км до линии фронта	Обложные осадки почти прекращаются	Возможна морось или небольшие осадки
Видимость	Более 4 миль с постепенным ухудшением	Ухудшение видимости, часто туманы при видимости ме-	Очень плохая, возможны туманы
Оптические явления	Солнце или Луна просвечивают до появления Ns. При Cs– гало		

вниз. При нисходящих движениях воздух дополнительно прогревается и удаляется от состояния насыщения. Поэтому здесь не происходит развитие облаков.

В то же время облачная система, образующаяся в восходящем пото-

ке теплого воздуха, оказывается сильно вытянутой вперед от фронтальной поверхности и представляется в виде высокослоистых (As) и перисто-слоистых (Cs) облаков.

Благодаря нисходящим движениям в теплом воздухе на довольно значительном расстоянии впереди фронтальной поверхности указанная выше облачность размывается на отдельные высококучевые чечевицеобразные, перисто-кучевые и перистые облака. Эти формы облаков часто являются предвестниками приближения холодного фронта 2-го рода.

В холодном воздухе, примерно на расстоянии 50 - 100 *км,* где наблюдаются нисходящие движения, внутримассовые облака не возникают. Лишь в большом удалении от линии фронта, в холодной неустойчивой массе, могут развиваться конвективные облака и выпадать ливневые осадки.

Для холодных фронтов 2-го рода основной формой осадков являются ливневые, выпадающие перед линией фронта. Ширина зоны этих осадков бывает настолько узкой, что ее трудно проследить по картам погоды. В других случаях облачные системы, состоящие из Cb и Ns, объединяются и образуется широкая зона обложных осадков. Ливневые осадки перед фронтом часто сопровождаются сильными грозами и шквалами.

Некоторые признаки прохождения холодных фронтов через пункт наблюдения приведены в табл. 8.

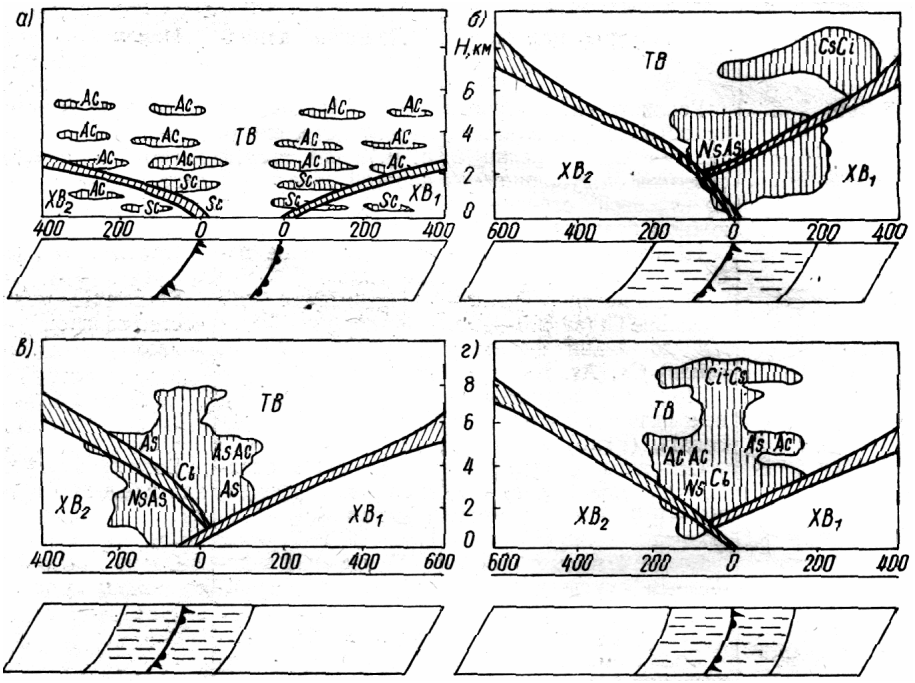


Рис. 43. Фронты окклюзии с различным характером облачности

Фронты окклюзии. Фронты окклюзии образуются в результате слияния теплого и холодного фронтов.

Слияние фронтов происходит из-за различной скорости их движения. Поскольку холодный фронт движется быстрее теплого, то он будет постепенно догонять теплый. В результате теплый воздух вытесняется

Таблица 8

Метеорологические элементы и вления	Перед фронтом		При прохождении фронта		После фронта	
	1-го рода	2 - го рода	1-го рода	2-го рода	1-го рода	2-го рода
Давление	Падает, но меньше, чем при приближении теплого фронта		Падение сменяется ростом		Сильно растет, затем рост уменьшается или прекращается	
Ветер	Усиливается часто, становится порывистым, несколько поворачивается против часовой стрелки (в северном полушарии) или по часовой стрелке (в южном полушарии)		Резко поворачивает по часовой (в с. п.) или против часовой стрелки (в ю. п.), становится шквалистым		Поворачивает против часовой стрелки (в с.п.) или по часовой стрелке (в ю. п.)	
					Постепенно стихает	Стихает, но неравномерно – слабые ветры могут смениться на сильные.
Температура	Устойчивая	В зоне пред фронтальных осадков несколько понижается	Сильно понижается		Мало изменяется	Постепенно Понижается или мало изменяется
Облачность	Отдельные Cc, Ac, As	Cc, Ac, Sc, затем мощные Cb	Ns, Frnb	Cb с Frnb	Сменяющаяся последовательность Ns, As, Cs, Ci	Облачность быстро исчезает. Позднее Cu или Cb.
Осадки	Перед самым фронтом небольшие осадки		Обложные осадки	Ливневые осадки, - часто сильные	Обложные осадки	Быстро прекращаются, затем возможны ливни
Видимость	Ухудшение		Плохая		В зоне дождя 2-4 км, затем улучшение	Быстрое улучшение, хорошая
Явления		Грозы, часто сильные с градом		Грозы		

вверх и при смыкании фронтов образуется сложная облачная система.

Представим, что над некоторым районом располагаются три воздушные массы: две холодные и одна, находящаяся между ними, теплая (рис. 43, *а)*. Движение воздушных масс происходит с запада на восток, причем холодный фронт движется быстрее теплого. В какой-то момент времени холодный фронт догоняет теплый (рис. 43, *б, в, г),* облачные системы двух фронтов начинают сливаться; возникает фронт окклюзии. Если теплый воздух и в дальнейшем вытесняется вверх, то линия смыкания начнет удаляться от Земли, образуя верхний фронт.

Развитие процесса окклюдирования зависит от термического режима холодных масс. Если две холодные воздушные массы ($ХВ_1$ и $ХВ_2$) имеют одинаковые температуры, то у поверхности Земли фронт ликвидируется и остается лишь верхний фронт окклюзии. Теплый воздух оказывается лежащим как бы в желобе, образованном поверхностями прежних холодного и теплого фронтов. Такой фронт окклюзии называют нетральным.

Если тыловой холодный воздух холоднее впереди лежащей массы, то такой фронт называется окклюзией по типу холодного фронта. В этом случае поверхность теплого фронта как бы скользит по поверхности холодного фронта (см. рис. 43, *б, г)*. Нижний фронт здесь холодный, а точка окклюзии (0) располагается выше уровня Земли, как и в предыдущем случае, и позади приземной линии фронта.

Если тыловой холодный воздух теплее впереди лежащей холодной массы, то такой фронт называется окклюзией по типу теплого фронта. В этом случае тыловой воздух будет натекать на передний, скользя по поверхности теплого фронта (см. рис. 43 *в)*. Нижний фронт здесь теплый, а точка окклюзии (0) располагается также выше поверхности Земли, но несколько впереди приземной линии фронта.

Для фронтов окклюзии характерно большое разнообразие в расположении облачных систем, интенсивности, продолжительности и ширины зоны осадков и т. д. В барическом поле у поверхности Земли фронты в большинстве случаев связаны с хорошо выраженными ложбинами, так как процесс окклюдирования происходит в системе циклонов. Характер изменений ветра тот же, что у теплого и холодного фронтов. Изменение температуры при прохождении фронтов окклюзии меньше, чем при прохождении главных фронтов. В общих чертах, погода при прохождении фронтов окклюзии по типу теплых фронтов сходна с погодой главных теплых фронтов, а фронтов окклюзии по типу холодных − с погодой холодных фронтов.

В табл. 9 приведены некоторые признаки прохождения фронтов окклюзии через пункт наблюдения. Однако не надо забывать, что условия погоды в зоне фронтов окклюзии очень разнообразны и сложны, так как во многом зависят, например, от типа и стадии окклюдирования, характера барического поля, влагосодержания и т. д.

Таблица 9

Метеорологические элементы и явления	Перед фронтом окклюзии		При прохождении фронта окклюзии		После фронта окклюзии	
	по типу теплого	по типу холодного	по типу теплого	по типу холодного	по типу теплого	по типу холодного
Давление	Падает перед линией верхнего фронта	Падает	При прохождении верхнего фронта падает быстро, при прохождении фронта окклюзии – падает, но меньше, чем при верзнем фронте.	Сильно падает	После верхнего фронта резко замедляется; после фронта окклюзии – медленно растет.	Растет, затем сильно падает
Ветер	Усиливается	Усиливается, часто становится порывистым		Иногда становится порывистым	Постепенно стихает	Стихает, но слабые ветры могут сменяться на сильные
			Поворачивает по часовой стрелке (в северном полушарии) или против часовой стрелки (в южном полушарии)		Поворачивает по часовой стрелке (в северном полушарии) или против часовой (в южном полушарии)	
Облачность	Последовательно Ci,Cs,As,Ns,Cb	Последовательно Ci,Cs,As,Sc	St	Cb,As,Ns	As,Cs,Ci,St	Облачность постепенно исчезает, позднее Cs или Cb
Осадки	Обложные	Ливневые	Осадки чаще моросящие	Ливневые и обложные	Моросящие, затем прекращение	Ливневые и обложные, затем прекращение
Видимость	Хорошая, с постепенным ухудшением	Ухудшенная	Плохая		Обычно ухудшенная	В зоне осадков - ухудшенная, затем быстро улучшается

С погодой, обусловленной наличием фронта окклюзии, приходится очень часто встречаться в умеренных широтах Атлантического и Тихого океанов.

Вторичные фронты. Вторичные фронты возникают в пределах одной и той же воздушной массы. Наиболее часто возникают вторичные холодные фронты в неоднородной холодной воздушной массе. За вторичным фронтом поступает более холодная, более «свежая» часть воздушной массы. Эти фронты чаще всего наблюдаются в тылу циклона за основным холодным фронтом.

Вторичный холодный фронт имеет систему облаков, сходную с системой облаков холодного фронта 2-го рода, но вертикальная протяженность облаков меньше вертикального развития основных молодых фрон-

тов.

Фронтальная облачность по данным ИСЗ. По фотографиям со спутников фронты видны в виде светлых полос сплошной облачности (рис. 44). Общее направление таких полос обычно параллельно линии фронта у поверхности моря. Их края достаточно резко очерчены.

Наиболее четко в облачности виден холодный фронт. Широкая полоса облачности располагается над линией приземного фронта, но часто захватывает и зафронтальную область.

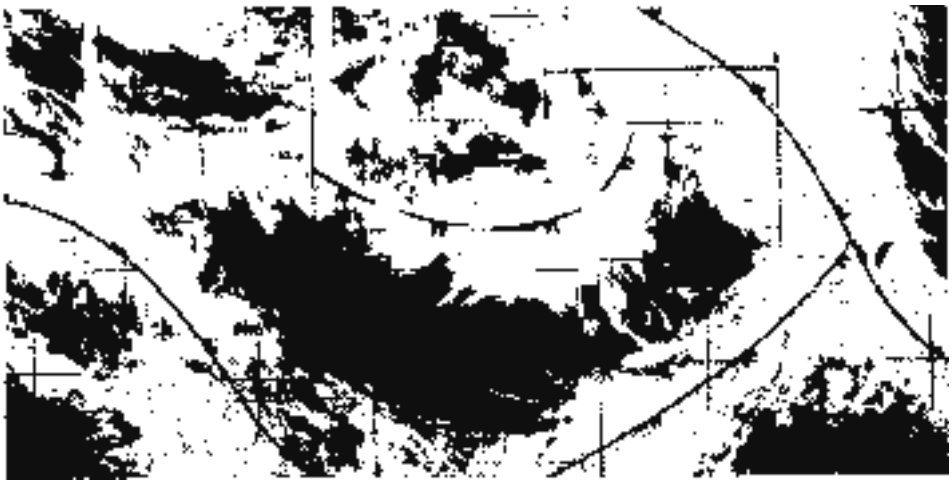


Рис. 44. Облачная система атмосферных фронтов по данным ИСЗ

Облачность теплого фронта имеет менее четкие границы, иногда края принимают волнообразную или зигзагообразную форму. Облачность теплого фронта располагается в передней части циклона перед линией приземного фронта.

Для фронтов окклюзии характерна облачная полоса, имеющая спиралеобразный вид в области циклона. Облачная полоса, возникшая в результате слияния облачных систем теплого и холодного фронтов, обычно располагается по обе стороны от линии приземного фронта. За холодным фронтом, который и в этом случае хорошо виден в облачности, часто наблюдаются кучевые формы облаков, вытянутые в гряды.

В зоне вторичных и размытых фронтов облачный покров менее четко выражен, но все же имеет вид полос, вытянутых вдоль линии приземного фронта. Часто уже наблюдается не сплошная облачность, а лишь значительная.

§ 33. Циклоны

Общие сведения о циклонах. В § 19 дано предварительное понятие о циклонах и антициклонах. Циклон − это замкнутая область низкого давления с движением воздуха против часовой стрелки − в северном полушарии и по часовой − в южном. На карте погоды он выглядит в виде замкнутой системы изобар с наименьшим давлением в центре области. Поэтому горизонтальный градиент давления направлен к центру циклона.

Для циклонов характерны, по сравнению с другими барическими системами, наибольшие величины градиента давления и наибольшие скорости ветра. В очень глубоких, хорошо развитых циклонах, скорость ветра вблизи центра может достигать 60−70 *м/сек* и более. Особенно это часто наблюдается в циклонах, развивающихся в тропической зоне. В самом центре градиент давления и скорость ветра равны нулю.

Давление в центре циклона умеренных широт обычно колеблется от 990 до 1005 *мб,* но может понижаться до 930 *мб.* Например, наиболее глубокие циклоны над северной частью Атлантического океана встречаются вблизи берегов Северной Америки (район Ньюфаундлендской байки), Гренландии и в районе Исландии. В Тихом океане - это районы, прилегающие к Японии, Курильским островам, Сахалину и Камчатке. Очень часты глубокие циклоны в заливе Аляска и в Беринговом море. В южном полушарии − это районы, прилегающие к Антарктиде, где наблюдается большое число циклонов с давлением ниже 950 *мб.*

Наиболее низкое давление отмечается в тропических циклонах. Так, в центре тайфуна «Ненси» (наблюдался с 7 по 17. IX. 1961 г.) давление 13. IX понижалось до 890 *мб, а* скорость ветра достигала 100 *м/сек.* В Атлантическом океане очень низкое давление было отмечено в урагане Эндри (27/VI 1957 г.) - 925 *мб.*

Горизонтальные размеры циклонов умеренных и высоких широт обычно составляют 1000 - 2000 *км,* нередко его диаметр превышает 3000 *км.* Вертикальная протяженность значительно меньше − несколько километров. Иногда, в зависимости от интенсивности и стадии развития, они обнаруживаются на высотах 12 - 20 *км.* В начальных стадиях развития циклон не достигает 3 - 5 *км.*

Повторяемость циклонов и их глубина зависят от времени года и состояния подстилающей поверхности. Над океанами северного и южного полушарий в умеренных и высоких широтах они встречаются чаще в зимний период. Над континентами, напротив, летом их больше, чем зимой.

В системе циклона под действием силы градиента частицы воздуха стремятся к его центру, однако под действием силы Кориолиса отклоняются вправо и при отсутствии трения будут двигаться вдоль изобар. В действительных условиях, под влиянием трения, траектории частиц воздуха имеют вид спиралей, которые сходятся (конвергируют) к центру (§ 22). Втекающий в циклон воздух у поверхности Земли поднимается вверх, т. е. происходит восходящее движение. При этом, как известно, происходит охлаждение воздуха и конденсация водяного пара. При достаточном влагосодержании образуются облака и выпадают осадки. Поэтому для центральной части циклона характерна пасмурная погода с осадками.

В средней и верхней тропосфере над областью циклона происходит растекание воздуха.

Линия, соединяющая точки с минимальным давлением на разных уровнях, называется ***вертикальной осью циклона.*** Она может иметь наклон

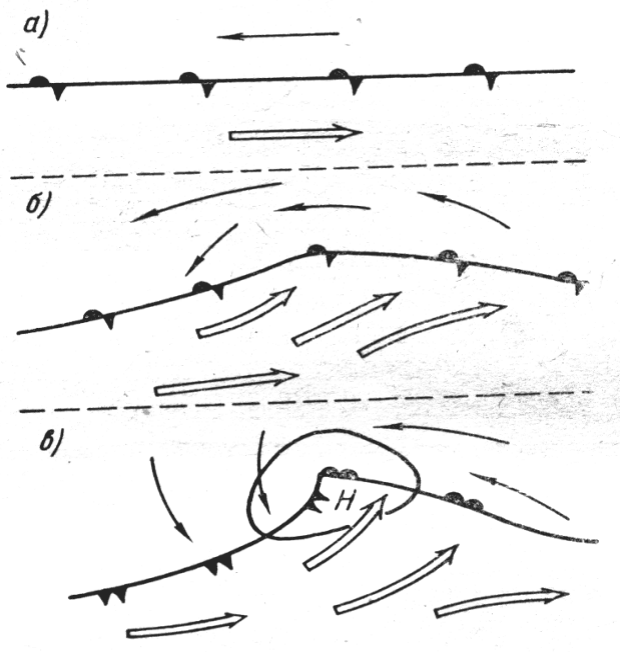
- с высотой центр циклона смещается в сторону более холодного воздуха.

Возникновение и эволюция циклонов. В атмосфере Земли непрерывно происходит образование, развитие и затухание циклонов. Продолжительность их жизни исчисляется от нескольких часов до нескольких суток. В атмосфере постоянно создаются различные условия, в одних случаях способствующие развитию циклона и его дальнейшему существованию, в других – препятствующие.

Циклон – это не только область низкого давления, но и особая вихревая форма циркуляции атмосферы. Поэтому при рассмотрении причин его возникновения необходимо учитывать большой комплекс процессов, происходящих в атмосфере. В настоящее время предложен ряд теорий возникновения циклонов, но они еще не могут дать полного объяснения процессу их развития, так как из-за его сложности учитываются лишь какой-либо один

В зависимости от особенностей возникновения и развития, а также от географического района различают внетропические и тропические циклоны. Внетропические циклоны подразделяются на фронтальные и нефронтальные.

Нефронтальные циклоны обычно связаны как с неравномерным нагреванием подстилающей поверхности (термические циклоны), так и появлением местного очага падения давления (местные циклоны). Термические циклоны часто возникают зимой над Черным морем – теплый водоем и холодный окружающий континент.



а - малоподвижный фронт
б -волновой изгиб
в -волновой циклон

Рис. 45. Схема процесса развития или несколько факторов фронтального циклона

Схема процесса развития фронтального циклона представлена на рис. 45. Допустим, что две соседние воздушные массы с одинаковой скоростью смещаются вдоль малоподвижного фронта (рис. 45, *а)* и под влиянием некоторых причин во фронтальной зоне произошло неравно-

мерное изменение давления. Потоки воздушных масс изменят свое направление, приобретая циклоническую и антициклоническую циркуляцию. Отдельные участки малоподвижного фронта начнут приобретать волнообразный изгиб (рис. 45, б). При наличии больших горизонтальных градиентов температуры в средней тропосфере (в высотных фронтальных зонах) этот процесс волнообразования будет усиливаться и появляться теплый и холодный участки фронта (рис. 45, в). Теплый воздух начинает вклиниваться в холодный, а холодный − в теплый. Дальнейшее падение давления приведет к образованию у Земли замкнутой изобары и образованию циклонического вихря.

Циклоны у поверхности Земли возникают в основном на холодных и малоподвижных фронтах и вблизи точек окклюзии затухающих циклонов.

Различают несколько стадий развития циклонов.

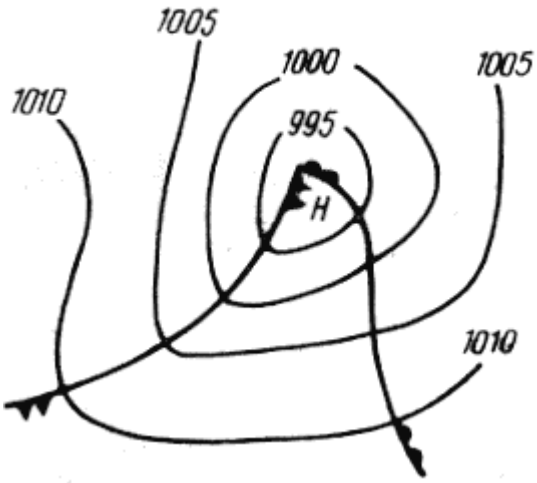


Рис. 46. Стадия молодого циклона

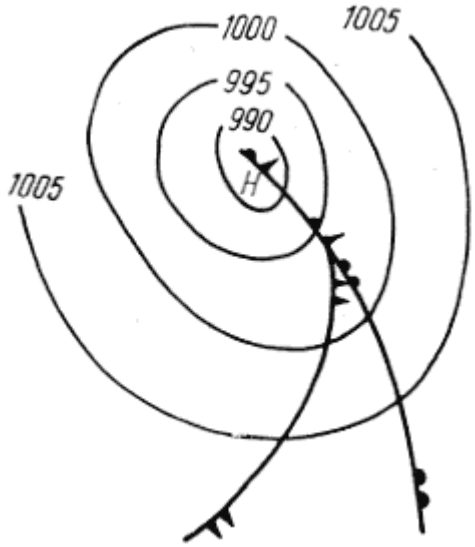


Рис. 47. Стадия окклюдированного циклона

Стадия волны. Образование волны связано с изгибом малоподвижного фронта, появлением теплого и холодного его участков. У поверхности Земли циклон оформлен одной изобарой (рис. 45,*в)*.

Стадия молодого циклона (рис. 46). В результате затока холодных масс воздуха в тылу циклона и выноса тепла в его передней части и ряда других причин, связанных с процессами в средней тропосфере, происходит дальнейший волнообразный изгиб фронта, падение давления в центре циклона. У поверхности Земли циклон уже бывает оформлен несколькими замкнутыми изобарами. Иногда вихревая циркуляция наблюдается до высоты 3−4 *км* (на изобарической поверхности 700 *мб* есть замкнутые изогипсы).

В этой стадии теплый и холодный участки сближены и у поверхности Земли хорошо выражен теплый сектор циклона.

Стадия окклюдированного циклона (рис. 47). В этой стадии циклон достигает своего наибольшего развития, а затем начинает заполняться.

Холодный фронт, двигаясь быстрее теплого, вытесняет теплый воздух и приближается к теплому фронту. Теплый сектор суживается и наступает момент, когда происходит процесс смыкания холодного и теплого фронтов, т. е. процесс окклюдирования циклона. В этой стадии циклон у поверхности моря имеет наибольшее число замкнутых изобар. Замкнутая циркуляция обнаруживается уже на высотах 3 - 5 *км, а* иногда и выше. Ось циклона бывает наклонена к северо-западу или западу.

Стадия заполнения циклона. Ввиду постепенного исчезновения запасов энергии в системе циклона (уменьшение контрастов температуры, ослабление интенсивности вертикальных движений и т. д.) происходит его заполнение, затухание. Это начинается у поверхности Земли. В средней и верхней тропосфере циклон некоторое время еще может развиваться.

Постепенно холодные массы воздуха занимают всю центральную часть циклона, его ось становится почти вертикальной. В таком случае говорят, что циклон является высоким холодным барическим образованием. В этой стадии имевшиеся в циклоне фронты окклюзии и вторичные фронты (возникшие в тыловой части циклона в 3-й стадии развития) размываются

Обычно условия, создавшиеся в процессе образования циклонических возмущений, оказываются благоприятными для возникновения нескольких новых возмущений. Поэтому на одном и том же участке главного фронта (арктического или полярного) развивается несколько возмущений, образуя серию циклонов. Число членов серии колеблется от двух до шести. По мере углубления циклонов холодный фронт, на котором происходит волнообразование, перемещается к югу.

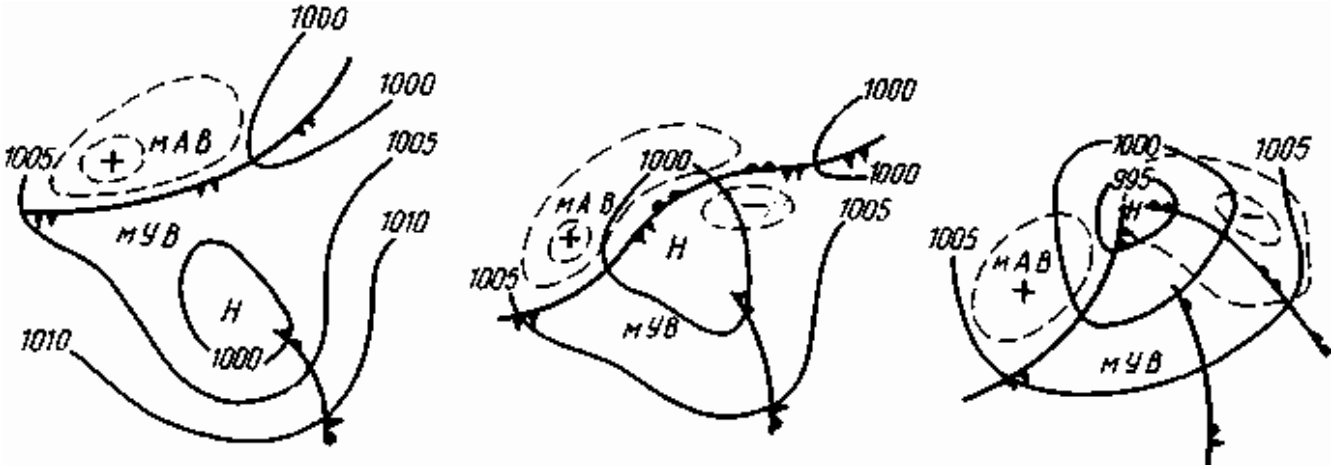


Рис. 48. Схема регенерации циклона

Поэтому каждый последующий развивающийся циклон движется по более южной траектории и быстрее, чем первый.

В ряде случаев затухающий циклон возрождается − происходит его регенерация. Тогда в центральной части или на периферии циклона давление падает; погода резко меняется: образуются облачные системы, усиливается ветер, увеличивается интенсивность осадков, ухудшается види-

мость; направление смещения меняется и увеличивается скорость движения. Это связано с появлением дополнительной энергии в области циклона.

У поверхности моря процесс регенерации чаще всего происходит при сближении окклюдированных полярно-фронтовых циклонов с арктическим фронтом. Схема регенерации циклона представлена на рис. 48. Предположим, что затухающий циклон смещается от берегов Камчатки на северо-восток к Алеутской гряде. Одновременно из района Берингова моря на юго-восток поступает морской арктический воздух (мАВ). При сближении циклона с арктическим фронтом происходит проникновение мАВ в систему циклона. Циклоническая циркуляция приводит к развитию волнового возмущения на арктическом фронте. Если потоки холодного воздуха захватывают и тыловую часть затухающего циклона,, то происходит его регенерация.

Регенерация циклонов может происходить также при слиянии движущегося молодого циклона с малоподвижным затухающим. В этом случае основной, окклюдированный, циклон заполняется, а рядом быстро развивается новый. Часто происходит развитие циклона у точки окклюзии при заполнении старого, затухающего циклона.

Регенерацию циклона не всегда удается предвидеть. Однако необходимо, находясь в области затухающего циклона, внимательно следить по карте погоды за положением и смещением фронта, находящегося севернее затухающего циклона. Причем, если за фронтом, приблизившимся к циклону, наблюдаются сильные ветры, то это указывает на возможность регенерации циклона. В этом случае могут создаваться погодные условия, затрудняющие судоходство – сильные и штормовые ветры, увеличение высоты волн, плохая видимость и т. д.

Регенерация циклонов наиболее часто наблюдается в северо-западных и северных районах Атлантического океана – у берегов Северной Америки, в районе Гренландии – Исландии, Норвежском и Северном морях. В Тихом океане – это районы у Японии, Курильских и Алеутских островов, у Камчатки. Часты процессы регенерации циклонов над Беринговым морем и заливом Аляска.

Перемещение циклонов. С момента возникновения циклоны перемещаются по направлению воздушных потоков в средней тропосфере (3 - 5 *км)*. Так как общий перенос воздуха в тропосфере происходит с запада на восток, то и циклоны в большинстве смещаются в этом направлении. Однако они редко перемещаются строго вдоль широтных кругов, так как в тропосфере воздушные течения систематически отклоняются от зонального направления. В среднем циклоны перемещаются с запада на восток из более низких широт к более высоким.

Учесть всю совокупность факторов, действующих в данных условиях циркуляции на перемещение циклонов, возможно лишь при применении специальных методов и расчетов, осуществляемых в прогностических подразделениях Службы погоды.

В первом приближении можно считать, что все барические образования в ближайшие 6 *ч* смещаются так же, как в предыдущие сутки. В стадии молодого циклона его перемещение происходит параллельно изобарам теплого сектора. Окклюдированный циклон движется в направлении, перпендикулярном направлению наибольшего горизонтального градиента давления, отклоняясь вправо. Скорость движения циклонов зависит от скорости воздушных течений в средней тропосфере. В среднем в северном полушарии она составляет 30 - 40 *км/ч,* в южном − 42 - 45 *км/ч.*

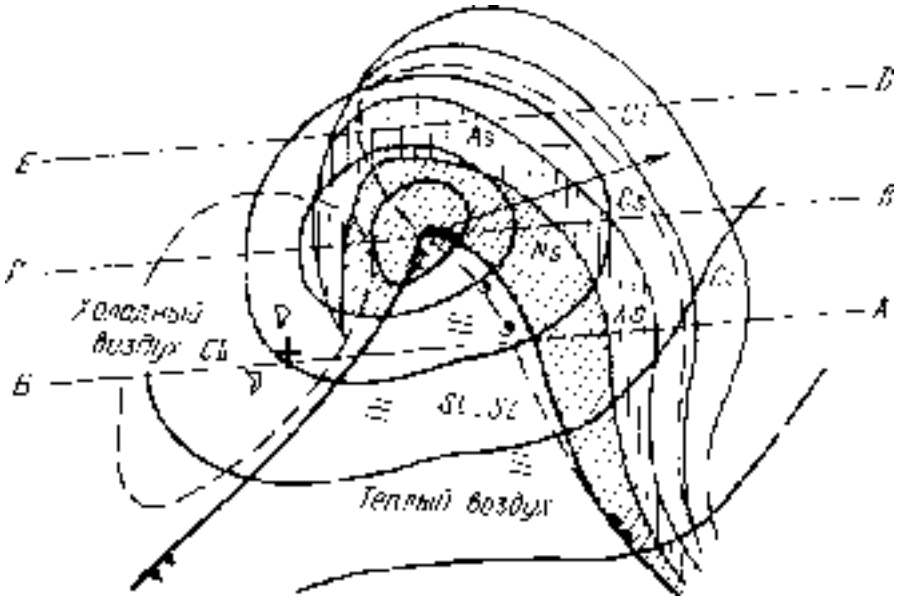


Рис. 49. Распределение некоторых метеорологических элементов и явлений погоды в молодом циклоне

Погода в циклонах и барических ложбинах. Характер погоды в циклоне очень разнообразен и во многом зависит от стадии его развития. Ход погоды определяется также тем, какой частью пройдет циклон над пунктом наблюдения.

В молодом циклоне можно выделить три зоны, отличающиеся по условиям погоды (рис. 49).

1. Передняя и центральная часть циклона, расположенные в холодном воздухе. Характер погоды определяется условиями приближающегося теплого фронта: наличием системы облаков Ci, Cs, As, Ns, St; широкой зоны обложных осадков; усилением ветра с поворотом против часовой стрелки − в северном полушарии или по часовой стрелке − в южном; постепенным ухудшением видимости до 2 миль.
2. Теплый сектор между теплым и холодным фронтами. Условия погоды резко отличны от предыдущей зоны. Исчезает облачная система теплого фронта, прекращаются обложные осадки, ослабевает ветер. В теплом секторе над океаном летом может наблюдаться как малооблачная, так и пасмурная погода. Зимой чаще всего отмечаются облака St и Sc, туманы и морось. Видимость ухудшения, при тумане менее 1 *кбт.*
3. Тыловая часть циклона за холодным фронтом. Характер погоды опре-

деляется свойствами холодного фронта: наличием последовательно смещающихся облаков Ns, As, Cs, Ci. Перед фронтом возможны отдельные Cc, Ac и As, при прохождении фронта − Frnb, в зоне фронта - обложные осадки. За системой облаков может наблюдаться резкое уменьшение облачности. В холодной массе на некотором удалении от холодного ф|ронта возможно развитие внутримассовой кучевой облачности (Cb, Sc) с ливневыми осадками. В зоне фронта отмечается усиление ветра, часты шквалы вдоль самого фронта. Видимость хорошая, в зоне обложных осадков 1−2 *кбт*.

В окклюдированном циклоне облачные системы теплого и холодного фронтов объединяются, и обычно во всех частях циклона наблюдается пасмурная погода с осадками, ухудшенной видимостью и умеренными и сильными ветрами.

Условия погоды в центральной и передней части окклюдированного циклона, по сравнению с тыловой частью, могут быть несколько различными − в зависимости от степени различия свойств воздушных масс по обе стороны фронта окклюзии. Перед фронтом окклюзии часто еще сохраняется система облаков теплого фронта и наблюдаются обложные осадки, за фронтом окклюзии − ливневые осадки, связанные с кучево-дождевыми облаками.

В заполняющемся циклоне происходит процесс размывания фронтов, облачность растекается, осадки могут наблюдаться лишь в отдельных местах, видимость улучшается, ветер ослабевает и условия погоды во всех секторах циклона становятся почти одинаковыми.

В барических ложбинах условия погоды определяются в зависимости от характера фронта, располагающегося в ней, и от профиля ложбины. Если, например, через резко выраженную ложбину проходит теплый фронт, то условия погоды будут определяться наличием системы облаков Ci, Cs, As, Ns, обложными осадками. Чем дальше от циклона и чем хуже выражена ложбина, тем слабее выражен теплый фронт; меняется и характер облачности. Система облаков Ci, Cs, As, Ns постепенно нарушается. Появляются Ac, исчезают Ns, возникают Sc. Часто сильно размытые участки теплого фронта, лежащие в слабовыраженной ложбине, характеризуются лишь облаками верхнего яруса, которые вблизи линии фронта сменяются на Ac opacus или As вместе с Ac.

В медленно перемещающихся ложбинах чаще всего образуется облачная система Cs, As, Ns с выпадением осадков в тыловой части ложбины. Но бывает и так, что облака и осадки наблюдаются по обе стороны холодного фронта. Часто в передней части ложбины в результате интенсивной конвекции возникает кучево-дождевая облачность, а облачная система As, Ns отсутствует.

В быстро перемещающихся ложбинах облачность обычно образуется в передней ее части, т. е. перед холодным фронтом.

Изменения в ходе метеорологических элементов при прохождении циклона. Рассмотрим три варианта прохождения циклона через пункт на-

блюдения в северном полушарии: южной частью, центральной (вершиной теплого сектора) и северной частью.

1. При прохождении через пункт наблюдения южной части циклона (рис. 49, линия *АБ)* погода меняется соответственно изложенным выше сменам явлений при прохождении теплого фронта, теплого сектора и холодного фронта.

В случае если линия пересечения циклона располагается на значительном расстоянии от центра, то характерной системы облаков и зоны осадков теплого фронта может и не быть, так как по мере удаления от центра циклона восходящие движения в зоне теплого фронта постепенно ослабевают. Это сказывается на облакообразование и формирование осадков. При прохождении еще более южной части может наблюдаться малооблачная погода или погода с переменной облачностью, без осадков и туманов.

2. Прохождение через пункт наблюдения центральной части циклона (вершиной теплого сектора)− рис. 49, линия *ВГ*.

В этом случае приближение циклона будет характеризоваться сначала небольшим, а затем сильным падением давления. После прохождения центра циклона давление по-прежнему падает, но несколько меньше, затем постепенно начинает расти.

Зона сплошных облаков системы Ci, Cs, As, Ns шире, чем при прохождении теплого сектора, поэтому обложные осадки выпадают более длительное время.

Ветер при приближении циклона усиливается, становится порывистым. Прохождение центра циклона сопровождается ослаблением ветра, иногда до кратковременного штиля. Затем ветер резко усиливается. Температура воздуха меняется мало. Видимость несколько ухудшена (2−4 мили), особенно в зоне осадков (менее 2 миль).

3. Прохождение через пункт наблюдения северной части циклона (рис. 49, линия *DE)*. В этом случае изменение погоды примерно такое же, как и при прохождении центральной части циклона. Однако падение давления слабее, а зона осадков меньше. Направление ветра изменяется против часовой стрелки.

Определение положения циклона у поверхности моря по данным наблюдений ИСЗ. Получаемая информация с ИСЗ позволяет выявить и определить положение циклонов у поверхности Земли. Это особенно важно при плавании в районах, слабо освещенных или неосвещенных наблюдениями и при отсутствии обычной синоптической информации.

Наблюдения со спутников показали, что для областей низкого давления характерна вихревая структура облачности.

На рис. 50 - 52 в качестве примеров приведены фотографии облачности циклонов. Неодинаковая структура облачных полей указывает на различные стадии циклонических образований. Так, на рис. 50 циклон находится в стадии

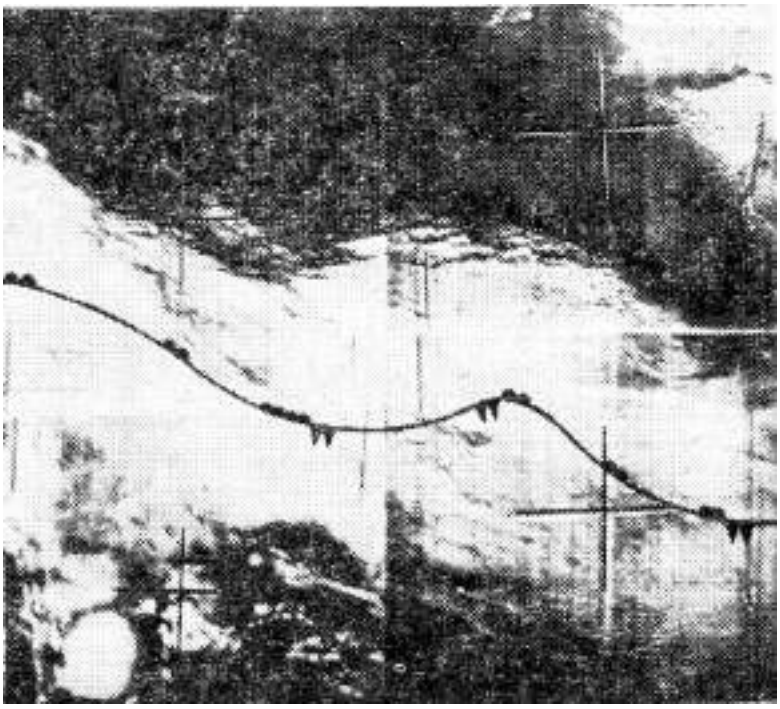


Рис. 50. Облачная полоса по данным наблюдений с ИСЗ в районе образования волны

волны, на рис. 51 - в стадии молодого циклона, на рис. 52 - в стадии окклюдированного циклона. С развитием циклона усиливается спиралеобразная структура облачности. Облачные поля волновых возмущений отличаются большим разнообразием в зависимости от степени развития волны и свойств воздушных масс.

Однако один из характерных признаков образования волны—это расширение и искривление фронтальной облачной зоны в районе вершины волны (см. рис. 50).

В стадии молодого циклона расширяется массив сплошной облачности в центральной и передней его частях (см. рис. 51). Наиболее мощная облачность (на снимках светлая) по-прежнему находится у вершины теплого сектора. В тыловой части молодого циклона наблюдаются полосы значительной или небольшой кучевообразной облачности, обусловленной затоком холодных масс воздуха. В результате в поле облачности циклона обнаруживается тенденция к образованию спиралеобразной структуры.

В окклюдированных циклонах облачная система принимает все более отчетливо спиралеобразный вид (см. рис. 52). В период от начала окклюдирования до начала заполнения циклона, т. е. в период наибольшего развития, массив сплошной облачности в передней и центральной частях циклона загибается к центру; массив облачности, связанный с затоком холодного воздуха, также распространяется спиралеобразно в направлении центра циклона. В тылу циклона наблюдаются гряды кучевых облаков.

При заполнении циклона в его центральной части, вместо больших однородных облачных массивов, появляется множество облачных спиралей, между которыми наблюдаются просветы. Основной массив фрон-

тальной облачности перемещается на периферию циклона. За основной облачной спиралью могут лежать облачные полосы, связанные с фронтами, возникшими в холодном воздухе (вторичные фронты).

При дальнейшем заполнении циклона у поверхности моря облачность в его центральной части рассеивается – наблюдаются лишь разрозненные элементы и полосы, но до некоторой степени сохраняющие вихревую структуру.

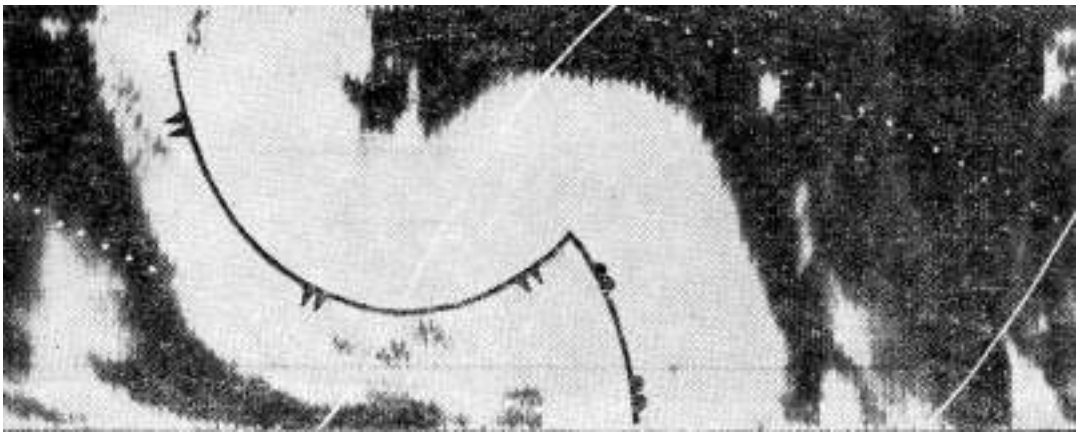


Рис. 51. Облачность в молодом циклоне

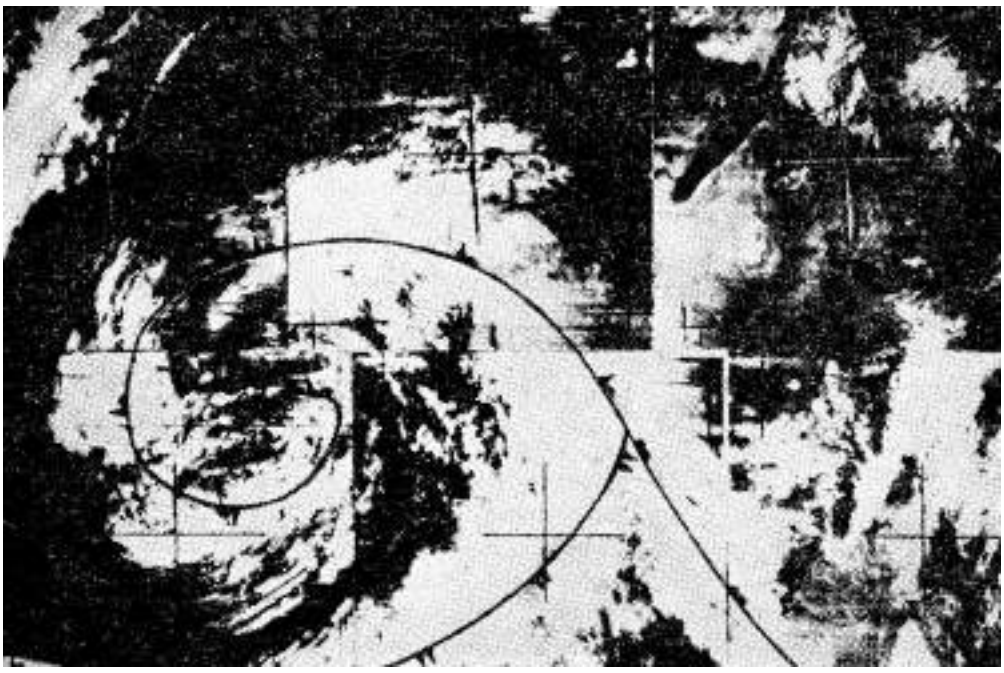


Рис. 52. Облачность в окклюдированном циклоне

§ 34. Антициклоны

Общие сведения об антициклонах. Антициклоном называется область повышенного атмосферного давления с замкнутыми изобарами на уровне моря. Воздух в антициклоне движется по часовой стрелке в северном полушарии и против часовой – в южном. Горизонтальный градиент давления направлен от центра, наименьшая его величина – в центральной части антициклона, к периферии градиент возрастает. Поэтому ветры в центральной части антициклона слабые, иногда наблюдается штиль; на периферии – сильнее. Наибольшие скорости ветра чаще отмечаются в передней части антициклона.

Давление в центре антициклона колеблется от 1010 до 1040 *мб*. Для зимнего сибирского антициклона характерно давление до 1080 *мб*. Антициклоны могут занимать огромные площади, часто сравнимые с размерами материков.

Повторяемость антициклонов и их интенсивность зависит от времени года и состояния подстилающей поверхности. Над материками антициклоны лучше развиты зимой, над океанами в умеренных и высоких широтах – летом, в субтропической зоне океанов северного и южного полушарий – в августе – сентябре.

В системе антициклона, как уже указывалось в § 22, под действием силы градиента массы воздуха перемещаются по спиралям от центра к периферии. Поэтому в его центральной части наблюдается приток воздуха из более верхних слоев тропосферы, т. е. нисходящее движение воздуха. «Оседание» мощных слоев воздуха приводит к динамическому нагреванию и возникновению инверсий температуры. Поэтому в центральной области антициклона часто наблюдается малооблачная, сухая погода.

Возникновение и перемещение антициклонов. Возникновение антициклонов обусловлено теми же причинами, что и возникновение циклонов. Для их возникновения существенно, чтобы преобладали те факторы, которые приводят к росту давления и антициклональному преобразованию барического поля у поверхности моря и в тропосфере.

Возникновение и развитие антициклонов тесно связано с развитием циклонов. Но если в образовании и развитии циклонов большую роль играют атмосферные фронты, то в антициклонах они не получают развития. Антициклоны формируются в однородных воздушных массах. Они часто возникают в холодном воздухе недалеко от линии фронта у поверхности Земли.

Антициклоны, как и циклоны, перемещаются в соответствии с направлением воздушных потоков в средней тропосфере. Перемещение молодых антициклонов в основном совпадает с направлением воздушного потока на высотах 3 - 5 *км*. По мере своего развития антициклоны замедляют скорость перемещения и часто становятся малоподвижными образованиями. Средняя скорость перемещения – 25 - 35 *км/ч*.

Антициклоны в основном перемещаются с запада на восток, но с

южной составляющей в северном полушарии и с северной – в южном, т. е. их траектории направлены в сторону низких широт. Антициклоны, которые имеют резко выраженное направление смещения с северо-запада на юго-восток, в северном полушарии называют полярными, а сам процесс вторжения – полярными вхождениями. Вторжение антициклона с севера или северо-востока на юг или юго-запад называют ультраполярным вхождением.

Погода в антициклонах. Для центральных частей антициклонов характерна малооблачная и сухая погода с хорошо выраженным суточным ходом температуры. В зависимости от характера воздушной массы, в которой возник антициклон, и района формирования (т. е. характера и состояния подстилающей поверхности) в антициклоне могут складываться и другие условия погоды. Так, в холодную половину года, под слоем инверсии могут наблюдаться сплошные облака St и Sc и даже моросящие осадки. Часто возникают радиационные туманы, затрудняющие судоходство.

На периферии антициклона условия погоды несколько отличаются от условий центральной части. Они определяются характером погоды примыкающих секторов соседних циклонов.

В восточной части антициклона, которая граничит с тыловой частью циклона, можно наблюдать образование облаков Cu и Cb, ливневые дожди. Часто появляются облака Sc, образованные от растекания Cb.

В западной части антициклона могут появляться Ci – предвестники приближения теплого фронта. Здесь можно наблюдать пасмурную погоду с достаточно широкой зоной обложных осадков, связанную с облаками верхнего фронта. Для западной периферии антициклонов, особенно для малоподвижных (так называемых блокирующих), характерны ветры силой 6 - 7 баллов, иногда и больше.

Для северной части (северное полушарие) характерно наличие значительной или сплошной облачности St и Sc. Нередки туманы.

В южной части антициклона можно видеть облака Ci, Cs, As. Часто возникают сильные ветры. Например, зимой в результате больших барических градиентов на южной периферии антициклона наблюдаются сильные штормовые ветры в северных районах Черного моря.

В барических гребнях условия погоды очень различны, но наиболее часто – безветренная погода без осадков, иногда радиационные туманы.

§ 35. Тропические циклоны

Общие понятия. Циклоническая деятельность наблюдается не только в умеренных и высоких широтах. Обычно в низких широтах возникает большое число циклонических возмущений, но они бывают слабо выражены: давление в центре всего на 1 - 2 *мб* ниже окружающего барического поля, ветры слабые, перемещаются медленно с востока на запад. Но

время от времени эти возмущения начинают развиваться и превращаться в глубокие тропические циклоны с большими барическими градиентами и штормовыми ветрами.

Тропические циклоны − это сравнительно небольшие, но очень глубокие вихри, обладающие большой кинетической энергией. Для развития тропического циклона необходима большая энергия неустойчивости воздушной массы. Мощный подъем очень теплого и влажного воздуха над возникшим возмущением − обязательное условие его развития.

Давление в центре тропического циклона обычно составляет 980 - 950 *мб,* в отдельных случаях ниже 930 *мб.* Как уже указывалось в § 33, в тайфуне «Ненси» в сентябре 1961 г. давление понижалось до 890 *мб,* в тайфуне в сентябре 1934 г. − даже до 884 *мб.*

Диаметр тропического циклона составляет 100 - 300 миль, но иногда и больше.

Наиболее характерной особенностью тропических циклонов является наличие больших барических градиентов в его центральной части. Это приводит к возникновению штормовых и ураганных ветров. Скорость ветра при максимальном развитии тропического циклона достигает 60 - 80 *м/сек,* иногда более 100 *м/сек.* Так, в тайфуне «Ида» (западная часть Тихого океана, 23 сентября 1958 г.) была зафиксирована максимальная скорость ветра 113 *м/сек.*

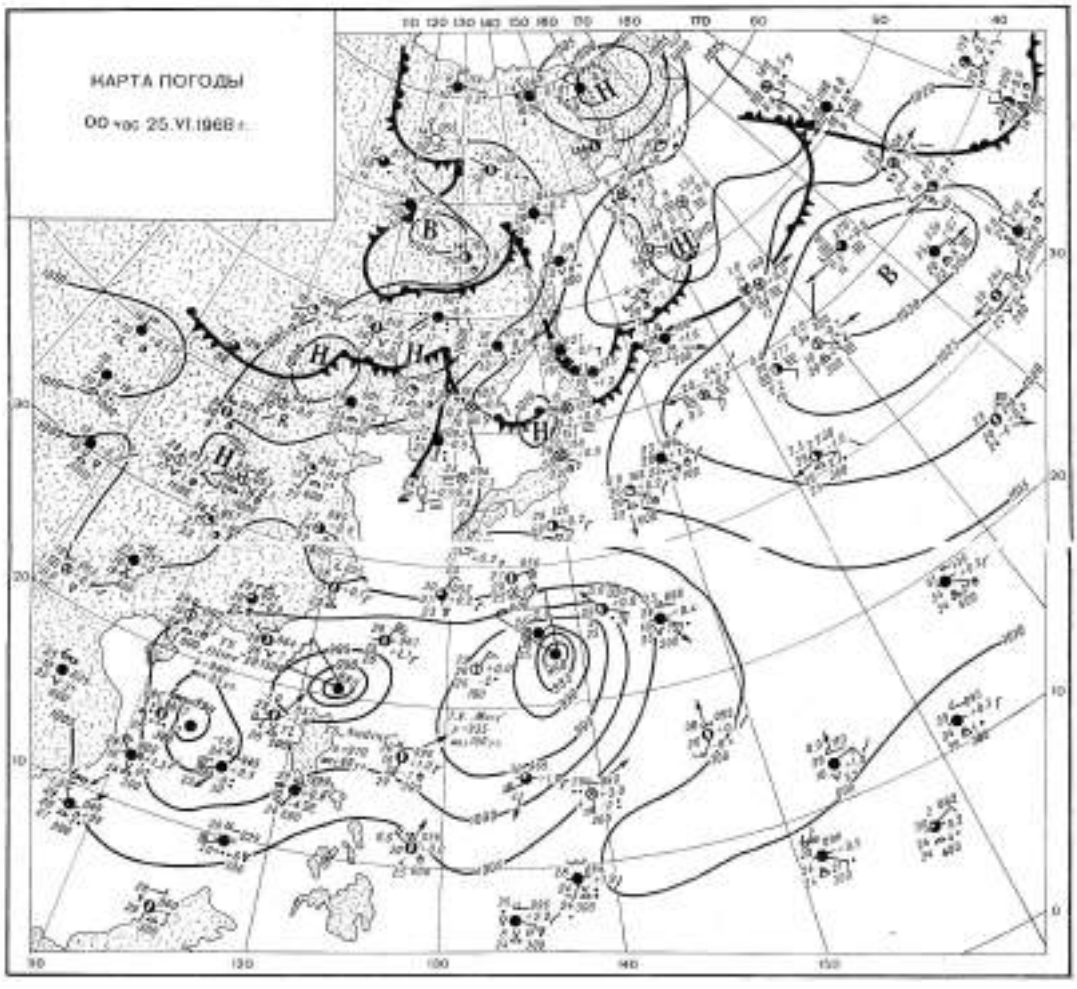


Рис. 53. Карта погоды за 00 25.VI 1968 г.

На рис. 53 приведена вырезка из карты погоды северного полушария на 00 гринвичского времени 25 июня 1968 г., когда в северо- западной части Тихого океана наблюдалось три тропических циклона, находящихся в различной стадии своего развития. На карте они представлены компактными концентрическими изобарами.

Тропические циклоны классифицируются следующим образом (табл.10).

Таблица 10

Стадия тропического циклона	Сокращенное обозначение	Скорость ветра в циклоне	
		узлы	м/сек
Тропическая депрессия	TD	до 33	до 17
Умеренный тропический шторм	TS	34–47	17-23
Сильный тропический шторм	STS	48–63	24–32
Ураган (тайфун)	H(T)	64 и более	33 и более

Тропические циклоны, находящиеся в различных стадиях развития, отличаются не только по ветровому режиму, но и по характеру распределения облачности, осадков и других метеорологических элементов.

Районы зарождения и основные пути тропических циклонов. Тропические циклоны зарождаются в обоих полушариях – в зонах между 5 и 20° широты. Возникают они как волновые возмущения во внутритропической зоне конвергенции, когда она располагается не слишком близко к экватору. Возникновение тропических циклонов в виде волновых возмущений и депрессий может происходить и над континентом. Например, по данным наблюдений с ИСЗ зарождение тропических циклонов наблюдается над Африкой, а развитие до силы урагана они получают лишь над водной поверхностью.

На рис. 54 приведена карта генеральных путей тропических циклонов, по которой можно судить и об основных районах их зарождения. Однако необходимо учитывать, что в действительности пути (траектории) тропических циклонов разнообразнее и значительно сложнее, что можно видеть из рис. 55, где представлены пути тропических циклонов за 1968 г.

Тропические циклоны имеют резко выраженный годовой ход. В основном они возникают в теплое время года с июля по октябрь. Наиболее часто наблюдаются в юго-западной части Тихого океана (северное полушарие). Здесь они носят название тайфунов, в центральной и юго-восточной частях океана – ураганов. В Индийском океане тропические циклоны наблюдаются в Бенгальском заливе, Аравийском море, в районе Мадагаскара, в центральных районах океана и к северо-западу от Австралии. У северо-западного побережья Австралии их называют «вилли-вилли». В Атлантическом океане тропические циклоны (ураганы) возникают лишь в северном полушарии.

Скорость движения тропических циклонов. Тропические циклоны в начале движения смещаются в западном направлении с небольшой скоростью (10 - 20 *км/ч].* Это направление обусловлено тем, что ведущим потоком для них являются преобладающие в тропиках восточные ветры. Со временем в более высоких широтах скорость движения тропического циклона возрастает до 30 - 40 *км/ч* и более.

В широтной зоне примерно между 15 - 30° тропические циклоны изменяют направление перемещения, отклоняясь к северу и далее к северо-востоку − в северном полушарии или югу и юго-востоку− в южном.

При плавании вблизи тропического циклона необходимо помнить, что при перемещении тайфуны (ураганы) могут совершать всевозможные зигзаги, петли, некоторое время даже смещаться в обратном направлении, замедлять или увеличивать скорость движения и т. п.

С выходом в умеренные широты циклон постепенно заполняется и замедляет движение. Однако в случае проникновения в его систему более холодного воздуха (например, вхождение в его область полярного фронта) он трансформируется: происходит его углубление, увеличивается скорость (иногда до 60 *км/ч),* расширяется зона штормовых ветров и т. д. И уже как внетропический вихрь он может сместиться в довольно высокие широты.

Если тропический циклон выходит на континент, то он очень быстро ослабевает и затухает.

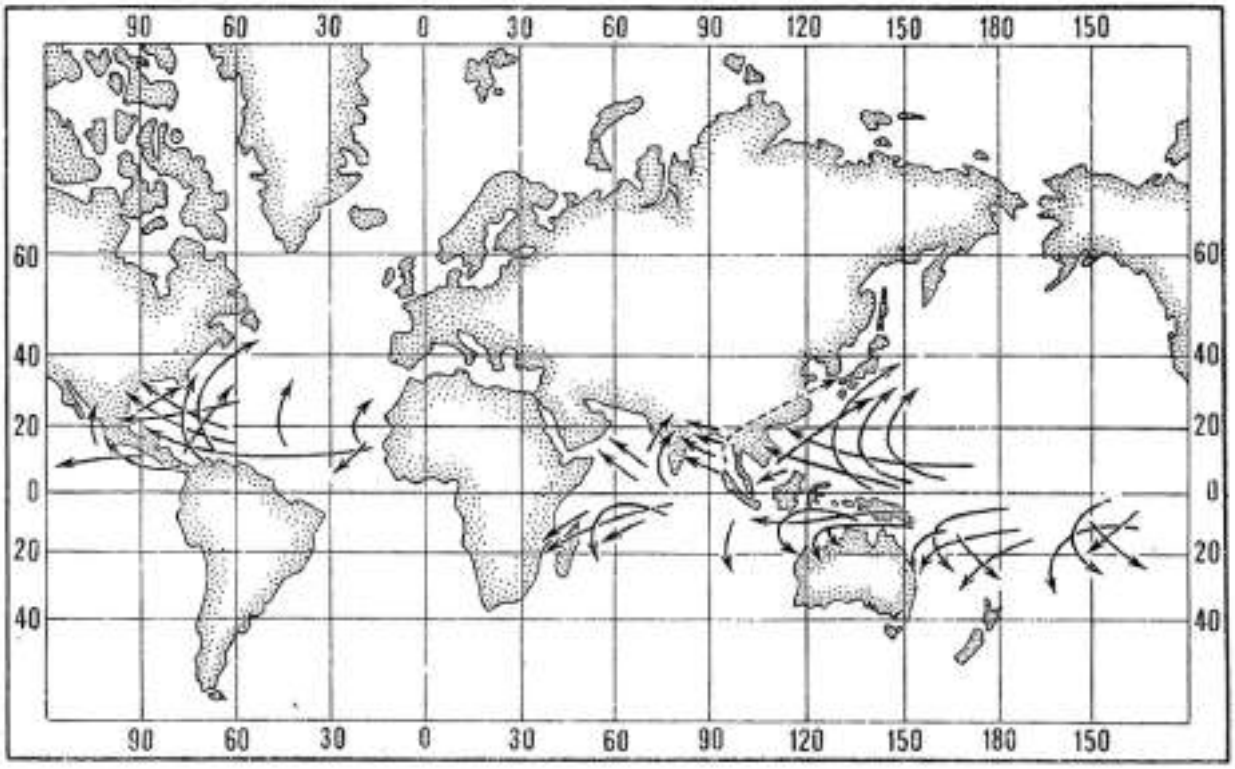


Рис. 54. Карта основных путей тропических циклонов

Погода в тропических циклонах. Распределение облачности, осадков, ветра и их интенсивность во многом зависят от индивидуального строения тропического циклона. Однако можно усмотреть и некоторые общие

особенности погоды. Так, если тропичес кий циклон находится в стадии зарождения, то наблюдается интенсивное образование кучевых, слоистых и перистых облаков и их уплотнение.

Переход циклона в стадию тропической депрессии характеризуется дальнейшим уплотнением облачного массива, состоящего из кучево-дождевых и слоистых облаков. В восточной части депрессии местами отмечаются ливневые дожди. Скорость ветра в западной половине не превышает 10−12 *м/сек; в* восточной − до 17 *м/сек*.

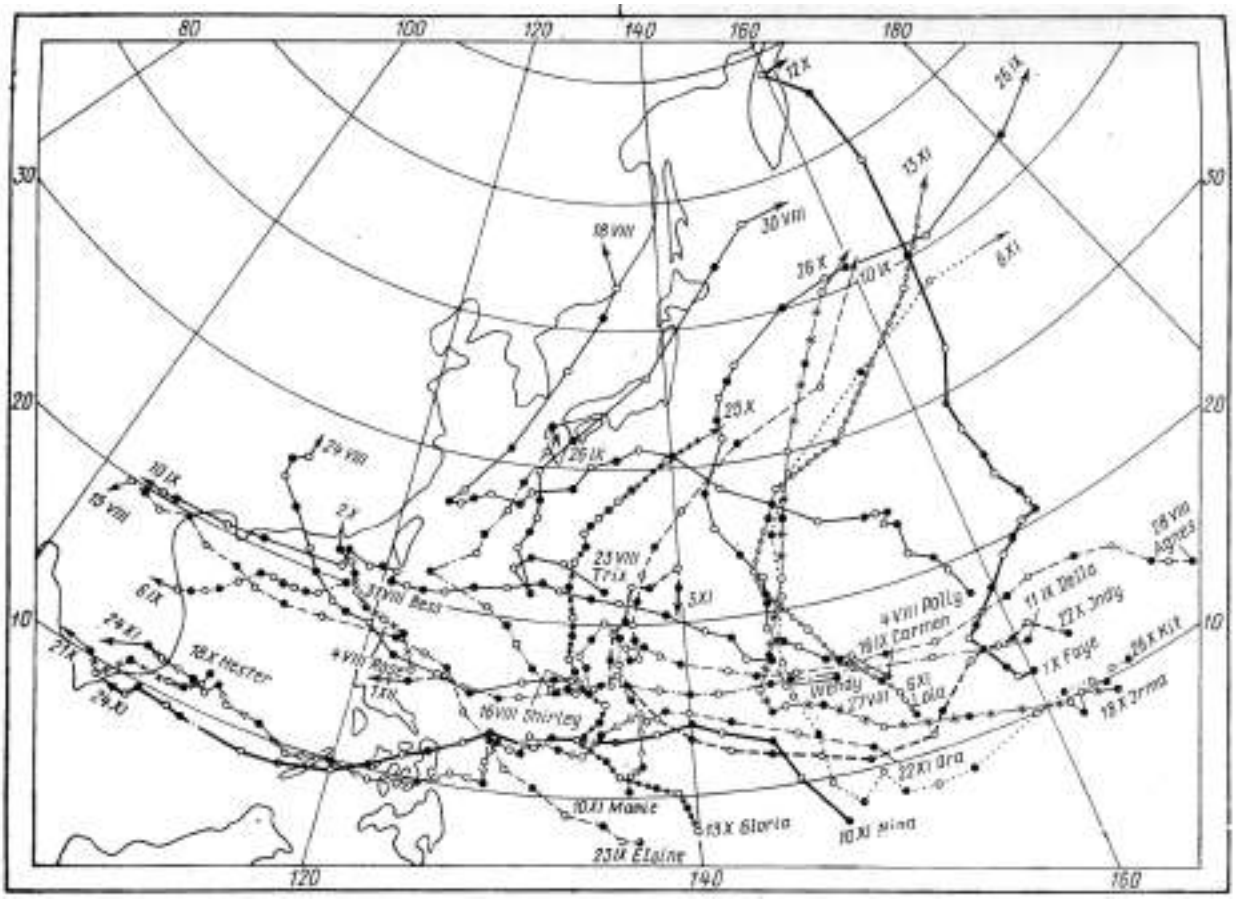


Рис. 55. Пути тропических циклонов за 1968 г.

Для тропического шторма характерно уже наличие системы мощных кучево-дождевых облаков, вначале в виде одной спирали, а затем ряда спиральных облачных полос, сходящихся к центру по циклоническим линиям тока. Появляются полосы перистых облаков, возникает зона ливневых осадков, с наибольшей интенсивностью в восточной и северо-восточной частях циклона, наблюдаются грозовые явления, расширяется область сильных и штормовых ветров (скорость ветра до 32 *м/сек)*.

Тропический циклон в стадии урагана (тайфуна) (рис. 56) характеризуется компактной сплошной облачностью. Зона мощных облаков и ливневых осадков наиболее сконцентрирована в центральной части. К периферии облака менее мощные и чаще всего имеют форму спиралей. Чем глубже и интенсивнее циклон, тем больше его облачная система и тем больше облачных спиралей вокруг его центра.

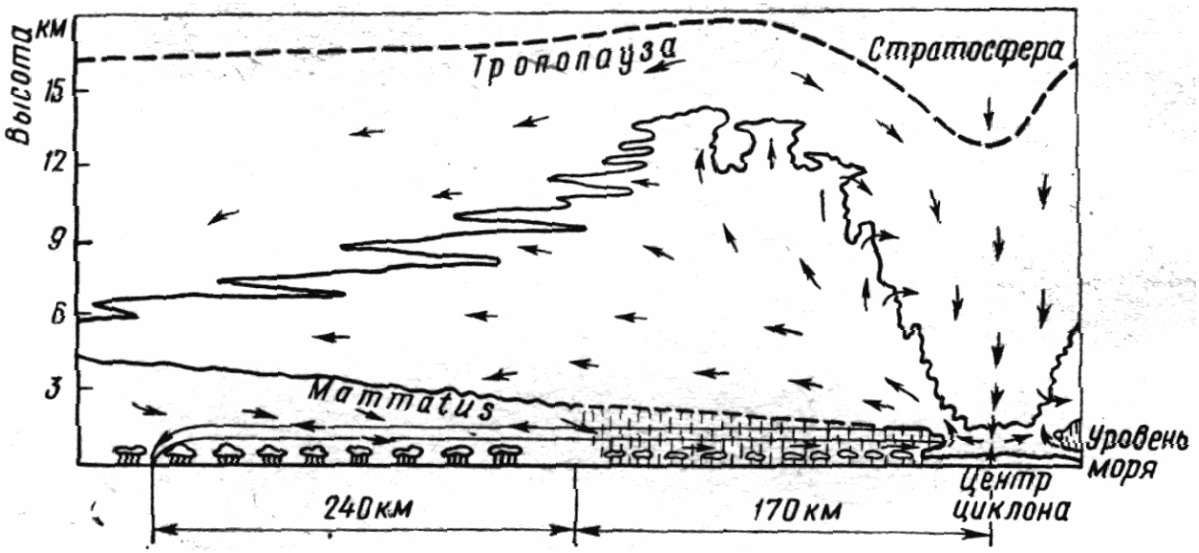


Рис. 56. Вертикальный разрез через тропический циклон (от центра циклона к одной его периферии)

На периферии тропического циклона часто видны перистые облака (Ci unc и Cc), указывающие на интенсивный отток воздуха в средней и верхней тропосфере над тропическим вихрем.

Ci unc бывают видны на расстоянии нескольких сот миль от центра. В передней части циклона располагаются гряды кучево-дождевых облаков с линией шквала.

В самом центре циклона облака иногда исчезают и появляется просвет голубого неба или их плотность становится небольшой – это «глаз бури». Диаметр его 10 - 30 *км*. В «глазу бури» наблюдается слабый ветер, а иногда и полное затишье. Волны огромны и беспорядочны. Здесь самое низкое давление и в отличие от остальных частей циклона – очень низкая влажность. Штормовой характер погоды в урагане (тайфуне) может удерживаться до 5 - 7 дней. Тропический циклон, сместившись в умеренные широты, постепенно теряет основные, характерные лишь для урагана (тайфуна) особенности в распределении облачности, осадков и ветра.



а - тропическая депресси
б - тропический шторм
в - ураган (тайфун)
г - разрушающийся трог
циклон

Рис. 57. Схема деформации облачных систем в процессе эволюции тропического циклона

Определение положения тропического циклона по данным наблюдений ИСЗ. Обнаружение тропических циклонов над океанами синоптическими средствами представляет значительные трудности ввиду сравнительно небольших размеров этих циклонов и недостаточной освещенности метеорологическими наблюдениями в районах их возникновения.

Имея информацию об облачности с ИСЗ, можно обнаруживать тропический циклон в любой стадии его развития, выявить его местоположение и следить за перемещением.

Тропические циклоны обнаруживаются по ряду структурных особенностей облачности, аналогично циклонам умеренных широт.

В связи с тем что пространственная ось тропического циклона почти строго вертикальна, можно принимать положение центра облачного вихря за положение центра циклона у поверхности моря. Положение облачного вихря и его центра определяется сравнительно легко, так как даже в начальной стадии тропический циклон характеризуется изолированным сплошным облачным массивом. На рис. 57 схематически показана деформация облачных систем в процессе эволюции тропического циклона.

Для стадии тропической депрессии характерен плотный облачный массив, имеющий форму дуги и отделенный от остальной облачной полосы безоблачным пространством. В стадии тропического шторма появляется система мощных конвективных облаков в форме спиралей. Для урагана (тайфуна) характерен компактный сплошной массив в центральной части со спиральными полосами кучево-дождевых облаков, отходящими к периферии циклона. В центре облачного массива на фотографиях часто видно небольшое темное пятно – «глаз бури».

Признаки приближения тропического циклона. Судоводитель, находясь в районах, где возможна встреча с тропическими циклонами, должен очень внимательно следить за ходом погоды, чтобы заблаговременно обнаружить их приближение и предпринять необходимые меры для обеспечения безопасности судна.

Признаками приближения тропического циклона могут служить следующие явления.

1. Появление зыби от направления, не совпадающего с направлением ветра. Зыбь появляется за 400 - 500 миль до центра циклона. В открытом океане направление, от которого идет зыбь, приближенно укажет направление, где располагается тропический шторм или ураган (тайфун). Однако при наличии островов, близкого расположения материка направление зыби не будет указывать положение циклона. По мере приближения урагана (тайфуна) водная поверхность становится все более неспокойной.
2. Падение давления сначала слабое, а затем увеличивающееся.
3. Появление перистых облаков (Ci или Cc), сходящихся к определенной точке горизонта. Это указывает, откуда смещается тропический циклон. После перистых облаков появляется мощная кучево-дождевая облачность. Увеличивается скорость ветра.

4. Затишье, сменяющееся на постепенно усиливающийся ветер.
5. Частые и сильные электрические разряды в атмосфере, создающие значительные помехи при радиоприеме. Наиболее интенсивные электрические разряды наблюдаются в том направлении, в котором располагается тропический циклон.

Однако полезно помнить, что не всегда приближение тропического циклона можно точно определить по указанным признакам. Так, например, направление и скорость ветра в результате конвек-тивных процессов часто может отличаться от классической схемы распределения ветра в циклоне. Поэтому необходимо наряду с ведением наблюдений за изменениями погоды очень внимательно следить за всеми передачами метеорологических служб и судов по радио о перемещении тропического циклона. Это нужно делать даже тогда, когда тропический циклон находится далеко от судна, учитывая возможные изменения направления и скорости его движения.

Определение положения судна относительно положения центра тропического циклона. В случае приближения тропического циклона необходимо определить направление, в котором находится его центр. Для этого существуют правила.
1. Если падение давления и усиление ветра сопровождается изменением его направления вправо (по часовой стрелке), судно сближается с правой частью циклона (рис. 58, *а, б,* положение I).
2. При тех же условиях изменение ветра влево (против часовой стрелки) указывает на сближение с левой его частью (рис. 58, а, б, положение //).
3. Если направление ветра не меняется, а давление падает и ветер усиливается, то судно находится на самом пути центра тропического циклона (рис. 58, *а, б,* положение *III).*

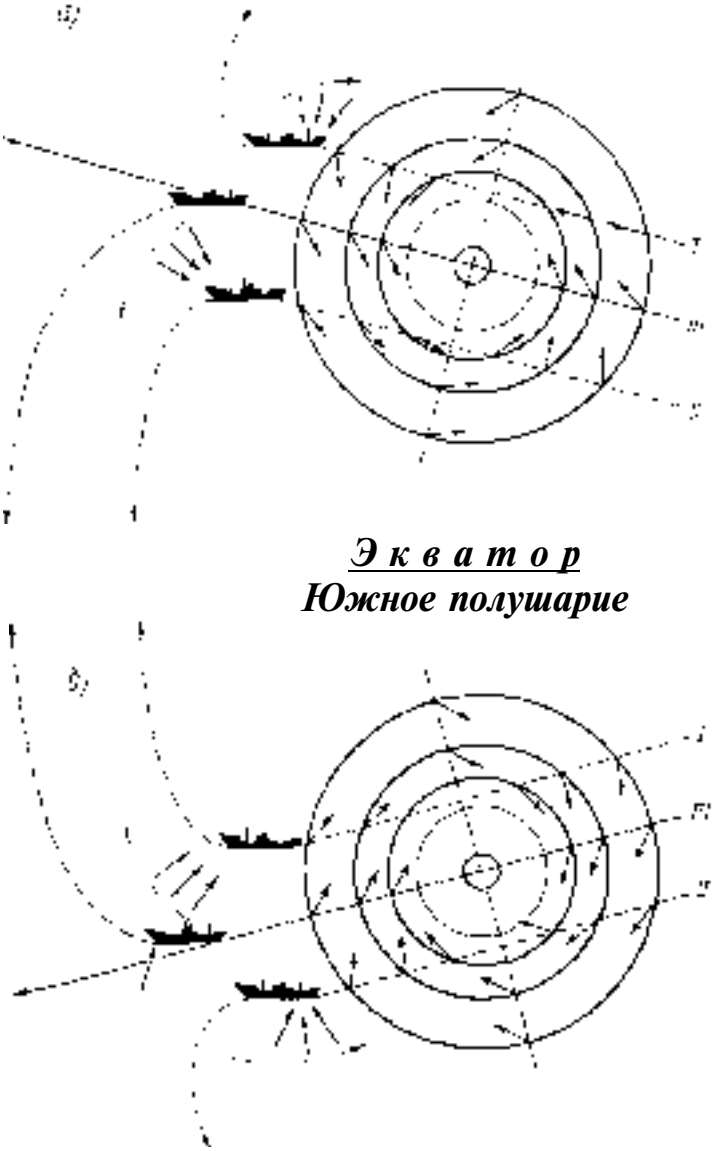
Определение положения судна относительно центра тропического циклона значительно облегчается применением штормовой картушки (рис. 59).

По внешнему виду она представляет собой небольшой прозрачный транспарант с начерченной на нем схемой циклона в виде нескольких кругов (изобар) и стрелок направления ветра.

Для определения направления на центр циклона необходимо сначала нанести на карту стрелку истинного ветра в точке нахождения судна. Затем положить картушку на карту так, чтобы один из векторов ветра совпал с истинным ветром, а линия N—S была параллельна меридиану, на котором находится судно. За направление на центр циклона принимается направление линии на карте, соединяющей счислимую точку с центром картушки.

Последовательное определение направления на центр циклона позволяет получить представление о направлении и скорости перемещения тропического циклона. Но при этом необходимо проявлять должную осторожность

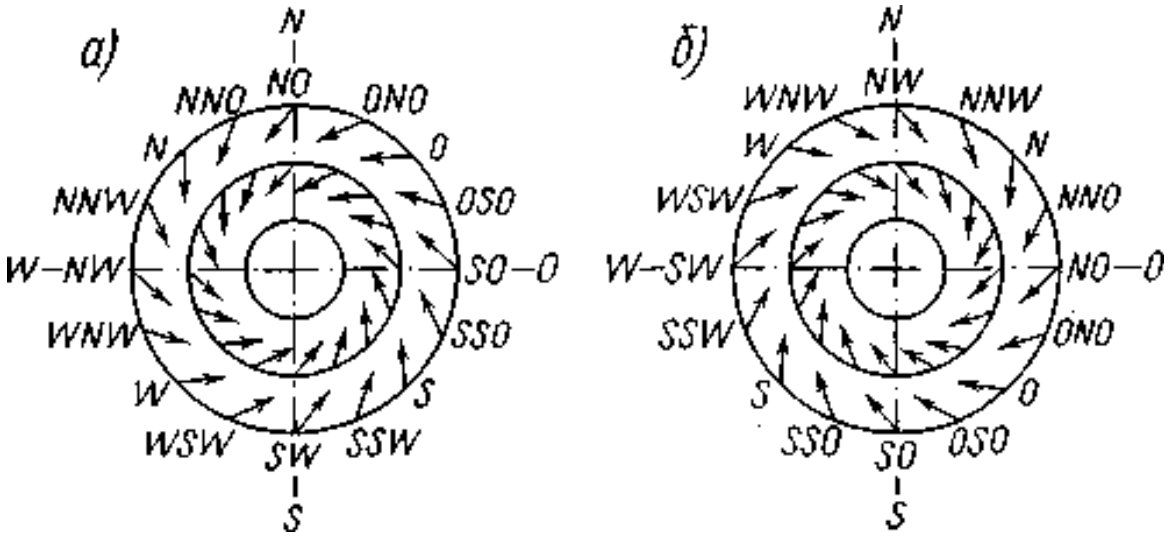
Себерное полушарие I



Э к в а т о р

Южное полушарие

Рис. 58. Схема расхождения с центром тропического циклона при его заблаговременном обнаружении.



а - для северного полушария; б - для южного

Рис. 59. Штормовая картушка

при оценке полученных результатов, так как способы определения положения судна относительно пути циклона не гарантируют абсолютной точности расчетов.

В настоящее время, в связи с наличием штормовой службы предупреждения о тропических циклонах (см. § 40), представляется возможным иметь более точную и широкую информацию о перемещении циклона, стадии его развития и зонах штормовых ветров и т. д.

Рекомендации по расхождению судна с тропическим циклоном. Цель маневра расхождения с центром тропического циклона – это уйти от штормовой погоды.

В общем случае (при классической схеме распределения ветра) маневр расхождения возможен по схеме, изображенной на рис. 58. Пунктиром указана сторона отворота. Общие правила расхождения с тропическим циклоном гласят: для северного полушария – в случае надвижения левой половины или центра циклона надо изменять курс судна так, чтобы ветер дул в корму справа (курс бакштаг правого галса), а при прохождении правой половины – следовать курсами, при которых ветер дул бы в нос справа (курс бейдевинд правого галса), и идти в каждом из этих случаев до тех пор, пока не начнется рост давления.

Для южного полушария - в случае надвижения на район плавания судна правой половины или центра циклона надо изменять курс судна так, чтобы ветер дул в корму слева (курс бакштаг левого галса), а при прохождении левой половины следовать курсами, при которых ветер дул бы в нос слева (курс бейдевинд левого галса), и идти в каждом из этих случаев до тех пор, пока не начнется рост давления.

Однако нельзя слепо доверяться общим схемам расхождения с тропическим циклоном, которые приводятся в пособиях и руководствах по мореплаванию (в частности, и схемам, приведенным выше). Маневрирование судна для расхождения с центром тропического циклона должно осуществляться с учетом конкретной метеорологической и навигационной обстановки. После выполнения маневра следует продолжать непрерывные и тщательные наблюдения за ходом погоды в районе плавания судна, чтобы своевременно исправить и изменить маневр.

§ 36. Циркуляция атмосферы в различных районах земного шара

Общая циркуляция атмосферы. В § 25 были рассмотрены воздушные течения на земном шаре большого масштаба, соизмеримые со значительными частями материков и океанов, совокупность которых именуется ***общей циркуляцией атмосферы*** (точнее, частью общей циркуляции в нижних слоях атмосферы).

При этом было отмечено зональное распределение переноса воздуха: преобладание восточных слагающих (от N0 до SO) в тропическом поясе, западных (от NW до SW) – в умеренном и восточных – в высоких широтах (за исключением некоторых районов северного полярного бассейна).

Преобладание западных слагающих из-за активной циклонической деятельности в умеренных широтах выражено значительно менее отчетливо, чем восточных, в тропическом поясе.

Постоянное развитие и перемещение циклонов и антициклонов в умеренных широтах – важная составная часть общей циркуляции атмосферы.

Особенности циркуляции атмосферы и пути движения циклонов и антициклонов над морями и океанами. Северное полушарие. Характерной особенностью циркуляции в умеренных широтах является интенсивная циклоническая деятельность, сопровождающаяся выносом теплого воздуха в высокие широты в передней части циклонов и вторжениями холодного в их тылу, иногда достигающими субтропических широт. В течение всего года активная циклоническая деятельность наблюдается в северной Атлантике. Наиболее часто циклоны перемещаются из районов Гудзонова залива и Ньюфаундлендской банки в направлении Исландии и Норвежского моря. Зимой циклоны выходят в Баренцево море и иногда перемещаются далее к востоку – на Карское море, летом обычно смещаются на север Скандинавии.

Прохождение циклонов от Ньюфаундленда на северо-восток зимой сопровождается частыми штормами. Повторяемость ветра силой 7 баллов и более южнее Ньюфаундленда в январе составляет 30%, юго-западнее Исландии – 40%, у берегов Новой Земли в Баренцевом и Карском морях – 30%. Летом повторяемость штормовых ветров в этих районах снижается до 10%.

На Балтийском море циклоны чаще выходят со стороны Бискайского залива, реже – с Северного моря (особенно зимой).

На Средиземном море зимой один - два циклона в месяц проходят в широтном направлении от Гибралтара до южного побережья Турции. Со Средиземного моря циклоны часто выходят на Черное море и далее на европейскую территорию СССР.

На севере Тихого океана характерно перемещение циклонов от Японии и Кореи к Алеутским островам и заливу Аляска, а также на Охотское море и Камчатку. Зимой циклоны чаще перемещаются к Алеутским островам, летом – на Охотское море и Камчатку. Зимой прохождение циклонов сопровождается частыми штормами. Повторяемость ветра силой 7 баллов и более в январе восточнее Курильских островов составляет 30%, в заливе Аляска – 20%, летом не превышает 5% и лишь в Беринговом проливе достигает 10%.

Часто в северном полушарии холодным вторжениям сопутствуют арктические антициклоны, которые в умеренных широтах становятся малоподвижными и приводят на некоторое время (до недели, редко – до двух недель) к установлению устойчивой погоды со слабыми ветрами. Так, зимой антициклоны смещаются от Гренландии на Англию и на юг Скандинавии. Антициклоны смещаются также из районов Шпицбергена, Земли Франца Иосифа или севера Карского моря в южном направлении

на материк, пересекая Баренцево или Карское моря.

На востоке аналогичные вхождения холодных арктических антициклонов наблюдаются преимущественно летом из Якутии на северо-западные районы Тихого океана (через Камчатку или Сахалин).

Над океанами наиболее характерно перемещение антициклонов в широтном направлении в виде отдельных ядер в зонах субтропических максимумов. В область североатлантического антициклона (азорского максимума) эти ядра поступают с территории США и Канады, а в область северотихоокеанского (гонолульского) – из Монголии и севера Китая.

В переходные сезоны субтропические антициклоны над океанами либо ослабевают, либо усиливаются. При этом возникает два (иногда) три самостоятельных ядра, между которыми образуются или выходят из субтропиков в умеренные широты циклоны. В частности, в Северной Атлантике так называемые азорские циклоны возникают в зимнее полугодие между ослабленным субтропическим азорским антициклоном и зимней (сезонной) областью повышенного давления над северо-западной Африкой. Эти циклоны обычно малоподвижны, но на некоторое время создают штормовую обстановку в районе, где, как правило, бывают антициклональные условия погоды.

Южное полушарие. Если в северном полушарии траектории циклонов и холодных антициклонов имеют отчетливо выраженную меридиональную составляющую (циклонов – к северу, антициклонов – к югу), то в южном полушарии перемещение циклонов происходит почти точно по параллелям, а выход в умеренные широты холодных антарктических антициклонов практически не наблюдается. Объясняется это значительно большей однородностью подстилающей поверхности по сравнению с северным полушарием.

Для южного полушария наибольшая повторяемость циклонов наблюдается в высоких широтах вблизи побережья Антарктиды. Здесь циклоны возникают летом (январь)–в море Белинсгаузена, а зимой (июль) – вблизи Огненной Земли и перемещаются в море Росса. Другой район наибольшей повторяемости циклонов – умеренные широты (50 - 55°). Здесь зимой повторяемость штормовых ветров силой 7 баллов и более составляет 50%.

Зимой хорошо выражены еще две ветви путей циклонов: одна – от острова Новый Амстердам по параллели 40° ю. ш., затем южнее Австралии она поворачивает на юго-восток и заканчивается у Земли Мэри Берд. Вторая ветвь проходит с Австралии через Новую Зеландию и далее на юго-восток.

Зимой циклоны проходят от островов Тристан да Кунья вблизи южной оконечности Африки к острову Новый Амстердам.

Антициклоны, формирующиеся в антарктическом воздухе, как уже упоминалось, обычно не покидают высоких широт.

Вопросы для повторения

1. Что такое погода?
2. Что такое воздушная масса?
3. Каковы основные свойства воздушных масс?
4. Какими должны быть условия, благоприятствующие формированию воздушной массы?
5. Что такое трансформация воздушной массы?
6. По каким признакам построены термодинамическая и географическая классификации воздушных масс?
7. Какие особенности погоды наиболее характерны для устойчивых и неустойчивых холодных и теплых воздушных масс?
8. Что такое атмосферный фронт? Какие имеются типы фронтов?
9. Какая погода характерна для теплого фронта?
10. Каково распределение метеорологических элементов в зоне холодных фронтов?
11. Как происходит образование фронта окклюзии? Каков характер погоды в зоне фронта окклюзии?
12. Что такое циклон? Каковы условия его возникновения и развития?
13. Какова погода в циклонах и барических ложбинах?
14. Как происходит смена погоды при прохождении циклона через пункт наблюдения?
15. Что такое антициклон?
16. Какова погода в антициклонах?
17. Что такое тропические циклоны и где они возникают?
18. Какова скорость и траектории движения тропических циклонов?
19. Какова погода в тропических циклонах?
20. Каковы признаки приближения тропического циклона?
21. Как определить положение судна относительно положения центра тропического циклона?
22. Как устроена штормовая картушка и каково ее назначение?

Глава IX.
СЛУЖБА ПОГОДЫ

§ 37. Организация и структура Службы погоды

Всемирная служба погоды и ее значение для морского транспорта. Предсказание погоды возможно лишь в том случае, если сведения о ней известны с больших районов земного шара. Для получения такой информации необходимо сотрудничество многих стран мира. Поэтому в 1873 г. была создана Международная метеорологическая организация. В 1951 г. она была преобразована во Всемирную метеорологическую организацию (ВМО), которая стала специализированным учреждением Организации объединенных наций.

ВМО способствует развитию во всех странах мира метеорологической службы, обеспечивает разработку единых методов-наблюдений за состоянием атмосферы, международный обмен данными наблюдений, штормовыми предупреждениями и т. д. В рамках ВМО создана Всемирная служба погоды, цель которой – улучшить метеорологическое обслуживание транспорта, промышленности и сельского хозяйства путем усовершенствования метеорологических служб отдельных стран.

Во Всемирной службе погоды существует глобальная система наблюдений и телесвязи. Первая предусматривает, во-первых, поступление обычной метеорологической информации со всех торговых судов, во-вторых – получение метеорологической информации с помощью метеорологических искусственных спутников Земли, в-третьих, постановку в различных точках Мирового океана кораблей погоды.

Задача глобальной системы телесвязи заключается в сборе данных наблюдений за погодой со всего земного шара и быстрой их передачи в прогностические подразделения Службы погоды. По каналам телесвязи распространяются всевозможные карты с анализами и прогнозами, а также предупреждения о надвигающихся опасных явлениях погоды, своевременное предупреждение о которых зачастую необходимо для спасения человеческих жизней.

С целью своевременного сбора и распространения метеорологической информации земной шар поделен на зоны ответственности между тремя мировыми метеорологическими центрами (ММЦ), а также региональными (РМЦ) и национальными (НМЦ).

ММЦ находятся в Москве, Вашингтоне и в Мельбурне. Основные его функции заключаются в получении разнообразной метеорологической информации со всех частей земного шара и в передаче соответствующей информации другим мировым, региональным и национальным центрам. ММЦ передают факсимильные карты фактического состояния атмосферы и состояния водной поверхности (карты погоды, карты барической топографии, карты волнения и ледовой обстановки и т. д.), а также про-

гностические карты, охватывающие значительную часть полушария или все полушарие.

Региональные центры служат связующим звеном между мировыми и национальными центрами. Они выпускают всевозможные «анализы» и «прогнозы», а также обрабатывают и хранят основную метеорологическую информацию.

Синоптическая сеть метеорологических станций. Каждые сутки во всем мире производится приблизительно 100000 наблюдений над погодой у поверхности Земли и около 11 000 над состоянием погоды в верхних слоях атмосферы. Эти наблюдения производят примерно 8000 наземных станций, расположенных по всему миру, 3000 транспортных и специальных самолетов и 4000 торговых судов. Сюда следует прибавить информацию, которую в настоящее время получают при помощи ИСЗ, ракет и автоматических станций.

Метеорологические станции, информация которых используется в Службе погоды, подразделяются на сухопутные и морские. В свою очередь сухопутные делятся на основные, которые входят в международную синоптическую сеть, и дополнительные, сведения с которых используются внутри страны. Станции, где осуществляются радиозондовые, радиопилотные и шаропилотные наблюдения, принято называть аэрологическими.

Каждой метеорологической станции, расположенной на материке и островах, присвоен пятизначный индекс (номер), в соответствии с принятым международным районированием. Первые две цифры индекса обозначают номер большого района, последующие три − номер станции в пределах этого района. Морским станциям, организованным на кораблях погоды, вместо пятизначных номеров присваиваются буквенные индексы.

Морские транспортные, промысловые и рыболовецкие суда, с которых передаются метеорологические наблюдения, указывают координаты своего местоположения: квадрант земного шара, широту и долготу.

Оперативные органы Службы погоды. В настоящее время все страны мира располагают национальными метеорологическими службами, в состав которых входят наблюдательные станции, научно-исследовательские учреждения и прогностические подразделения Службы погоды. Задача прогностических органов − оперативное обслуживание прогнозами погоды и штормовыми предупреждениями отраслей промышленности, сельского хозяйства и транспорта.

В Советском Союзе Служба погоды − часть гидрометеорологической службы, возглавляемой Главным управлением гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР (ГУ ГМС). В состав Гидрометеорологической службы СССР входят метеорологические, аэрологические, гидрологические, агрометеорологические станции, гидрометеорологические обсерватории, научные институты и различные подразделения Службы погоды.

Главный центр сбора и распространения метеорологической информации в СССР – это ордена Ленина Гидрометеорологический научно-исследовательский центр СССР (Гидрометцентр СССР) Он выполняет одновременно функции мирового и регионального центра Всемирной службы погоды.

Оперативную прогностическую работу на местах выполняют Бюро погоды (БП) при республиканских и межобластных управлениях гидрометеорологической службы (УГМС), а также гидрометеорологические бюро (ГМБ) и обсерватории (ГМО), авиационные метеорологические станции при аэропортах гражданской авиации (АМСГ).

Кодирование метеорологической информации. Метеорологическая информация, т. е. результаты наблюдений с метеорологических станций, штормовые предупреждения, консультации о состоянии погоды и атмосферных процессах, прогнозы погоды и т. д., имеет ценность только в том случае, если передается оперативно, в самые сжатые сроки. В то же время ее большой объем требует значительного времени на передачу по линии телесвязи и радио. Поэтому для ускорения, удешевления и идентичности распространяемого материала в Службе погоды широко применяется кодирование информации. Преимущественно применяют цифровые коды.

Коды состоят обычно из пятизначных групп, которые всегда передаются в строгой последовательности. В каждой группе тому или иному метеорологическому элементу отведено точно определенное место. Сведения о том или ином метеорологическом элементе или явлении передаются одной, двумя или тремя цифрами, в зависимости от кодовых таблиц.

В оперативной синоптической работе в СССР применяются следующие основные коды:

КН-01 – для составления ежедневных метеорологических телеграмм на сухопутных станциях (соответствует международной схеме кода FM-11A);

КН-09 – для составления ежедневных метеорологических телеграмм на судах (соответствует международной схеме FM-21A); КН-09 с – для составления ежедневных гидрометеорологических телеграмм на судах, сокращенная схема (соответствует международной схеме FM-22A);

КН-03 – для передачи данных ветрового зондирования атмосферы (FM-32 PILOT и FM-33 PILOT SHIP);

КН-04– для передачи данных вертикального зондирования атмосферы (FM-35 и FM-36);

КН-53 – консультации по картам погоды (FM-45B), На судах, где наблюдения производит штурманский состав, для составления синоптических телеграмм используется код КН-09с (с действующей схемой, содержанием групп и спецификацией отдельных символов кода можно подробно познакомиться в официальных изданиях кода КН-09с).

§ 38. Метеорологическая служба на морских судах

Гидрометеорологические станции на морских судах. Для обеспечения данными гидрометеорологических наблюдений народного хозяйства и флота СССР на морских судах созданы гидрометеорологические станции. Основное их назначение в производстве стандартных гидрометеорологических наблюдений на морях и океанах– передача по радио результатов наблюдений в органы Службы погоды для использования при составлении прогнозов погоды, штормовых предупреждений, информации, справочников, а также в информации капитана судна, начальника экспедиции и других лиц командного состава о фактическом состоянии гидрометеорологической обстановки в районе плавания и т. д. Кроме того, результаты наблюдений необходимы для исследований климата, погоды и гидрометеорологического режима океанов и морей.

Судовые гидрометеорологические станции подразделяются на три разряда.

Станции I и II разрядов выполняют полный комплекс стандартных гидрометеорологических наблюдений и имеют штатных сотрудников гидрометслужбы. Судовые станции I разряда в основном организуются на больших исследовательских судах различных ведомств, флагманских судах флотилий и плавучих базах рыбной промышленности, больших ледоколах, судах ледового патруля, кораблях погоды, плавучих маяках и т. п.

Судовые станции II разряда создаются на некоторых крупных судах Министерства морского флота и Министерства рыбной промышленности.

Станции III разряда выполняют комплекс стандартных гидрометеорологических наблюдений по сокращенной программе и обслуживаются штурманским составом судов. Такие станции на судах открывают местные управления гидрометслужбы. Эти суда должны быть обеспечены. всеми необходимыми для наблюдений приборами, наставлениями и журналами для записи наблюдений. Об открытии судовой станции капитан и судовой гидрометинспектор (представитель гидрометслужбы) должны составить соответствующий акт.

Производство наблюдений на судовой станции возлагается на вахтенного помощника капитана, что накладывает особую ответственность на штурманский состав судна. В их обязанность входит производство наблюдений, аккуратная запись о них в журнал КГМ-15, передача результатов в закодированном виде на судовую радиостанцию.

Программа, сроки и порядок производства наблюдений. Гидрометеорологические наблюдения на судах производятся в соответствии с «Наставлением гидрометеорологическим станциям и постам», вып. 9, ч. III, указывающим правила выполнения и записи отдельных видов наблюдений.

Во время плавания наблюдения производятся четыре раза в сутки – в 0, 6, 12 и 18 ч по гринвичскому времени; в портах и на рейдах – один раз в светлое время суток – в 0 или 12 ч. В этом случае данные наблюде-

ний не передаются по радио.

Наблюдения необходимо производить в определенной последовательности, причем время измерения температуры воздуха должно совпадать со сроком наблюдения (в 00, 06, 12 и 18 ч).

Начинать наблюдения рекомендуется за 12−15 *мин* до срока. Сначала производят визуальные наблюдения и в журнал КГМ-15 записывают сведения об облачности, осадках, тумане и других атмосферных явлениях, определяется и записывается дальность видимости, а также характер и элементы волнения, затем необходимо приступить к измерению скорости и направления ветра и определению направления, откуда идут волны.

В срок наблюдения производят отсчет показаний термометра, служащего для измерений температуры воздуха. После записи показаний термометра в КГМ измеряют температуру воды. Последним определяют величину атмосферного давления.

Общие правила записи наблюдений. Запись наблюдений необходимо производить сразу после их окончания в «Журнал для записи судовых гидрометеорологических наблюдений, производимых штурманским составом» (КГМ-15).

В связи с тем, что записи используются как для оперативного составления синоптических телеграмм, так и для последующих обработок на счетно-аналитических машинах, графы в Журнале имеют различное обозначение. Графы, данные которых используются при составлении телеграмм, обозначены буквенными символами кода КН-09с, графы с данными для машинной обработки − цифрами колонок перфокарт.

Данные наблюдений записывают в Журнал черными, фиолетовыми или синими чернилами или простым черным карандашом. Запись производится как в виде результатов непосредственных наблюдений (например, величина давления, скорость ветра, температура и т. д.), так и в виде цифр кода КН-09с.

Пример производства и записи наблюдений **в КГМ-15.** Очередное наблюдение должно быть произведено в 00 ч. гринвичского времени 14 ноября в месте нахождения судна 42°40’ с. ш. и 147° 15’ в. д. Судовое время для данного срока наблюдений и данной долготы (X пояс) будет 10 ч. 14 ноября, вторник. В графе «4−5» проставляется цифра 11, в графе «УУ» 14, а в графе «15−16» (GG) − 00. В графе «Q_c» указывается квадрат земного шара. В данном примере проставляется цифра 1.

В графе «9−11» проставляется широта в десятых долях градуса − 426, а в графе «12−14» − долгота 1472.

Поясняем, что десятые доли градуса получаются путем деления числа минут на 6, не учитывая остатка.

При наблюдении за состоянием неба было зафиксировано, что небо закрыто облаками на $^{7}/_{8}$ частей небосвода, из них облака нижнего яруса − кучево-дождевые (Cв) с основанием на высоте 300−500 *м* составляют $^{5}/_{8}$ частей небосвода, а на остальных $^{2}/_{8}$ частях наблюдаются перистые и перисто-слоистые (Ci, Cs) и высоко-кучевые (Ac).

Эти наблюдения записываются:
в графу «17» (N) − 7;
в графу «38» (N_h) −5;
в графу «39» (C_I) − 9;
в графу «40» (h) − 4;
в графу «40» (См) −5;
в графу «42» (Сн) − 6.

Во время наблюдения из кучево-дождевых облаков выпадал мокрый ливневой снег при видимости около мили. В прошедшие 6 *ч* наблюдался обложной дождь. Эти сведения об атмосферных явлениях записываем:
в графу «22−23» (VV) − 94;
в графу «24−25» (ww) − 84;
в графу «26» (W) − 6.

На поверхности моря наблюдались ветровые волны высотой около 2 *м* с периодом 8 *сек*. В соответствии с этими наблюдениями записываем:
в графу «51−52» (P_w P_w) −08;
в графу «53−54» (Hw H_w) − 04.

Скорость кажущегося ветра определялась с помощью анемометра МС-13. Начальный отсчет по анемометру был 2178, повторный отсчет через 100 *сек* показал 4109. Направление ветра, определенное по флагу и компасу, 320°. В период измерения курс судна 020°, скорость 12 узлов.
Эти данные записываем:
в графу «кажущийся ветер» − первый и второй отсчеты по анемометру (первый ниже второго), и их разность − 1931;
в графу «кажущийся ветер, направление» −320°;
в графу «скорость» − 193;
в графу «истинный курс судна» − 020;
в графу «скорость хода» − 12.

В срок наблюдения произведен отсчет показания термометра +2,2°. Инструментальная поправка − 0,1. В показание термометра вводится поправка и исправленная величина равна 2,2−0,1=2,1°.
Эти сведения записываем:
в графу «32 − 34» (TT) − 021;
в графу «десятые доли градуса температуры воздуха» (t_T) − 1.

После измерения температуры воздуха измеряется температура воды. Допустим, что температура воды после введения поправок равна 6,4°, тогда в графу «43 − 45» (T_w T_w T_w) записывается 064.

Определяем величину атмосферного давления по анероиду: отсчет температуры по термометру при анероиде показал 17,8°, отсчет стрелки анероида 747,0 *мм*.
Эти данные записываем:
в графу «отсчеты температуры» − 17,8;
в графу «отсчеты давления» − 747,0.

Выбираем из раздела «Сведения о приборах» журнала КГМ-15 поправку на шкалу анероида. Допустим, что в нашем случае при давлении

747,0 *мм* поправка 0,0; поправка для приведения показания к 0° равна − 0,04X17,8 = −0,7. Добавочная поправка равна +1,2 *мм.* Высота анероида над ватерлинией 9 *м,* отсюда поправка для приведения давления к уровню моря равна +0,9 *мм.*
Эти данные записываем:
в графу «пост. поправка» + 1,2;
в графу «на температуру» − 0,7;
в графу «шкала» − 0,0;
в графу «к уровню моря» + 0,9.
Складываем алгебраически все поправки и вводим их в величину давления, показанную анероидом 1,2−0,7+0,0+0,9=1,4 *мм;* 747,0+1,4=748,4 *мм;*
в графу «исправленная величина» записываем 748,4.
Переводим давление 748,4 *мм* в миллибары по таблице, приведенной в журнале КГМ-15: 748,4 *мм* = 997,8 *мб;*
в графу «27−31» (PPP) записываем 09978.
Проводим расчет направления и скорости истинного ветра графическим способом по данным кажущегося ветра и данным движения судна. После определения истинного ветра записываем:
в графу «18−19» (dd) − 30;
в графу «20−21» (ff) − 18.
По записи барографа определяем барическую тенденцию: характеристика барической тенденции показывает, что за последние 3 ч до срока наблюдения давление росло, а величина давления стала выше 1,4 *мм* (1,9 *мб).*
Эти сведения, а также данные о генеральном направлении и скорости судна за последние три часа записываем:
в графу «а» − 2;
в графу «pp» − 19;
в графу «генеральное направление»−1;
в графу «средняя скорость» − 3.
После этого на основании сделанных записей составляем кодированную телеграмму.

§ 39. Карты погоды

Приземные карты погоды и карты барической топографии. В оперативных органах Службы погоды составляют синоптические карты, являющиеся основным материалом для анализа и прогноза атмосферных процессов и погоды над земным шаром. Как уже указывалось в § 30, синоптические карты − это специальные карты-бланки, на которые цифрами и условными символами нанесены результаты метеорологических наблюдений за определенный (стандартный) момент времени.

Различают основные и кольцевые карты погоды (приземные), карты барической топографии (высотные) и вспомогательные.

Основные карты составляют по данным метеорологических наблюдений в основные сроки: 0, 6, 12 и 18 ч гринвичского времени; кольце-

вые − за промежуточные или дополнительные сроки наблюдений; карты барической топографии − по данным аэрологических наблюдений в основные сроки − *0 и 12 ч* гринвичского времени.

На карты наносят сведения о погоде вблизи земной поверхности, полученные с метеорологических станций. Карты барической топографии содержат сведения о погоде на соответствующих изобарических поверхностях (см. гл. VI, § 20). Причем эти карты подразделяются на карты абсолютной (АТ) и относительной топографии (ОТ).

Карты абсолютной топографии содержат сведения о высоте изобарической поверхности, температуре, влажности и ветре на ее уровне. Наиболее употребительными являются карты АТ700 (средняя высота около 3 *км),* АТ500 (около 5 *км),* АТ300 (около 9 *км).*

Карты относительной топографии содержат сведения о толщине слоя между соответствующими изобарическими поверхностями, характеризуя среднюю температуру этого слоя. Наиболее распространена карта толщины слоя между изобарическими поверхностями 500 и 1000 *мб*

TwTw *Ts Ts*	*CH*	
TT	*CM*	*ppp*
W W	*N*	*ppa*
VV	*CLNh*	*W*
TdTd	*h*	

Рис. 60. Схема расположения элементов на основных картах погоды

Вспомогательные карты могут быть очень различны и их содержание определяется требованиями соответствующего оперативного органа Службы погоды. Например, для составления рекомендованных курсов и проводки судов составляют более детальные карты погоды океанов (морские карты погоды), карты изобат (для тропической зоны), карты максимальных скоростей ветра и т. д.

Составление карт погоды. По поступлению метеорологических телеграмм с сухопутных и судовых станций за данный срок наблюдения производится наноска сведений о погоде на бланк синоптической карты.

Нанесение данных на карту производится в виде цифр и условных значков (символов), которые располагаются вокруг кружка станции в строго определенном порядке. Расположение элементов на основной карте погоды производится согласно схеме, приведенной на рис. 60.

Цифрами наносятся:

PPP − давление воздуха так, как оно дано в телеграмме, - т. е. с десятыми долями миллибара (например, 081 соответствует 1008,1 *мб,* 976 997,6

мб и т. д.);
pp − величина барической тенденции с десятыми долями миллибара (если величина барической тенденции отрицательная, то перед pp ставится знак минус);
TT − температура воздуха в целых градусах Цельсия на сухопутных станциях и с десятыми долями − на судовых станциях;
T_dT_d − значение точки росы в целых градусах;
T_ST_S − разность температуры воздуха и воды с точностью до полуградуса или
T_wT_w − температура поверхностного слоя воды;
VV − горизонтальная видимость в цифрах кода;
N_h − количество облаков нижнего, а при их отсутствии − среднего яруса в цифрах кода или баллах;
h − высота основания облаков N_h в метрах;
h_sh_s − высота основания облаков, определенная инструментально, в метрах;
v_s − средняя скорость перемещения судна по генеральному направлению, указывается в километрах в час с левой стороны стрелки, изображающей направление перемещения судна.
Условными значками наносятся:
N − общее количество облаков (наносится в кружке станции);
$C_Н$, $C_М$, $C_Н$ − форма облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов;
ww − погода в срок наблюдения или в течение последнего часа;
W − прошедшая погода (имеется в виду погода в течение последних 6 *ч* основных синоптических сроков наблюдения или погода в течение последних 3 *ч* для промежуточных сроков наблюдений − 03, 09, 15 и 21 *ч* гринвичского времени);
a − характеристика барической тенденции.

а - с сухопутной станции
б - с судовой станции.

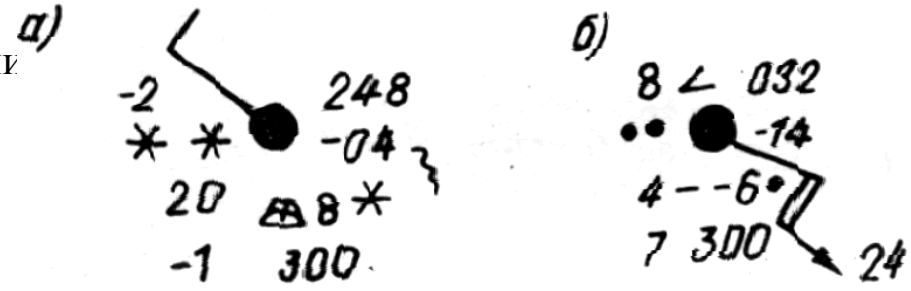


Рис. 61. Пример нанесения данных на карту погоды северного полушария

Некоторые основные знаки (символы), используемые при нанесении метеорологических данных на карты, приведены в табл. 11.

Данные о ветре наносят в виде стрелки с оперением: направление ветра dd − стрелкой, идущей от кружка станции по направлению ветра (откуда дует ветер); скорость ветра ff − оперением, наносимым у конца стрелки. Перья обращены влево от стрелки (если смотреть по направлению ветра) в северном полушарии и вправо в южном. Одно большое перо на стрелке соответствует скорости ветра 5 *м/сек, а* одно малое − 2,5

м/сек. При скорости ветра 25 *м/сек* оперение заменяется треугольником, основание которого находится на стрелке. Генеральное направление перемещения судна $Д_s$ наносится стрелкой, идущей от кружка по направлению перемещения судна; при этом стрелка может разрываться в том месте, где нанесены другие элементы.

Таблица 11

Явления	Знаки (символы)	Явления	Знаки (символы)
Ясно или облачность не более 5 баллов (4/8)		Морось:	
		слабая	
Облачность со значительными просветами		умеренная	
Облачность значительная и сплошная		сильная	
		Дождь:	
		слабый	
Пыльный или песчаный вихрь		умеренный	
		сильный	
Пыльная или песчаная буря		Снег:	
		слабый	
Шквал		умеренный	
		сильный	
Смерч			
			
		Метель	
Мгла		Ливневый дождь	
Дымка		Ливневый снег	
Туман:		Ливневая крупа	
просвечивающий			
		Град	
		Гроза:	
сплошной		слабая или умеренная	
		сильная	

Принципы анализа карт погоды. Синоптическая карта погоды, как уже указывалось выше, отображает условия погоды в определенный момент времени.

Для правильного анализа карт погоды производится сопоставление данных анализируемой карты с картами за предыдущие сроки наблюдений. Оценивается развитие атмосферных процессов у земли и на высотах. Рассматриваются изменения контрастов температур и характеристик погоды во фронтальных зонах с учетом возможной трансформации воздушных масс, принимается во внимание возможное влияние местных условий и т. д. После этого уточняется, путем сопоставления данных отдельных станций на анализируемой карте, положение барических центров и атмосферных фронтов.

Окончательная обработка карт погоды заключается в проведении фронтальных разделов, изобар и изолиний барических тенденций, обозначении областей низкого и высокого давления, выделении обложных и внутримассовых (ливневых) осадков и особых явлений погоды. Ряд указанных операций (выделение осадков, проведение изолиний барических тенденций) на мелкомасштабных картах не выполняется. Изобары обычно проводятся через каждые 5 *мб* (кратные пяти) или через 4 *мб* (кратные четырем). В центрах областей низкого давления ставится буква Н, высо-

Таблица 12

Фронтальные разделы	Обозначения на картах одноцветной печатью
Теплый фронт	
Холодный фронт	
Малоподвижный фронт	
Фронт окклюзии	
Вторичный теплый фронт	
Вторичный холодный фронт	
Внутритропическая зона конвергенции	

кого давления − буква В. Обозначение основных фронтов на картах погоды приведены в табл. 12, а явления погоды обозначаются теми же знаками, что и при нанесении, но только большего размера.

§ 40. Прогноз погоды

Основные принципы составления прогнозов погоды. Анализ синоптических карт и карт барической топографии, устанавливающий фактическое состояние погоды, позволяет подойти к решению более сложной задачи – прогнозу погоды.

Прогноз погоды складывается из двух этапов:

выявления возможных изменений в положении и интенсивности циклонов и антициклонов, фронтов, смещении и трансформации воздушных масс, т. е. прогноза синоптического положения (под синоптическим положением понимается совокупность атмосферных процессов в данный момент времени, отображенных на картах погоды);

установления характера погоды на основе прогноза синоптического положения, а также учета ряда условий (местных особенностей и положения географического района, сезона и времени суток) , влияющих на погоду.

Учет синоптического положения при прогнозе погоды представляется очень важным, так как с перемещением и эволюцией синоптических объектов меняются количественные характеристики метеорологических элементов, меняется сам характер погоды. Прогноз синоптического положения составляется как численными, так и синоптическими методами, причем барическое поле на высотах (на соответствующих изобарических поверхностях) предвычисляется только численными методами. Все большее значение приобретают они и при расчетах барического поля у поверхности моря.

Численные методы основаны на решении уравнений гидродинамики и термодинамики с помощью электронных вычислительных машин. В уравнения закладывают начальные значения атмосферных условий в ряде точек интересующего района и затем их интегрируют по времени. В настоящее время численные прогнозы барического поля составляют в крупных метеорологических центрах (мировых и региональных), например, в СССР, США, Японии, Англии, Швеции и др.

Синоптический метод включает в себя метод экстраполяции с использованием причинно-следственных связей между атмосферными процессами. Этот метод в первом приближении предполагает, что в течение некоторого промежутка времени синоптические объекты будут изменяться и перемещаться так же, как это происходило до сих пор. Например, циклон предыдущие 12 *ч* перемещался к северо-востоку со скоростью 30 *км/ч* и не изменял своей интенсивности, тогда и последующие 12 ч он будет перемещаться в том же направлении и с той же скоростью, сохраняя прежнюю интенсивность, если в атмосфере не появится что-либо, могущее привести к изменению этих условий.

Однако такая формальная экстраполяция не позволяет всегда правильно представить будущее синоптическое положение, так как в атмосфере постоянно происходят изменения в направленности и интенсивно-

сти синоптических процессов. Так, например, тот же циклон, перемещающийся к северо-востоку, может из одной стадии развития перейти в другую, что скажется на характере прогнозируемой погоды. Поэтому одновременно учитывается физическая сущность процессов, происходящих в атмосфере, а также причинно-следственные связи между ними.

Прогноз синоптического положения обычно выдается в виде карт, которые называются прогностическими, или будущими картами. На этих картах дается ожидаемое барическое поле у поверхности моря и положение фронтов. Основным материалом для ее построения служат карты погоды и некоторые карты барической топографии (например, АТ700, АТ500) в исходный и предшествующий срок наблюдений.

Обычно прогностические карты погоды строят на 12, 18, 24, 36, 48 и 72 ч вперед от срока наблюдений, для которого составлена исходная синоптическая карта.

Построение карты заключается в выполнении ряда операций: определение будущего положения центров циклонов и антициклонов, а также осей ложбин и гребней; нахождение будущего положения фронтов; установление возможной эволюции барических образований и расчет будущих значений давления в центрах циклонов и антициклонов, у осей ложбин и гребней и в некоторых географических точках; проведение изобар. Основой для проведения этих операций служат общие принципы и отдельные правила прогноза возникновения, перемещения и эволюции циклонов и антициклонов, фронтов и воздушных масс, некоторые из которых приведены в предыдущих главах.

Прогноз метеорологических элементов и явлений погоды.

По карте будущего синоптического положения можно судить об общем характере погоды, так как она тесно связана с синоптическими объектами, представленными на прогностической карте.

После выявления исходных условий погоды, связанных с положением и интенсивностью циклонов и антициклонов, фронтов, состоянием воздушных масс, составляется прогноз метеорологических элементов и явлений, т. е. осуществляется второй этап составления прогноза погоды.

Прогноз составляется одновременно, комплексно, для ряда метеорологических элементов, так как величина и ход того или иного элемента тесно связаны с другими элементами. Например, чтобы правильно дать прогноз облачности, надо знать ожидаемые значения температуры и влажности. В то же время, не зная прогноза количества облачности, трудно предвидеть суточный ход температуры и т. д.

При прогнозе отдельных метеорологических элементов учитывается весь комплекс правил и приемов, имеющихся в распоряжении прогнозиста-синоптика, причем в ходе составления прогноза учитывается, как указывалось в начале настоящего параграфа, не только эволюция синоптических объектов, но и влияние местных условий, времени года и суток на ход метеорологических элементов.

Прогноз направления и скорости ветра. Ветер наиболее тесно связан с барическим полем, т. е. с синоптическим положением. Поэтому нужно внимательно следить за скоростью перемещения циклонов, антициклонов, ложбин и гребней, фронтов и за их эволюцией во времени и пространстве. Будет углубляться или заполняться циклон (ложбины), усилится или начнет разрушаться антициклон (гребень), в какой стадии развития окажется то или иное барическое образование; будет обостряться или размываться фронт и т. д. – все это оказывает влияние на направление и скорость ветра.

Направление ветра предсказывается с учетом отклонения его от направления изобар в сторону низкого давления на угол около 30° над сушей и около 15° над морем. При больших скоростях отклонение ветра от направления изобар меньше, чем при малых.

Правила определения градиентного ветра и ветра над морем даны в § 22. Напомним лишь, что чем больше барический градиент, тем больше скорость ветра, т.е., чем чаще располагаются изобары на карте погоды, тем сильнее ветер. При одинаковом градиенте давления, т. е. при одинаковой частоте изобар, скорость ветра больше в низких (тропических) широтах, чем в высоких (полярных). При одном и том же барическом градиенте скорость градиентного ветра в циклоне меньше геострофического, а в антициклоне больше. Отклонение градиентного ветра от геострофического зависит от радиуса кривизны траектории частицы и скорости ветра.

Суточный ход ветра, как указывалось в § 24, хорошо выражен над сушей – максимум ветра приходится на 13 – 15 *ч* местного времени, минимум – на ночь и утро. На море суточный ход скорости ветра незначителен. На скорость ветра оказывает влияние и суточный ход температуры. Так, в дневное время, при значительном прогреве подстилающей поверхности и прилегающих слоев воздуха, его скорость значительно увеличивается и в ряде случаев может достигать скорости градиентного. При сплошной низкой облачности в области циклона суточный ход ветра очень мал.

Зимой и ранней весной в умеренных и высоких широтах при наличии инверсий скорость ветра как ночью, так и днем бывает приблизительно в 1,5 - 2 раза меньше градиентной.

При одинаковых барических градиентах скорость ветра больше, если холодная, неустойчивая воздушная масса располагается над теплой водной поверхностью, и меньше, если теплая, устойчивая – над холодной.
Большое влияние на изменения направления и скорости ветра оказывают местные особенности рельефа. Так, в однородном воздушном потоке, направленном с моря на сушу, ветер после пересечения береговой черты отклоняется влево и ослабевает; ветер, дующий с суши на море, отклоняется вправо и усиливается. Ветер, дующий вдоль берега, в прибрежной зоне всегда усиливается, если суша располагается справа от направления ветра, и ослабевает, если слева.

Береговой эффект усиления или ослабления силы ветра особенно ярко выражен там, где ветер обтекает примыкающие к берегу отроги горных цепей или плато. Вследствие обтекания препятствия воздушным потоком возникает сближение его линий тока, что приводит к усилению ветра у мысов и полуостровов и к ослаблению в заливах и бухтах. В местах, где направление ветра касательно к оконечности полуострова или мыса и при этом суша остается справа от направления ветра, ветер будет наиболее сильным (например, при вторжении холодного воздуха с северо-запада в районе Баку наблюдается сильный северный ветер – бакинский норд). Скорость ветра возрастает в проливах и узкостях, причем в них преобладают ветры, дующие вдоль пролива по направлению барического градиента (рис. 62).

У возвышенных побережий (Алжир, Гренландия и т. п.), когда изобары пересекают береговую линию под острым углом, ветер на некотором удалении от берега усиливается,

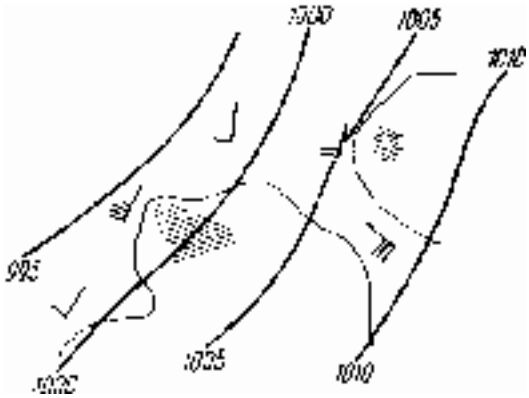


Рис. 62. Влияние рельефа на ветер

Возникновение шквалов потенциально возможно при прохождении каждого холодного фронта или при развитии мощных кучево-дождевых облаков, поэтому прогнозировать их трудно. Различают внутримассовые шквалы, связанные с облаками Cb, и фронтальные – наиболее опасные. Возникновение шквалов непосредственно связано *с* развитием мощной конвективной неустойчивости. Поэтому наиболее часто они возникают летом во второй половине дня. Над теплыми морями шквалы наблюдаются и зимой, развиваясь в неустойчивых холодных воздушных массах, а также при прохождении холодных фронтов. Наиболее благоприятной синоптической ситуацией для возникновения шквалов являются медленно движущиеся летние холодные фронты, ориентированные (чаще в северном полушарии) с юго-запада на северо-восток.

Прогноз облачности и осадков. Прогноз облачности для судоводителя важен в основном из-за оценки возможности выпадения осадков и прогноза видимости.

Прогноз облачности вытекает из прогноза синоптического положения и оценки тех основных связей, которые существуют между образованием и эволюцией основных форм облаков и синоптическими объек-

тами. Подробно этот вопрос был рассмотрен при изучении облаков (см. § 12), воздушных масс (см. § 31), циклонов и антициклонов (см. § 33 и 34) и фронтов (см. § 32). Напомним лишь, что важно различать особенности условий образования и эволюции внутримассовой и фронтальной облачности.

Прогноз обложных и ливневых фронтальных осадков дается на основе учета перемещения фронтов и циклонов. При прогнозе ливневых, нефронтальных осадков учитывается состояние воздушной массы. Обложные осадки, как уже указывалось в § 32, наиболее характерны для теплых фронтов и теплых фронтов окклюзии, но могут образоваться и в зоне холодного фронта. Ливневые осадки характерны для неустойчивых воздушных масс и холодных фронтов. Причем внутримассовые ливневые осадки в значительной степени подвержены влиянию местных условий.

Прогноз видимости. При прогнозе видимости учитывается происхождение и состояние воздушной массы, наличие облачности и осадков. Необходимо принимать во внимание суточный ход видимости, а также влияние местных условий. Ухудшение видимости в однородной воздушной массе может быть вызвано как влажным, так и сухим помутнением.

Влажное помутнение возникает, когда по мере охлаждения воздуха путем теплообмена с холодной подстилающей поверхностью относительная влажность достигает 70−80% и более и начинается конденсация водяного пара. Сухое помутнение возникает вследствие загрязнения воздушной массы взвешенными частицами пыли, дыма, гари и т. п. Видимость в зоне фронтов в большей степени зависит от осадков, их вида и интенсивности выпадения.

Если воздушная масса смещается из района с теплой в район с холодной водной поверхностью, то в этом случае образуется дымка или туман. Чем выше относительная влажность воздуха, тем меньше видимость. В среднем при относительной влажности 70% характерна дальность видимости около 5 - 10 *км,* при влажности 80% −около 3 - 5 *км,* при влажности 90% −около 2 - 3 *км.* Так, в районе Большой Ньюфаундлендской банки низкая температура воды и затоки теплого воздуха с юга способствуют частому образованию туманов. К таким районам также можно отнести Баренцево и Охотское моря.

Летом ухудшение видимости от образования тумана наблюдается при перемещении очень теплого воздуха с суши на относительно холодную поверхность моря, например, при затоках теплого воздуха с европейской территории СССР на Баренцево и Карское моря.

Заметное ухудшение видимости происходит в зоне осадков теплого фронта и фронтов окклюзии.

В районах, где температура поверхности моря значительно выше температуры воздуха (обычно $T_{воды} - T_{воздуха} \leq 10°$), наблюдаются туманы испарения. К таким районам, например, относятся незамерзающие заливы арктических морей, а также районы, расположенные у кромки арктических и антарктических льдов. Прогноз температуры. Над океанами и мо-

рями, вдали от берегов, суточные колебания температуры воздуха невелики (не более 1−2°). При прогнозе необходимо учитывать распределение температуры в секторах циклонов и антициклонах, наличие облачности и осадков; возможность смены воздушных масс в связи с прохождением того или иного фронта.

Долгосрочные прогнозы погоды в Службе погоды СССР составляются на три дня, декаду, месяц и сезон.

Задача предвидения погоды на длительные сроки весьма сложна, отсюда точность этих прогнозов несколько ниже, чем краткосрочных, но эффективность значительна. Известно, что неблагоприятные гидрометеорологические условия могут наносить народному хозяйству существенные материальные убытки. Однако эти потери в значительной мере предотвращаются долгосрочными прогнозами погоды. Последние находят широкое применение в ряде отраслей народного хозяйства при планировании сроков проведения важных народнохозяйственных мероприятий.

При составлении долгосрочных прогнозов приходится учитывать большой и сложный комплекс условий, связанных с процессами в тропосфере и стратосфере, теплообменом между океанами и материками, взаимодействием атмосферы и подстилающей поверхности и т. д., причем к анализу необходимо привлекать не ежедневные атмосферные процессы (ежедневные карты погоды), а процессы за более длительный промежуток времени, т. е. пользоваться средними и сборными картами.

Основная методика долгосрочных прогнозов погоды базируется на изучении центров действия атмосферы и воздействия вхождений полярных воздушных масс в умеренные широты. При составлении прогнозов применяется прием подбора аналогов, т. е. выбираются и анализируются случаи за прошедшие годы, когда начальные условия циркуляции были сходны с начальными условиями данного периода, а также сходство с дальнейшим развитием процессов. Это позволяет судить на основе аналога о возможном характере погоды в прогнозируемом периоде.

Используются многие другие методы и приемы, основанные, в частности, на типизации процессов в атмосфере, закономерностях ритмичности циркуляции, связях между интенсивностью циркуляции над полушарием и погодой в определенном районе земного шара, между атмосферными процессами и солнечной деятельностью и т. д.

В настоящее время большие работы ведутся в СССР по составлению долгосрочных прогнозов погоды численными методами с привлечением электронно-вычислительной техники.

Содержание прогнозов погоды. В Службе погоды СССР краткосрочные прогнозы составляются двух видов: общего пользования и специализированные.

Первые составляют для распространения среди населения и народнохозяйственных организаций, для которых специализированные прогнозы не требуются. В таких прогнозах указывают следующие метеорологические элементы: облачность, осадки, ветер и температура и особые яв-

ления погоды. Прогнозы составляют по пункту и по территории (республике, краю, области), а для морского флота−по акватории или части акватории океана или моря, а также по отдельным морским портам. Здесь дополнительно указывают видимость.

Штормовая служба предупреждения. Большое значение для безопасности мореплавания имеют штормовые предупреждения, передаваемые национальными метеорологическими службами.

Для каждой метеорологической службы установлены районы ответственности за обслуживание морского флота прогнозами и штормовыми предупреждениями. Штормовые предупреждения даются о внетропических и тропических циклонах. В них передаются следующие данные:

(a) − международный индекс предупреждения TTT;
(b) − тип предупреждения;
(c) − время и дата сообщения по Гринвичу;
(d) −тип возмущения с указанием давления в его центре, в миллибарах (например, low − низкое давление, mouson gale − муссонный шторм, tropical storm − тропический шторм и т. д.);
(e)−местоположение возмущения (широта и долгота);
(f) −направление и скорость движения (скорость передается в узлах, а направление в десятках градусов или в румбах);
(g) − опасная зона и ее размеры;
(h) −сила или скорость ветра и направление ветра в различных секторах опасной зоны;
(i) − прочие сообщения.

о внетропических циклонах:

Передается в следующих формулировках, на языке				*Ветер*
английском	*французском*	*испанском*	*русском*	*балл*
Near gale warning	*Avis de grand frais*		–	*7*
Gale warning	*Avis de coup de vent*	*Avlsode wiento dure*	*Предупреждение о шторме*	*8-9*
Stormwarning	*Avis de tempete*	*Aviso de temporal*	*То же*	*10 и более*
Warning of tropical cyclones	*Avis de cyclones tropicaux*	*Aviso de huracan*	*Предупреждение о жестоком шторме*	

о тропических циклонах:

Передается в следующих формулировках, на языке		*Ветер*	
английском	*русском*	*баллы*	*узлы*
Warning	*Тропическая депрессия*	*До 7*	*До 33*
Gale warning	*Умеренный тропический шторм*	*8-9*	*34–47*
Storm warning	*Сильный тропический шторм*	*10 и более*	*48 и более*
Hurricane (или местный синоним, например typhoon)	*Ураган (тайфун, тропический циклон)*	*12*	*64 и более*
Tropical disturbance of unknown intensity	*Тропическое возмущение неизвестной интенсивности*	*Сила ветра неизвестна*	*Скорость ветра неизвестна*

Штормовое предупреждение передается на языке страны, составившей текст и на английском.

Ниже приводится пример текста предупреждения.

TTT (A) STORM WARNING (B) AT 0000 4 AUGUST (C), A DEEP LOW CENTRAL PRESSURE 980 MILLIBARS (D) WAS LOCATED AT 45 NORTH 27 WEST (E) MOVING NORTH-EAST AT 30 KNOTS (F), AFFECTING AN AREA EXTENDING 400 MILES THE CENTRE, WITH LONG MODERATE SWELL FROM NW IN NW AND SW QUADRANTS AND MEDIUM MODERATE SWELL FROM S TO SW IN SE QUADRANT AND CONFUSED SEA IN NE QUADRANT (G).

WIND NW FORCE 8 IN SW QUADRANT, NW TO N FORCE 9 IN NW QUADRANT, SW TO S FORCE 9 IN SE QUADRANT AND SE TO S FORCE 9 IN NE QUADRANT, INCREASING TO FORCE 10 TO 11 FOR A DISTANCE OF 200 MILES FROM THE CENTRE IN THIS LAST QUADRANT (H).

THIS STORM CENTRE IS EXPECTED TO SLOW DOWN AND TURN NORTHWARD WITH LITTLE DECREASE IN WIND DURING THE NEXT 24 HOURS (1).

Перевод.

TTT (a) предупреждение о шторме (b) в 0000 4 августа (c), глубокий центр низкого давления 980 *мб* (d) расположен 45 северной 27 западной (e), движется северо-востоку 30 узлов (f), воздействует на зону в 400 миль от цен-

тра, с длинным умеренным волнением от северо-востока до северо-запада -и юго-запада и средней умеренностью волн от юга до юго-запада в юго-восточном квадранте, слегка возмущенное беспорядочное море в северо-восточном квадранте (g), ветер северо-восточный 8 баллов в юго-западном квадранте, от северо-западного до северного 9 баллов в северо-западном квадранте, от юго-западного до южного 9 баллов в юго-восточном квадранте, от юго-восточного до южного 9 баллов в северо-восточном квадранте, в этом последнем квадранте ветер усиливается до 10 − 11 баллов и на расстоянии 200 миль от центра (h), ожидается, что этот циклон в течение 24 часов замедлится и повернет на север с небольшим усилением ветра (i).

В случае штормового положения в портах, маяках, на штормовых станциях и т. д. устанавливаются специальные международные сигналы, характер и вид которых описан в лоциях и других пособиях.

§ 41. Местные признаки погоды

Общие понятия. При оценке текущей и ожидаемой гидрометеорологической обстановки необходимо пользоваться материалами, передаваемыми прогностическими подразделениями метеорологических служб различных государств. В то же время следует внимательно следить за характером погоды в районе плавания, так как не всегда прогностические карты и прогнозы погоды могут учесть все изменения, непрерывно происходящие в атмосфере. Так, даже небольшой недоучет в направлении и скорости движения циклона (или какого-либо другого синоптического объекта) может привести к тому, что на прогностической карте синоптического положения циклон (или другой синоптический объект) окажется смещенным в ту или иную сторону от действительного положения. Таким образом, если через этот район пролегает маршрут плавания, не всегда безразлично, в какой части циклона (или другого синоптического объекта) окажется судно. При наличии карты погоды без данных наблюдений (например, факсимильные карты) местные признаки помогут судить о характере воздушной массы, в которой находится или будет находиться судно, о интенсивности явлений в зоне фронтов и т. д.

Непосредственные наблюдения за состоянием и изменением погоды с судна в ряде случаев помогут провести соответствующую корректировку прогностической карты, правильно оценить ожидаемый характер погоды и выбрать наиболее безопасный и выгодный путь.

Местными признаками погоды называются различные явления, наблюдаемые в данном районе, с помощью которых можно предвидеть погоду на ближайшее время. Сюда относятся: характер облаков, дальность видимости, оптические явления в атмосфере, ход атмосферного давления и ветра и т. д. Однако надо помнить, что признаки погоды могут быть действительно местными только в том случае, если они − характерное следствие перемещения и изменения или сохранения синоптических объектов.

Признаки ожидаемой погоды. В первую очередь при наблюдениях за погодой следует обращать внимание на состояние неба, т. е. оценить характер и форму облаков. Затем сопоставлять эти наблюдения с изменением давления и ветра, а также изменениями других метеорологических элементов и явлений. Полезно следить и за оптическими явлениями.

Ниже приводятся некоторые местные признаки, по которым можно судить о возможном характере погоды в районе плавания в ближайшие 6 − 12 *ч*.

Сохранение характера погоды. *Хорошая устойчивая погода без осадков, ветер слабый или умеренный; видимость более 2 миль:*

отсутствие облаков или появление к 9 − 10 *ч* кучевых плоских, медленно движущихся, к 15 − 16 *ч* достигающих наибольшего развития, а вечером − исчезновение; или появление по утрам отдельных перистых нитевидных, иногда когтевидных, не распространяющихся постепенно по небу, во второй половине дня − исчезновение (синоптическая обстановка − над районом располагается область высокого давления; однородная воздушная масса); незначительный, но правильный суточный ход ветра; сохранение давления почти без изменений в течение нескольких часов или его суточный ход;

небольшое изменение температуры в течение суток, но наличие ее суточного хода;

появление ночью и к утру росы на реях, палубе и надстройках судна;

Солнце опускается за чистый горизонт (отсутствие облаков за горизонтом; область высокого давления);

деформация Солнца при восходе и заходе над морем (присутствие над морем невысокого слоя тумана, указывающее на устойчивую стратификацию воздушной массы);

мерцание звезд с преобладанием зеленого цвета (указывает на малое содержание водяного пара в тропосфере; область высокого давления).

Устойчивая малооблачная или с переменной облачностью погода, в данном районе (но не обязательно в районе судна) местами ливни; ветер от слабого до умеренного; видимость более 2 миль: кучевые облака разрастаются в вышину, превращаясь в кучевые мощные (прогревающаяся днем воздушная масса; область высокого давления − обычно западная часть; седловина);

ветер слабый или умеренный с кратковременными усилениями; давление почти без изменения в течение нескольких часов; ночью и к утру роса на реях, палубе и надстройках судна. *Пасмурная погода с осадками, умеренным и сильным ветром; видимость около 2 миль и меньше:*

характер облачности (слоисто-дождевой, кучевой разорванной, кучево-дождевой) не меняется (центральная часть малоподвижного циклона);

на низком фоне давления или при слабом падении давления не наблюдается суточного хода;

температура не имеет суточного хода (отсутствие суточного хода облачности);

ветер умеренный до сильного; мало меняет направление.

Ухудшение погоды. *Ухудшение погоды с явлениями, характерными для теплого фронта или фронта окклюзии; обложные осадки, усиление ветра до сильного; видимость меньше 2 миль:*
появление перистых когтевидных и/или перистых нитевидных облаков, постепенно распространяющихся по небу и уплотняющихся (периферия антициклона и западная периферия гребня; приближение теплого фронта или фронта окклюзии до зоны обложных осадков 300 − 400 *км)*; или перистых и/или перисто-слоистых, постепенно распространяющихся по небу и уплотняющихся; возможно появление гало (приближение передней части циклона или ложбины с теплым фронтом до зоны обложных осадков 100 − 300 *км);* или перисто-слоистых, переходящих в высокослоистые непросвечивающие; исчезновение гало (приближение теплого фронта, в ближайшее время появление зоны обложных осадков); или переход высокослоистых непросвечивающих в слоисто-дождевые, с выпадением осадков (приближение центральной части циклона или оси ложбины, связанной с теплым фронтом или фронтом окклюзии, осадки могут продолжаться более 10 *ч);* или появление слоисто-дождевых, под ними часто кучевых разорванных облаков плохой погоды, с выпадением осадков (прохождение теплого фронта, прохождение центральной части циклона, осадки могут продолжаться более 6 *ч)*;
постепенное понижение давления (приближение циклона или ложбины);
постепенное усиление ветра, его отклонение вправо;
нарушение суточного хода температуры (небо закрыто облаками);
зыбь и волны начинают идти не по ветру; усиление волнения (приближение циклона или ложбины);
Солнце заходит в сгущающиеся облака;
сильное мерцание звезд синим оттенком (высокая влажность и неустойчивая стратификация воздушной массы).
Пасмурная погода при умеренном ветре, иногда моросящие осадки и туман, может сохраняться несколько часов, затем ухудшаться в связи с приближением холодного фронта:
переход слоисто-дождевых облаков в слоистые, возможное появление просветов (теплый сектор, расположенный вблизи центральной области циклона или точки окклюзии);
уменьшение падения давления или небольшой его рост (южная часть циклона, восточная половина ложбины);
небольшое ослабление ветра, поворот его против часовой стрелки;
повышение температуры;
волнение не увеличивается.
Облачная погода с явлениями, характерными для холодного фронта: ливневые или обложные осадки; ветер умеренный до сильного, порывистый; видимость около 2 миль:
появление перисто-кучевых облаков, возможно вместе с перистыми и/или с перисто-слоистыми (приближение ложбины, связанной с холодным фронтом, ухудшение погоды возможно в ближайшие 1 − 2 *ч);*

появление высококучевых башеннообразных облаков, часто с чечевицеобразными (приближение передней части ложбины, связанной с холодным фронтом);
одновременное присутствие нескольких форм облаков различных ярусов, большей частью движущихся в различном направлении, хаотический вид неба (приближение ложбины в связи с холодным фронтом или фронтом окклюзии);
усиление ветра, часто становится порывистым;
появление в море характерного шума со стороны грозы или шквала;
появление сильных помех в радиоприемнике (наличие мощных кучево-дождевых облаков с большими электрическими зарядами).
Улучшение погоды. *Уменьшение облачности, прекращение осадков, видимость более 2 миль:*
переход слоисто-дождевых облаков в высокослоистые или высококучевые, появление просветов (после прохождения холодного фронта);
быстрый рост давления;
поворот ветра против часовой стрелки;
понижение температуры;
уменьшение помех в радиоприеме.

§ 42. Интерпретация факсимильных карт погоды и состояния моря

Факсимильные карты погоды. Исследования, проведенные в СССР и за рубежом, убедительно показали, что затрата времени на переход судна через океаны в большей степени зависит от правильности учета гидрометеорологической обстановки во время плавания. Поэтому знание фактических гидрометеорологических условий на маршруте перехода и прогноз их изменения совершенно необходимы. Сведения о текущей и ожидаемой гидрометеорологической обстановке по всему маршруту перехода судоводитель может получать из ближайшего метеорологического центра, ведущего радиопередачи факсимильных карт. Карты погоды и состояния моря, переданные по каналам связи посредством факсимильной аппаратуры, принято называть *факсимильными*. В отличие от карт, используемых Службой прогнозов в своей повседневной работе, факсимильные карты имеют меньший размер бланка. Нанесение гидрометеорологических элементов и анализ карты производятся одноцветно, обычно черным цветом, а количество наносимых данных уменьшается в связи с увеличением размера условных обозначений. Эти отличия связаны с техническими возможностями факсимильной аппаратуры и нисколько не влияют на качество анализа и прогноза. В то же время факсимильные передачи позволяют быстро и точно довести карты до судоводителя, а следовательно, наиболее эффективно использовать их в практической работе.

Карты погоды (приземные синоптические) являются одними из основных, по ним ведут учет влияния погодных условий на судно и в зависимости от этого выбирают наиболее благоприятный маршрут следова-

ния.

В бюро погоды составляют как приземные карты фактической погоды за основные сроки наблюдения (00, 06, 12 и 18 *ч* гринвичского времени), так и будущие (прогностические) − на 12, 24, 36, 48 и 72 *ч* и пять суток вперед. Следовательно, судоводитель может получать факсимильные карты фактической погоды через каждые 6 ч и прогностические карты погоды на ближайшие 12 *ч* и до пяти суток.

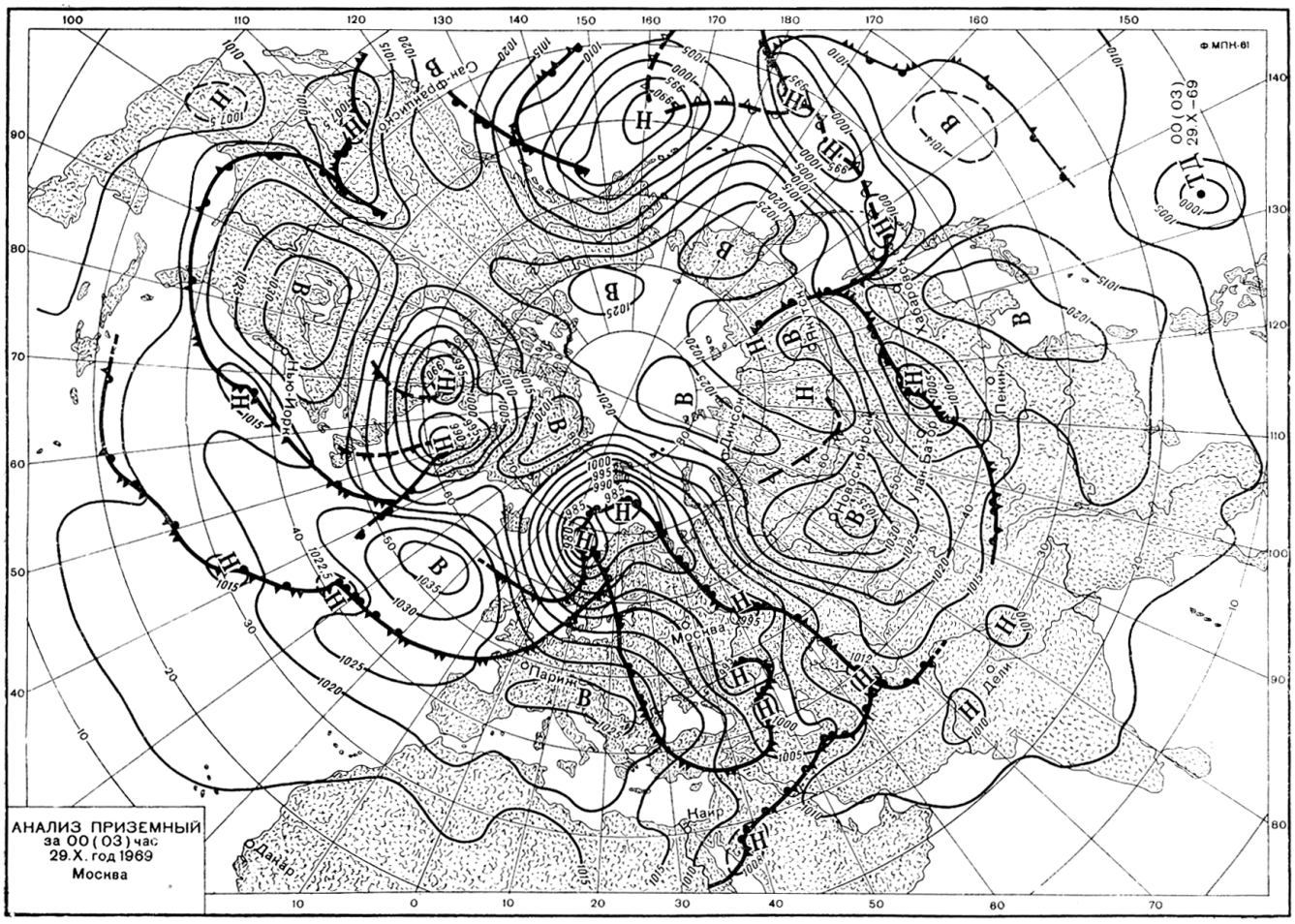


Рис. 63. Образец факсимильной карты погоды северного полушария, передаваемого Гидрометцентром.

На рис. 63 в качестве примера приведена карта погоды северного полушария за 00 *ч* гринвичского времени 29 октября 1969 г., которая передается по факсимильным каналам Гидрометцентром СССР. На карте проведены изобары и фронтальные разделы. Аналогичные карты передаются некоторыми другими центрами. Например, на рис. 64 приведена карта погоды за 00 *ч* 19 апреля 1970 г., переданная Службой погоды Англии (Брекнелл). На карте также проведены изобары и фронтальные разделы, обозначено положение центров циклонов и антициклонов. В центрах циклонов и антициклонов пишутся две буквы: первая обозначает циклон (L) или антициклон (H); вторая служит отличительным признаком данного циклона или антициклона с момента возникновения до исчезновения. Фронты обозначены одной буквой, которая служит отличи-

тельным признаком данного фронта с момента его образования до исчезновения.

Тремя цифрами около буквенных обозначений циклонов и антициклопов приводится давление, наблюдаемое в их центре. Например: 038 − давление 1038 *мб;* 990 − 990 *мб.*

Траектории перемещения циклонов и антициклонов изображают пунктирной линией, знаком х наносят положение центра барического образования, над ним надписывают время, под ним − давление. Стрелкой показывают ожидаемое направление перемещения центра, знаком х наносят его будущее положение, сверху − число и время (20/00), снизу − давление. Часто на карте общепринятым условным значком дают направление и силу ветра. Иногда на изобаре наносят стрелку, указывающую общее направление перемещения потока воздуха. Следует заметить, что в некоторых странах (Франция, Япония, Канада и др.) наносят на факсимильную карту погоды принятыми условными обозначениями погоду, наблюдающуюся в районе судовых и материковых метеорологических станций (рис. 65). На этой карте, передаваемой Японией, стрелками указывают направление смещения центров циклонов и антициклонов, а цифрами, нанесенными у конца стрелки − скорость их перемещения в узлах. Начальными буквами или сокращениями английских слов дают характеристику какого-либо гидрометеорологического элемента или барического образования, например:
STA− стационарный, W − ветер до 30 узлов, GW−сильный ветер от 30 до 45 узлов, SW − штормовой ветер от 45 до 65 узлов, TW − ураганный ветер более 65 узлов, MONSOON − муссон, TD − тропическая депрессия и т. д.

На картах погоды Канады, помимо обычного нанесения метеорологических элементов вокруг кружка судовой станции, дополнительно в скобках ставят значения температуры воды, высоту ветровой волны и ее период (05/04) и высоту, период и направление волн зыби (3/8).

Чтобы отличить факсимильную карту фактической погоды от прогностической, большинство стран мира в отведенном месте карты, кроме даты и срока, за который она составлена, пишут условными обозначениями ее тип, для какого района она составлена и каким метеорологическим центром передана. Карты фактической погоды обозначают A (Analyses), а прогностические − F (Forecasts). Следующая буква характеризует тип анализа или прогноза. Приземный анализ и прогноз обозначаются буквой S (Surface). За этими буквами следуют две буквы, обозначающие район, для которого составлена данная карта: например, буквами NT принято обозначать северную часть Атлантического океана, PA − Тихого океана, XN − северное полушарие, AS − Азию. Далее следует группа, состоящая из четырех букв, обозначающих метеорологический центр, передавший карту (EGRA, Брекнелл, Англия), или из трех букв, обозначающих позывные передающей радиостанции (JMH, Токио, Япония). На некоторых факсимильных картах с целью облегчения ее распознавания,

пишут: приземный анализ (Surface, analyses) или приземный прогноз (Surface, forecasts) и срок его действия.

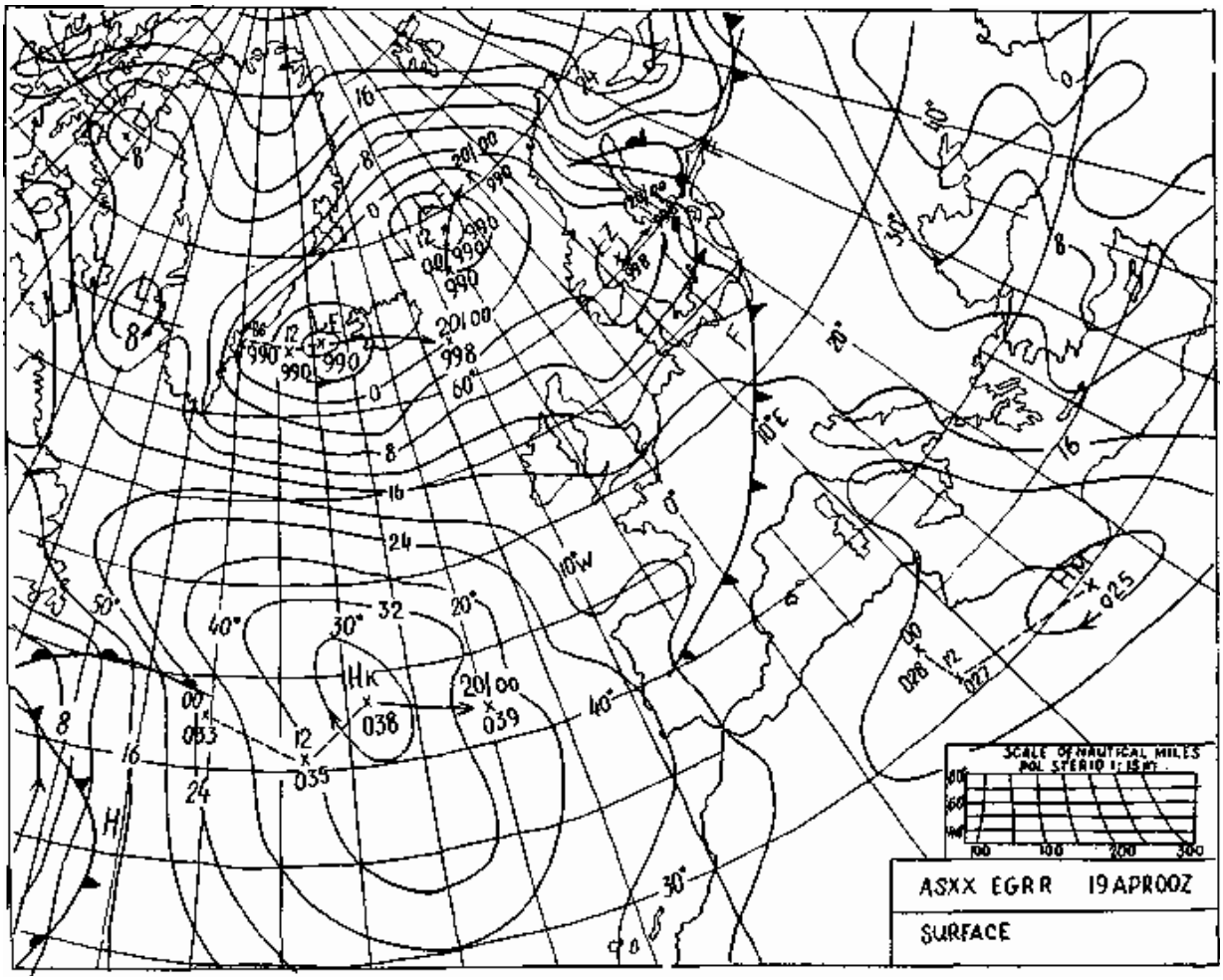


Рис. 64. Образец факсимильной карты погоды, передаваемой Службой погоды Англии (Брекнелл)

На интерпретации карты фактической погоды, на которую, кроме анализа (изобары, фронты), нанесены данные наблюдений, останавливаться не будем, так как, зная условные символы погоды, применяемые при наноске, ее легко «читать», т. е. определить, какая погода наблюдалась в интересующем нас районе моря или океана. Но если на карте погоды, полученной на борту судна, нанесены только изобары и фронты, тогда определить наблюдавшуюся или ожидаемую погоду можно только по синоптическому положению.

При определении скорости и направления ветра, видимости, распределения облачности и зон осадков, температуры и т. д. необходимо принимать во внимание характер распределения метеорологических элементов в синоптических объектах и правила их прогнозирования.

Знание фактической погоды в океане еще недостаточно для выбора такого маршрута, где можно избежать встречи с неблагоприятными условиями погоды. Для этого необходимо иметь прогностические карты погоды, по которым, в соответствии с изложенными в § 40 правилами, определить ожидаемую погоду на маршруте следования. На рис. 66 приведена

прогностическая карта на 12 *ч* 22 мая 1969 г. На ней нанесено будущее положение барических образований и фронтальных разделов, что позволяет определить ожидаемую погоду через 72 *ч* (срок действия прогноза) в интересующем нас районе океана.

Так, при выходе в Северное море из пролива Скагеррак или Кильского канала мы определили, что, следуя в океан через Английский канал, судно попадает в неблагоприятную погоду, обусловленную циклоном, расположенным над юго-западом Англии. Плавание будет проходить при пасмурной погоде с дождем, встречным 4 − 5 - балльном ветре, усиливающемся при пересечении фронтального раздела до 6 − 7 баллов, с ливнями и грозами. При выходе в океан высота волн от западных румбов будет достигать 5 − 6 *м*. Если же выходить в океан, огибая Англию (мыс Рат) с севера, плавание будет проходить при благоприятных гидрометеорологических условиях: попутном ветре силой 3 − 4 балла, хорошей видимости, волнении от юго-востока до 2 *м*. Оценив характер погоды на различных маршрутах следования, мы можем выбрать наиболее благоприятный, а следовательно, экономичный путь. В данном случае им оказался путь на мыс Рат.

Факсимильные карты ледовой обстановки и волнения. Многие моря умеренных широт в холодную половину года покрыты льдом; арктические и антарктические районы Мирового океана − круглый год, а в некоторые районы лед выносится ветром и течением. Но независимо от места образования наличие льда в море является существенной помехой для судоходства. Поэтому знание ледовой обстановки в районе плавания совершенно необходимо. Учитывая это, в последние годы службы погоды ряда стран (СССР, Канады, Англии, США и ФРГ) стали передавать факсимильные ледовые карты. Ледовые символы (условные обозначения), применяемые на факсимильных ледовых картах, еще не носят единого международного характера, что создает определенные трудности при использовании карт. Ряд стран (Швеция, Англия, ФРГ) на картах помещают условные обозначения, используемые для характеристики ледовых условий, которые позволяют разобраться в ледовой обстановке. На ледовых картах Канады и США условные обозначения не приводятся.

Практика мореплавания показывает, что определяющее влияние на скорость и безопасность судна в море в большей степени оказывает волнение, а не ветер, вызывающий его. Так, например, большинство типов судов при высоте волн 5 − 7 *м* теряют до 50% скорости. Отсюда следует, что для судоводителя важно знать, какие высоты волн будут наблюдаться на пути следования.

Учитывая необходимость информации о состоянии моря для мореплавания, гидрометеорологические службы многих стран начали составлять факсимильные карты волнения как фактические, так и прогностические. Как правило, на факсимильные карты волнения наносятся:

высоты волн в метрах (на картах США в футах);

направление движения волн.

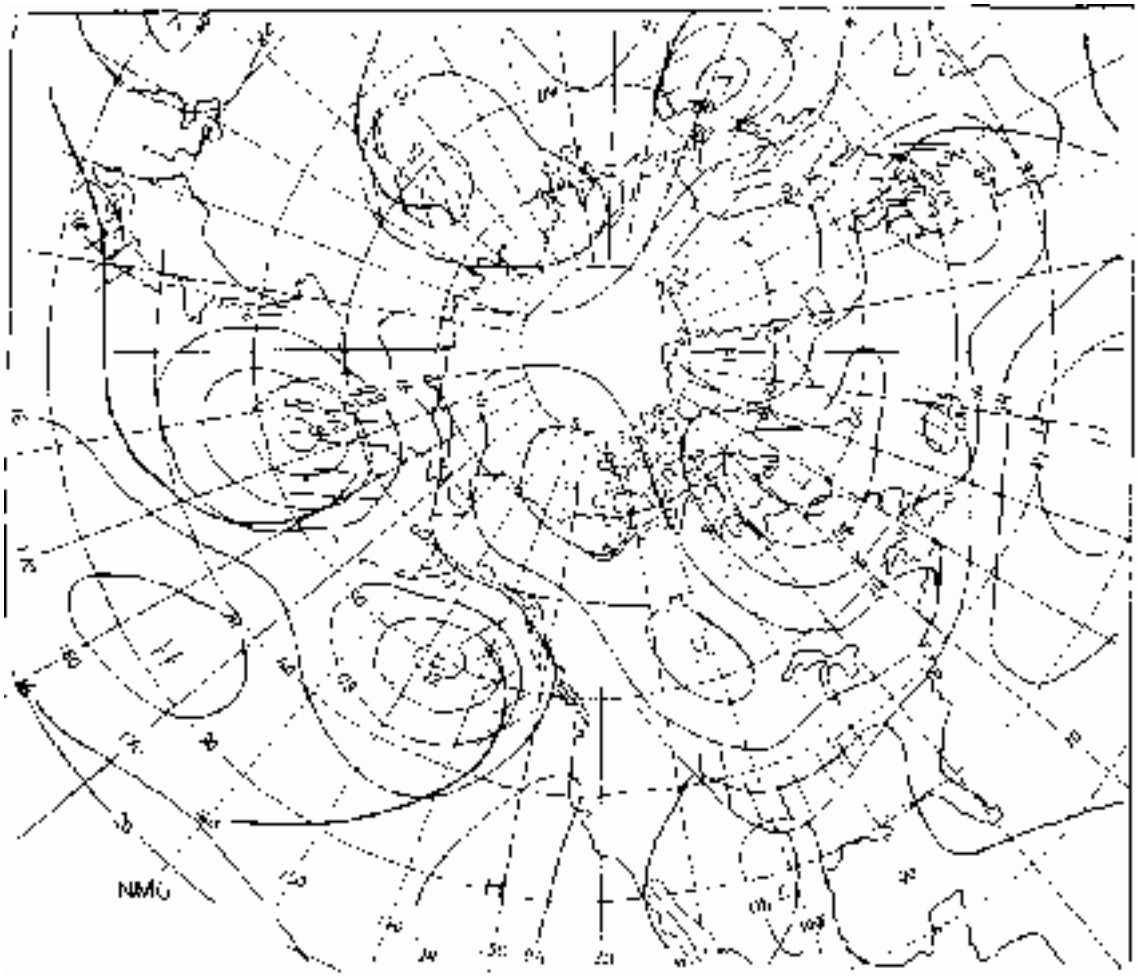


Рис. 66. Образец факсимильной прогностической карты погоды

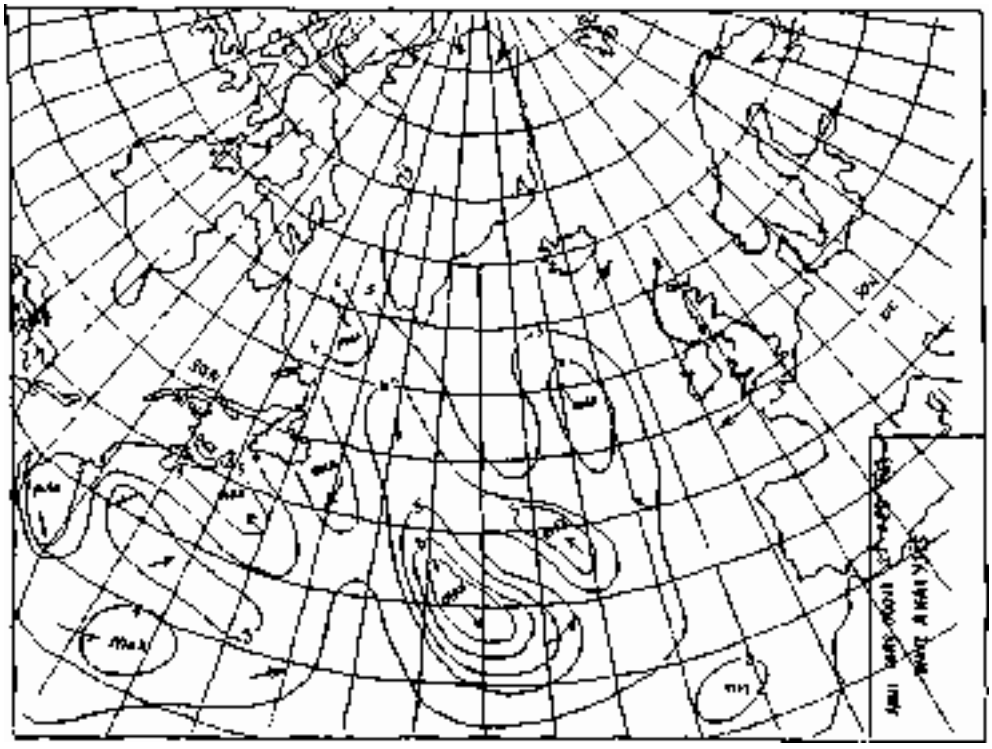


Рис. 67. Образец факсимильной карты волнения северной части Атлантического океана (Англия)

После нанесения указанных данных на карте проводятся линии равных высот волн и обозначаются области с максимальными (MAX) и минимальными (MIN) их значениями. На приведенной факсимильной карте ветрового волнения, передаваемой службой погоды Англии (рис. 67), можно видеть, что в центре северной части Атлантического океана наблюдается область сильного волнения, где высота волн достигает 7 *м*. На подходах к побережью Северной Америки также неспокойно, здесь отмечались высоты волн от 4 до 5 *м*. На факсимильных картах волнения, передаваемых Гамбургским гидрографическим институтом, помимо высот волн и направления их движения, нанесены данные о периоде волн и показано положение фронтальных разделов. Канадская гидрометеорологическая служба на карту волнения дополнительно
наносит данные судовых наблюдений над волнением по следующей схеме

$$d_w d_w \frac{P_w}{H_w}$$

где
$d_w d_w$ – направление, откуда перемещаются волны;
P_w – период волн;
Hw – высота волн, *м*.
Кроме фактических карт волнения, передаются и прогностические карты на 12, 24 и 36 ч вперед.

Факсимильные карты распределения поверхностной температуры воды. Факсимильные карты распределения поверхностной температуры играют косвенную, но довольно существенную роль при прокладке курса.

Обычно поправка на снос судна течением вносится по данным, приведенным в гидрометеорологических пособиях или лоциях. На самом деле течения изменчивы и непостоянны, день ото дня они меняют направление и скорость, заглубляются или широко распространяются по поверхности. Поэтому фактический снос судна течением может значительно отличаться от рассчитанного на основании справочных пособий. Обычно течения связаны с определенными водными массами. Когда водная масса перемещается в другой район океана, она отличается от окружающих ее вод своими свойствами. К числу таких свойств относится и температура воды. Течения разделяются на теплые и холодные, в зависимости от того, теплее или холоднее они окружающей воды.

Располагая факсимильными картами распределения температуры воды на поверхности океана, можно определить направление течений в поверхностном слое, а значит, и использовать их в навигационных целях. На рис. 68 представлена факсимильная карта температуры воды на поверхности в районе Большой Ньюфаундлендской банки (БНБ). Анализируя поле температур, которое характеризуется изотермами, проведенными через 2°С, можно сказать, что по южному склону проходит струя мощного течения, следующая в северовосточном направлении. Ось струи течения располагается справа от наибольшего сгущения изотерм, по бокам струи наблюдаются завихрения. Учитывая это, судоводитель, желающий

максимально использовать попутное течение, должен следовать вдоль его оси или вблизи нее.

Таким образом, по картам температуры воды на поверхности океана можно установить границы течения и его направление.

Использование факсимильных карт облачности для определения зон штормового волнения в океане. Неблагоприятные условия погоды, как правило, связаны с прохождением циклонов, облачные системы которых хорошо видны на спутниковых снимках. Совместный анализ карт облачности, построенных по данным наблюдений со спутника, и карт поля волнения показал наличие тесной связи вихревой структуры облачности с зоной штормового волнения и ветра, что особенно важно для тех районов

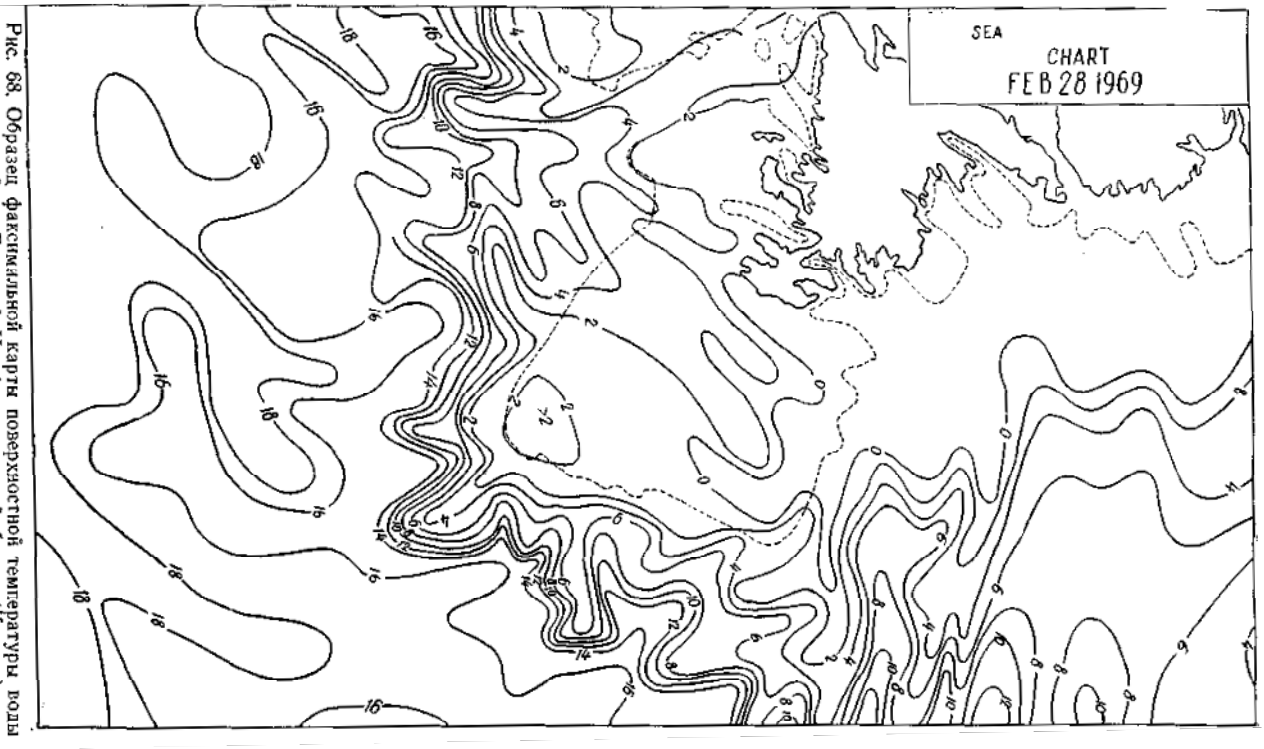


Рис. 68. Образец факсимильной карты поверхностной температуры воды в районе Большой Ньюфаундлендской банки (Канада)

Рис. 68. Образец факсимильной карты поверхностной температуры воды в районе Большой Ньюфаундленской банки

океана, по которым информация о погоде и состоянии моря отсутствует. По этим картам можно достаточно уверенно судить о площади, охваченной штормом, и вовремя изменить курс, чтобы обойти зону неблагоприятной погоды.

Исследования показали, что штормовая область волнения обычно имеет округлую форму, вытянутую в направлении ветра и расположенную в северном полушарии к юго-западу от центра циклона, если циклон перемещается с запада на северо-восток. Размеры области штормового волнения зависят от стадии развития циклона и изменяются по площади от 300 • 200 миль (в молодом циклоне) до 1000 • 700 миль (в развитом циклоне). На рис. 69 приведена факсимильная карта облачности, построенная по информации, поступившей с метеорологического спутника Земли, на которую нанесено фактическое поле волнения по данным наблюдений

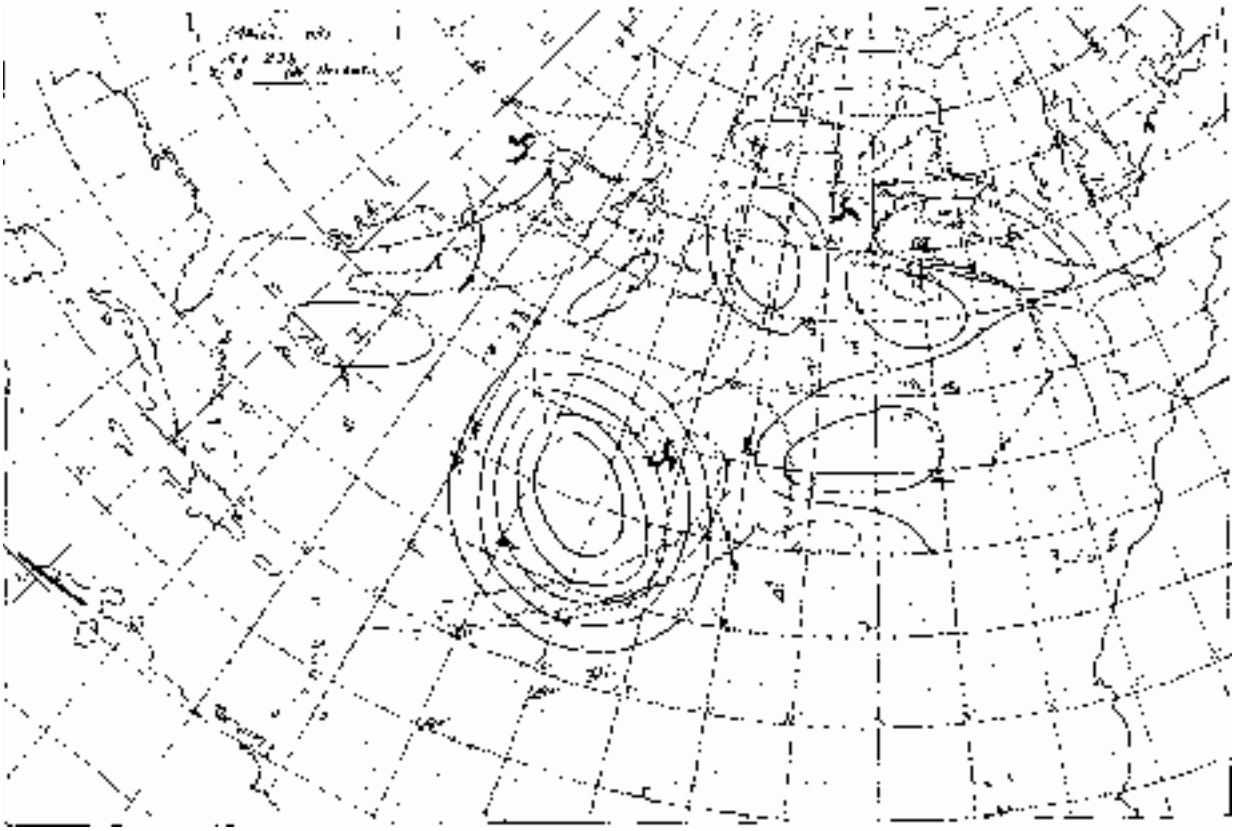


Рис. 69. Факсимильная карта облачности, составленная по данным наблюдений ИСЗ, и поле волнения по данным наблюдений с судов

с судов. На карте проведены границы облачных систем, специальными значками обозначены центр облачного вихря, кучевообразные и четко выраженные мощнокучевые облака. Буквами МОР указывают, что над данным районом до 50% площади небосвода покрыто облаками, МОС − 50−80% площади. На рисунке видно, что циклон, расположенный над центральной частью океана, обусловил штормовой ветер и возникновение обширной зоны значительного волнения, которую целесообразнее обходить с севера. При обходе штормовой зоны с юга судно встретит волны зыби (до 6 *м),* идущей с северо-запада. Над северной частью океана прослеживается малоподвижный заполняющийся циклон, ветры в этом районе океана ослабевают, высота волн не превышает 4 *м*.

ОБОЗНАЧЕНИЯ НА ФАКСИМИЛЬНЫХ КАРТАХ ПОГОДЫ

Советские факсимильные карты

Подробная таблица основных символов метеорологических элемен тов и явлении для обозначения их на факсимильных картах приведена в Рекомендациях по обеспечению безопасности плавания судов в осенне-зимний период и в штормовых условиях РОБПС--84.

Для указания содержания передач приняты условные символы:
N - общее количество облаков (часть небосвода, покрытая облаками) изображается этим символом в кружке, обозначающим место станции;
dd - направление ветра у поверхности Земли в десятках градусов по шкале 00-36, изображается стрелкой, идущей к центру кружка по направлению ветра;
ff - скорость ветра в метрах в секунду, изображается в виде оперения у конца стрелки направления ветра под углом к ней примерно 120° и черного треугольника;
короткое перо соответствует скорости ветра 2,5 м/с, длинное - 5, черный треугольник - 25 м/с.
Например, обозначает ветер скоростью 32,5 м/с;
VV - горизонтальная дальность видимости изображается цифрами кода от 00 до 50 - видимость от 0 до 5 км, например, цифра 14 означает видимость 1,4 км;
цифрами от 56 до 80 видимость от 6 до 30 км, например 56-6, 61-11, 79-29 км; цифрами 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88-35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70 км соответственно; цифрой 89 - более 70 км; цифрой 90 - менее 50 м; цифрой 91-50, 92-200, 93-500 м, 94-1, 95-2, 96-4, 97-10, 98-20, 99-50 км и более;
ww - погода в срок наблюдения или в течение последнего часа перед сроком наблюдения;
W - погода между сроком наблюдения;
PPP - атмосферное давление, выражается в десятых долях гПа (цифры, выражающие тысячи и сотни гПа, опускаются);
TT - температура воздуха, выражается в целых градусах Цельсия (сухопутными станциями);
Nh - количество облаков нижнего яруса (CL), а при их отсутствии количество облаков среднего яруса (Cм), обозначается цифрами кода для N;
h - высота основания облаков над поверхностью суши или моря в метрах, обозначается цифрами кода;
CL; Cм; Cн - формы облаков соответственно нижнего, среднего и верхнего ярусов изображаются условными символами;
TдTд - точка росы, выражается в целых градусах Цельсия;
pp - величина барической тенденции за последние 3 ч, выражается в десятых долях гПа, знаки ”плюс” или ”минус” перед pp означают соответственно повышение или понижение давления за последние 3 ч;
a - характеристика барической тенденции за последние 3 ч;
TTт - температура воздуха, дается в градусах Цельсия с десятыми долями (судовыми станциями);
Ds - генеральное направление перемещения судна за последние 3 ч, показывается стрелкой, направленной в сторону перемещения;
Vs - средняя скорость перемещения судна за последние 3 ч по генеральному направлению, обозначается цифрами кода;

TgTs - разность между температурой воздуха и температурой воды в поверхностном слое, дается в градусах Цельсия с точностью до десятых до лей (отделяемых от целого числа запятой);
TwTwTw - температура воды в поверхностном слое, дается в градусах Цельсия с точностью до десятых долей (отделяемых от целого числа запятой);
Is-причина обледенения судна, выражается цифровым кодом, в котором цифра 1 означает морские брызги, 2 - туман, 3 - брызги и туман, 4 - дождь, 5 - брызги и дождь;
EsEg - толщина отложения льда при обледенении судна, выражается в сантиметрах;
Rs - степень обледенения судна, выражается цифрами кода, в котором 0 означает, что лед не нарастает, цифра 1 - лед нарастает медленно, 2 - лед нарастает быстро, 3 - лед тает или взламывается медленно, 4 - лед тает или взламывается быстро.

Размещение данных о метеорологических элементах вокруг обозначения сухопутных и судовых станций должно соответствовать размещению их символов.

Границы зон предполагаемого распространения особо опасных явлений погоды обозначаются на картах штриховыми линиями. Ожидаемое направление перемещения барических образований и фронтов указывается стрелкой, у острия которой проставляется скорость перемещения (в км/ч).
Центр тропического циклона может быть обозначен специальным символом:
- для тропических депрессий, сила ветра в которых не известна, но имеются указания на их дальнейшее развитие в тропический шторм;
- для циклонов с наблюдаемой или расчетной скоростью ветра от 10 до 32 м/с;
- для циклонов со скоростью ветра 33 м/с и более.
Символ центра тропического циклона может быть с буквами, обозначающими стадию его развития:
ТД (TD) -депрессия (скорость ветра менее 17 м/с);
ТШ (TS) - тропический шторм (скорость ветра 17- 23 м/с);
СТШ (STS) - сильный тропический шторм (скорость ветра 24-32 м/с);
Н (Нг) Т (Ту) - ураган, тайфун (скорость ветра более 32 м/с).
Рядом с символом места центра тропического циклона указывается также его наименование и номер из четырех цифр: первые две обозначают год, вторые две - номер тропического циклона с начала года.

Особенности иностранных факсимильных карт

Циклоны и антициклоны обозначают начальной буквой этих терми нов на языке, принятом при составлении карт:

	Циклон	Антици-клон
Английские	**L (Low)**	**H (High)**
Испанские	**B (Baja)**	**A (Alta)**
Итальянские	**B (Bassa)**	**A (Alta)**
Немецкие	**T (Tief)**	**H (Hoch)**
Французские	**B (Bas)**	**H (Haut)**

На японских картах принято обозначение циклонов и антициклонов такое же, как на английских.

Температура может даваться по температурной шкале Фаренгейта. Для перевода градусов по шкале Фаренгейта (F) в градусы по шкале Цельсия (C) можно использовать табл. 47 МТ-75 или формулу

$$C=5/9(F-32^{\circ})$$

В качестве единиц линейных измерений приняты дюймы (1 дюйм равен 25,4 мм, или 2,54 см), футы (1 фут равен 0,3048 м, или 12 дюймам). Скорость ветра обычно приводится в узлах. На условном изображении короткое перо на стрелке означает 5 уз (2,57 м/с), длинное -10 уз (5,14 м/с), черный треугольник-50 уз (25,72 м/с).

Некоторые условные обозначения, принятые Всемирной метеорологической организацией

Обозначения содержания передач:

A - анализы

AH - анализы относительной барической топографии

AI - анализ льда

AR - радиолокационный анализ

AS - приземный анализ

AV - анализ для верхних слоев атмосферы (полная форма)

AX - разные сводки

C - климатические данные

F - прогнозы

FA - авиационный прогноз по району

FB - прогноз особых явлений погоды

FE - долгосрочный прогноз

FG - гидрологический прогноз

FJ - служба предупреждений по радио

FS - приземный прогноз (полная или сокращеннаяформа)

FX - различные прогнозы

FZ - прогноз для судов

S - приземные данные

SO - океанографические данные

SP - сообщения судовых станций об особых явлениях погоды

SX - информация о морском льде

T - спутниковые данные

TS - данные о приземной температуре, ветре, облачности и радиации

V - данные о верхних слоях атмосферы

W - предварительные оповещения (предупреждения)

Обозначения геогафических районов

AA - Антарктика
AC - Арктика
AE - Юго-Восточная Азия
AF - Африка
AO - Западная Африка
AP - Южная Африка
AR - Аравийское море
AS - Азия
AV - Австралия
BQ - Район Балтийского моря
CA - Карибский бассейн и Центральная Америка
EA - Восточная Африка
EC- Восточно-Китайское море
EE - Восточная Европа
EM - Центральная Европа
EN - Северная Европа
EV - Европа
EW - Западная Европа GA - Аляска, залив
GI- Гибралтарский пролив
GL - Гренландия, остров
GX - Мексиканский залив
10 - Индийский океан
MC - центральная часть Средиземного моря
ME - восточная часть Средиземного моря
MM - Средиземное море
MW - западная часть Средиземного моря
NA - Северная Америка
NT - северная часть Атлантического океана
PA - Тихий океан
PE - Персидский залив
PN - северная часть Тихого океана
PQ - северо-западная часть Тихого океана
PS - южная часть Тихого океана
RA-СССР (азиатская часть)

PS-- СССР (европейская часть)
SA - Южная Америка
SJ - Японское море
SS - Южно-Китайское море
ST - южная часть Атлантического океана
XE - Восточное полушарие
XN - Северное полушарие
XS - Южное полушарие
XT - Тропический пояс
XW - Западное полушарие
XX - используется для обозначения района, когда про-чие индексы не подходят

Сокращения на факсимильных картах, передаваемых на английском языке

AMS	*air mass*	*Воздушная масса*
B	*broken sky*	*Облачность с просветами*
BRKN	*broken*	*Прерывистый, неустойчивый*
CNTR	*centre*	*Центр*
C, CLR	*clear*	*Ясно*
CHG	*change*	*Изменение*
CLD	*cloud*	*Облако, покрываться облаками*
CSTL	*coastal*	*Береговой*
D, DT	*day light time*	*Дневное время*
DCR, DCRG	*decrease, decreasing*	*Убывать, уменьшаться; уменьшение*
DNS	*dense*	*Плотный, густой*
EWT	*eastern winter time*	*Восточное, зимнее (поясное) время*
EM	*equatorial maritime air*	*Экваториальный морской воздух*
EMT	*european mean time*	*Среднее европейское поясное время*
ED	*existence doubtful*	*Существование сомнительно*
E	*extremely*	*Чрезвычайно*
F, Fahr	*Fahrenheit*	*По Фаренгейту*
FLG	*falling*	*Падение, понижение*
FLRY	*flurry*	*Шквал, ливень (США)*
F	*fog*	*Туман*
FPH	*feet per hour*	*Футов в час*
FC	*forecast Centre*	*Метеорологический центр*
FCST	*forecast*	*Прогноз*
FR	*route forecast*	*Маршрутный прогноз*
FRZ	*freeze*	*Замерзать, замораживать*
FZR	*freezing rain*	*Дождь с образованием гололеда*

FNT	*front*	*Фронт*
FROPA	*frontal passage*	*Прохождение фронта*
G	*gale*	*Шторм, циклон с ветром силой 8-10 баллов*
[GW]	*gale warning*	*Предупреждение о шторме 8-10 баллов*
GRADU	*gradual change*	*Постепенное изменение*
GAT	*greenwich apparent time*	*Истинное время по гринвичскому меридиану*
GF	*ground fog*	*Низкий туман*
H	*hail, haze*	*Град, мгла, дымка*
H	*high*	*Антициклон*
HBRKN	*high broken*	*Высокая облачность с разрывами*
HRZN	*horizon*	*Горизонт*
HU	*harricane bulletin*	*Донесение об урагане*
HURCN	*harricane*	*Ураган, тропический циклон*
HUREP	*harricane report*	*Штормовое сообщение*
I	*ice*	*Лед*
ICG	*icing*	*Обледенение*
ICGIP	*icing in precipitation*	*Обледенение в осадках*
INT	*intermitten*	*Перемещающийся, периодический*
INTER	*intermitten variations*	*Периодические изменения*
kts	*knots*	*Узлы*
LATD	*latitude*	*Широта*
LCL	*local*	*Местный*
LCLY	*locally*	*В данном месте*
LONG	*longitude*	*Долгота*
L	*low*	*Циклон*
LP	*low pressure*	*Низкое давление*
LWROVC	*lower overcast*	*Нижняя облачность*
M	*message*	*Сообщение, донесение*
MP air	*maritime polar air*	*Морской полярный воздух*
MT air	*maritime tropical air*	*Морской тропический воздух*
MID	*middle*	*Средний*
MI	*mile (statute)*	*Миля (англ.), равная 1609 м*
MPH	*miles per hour*	*Миль в час*
MOR	*mean observed range*	*Средняя дальность видимости*
METEOR	*meteorological service*	*Служба погоды*
METEOS	*meteorological station*	*Метеорологическая станция*
MSL	*mean sea level*	*Средний уровень моря*
NRLY	*nearly stationary*	*Почти стационарный*

No	*north*	*Север, северный*
NH	*north hemisphere*	*Северное полушарие*
NLM	*nautical miles*	*Морские мили (1852 м)*
O; OBS	*observation; observe*	*Наблюдение, наблюдать*
OCC	*occasionally clouds*	*Временами наблю даемая облачность*
OCFNT	*occluded front*	*Окклюдированный фронт*
OCLN	*occlusion*	*Окклюзия, окклюдированный циклон*
O; OVC	*overcast*	*Пасмурная погода*
O; Oc	*ocean*	*Океан*
OWS	*Ocean Weather Station*	*Океанская станция погоды*
PC	*continental polar air*	*Континентальный полярный воздух*
PD	*position doubtful*	*Положение сомнительно*
PPN	*power*	*Сила, мощность*
PCPN	*precipitation*	*Осадки, выпадение осадков*
PRES	*pressure*	*Давление*
QUAD	*quadrant*	*Квадрант, четверть круга*
R	*rain*	*Дождь*
RAPID	*rapid change*	*Быстрое (резкое) изменение*
RPDLY	*rapidly*	*Быстро*
RCH	*reach*	*Достигать*
REFRMG	*reforming*	*Формирующийся*
RON	*region*	*Область, район, слой*
RMRK	*remark*	*Отмечать, наблюдать*
SCTD	*scattered*	*Рассеянная (облачность)*
SHWR	*shower*	*Ливень*
S to CLR	*shift to clear*	*Переменная облачность до 4 баллов*
SKC	*sky clear*	*Безоблачно, ясно*
SLT	*sleet*	*Мокрый снег, крупа*
S	*slight of cloud*	*Небольшая облачность (2-4 балла)*
S; SNW	*snow*	*Снег, снегопад*
SQ	*snow storm*	*Буран, снежная буря*
SL; Slat	*south latitude*	*Южная широта*
SQAL	*qual*	*Шквал, предупреждение о шквале*
SQLNS	*squallines*	*Линия шквалов*
ST; STNRY	*stationary*	*Стационарный*
STN	*station*	*Станция*
S; STM	*storm*	*Шторм*
SD	*storm detection report*	*Радиолокационные данные о буре*

[SW]	*storm warning*	*Предупреждение о шторме 11-12 баллов*
TMP	*temperature*	*Температура*
T; TSTM	*thunderstosm*	*Гроза*
TROUGH	*trough*	*Ложбина*
[TW]	*typhoon warning*	*Предупреждение о тайфуне*
VT	*valid time*	*Время действия (прогноза)*
VSBY	*visibility*	*Видимость*
W	*warning*	*Предупреждение*
WRM	*warm*	*Теплый*
WK	*weak*	*Слабый*
WKN	*weaken*	*Ослаблять*
WX	*weather*	*Погода*
WRN	*western*	*Западный*
WLY	*westerly*	*Западный ветер, к западу*
WP	*will proceed*	*Будет развиваться*
WWD	*westward*	*В западном направлении*
WND	*wind*	*Ветер*
WS and D	*wind speed and direction*	*Направление и скорость ветра*
XTD	*extend*	*Распространять (ся), простирать(ся)*
Z	*zone greenwich time*	*Среднее гринвичское время*

ЛЕДОВЫЕ ФАКСИМИЛЬНЫЕ КАРТЫ

Международная символика для морских ледовых карт

Основные данные, определяющие сплоченность, возраст и формы льдов, указываются в овальной фигуре следующими символами.

С - общая сплоченность льда (в де-сятых);

Са Сь Сс - частная сплоченность льда, где Са - самого толстого; Сb - второго по толщине; Сс - третьего по толщи-не;

SaSbSc-возраст (толщина) льда, сплоченность которого равна соответственно Са. Сь, Сс, здесь Sa - самого толстого; Sb - второго по толщине; Sc - третьего по толщине;

Fa Fb Fc-формы льда (размеры льдин) — указываются преобладающие для соответствующих возрастных видов льда Sa, Зь, Sc или Fp - наиболее преобладающий и Fs - вторичный по преобладанию размер льдин независимо от возраста льда.

Кодирование возраста (толщины) *S* льда и формы (размера) *F* льдин

Возраст (толщина) льда		*Формы льда (размер) льдин*	
Код S	*Толщина, см*	*Код F*	*Диаметр, м*
0	*-*	*0*	*Блинчатый лед*
1	*Начальные виды*	*1*	*<2*
2	*<10*	*2*	*<20*
3	*10-30*	*3*	*20-100*
4	*10-15*	*4*	*100-500*
5	*15-30*	*5*	*500-2000*
6	*30-200*	*6*	*2000-10000*
8	*30-50*	*8*	*Припай*
9	*50-70*	*9*	*Не определен или неизвестен*

АНГЛО-РУССКИЙ СЛОВАРЬ ЛЕДОВЫХ ТЕРМИНОВ

Area of weakness	***Относительно легкий район***
Aged ridge	***Старая гряда***
Anchor ice	***Донный лед***
Bare ice	***Бесснежный лед***
Belt	***Пояс льда***
Bergy bit	***Обломок айсберга***
Bergy water	***Айсберговые воды***
Beset	***Зажатый (затертый) льдом***
Big floe	***Большое ледяное поле***
Bight	***Залив во льду***
Brash ice	***Ледяная каша***
Bummock	***Подторос***
Calving	***”Отел” (Откалывание айсбергов)***
Close floating ice	***Сплоченный лед***
Compacted ice edge	***Сплоченная кромка льда***
Compacting	***Сжатие льда***
Compact floating ice	***Сплошной дрейфующий лед***
Concentration	***Сплоченность***
Concentration boundary	***Граница между льдами различной сплоченности***
Consolidated floating ice	***Смерзшийся сплошной лед***
Consolidated ridge	***Монолитная гряда***
Crack	***Трещина***

Dark nilas	*Темный нилас*
Deformed ice	*Деформированный лед*
Difficult area	*Тяжелый район*
Diffuse ice edge	*Разреженная кромка льда*
Diverging	*Разрежение*
Dried ice	*Обсохший лед*
Drift ice	*Дрейфующий лед*
Easy area	*Легкий район*
Fast ice	*Припай*
Fast-ice boundary	*Граница припая*
Fast-ice edge	*Кромка припая*
Finger rafting	*Зубчатое наслоение*
Finger rafted ice	*Зубчатонаслоенный лед*
Firn	*Фирн*
First-year ice	*Однолетний лед*
Flaw	*Полоса тертого льда*
Flaw lead	*Заприпайная прогалина*
Flaw Rolynya	*Заприпайная полынья*
Floating ice	*Плавучий лед*
Floe	*Ледяное поле*
Floeberg	*Несяк*
Floebit	*Малый несяк*
Flooded ice	*Затопленный лед*
Fracture	*Разводье*
Fracture zone	*Зона разводья*
Fracturing	*Взлом льда*
Frazil ice	*Ледяные иглы*
Friendly ice	*Благоприятный лед*
Frost smoke	*Морозное парение*
Giant floe	*Гигантское ледяное поле*
Glacier	*Ледник*
Glacier berg	*Пирамидальный айсберг*
Glacier ice	*Глетчерный лед*
Glacier Tongue	*Язык ледника*
Grease ice	*Ледяное сало*
Grey ice	*Серый лед*
Grey-white ice	*Серо-белый лед*
Grounded hummock	*Стамуха*

Grounded ice	*Лед, севший на мель*
Growler	*Кусок айсберга*
Hostile ice	*Неблагоприятный лед*
Hummock	*Торос*
Hummocked ice	*Торосистый лед*
Hummocking	*Торошение*
Iceberg	*Айсберг*
Iceberg tongue	*Язык айсбергов*
Ice blink	*Ледовый отблеск*
Ice-bound	*Блокирован льдом*
Ice boundary	*Ледовая граница*
Ice breccia	*Сморозь*
Ice cake	*Мелкобитый лед*
Ice canopy	*Ледяной потолок*
Ice cover	*Ледовитость*
Ice edge	*Кромка льда*
Ice field	*Скопление дрейфующего льда*
Icefoot	*Подошва припая*
Ice free	*Чистая вода*
Ice front	*Ледяной барьер*
Ice island	*Ледяной дрейфующий остров*
Ice istmus	*Перемычка*
Ice jam	*Ледяной затор*
Ice keel	*Ледяной киль*
Ice limit	*Крайняя граница льда*
Ice massif	*Ледяной массив*
Ice of land origin	*Лед материкового происхождения*
Ice patch	*Пятно льда*
Ice port	*Шельфовая гавань*
Ice rind	*Склянка*
Ice shelf	*Шельфовый ледник*
Ice stream	*Ледяной поток*
Ice under pressure	*Сжатый лед*
Ice wall	*Ледяная стена*
Jammed brash barrier	*Набивной лед*
Lake ice	*Озерный лед*
Large Fracture	*Большое разводье*

Large ice field	*Большое скопление дрейфующего льда*
Lead	*Канал*
Level ice	*Ровный лед*
Light nilas	*Светлый нилас*
Mean ice edge	*Средняя кромка льда*
Medium first-year ice	*Однолетний лед средней толщины*
Medium floe	*Обломок ледяного поля*
Medium fracture	*Среднее разводье*
Medium ice field	*Среднее скопление дрейфующего льда*
Multy-year ice	*Многолетний лед*
New ice	*Начальные виды льда*
New ridge	*Свежая гряда*
Nilas	*Нилас*
Nip	*Сжатие корабля (судна) во льдах*
Old ice	*Старый лед*
Open floating ice	*Разреженный лед*
Open water	*Отдельные льдины*
Pancake ice	*Блинчатый лед*
Polynya	*Полынья*
Puddle	*Снежница*
Rafted ice	*Наслоенный лед*
Rafting	*Наслоение*
Ram	*Таран*
Recurring polynya	*Стационарная полынья*
Ridge	*Гряда торосов*
Ridged ice	*Грядовая торосистость льда*
Ridging	*Грядообразование*
River ice	*Речной лед*
Rotten ice	*Гнилой лед*
Rubble field	*Прибрежный навал льда*
Sastrugi	*Заструги*
Sea ice	*Морской лед*
Second-year ice	*Двухлетний лед*
Shear ridge	*Гряда торосов трения*

Shearing	*Подвижка льда*
Shore ice ridge-up	*Выталкивание льда на берег*
Shore lead	*Прибрежная прогалина*
Shoremelt	*Сквозной водяной заберег*
Shore polynya	*Прибрежная полынья*
Shuga	*Шуга*
Skylight	*Окно (просвет) во льду*
Slush	*Снежура*
Small floe	*Крупнобитый лед*
Small fracture	*Малое разводье*
Small ice cake	*Тертый лед*
Small ice field	*Малое скопление дрейфующе-го льда*
Snow-covered ice	*Заснеженный лед*
Snowdrift	*Снежный сугроб*
Standing floe	*Ропак*
Standed ice	*Лед на берегу*
Strip	*Полоса льда*
Tabular berg	*Столообразный айсберг*
Thaw hole	*Проталина*
Thick first-year ice	*Толстый однолетний лед*
Thin first-jear ice/white ice	*Тонкий однолетний (белый) лед*
Thin first-year ice/white ice first stage	*Тонкий однолетний (белый) лед первой стадии*
Thin first-year ice/white ice second stage	*Тонкий однолетний (бе лый) лед второй стадии*
Tide crack	*Приливная трещина*
Tongue	*Язык льда*
Vast floe	*Обширное ледяное поле*
Very close floating ice	*Очень сплоченный лед*
Very open floating ice	*Редкий лед*
Very small fracture	*Узкое разводье*
Very weathered ridge	*Сильно сглаженная гряда*
Water sky	*Водяное небо*
Weathered ridge	*Сглаженная гряда*
Weathering	*Сглаживание*
Young coastal ice	*Ледяной заберег*

Young ice	***Молодой лед***

Вопросы для повторения

1. Каково значение Всемирной службы погоды для морского транспорта?
2. Что такое синоптическая сеть метеорологических станций?
3. Какова структура службы погоды в СССР?
4. Какое назначение имеют метеорологические коды?
5. Основное назначение гидрометеорологической станции на судах?
6. Каким документом регламентируется программа и сроки наблюдений на судах?
7. Каков порядок наблюдений на судах штурманским составом?
8. Что такое карты погоды? Как они составляются?
9. Каковы основные принципы анализа карт погоды?
10. Каковы основные принципы составления прогноза погоды?
11. Каково содержание и терминология прогноза погоды для морского флота?
12. Что такое факсимильные карты погоды?
13. Какие сведения передаются на факсимильных картах состояния моря и факсимильных картах волнения?
14. Что такое факсимильные карты распределения поверхностной температуры воды?
15. Как использовать факсимильные карты облачности с ИСЗ для определения зон штормового волнения в океане?
16. Какие сведения передаются в предупреждениях о внетропических и тропических циклонах?

Часть вторая.
ОКЕАНОГРАФИЯ

Глава X.
МИРОВОЙ ОКЕАН

§ 43. Распределение суши и воды на земной поверхности

Соотношение площадей поверхности океанов и суши. Большая часть поверхности Земли покрыта водами океанов и морей. На их долю приходится 361 млн. *км*^{2} (70,7%), на долю суши − 149 млн. *км*^{2} (29,3%). Суша и море очень неравномерно распределены на поверхности Земли.

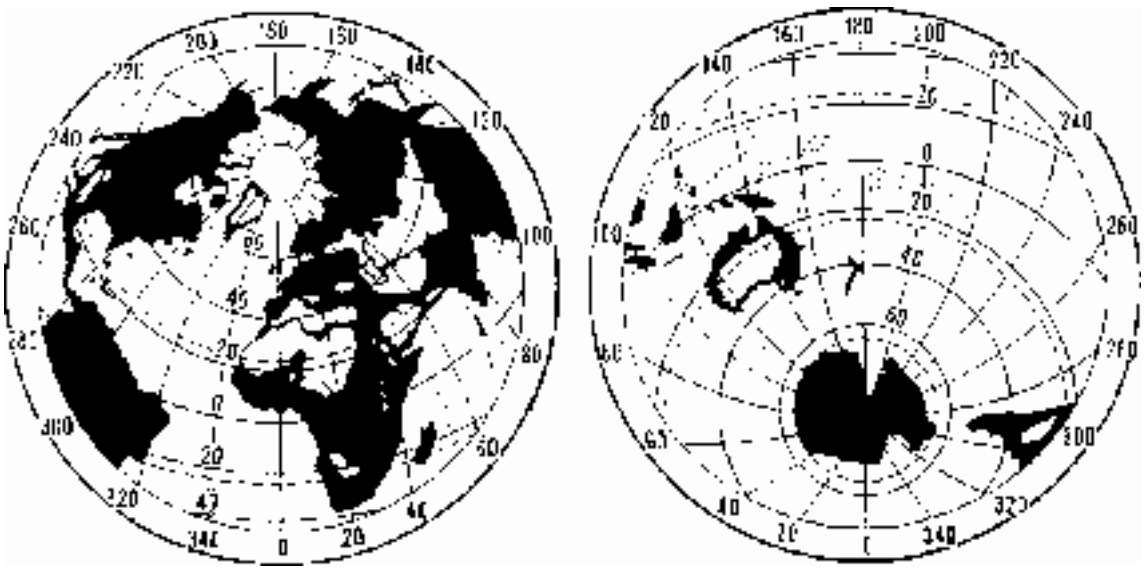


Рис. 70. Материковое и океаническое полушария

В северном полушарии, где располагаются наибольшие массивы материков, на долю океанов и морей приходится 60,6% поверхности, в южном − 80,9%, а на сушу − всего лишь 19,1%.

Еще резче заметно преобладание моря над сушей и неравномерность распределения суши и моря, если земной шар разделить на два полушария: водное, или океаническое, и материковое, в зависимости от степени преобладания в них суши или вод океанов (моря). На рис. 70 показаны такие полушария. На океаническом полушарии (полюс расположен к юго-востоку от Новой Зеландии) водная поверхность занимает 90,6%, на материковом (полюс − во Франции, близ устья реки Луары), куда входят все материки, кроме Австралии и Антарктиды − 51%.

1 − суша;
2 − воды моря

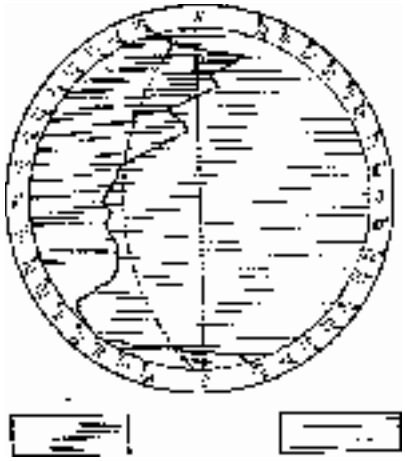


Рис. 71. Распределение суши и вод моря по широтам

Наглядное представление о распределении суши и водной поверхности по широтам показано на рис. 71.

Пунктирная линия соответствует равномерному распределению суши и воды по широтам для среднего отношения поверхности суши к поверхности моря на Земле

При рассмотрении географической карты мира бросается в глаза еще одна характерная особенность: суша представляет собой отдельные непосредственно между собой не связанные массивы материков, которые окружены со всех сторон океанами и морями. Океаны и моря, переходя друг в друга или соединяясь проливами, охватывают непрерывной водной оболочкой весь земной шар, образуя так называемый Мировой океан.

Объем вод Мирового океана составляет одну восьмисотую часть объема земного шара и равен 1 370 323 000 $км^3$, в то время как объем вод суши (рек, озер и болот) составляет лишь 0,75 млн. $км^3$, а объем суши над уровнем океана − 125 млн. $км^3$, т. е. в 11 раз меньше.

§ 44. Подразделение Мирового океана

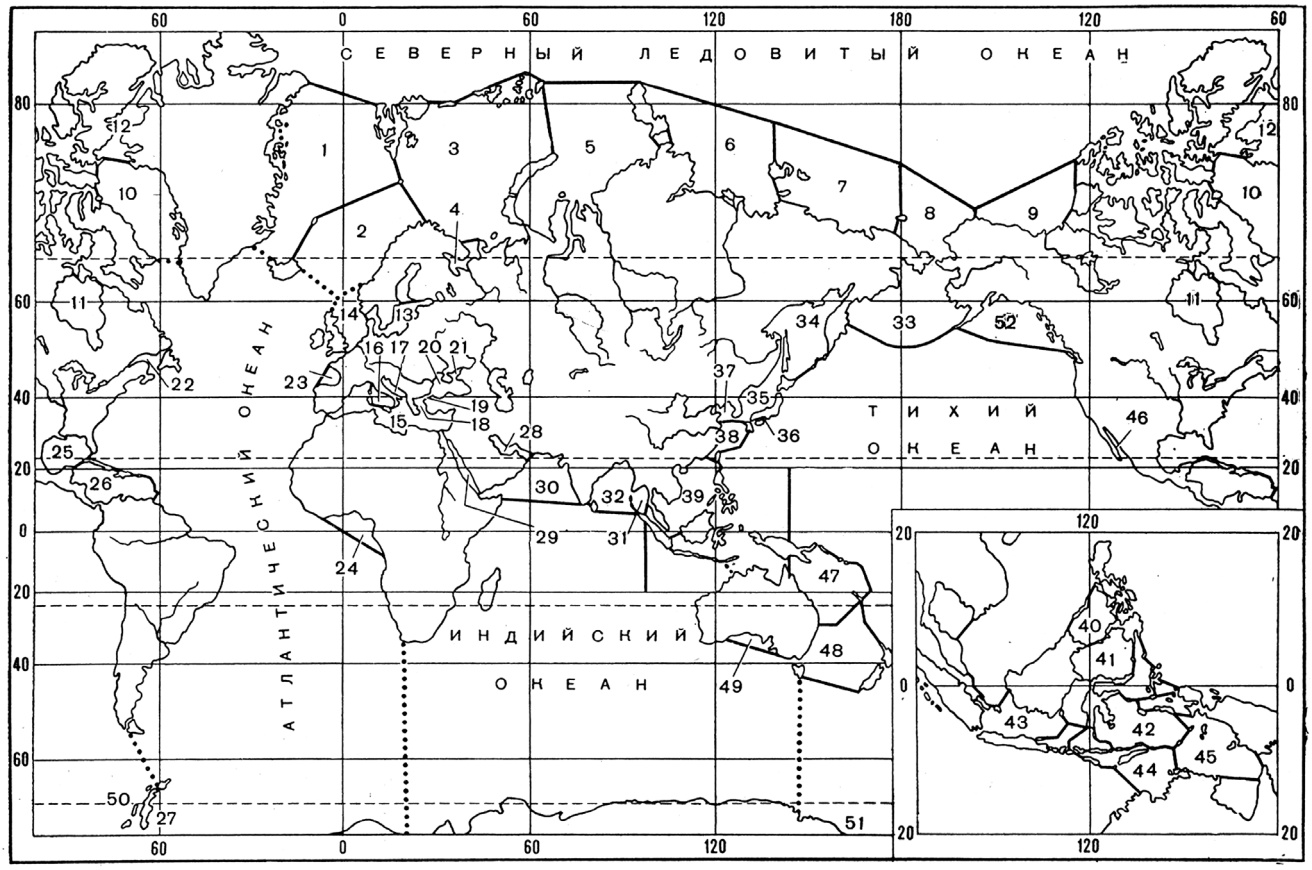


Рис. 72. Границы океанов, морей и некоторых заливов.

1 − Гренландское море; 2 − Норвежское море; 3−Баренцево море; 4 − Белое море; 5 − Карское море; 6 − море Лаптевых; 7 − Восточно-Сибирское море; 8 − Чукотское море: 9 − море Бофорта; 10 − море Баффина; 11 − Гудзонов залив; 12 − море Кейн; 13 − Балтийское море; 14 − Северное море: 15 − Средиземное море; 16 − Тирренское море; 17 − Адриатическое море; 18 − Эгейское море; 19 − Мраморное море; 20 − Черное море; 21 − Азовское море; 22 − за лив Св. Лаврентия; 23 − Бискайский залив; 24 − Голиатский залив; 25 − Мексиканский залив; 26− Карибское море; 27 − море Уэдделла; 28 − Персидский залив; 29 − Красное море; 30 − Аравийское море; 31 − Андаманское море; 32 − Бенгальский залив; 33 − Берингово море; 34 − Охотское море; 35 − Японское море; 36 − Внутреннее Японское море: 37 − Желтое море; 38 − Восточно-Китайское море; 39 − Южно-Китайское море; 40−море Сулу; 41 − Целебесское море; 42 − море Банда (с морями: Бали, Флорес, Серам и Молуккским); 43 − Яванское море; 44 − Тиморское море; 45 − Арафурское море; 46 − Калифорнийский залив; 47 − Коралловое море; 48 − Тасманово море; 49 − Большой Австралийский залив; 50 − море Беллинсгаузена; 51 − море Росса;
52 − залив Аляска.

Классификация водных бассейнов и их границы. Несмотря на то, что все океаны и моря непосредственно сообщаются друг с другом и образу-

ют единый Мировой океан, в настоящее время для удобства мореплавания, изучения и освоения, его принято подразделять на отдельные части. Прежде всего в нем выделяют океаны – водную поверхность между материками.

Основанием для подразделения Мирового океана на отдельные океаны служат характерные природные особенности каждого: рельеф дна, самостоятельные системы океанических течений, особенности распределения различных океанографических элементов (температура, солености и т. п.), особенности ледового режима и т. п. С учетом этих особенностей Мировой океан разделяется на четыре океана: Тихий, Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый. Границы океанов, некоторых морей и заливов показаны на карте (рис. 72).

Границей Тихого океана на западе являются берега Азии, Восточно-Индийского архипелага, Австралии, Тасмании и далее по меридиану мыса Саут-Ист-Пойнт (юго-восточная оконечность острова Тасмания); на юге берег Антарктиды; на востоке – берега Северной и Южной Америки, далее от мыса Горн через пролив Дрейка до Земли Греэма в Антарктиде; на севере – Берингов пролив по линии мыс Уникын (Чукотский полуостров) – южный входной мыс бухты Шишмарева (полуостров Сьюард).

Границами Атлантического океана на западе служат берега Северной и Южной Америки, затем меридиан мыса Горн; на юге– берег Антарктиды; на востоке – берега Европы (от полуострова Статланд в Норвегии), Африки и далее меридиан мыса Доброй Надежды; на севере – полуостров Статланд, Шетландские, Фарерские острова, Исландия, Датский пролив (между Исландией и Гренландией), Девисов пролив, берег Баффиновой Земли, Гудзонов пролив.

Границами Северного Ледовитого океана являются северные границы Атлантического и Тихого океанов, берега Европы, Азии, Северной Америки и Гренландии.

Границами Индийского океана являются на севере берега Азии, на западе – берега Африки и меридиан мыса Доброй Надежды, на юге – берег Антарктиды, на востоке – морская граница с Тихим Океаном.

Основные данные по отдельным океанам приведены в табл. 13.

В последнее время на основании проведенных больших научных исследований, главным образом советскими учеными, окружающие Антарктиду океанические воды предложено выделить в самостоятельный океан – Южный, северной границей которого является линия, соединяющая южные оконечности Африки, Австралии и Южной Америки.

Моря, заливы и проливы. ***Море*** – это часть океана, более или менее ограниченная берегами материков, островами и повышениями дна. От прилегающей части океана моря отличаются главным образом гидрологи

ческим режимом (температурой, соленостью вод, системой течений и др.). Названия морей сохранились также за двумя крупнейшими озерами – Каспийским и Аральским, которые являются остатками древнего океана существовавшего на Земле в прежние геологические эпохи.

Таблица 13

Океан	Площадь с морями, тыс. км^2	Процент от Мирового океана	Объем с морями, тыс. км^3	Глубина	
				средняя	наиболь-шая
Тихий	*179679*	*50*	*723 699*	*4028*	*11022*
Атлантический	*93363*	*25*	*337 699*	*3926*	*8385*
Индийский	*74917*	*21*	*291 945*	*3897*	*7450*
Северный Ледовитый	*13100*	*4*	*16 980*	*1205*	*5449*
Мировой	*361 059*	*100*	*1 370 323*	*3795*	*11034*

Составными частями Мирового океана являются также заливы и проливы. ***Залив*** – это часть океана или моря, вдающаяся в сушу. ***Пролив*** – относительно узкое водное пространство между материками, островами или между материками и островами, соединяющее смежные океаны или моря.

В зависимости от расположения и особенностей гидрологического режима моря подразделяются на три основных группы: внутренние, окраинные и межостровные.

Внутренние моря окружены со всех сторон сушей и сообщаются с океанами или морем одним или несколькими сравнительно узкими проливами (Черное, Белое). Гидрологический режим этих морей значительно отличается от режима прилегающей части океана или от смежного моря.

Окраинные моря неглубоко вдаются в сушу и отделены от океана полуостровами или грядами островов (например, Охотское море). Гидрологический режим окраинных морей в меньшей степени отличается от режима прилегающей части океана, чем режим внутренних.

Межостровные моря расположены в более или менее тесном кольце островов (например, моря Яванское, Целебес, Банда, Сулу и др.).

Существует, кроме того, подразделение морей и по другим признакам. Например, по гидрологическому режиму – наличие или отсутствие приливов, льдов, малая или большая соленость вод и т. д.; в зависимости от глубин делят моря на мелководные и глубоководные.

Вопросы для повторения.

1. Что является предметом изучения океанографии и каково ее значение для навигации?
2. Какую площадь занимает суша и водная оболочка Земли и какое соотношение между ними?
3. Что называется Мировым океаном и как он подразделяется?
4. Сколько существует на земном шаре океанов и какую площадь занимает каждый из них?

Глава XI.
ДНО МИРОВОГО ОКЕАНА

§ 45. Рельеф дна Мирового океана

Гипсографическая кривая. Рельеф дна Мирового океана имеет такое же сложное строение, как и рельеф суши. Общее представление о профиле земной коры дает гипсографическая кривая (рис. 73). Она характеризует распределение суши и дна Мирового океана по ступеням высот и глубин. На этой кривой представлены площади, которые занимают равные высоты и глубины в миллионах квадратных километров.

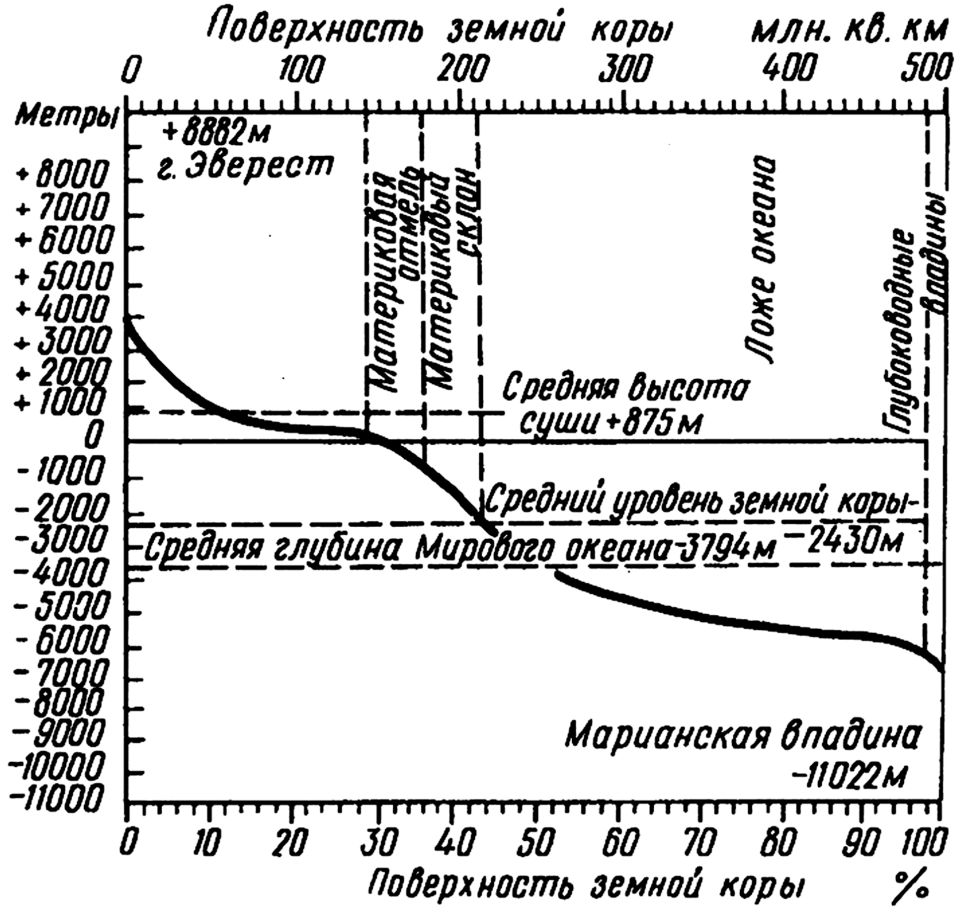


Рис. 73. Гипсографическая кривая поверхности земной коры, изображающая распределение поверхности суши и дна Мирового океана по ступеням высот

На рис. 73 видно, что выше уровня океана лежит только 29% суши. На суше преобладают высоты менее 1000 *м*. Они занимают 75% ее поверхности или 21,4% поверхности всей Земли. В океане преобладают глубины от 3000 до 6000 *м*. Они занимают 75% поверхности Мирового океана или 53,7% поверхности всей Земли. На кривой также наглядно показано, что на суше горы выше 3000 *м* и в океане глубины более 6000 *м* (впадины) занимают очень небольшие площади.

Средняя высота суши равна 875 *м,* в то время как средняя глубина

океана составляет 3794 *м*. Расстояние по вертикали между высочайшей горной вершиной суши − Эверест (8882 *м)* и дном самой глубокой впадины Мирового океана − Марианской (11 022 *м)* составляет 1 : 320 среднего радиуса земного шара. Невелика и средняя толща вод Мирового океана. Средняя глубина лишь 1 : 1600 радиуса земного шара.

Форма рельефа дна Мирового океана. На гипсографической кривой видно, что дно Мирового океана по глубинам подразделяется на четыре основные характерные ступени: материковую отмель, материковый склон, ложе океана и глубоководные впадины.

Материковая отмель, или шельф − прибрежная часть дна Мирового океана; имеет глубины от 0 до 200 *м*. Она является подводным продолжением материков и отличается очень малым уклоном дна (часто меньше 1°). Материковая отмель занимает 8% площади Мирового океана, ее ширина различна: от нескольких километров до нескольких сотен. Наибольшая ширина шельфа 1200 − 1300 *км* достигает в Северном Ледовитом океане, где многие окраинные моря полностью расположены в его зоне. Шельфовыми морями являются Белое, Балтийское, Азовское и др.

Рельеф материковой отмели тесно связан с рельефом прилегающей суши. У высоких гористых берегов материковая отмель обычно узкая, с удалением от берега глубины быстро увеличиваются, а у низких равнинных побережий она далеко распространяется море и глубины увеличиваются медленно. На материковой отмели часто встречаются банки, ложбины и желоба. Также часто здесь можно проследить подводные долины, являющиеся продолжениями речных долин. На формирование рельефа материковой отмели большое влияние оказывают морские волны и течения.

Материковый склон. Материковая отмель постепенно переходит в материковый склон, отличающийся большими уклонами дна, который в среднем составляет 4°, а в некоторых местах достигает 10 − 15° и даже 45°. Материковый склон располагается между изобатами 200 − 2500 *м* (2430 *м* − средний уровень земной коры). На долю материкового склона приходится 11 % поверхности дна Мирового океана. Ширина зоны материкового склона иногда занимает сотни километров, а иногда всего несколько километров. Материковый склон, как правило, имеет весьма сложный рельеф: очень крутые уступы и относительно пологие ступени, горные хребты, возвышенности, глубинные узкие длинные каньоны и котловины. Многие из каньонов начинаются у самого берега на глубине 10 − 15 *м* и заканчиваются на глубине более 1000 *м*. Их крутые стены бывают врезаны в дно на 200 *м* и более.

Ложе океана. За материковым склоном располагается ложе океана (глубины более 2500 *м),* которое занимает 78% площади Мирового океана. Ложе океана также имеет очень разнообразный рельеф: обширные равнины, горные хребты, отдельные горы, плато, котловины, впадины и др. Для ложа океана характерны некоторые формы рельефа, имеющие планетарные масштабы. Например, в срединных частях всех четырех

океанов располагаются колоссальные горные хребты, не имеющие себе равных на поверхности суши.

Глубоководные впадины – очень длинные углубления, вытянутые вдоль гористых побережий или окаймляющие с внешней стороны островные дуги. Их глубина превышает 6000 *м,* они занимают около 3% площади Мирового океана. Ширина таких впадин не больше 20.–70 *км,* ширина по дну всего 1–8 *км*. Глубоководных впадин в Мировом океане в настоящее время насчитывается около 30; они в основном сосредоточены в океаническом полушарии, большую часть которого занимает Тихий океан. В табл. 14 перечислены наиболее глубоководные впадины в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах. По данным последних промеров США ранее считалась глубина 9218 *м*.

Таблица 14

Океан	Впадина	Глубина, м
Тихий	*Марианская*	*11022*
Атлантический.	*Пуэрто-Рико*	*8385*
Индийский	*Яванская*	*7455*

Краткая характеристика рельефа дна Океанов и морей. Рельеф дна океанов и морей так же, как и рельеф суши, формировался на протяжении всей геологической истории Земли под влиянием вертикальных и горизонтальных перемещений земной коры, ее поднятий в одном месте и опусканий – в другом, а также под влиянием вулканической деятельности и землетрясений.

Как показали многочисленные измерения глубин, рельеф дна по своему характеру имеет много общих черт с рельефом суши. Для рельефа дна океанов и морей характерны горные хребты и отдельные возвышенности, высокие с крутыми склонами плосковершинные плато, остроконечные пики и обширные плоскогорья, огромные котловины, узкие и вытянутые долины, ущелья и глубокие впадины. При этом глубина впадин океана значительно превышает высоту самых высоких гор на суше.

Рельеф дна океанов и морей подвержен постоянному изменению. Волнения и течения размывают возвышенности и разрушают берега, сглаживая их очертания и перенося камни, песок в другие места побережья и в пониженные места океана, постепенно заполняя их. Вместе с тем под влиянием вулканических подводных извержений, землетрясений и других тектонических процессов на дне океанов и морей создаются новые формы рельефа в виде конусообразных поднятий или глубоких впадин, разломов, желобов, каньонов.

§ 46. Грунты дна Мирового океана

Разновидность и характер грунтов. Дно океанов и морей почти полностью покрыто отложениями, но в некоторых местах поверхностный

слой дна (грунт) представляет собой коренные породы на крутых склонах в местах сильных придонных течений.

Частицы, из которых состоят грунты дна, имеют различное происхождение. Одни из них образовались в результате разрушения горных пород и принесены с суши, другие – в результате биологических, химических ,и вулканических процессов, протекающих на дне и в водах океанов и морей. Грунты различаются по происхождению, крупности частиц, минералогическому составу и по другим признакам. Как и на суше, они могут представлять собой различные горные породы: глину, песчаник и др. Частицы, составляющие морские отложения, по своему происхождению делятся на следующие группы: терригенные, органогенные (или биогенные), хемо-генные и глубоководные.

Терригенные отложения – продукты разрушения берегов, подверженных действию морских волн, и материал, выносимый реками в море. К терригенным отложениям относятся глыбы, валуны, галька, гравий, песок и илы материкового происхождения – красный, зеленый, синий и др. К ним относятся также продукты подводных и надводных вулканических извержений, которые имеют темно-серый, бурый, иногда черный цвет. Нередко встречаются и крупные включения в виде обломков пород – куски пемзы и другой расплавленный вулканический материал округлой и неправильной формы различных размеров.

Органогенные, или биогенные отложения состоят из остатков растительных и животных организмов: скелетов, оболочек и раковин, уцелевших от растворения и разложения при падении на дно. В образовании этой категории частиц основную роль играют организмы, живущие в толще воды, и, прежде всего, микроорганизмы– животный и растительный планктон.

К органогенным отложениям относятся: створки ракушек, ракушечный песок, коралловые известняки, коралловый гравий, песок, ил. В основном же биогенные отложения представляют собой органические илы, имеющие различное название в зависимости от рода органического остатка, преобладающего в донном отложении. К ним относятся глобигериновый (известковый), диатомовый (кремнистый) и радиоляриевый (кремнистый) илы.

Хемогенные отложения состоят из частиц химического происхождения, выпавшие из морской воды при изменении ее солевого и газового состава, или образовавшихся при химических процессах в органических и минеральных отложениях, К ним относятся например, самосадочные солевые отложения в таких заливах, как Кара-Богаз-Гол на Каспийском море и Сиваш – на Азовском.

Другие хемогенные отложения чаще всего встречаются не самостоятельно, а в виде примесей в терригенных и биогенных отложениях и называются конкрециями. Наиболее распространены из них железомарганцевые. Часто на дне океанов и морей железо-марганцевые конкреции встречаются в таких больших количествах, что образуют особый вид

грунта – ***изгарь.***

В группу ***глубоководных отложений*** входит один-тин глубоководных осадков – красная глина, представляющая собой глинистый ил шоколадно-бурого, иногда кирпично-красного цвета. Состоит в основном из частиц вулканического происхождения диаметром меньше 0,001 *мм с* небольшой примесью кремнистых скелетиков радиолярий. Одним из специфических компонентов состава красной глины является космическая пыль, часто встречающаяся в виде мелких шариков метеоритного железа.

В вертикальном разрезе морские отложения обладают неоднородностью строения, они состоят из отдельных слоев, отличающихся один от другого по механическому или вещественному составу.

Знание характера, свойства и распределения грунтов на дне моря имеет практическое значение. В частности, характер грунта определяет надежность держания якорей.

Классификация грунтов. Общая классификация грунтов дна Мирового океана, принятая на морских навигационных картах, основана на их разделении по механическому составу.

Глыбы – отдельные обломки горных пород размером более 1000 мм.

Валуны – скатанные обломки горных пород размером от 100 до 1000 *мм*.

Галька и щебень – обломки горных пород размером от 10 до 100 *мм;* галька – скатанная, щебень – неокатанный, угловатый.

Гравий и хрящ – мелкие обломки горных пород размером от 1 до 10 *мм*.

Глыбы, валуны, галька, щебень, гравий и хрящ могут покрывать дно целиком, но могут находиться на поверхности дна в виде примеси к песчаным и илистым грунтам, «а фоне которых и изображаются на карте.

Крупный песок – отдельно зернистый грунт из обломков горных пород, кораллов, ракушек размером от 0,5 до 1 *мм*.

Песок – отдельно зернистый грунт; песчинки имеют размер меньше 0,5 *мм,* хорошо различимы глазом.

Пылеватый, тонкий песок – самый мелкий из всех сыпучих отложений, его песчинки простым глазом почти не различимы.

Илистый песок – переходный тип грунта от сыпучих (зернистых) к связным. Он имеет вид песка, но содержит от 5 до 10% мелких глинистых частиц диаметром менее 0,01 *мм,* которые легко обнаружить при взмучивании.

Песчанистый ил – илистый грунт с заметной примесью частиц песка, которые обнаруживаются на ощупь; вязкость грунта незначительна.

Ил – вязкий, но не особенно плотный грунт; частицы песка на ощупь обнаружить нельзя.

Глинистый ил – очень вязкий грунт, плотный, липкий, на ощупь

маслянистый.

Глина − плотная вязкая горная порода. Часто обнаруживается там, где дно не покрыто современными отложениями. Нередко бывает на дне под тонким слоем песка или илистого песка.

Ракушка − грунт, состоящий преимущественно или целиком из раковин моллюсков, в таком случае он дается на карте без фона. Если на карте ракушка дана на фоне другого грунта, то это значит, что в данном грунте она встречается как примесь.

Конкреции (изгарь) − желваки из окиси железа и марганца, напоминающие куски ржавчины, большей частью правильной округлой формы; часто − ободки на камнях, ракушках и других предметах.

Распределение грунтов дна в Мировом океане. Отложение частиц грунтов материкового происхождения (терригенных) происходит, естественно, от берега в направлении к открытому морю. Переносятся они волнами, течениями, плавучими льдами, ветром. В связи с тем, что в прибрежной зоне осаждение происходит и быстрее и в больших количествах, мощность отложений у берегов наибольшая. Обычно вблизи берега, сложенного твердыми породами, располагаются валуны и галька, дальше гравий, затем крупный, а потом все более и более мелкий песок с примесью ила; еще дальше от берега отлагается ил с примесью песка и, наконец, ил и глинистый ил.

В зависимости от особенностей рельефа дна, характера волнения и течений последовательность залегания терригенных отложений может значительно изменяться. Например, ил иногда отлагается в непосредственной близости от берегов (в бухтах), а отложения песка встречаются вдали от берегов и на больших глубинах.

Терригенные грунты занимают материковую отмель и часть материкового склона на площади около 25% поверхности дна Мирового океана. В терригенных грунтах обычно 80 − 90% составляют минеральные частицы. 10 − 20% − органические.

Органогенные отложения преобладают в составе грунтов на больших глубинах. Они обычно на 80 − 60% состоят из органических частиц и на 20 − 40% −из минеральных.

Глобигериновый ил находится на глубинах 700 − 5400 *м,* преимущественно в Атлантическом океане, в восточной части Тихого океана (к югу от экватора) и в западной части Индийского. Покрывает около 36% площади Мирового океана.

Радиоляриевый ил встречается на очень больших глубинах от 4300 до 8200 *м* в тропических широтах Тихого и Индийского океанов. В Атлантическом океане его нет. Занимает около 3% площади дна Мирового океана.

Диатомовый ил распространен в умеренных и полярных широтах, покрывает 7% площади дна Мирового океана.

Хемогенные отложения встречаются от прибрежных районов до глубоководной части дна Мирового океана. Солевые отложения в заливах встречаются часто, в большинстве случаев они имеют важное промышленное значение как источники минерального сырья. Железомарганцевые конкреции покрывают обширные площади дна Балтийского, Черного и других морей, а также в ряде районов ложа Тихого, Атлантического и Индийского океанов.

Глубоководные отложения (красная глина) выстилают наиболее глубокие части ложа океана, распространены во всех океанах на глубинах более 4000 − 5000 *м;* занимают около 30% площади дна Мирового океана.

Вопросы для повторения.

1. Каковы общие характерные особенности строения поверхности суши и дна Мирового океана?
2. Какие существуют формы рельефа дна Мирового океана?
3. Какова общая особенность рельефа дна Мирового океана?
4. Из каких частиц по происхождению состоят грунты дна океанов и морей?
5. Как классифицируются грунты в зависимости от их механического состава?
6. Как распределяются грунты на дне Мирового океана?

Глава XII.
ФИЗИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРСКОЙ ВОДЫ.

§ 47. Морская вода и ее состав

Состав морской воды. Морская вода представляет собой слабый раствор (по весу не более 4%) различных веществ, главным образом различных солей. В ней имеются также серебро, золото, кобальт, никель, олово и многие другие элементы, но в очень малых количествах па единицу веса. Несмотря на микроскопическую концентрацию перечисленных веществ, общее количество, например золота, в водах Мирового океана содержится 10 млн. *т*. В морской воде растворено также некоторое количество органических веществ.

В морской воде особенно много растворено хлористого натрия (поваренной соли), придающего ей соленый вкус, и хлористого магния, придающего горький вкус. Химический состав главнейших растворенных в морской воде веществ (солей) представлен в табл. 15.

Таблица 15

Составные части (соли)	Количество, г на 1 кг воды	В процентах к общему количеству солей	
Хлористый натрий (NaCl)	27,2	77,8	Хлористые
Хлористый магний (MgCl2)	3,8	10,9	
Сернокислый магний (MgSO4)	1,7	4,7	Сульфаты
Сернокислый кальций (CaSO4)	1,2	3,6	Сульфаты
Сернокислый калий (K2SO4)	0 9	2,5	Сульфаты
Углекислый кальций (CaCO3) Бромистый магний (MgBr2)	0,1	0,3	карбонаты
Соединения азота, фосфора, кремния и органические вещества	0,1	0,2	
Итого	35,0	100,0	

Морская вода – ионизированный раствор различных солей, поэтому она обладает хорошей электропроводностью.

Общая концентрация раствора зависит от притока пресных вод, атмосферных осадков, испарения, образования и таяния льда. Концентрация раствора при этом может изменяться в очень широких пределах (от 0 до 4%). Изменение содержания раствора, а следовательно, и соотношения между растворенными в воде веществами зависит от фотосинтеза растений и жизнедеятельности морских организмов и бактерий, а также от распада донных отложений. Эти процессы могут значительно (в несколько раз) изменять содержание в воде фосфатов, нитратов, нитритов, солей

аммония и других микроэлементов, но они не изменяют соотношения между главными компонентами солевой массы морской воды.

Как показали многочисленные исследования состава солевой массы морской воды, процентное соотношение между основными солями остается практически постоянным.

Соленость, удельный вес и плотность морской воды. Соленость. Одной из характеристик морской воды является ее соленость S, которая выражает концентрацию растворенных в воде солей. Под соленостью понимают общий вес солей в граммах, растворенных в 1000 *г* (1 *кг)* морской воды. Определяется соленость в долях на 1000 частей, т. е. в десятых долях процента, или, как принято называть, в промилле ($‰$). Так, например, если соленость океанской воды равна $35‰$, то это значит, что в 1000 *г* этой воды содержится 35 *г* солей.

Удельный вес. В океанографии удельным весом морской воды называется отношение веса единицы объема морской воды при температуре 0° к весу единицы объема дистиллированной воды при температуре 4°С, т. е. при температуре ее наибольшей плотности. Эта величина обозначается символом $S\frac{0^0}{4^0}$. Удельный вес морской воды зависит от ее солености.

Плотность. Плотность морской воды зависит от ее температуры и солености. Плотностью морской воды в океанографии принято называть отношение веса единицы объема воды при данной температуре *t* к весу такой же единицы дистиллированной воды при температуре 4°. Обозначается символом $S\frac{t^0}{4^0}$

Так как плотность и удельный вес морской воды почти всегда больше единицы, то для сокращения их записи в океанографических таблицах единицу отбрасывают, а запятую переносят на три знака вправо. Полученное таким образом число называется условной плотностью *at* и условным удельным весом p_t.

Например, при $S\frac{t}{4} = 1{,}02673$ условная плотность $\delta_t = 26{,}73$.

Зависимость плотности и удельного веса от солености и температуры морской воды. Плотность морской воды зависит от ее солености и температуры, а удельный вес только от солености. При температуре воды 0° удельный вес численно равен плотности. В зависимости от температуры и солености вес единицы объема морской воды может заметно отличаться (быть значительно больше), чем вес такого же объема пресной (дистиллированной) воды. Например, если плотность морской воды при солености 35 $‰$.и температуре 0° составляет 1,028126, то это значит, что 1 $м^3$ такой воды весит на 28 *кг* 126 *г* больше, чем дистиллированная вода в том же объеме.

Плотность и удельный вес морской воды с повышением солености всегда увеличиваются. Зависимость плотности от температуры более сложная. Плотность пресной воды, как известно, имеет наибольшее зна-

чение (равное единице) при 4°. С повышением температуры она уменьшается, уменьшается также и при понижении температуры от 4° до температуры замерзания, т. е. до 0°. Плотность морской воды, соленость которой меньше 24,695% о, зависит от температуры так же, как и плотность пресной воды. Она уменьшается с повышением температуры от значения температуры наибольшей плотности.

Как видно из данных табл. 16, при солености морской воды, равной 24,695%о, температура наибольшей плотности равна температуре замерзания. Плотность морской воды, имеющей соленость больше 24,695 $\%_0$, уменьшается с повышением температуры от точки замерзания и имеет наибольшую плотность при температуре ниже точки замерзания.

Таблица 16

Соленость воды	Температура наибольшей плотности	Температура замерзания	Наибольшая плотность	Плотность при температуре замерзания
0	3,95	0,00	1,00000	0,99987
5	2,93	0,27	1,00415	1,00396
10	1,86	- 0,53	1,00818	1,00800
15	0,77	- 0,80	1,01213	1,01203
20	-0,31	- 1,07	1,01607	1,01606
24,695	- 1,332	- 1,332	1,01985	1,019852
25	1,40	- 1,35	1,02010	1,02010
30	- 2,47	- 1,63	1,02415	1,02415
35	- 3,52	- 1,91	1,02822	1,02821
40	- 4,54	- 2,20	1,03232	1,03227

Изменения плотности морской воды (по данным Океанологических таблиц проф. И. И. Зубова), вызванные изменением температуры на 1°, колеблются для разных значений солености (от 0 до 40%о) в пределах от 0,00000 до 0,00035. Изменения плотности воды, обусловленные изменениями солености на 1%о, при разных температурах составляют от 0,00074 до 0,00082.

Вдали от берегов в открытых частях океанов и морей соленость вод вообще меняется в небольших размерах (обычно 2 − 3%о), а амплитуда годовых колебаний температуры воды, например, в средних широтах Мирового океана может быть значительной (до 20° и более). В тропиках и в полярных широтах (в Арктике и Антарктике), где амплитуда колебаний температуры воды в океане в течение года очень мала (2 − 4°), изменения плотности в поверхностном слое зависят главным образом от изменения солености морских вод.

Способы определения солености морской воды. Есть несколько способов определения солености морской воды. Химический способ заключа-

ется в определении содержания хлора в пробе морской воды. Существует зависимость между соленостью и содержанием хлора, выведенная опытным путем. Зная содержание хлора, можно затем по специальным Океанологическим таблицам определить общее количество солей, содержащихся в этой воде, т. е. ее соленость.

Другой самый распространенный из способов, широко используемый на морских гидрометеорологических станциях, − это определение солености морской воды путем определения ее удельного веса с помощью ареометра.

Ареометр (рис. 74) представляет собой стеклянный цилиндрический поплавок 1 с тонкой вытянутой трубкой − шейкой *2.* В шейке помещена бумажная шкала *4.* Для того чтобы ареометр при погружении в воду стоял вертикально, нижняя его часть, имеющая форму каплевидного или шарообразного резервуара *3,* гружена дробью или ртутью.

По глубине погружения (осадки) ареометра в жидкость, отсчитанной по шкале, определяется ее удельный вес (плотность). Счет делений на шкале идет сверху вниз, так как чем меньше удельный вес жидкости, тем ареометр больше погружается. Зная удельный вес морской воды, приведенный к температуре 17,5° по Океанологическим таблицам, можно определить и соленость данной пробы морской воды.

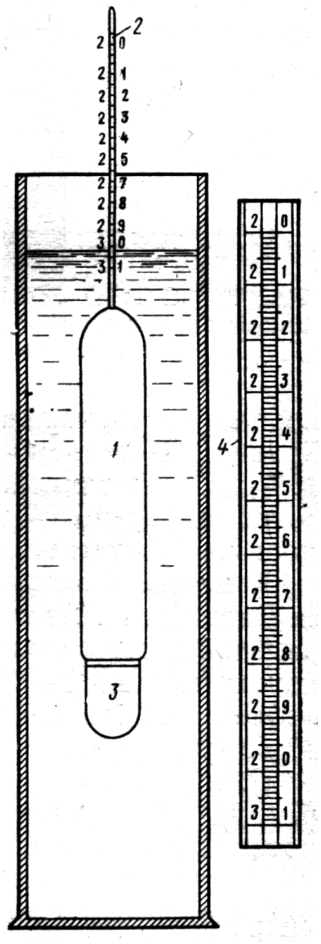


Рис. 74. Измерение удельного веса морской воды (ареометром)

Распределение солености и плотности воды на поверхности и на глубинах океанов и морей. Соленость вод океанов и морей неодинакова как на поверхности, так и на глубинах. Она не остается постоянной и в каждом данном месте Мирового океана. Величина изменения зависит от стока речных вод, количества осадков, величины испарения, образования и таяния льдов, процессов перемешивания вод, конденсации водяных паров на морской поверхности и т. п.

Средняя соленость Мирового океана равна 35‰. В зависимости от факторов, повышающих или понижающих ее, она может колебаться в ту или другую сторону от средней величины. В открытых частях океанов соленость изменяется в сравнительно небольших пределах (32 − 37,9 $‰$), в морях значительно больше − от 8 (в Балтийском море) до 42$‰$ (в Красном море).

Общая закономерность солености поверхностных вод по широтам в океанах примерно одинакова. На рис. 75 показано среднее годовое распределение по широтам солености вод Мирового океана. Вблизи экватора (в экваториальной штилевой полосе) соленость колеблется в пределах от 34 до 35 $‰$. Это обусловлено большим количеством выпадающих здесь осадков.

К северу и югу от штилевой экваториальной полосы (примерно от 35 до 10° с. ш. и от 35 до 10° ю. ш.) господствуют постоянные сухие ветры − пассаты, мало выпадает осадков, высокие температуры воздуха и велико испарение (в год испаряется слой воды до 3 *м).* Здесь соленость повышенная и составляет от 36 до 37‰.

От пассатных широт к полюсам соленость убывает. В средних шпротах количество осадков больше, а температура ниже и нет устойчивых и сухих ветров, что обусловливает слабое испарение воды; соленость здесь составляет около 35$‰$. Из полярных областей поступают плавучие льды в более низкие широты, таяние льдов вызывает опреснение вод в приполярных районах (в широтах 55 − 65°) и здесь отмечается соленость менее 34$‰$ (второй минимум значений солености). В полярных широтах соленость несколько повышается − около 34,5 $‰$ вследствие образования льда. Наибольшую соленость имеют воды Атлантического океана. Здесь к западу от Азорских островов располагается область самой высокой солености открытой части Мирового океана, где она достигает 37,9 $‰$. В Тихом и Индийском океанах максимальная соленость несколько меньше − 36,5 $‰$

Соленость на поверхности морей может быть и больше, и меньше, чем в океанах. Соленость окраинных морей всегда меньше отличается от океанской, чем соленость внутренних. Внутренними морями с соленостью больше океанской являются Средиземное и Красное. В западной части Средиземного моря соленость 37 − 38‰, а в восточной − 38−39$‰$ и более. В Красном море самая большая соленость вод морей Мирового океана. На севере этого моря она достигает 42 $‰$ а в южной − 37 $‰$.

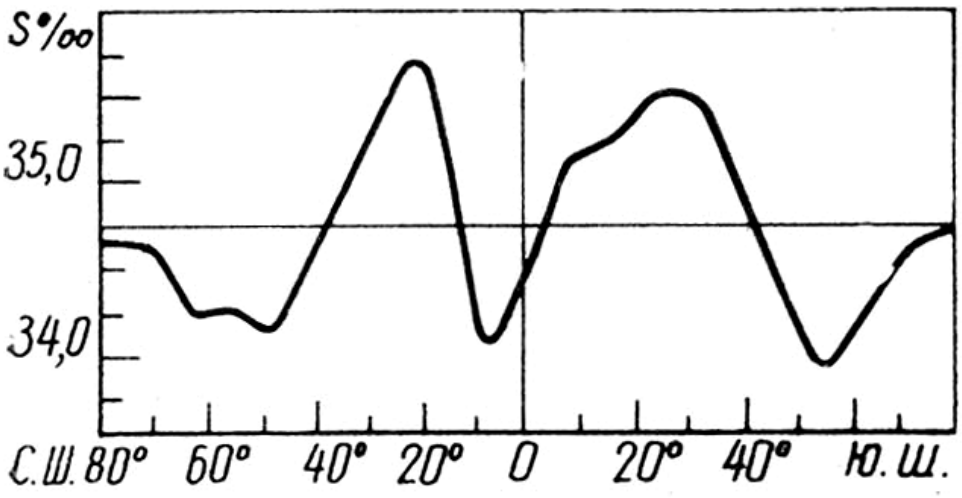


Рис. 75. Среднее годовое распределение по широтам солености вод Мирового океана

К морям с соленостью значительно меньше океанской относятся Балтийское, Азовское, Черное и др. В Балтийском море в центральной части соленость не превышает 8‰, а в вершинах заливов понижается до 2 − 3‰. В средней части Азовского моря она колеблется от 10 до 12‰, в центральной части Черного моря − от 17 до 18‰.

Распределение солености вод по глубинам (по вертикали) в различных широтных зонах океанов неодинаково. В высоких широтах, особенно в полярных районах, соленость с глубиной вначале быстро возрастает, а затем ее рост замедляется и с глубин порядка 400 − 500 *м* практически остается постоянной.

В низких и средних широтах характер вертикального распределения солености другой. В
экваториальной штилевой зоне с глубиной она быстро увеличивается и достигает максимума на глубине около 100 *м, а* затем уменьшается, глубже 500 *м* изменения очень малы.

В субтропической зоне соленость уменьшается с глубиной до 1000 *м,* а глубже почти не изменяется.

В некоторых районах океанов и морей (в местах впадения рек, подводных течений, интенсивного таяния льда) соленость воды может резко изменяться по глубине. В результате чего на различных глубинах образуются так называемые слои скачка солености.

Географическое распределение плотности воды в поверхностном слое Мирового океана зависит от распределения температуры (главным образом) и от солености. Наименьшая плотность отмечается в районах с высокой температурой и малой соленостью, наибольшая − в районах с низкой температурой и относительно высокой соленостью. Плотность воды в поверхностном слое в разных местах Мирового океана колеблется от 1,019 до 1,0275 (табл. 17).

Таблица 17

Океаны и моря	Плотность г/см3
Черное	1,013-1,014
Мраморное	1,015−1,019
Северное	1,0265−1,0263
Балтийское	1,0058−1,0077
Тихий	1,0268-1,0265
Атлантический	1,0267-1,0273
Индийский	1,0267-1,0264
Средиземное море	1,0283−1,0298

Сжимаемость морской воды и давление на глубинах. Вода обладает некоторой, хотя и небольшой сжимаемостью. Коэффициент сжимаемости[1] дистиллированной воды выражается величиной, равной 0,0000490; для морской воды этот коэффициент уменьшается с увеличением солености. При солености 35‰ он равен 0,0000442. Он зависит также и от величины давления и температуры. Плотность морской воды с глубиной увеличивается за счет сжимаемости примерно следующим образом:

Глубина, м	Плотность
0	*1,02810*
1000	*1,02856*
100	*1,03274*
10000	*1,07758*

Следовательно, при изучении вертикального распределения плотности воды в океанах и морях, оказывающей большое влияние на движение водных масс (течения), скорость распространения звука и многие другие явления и процессы в Мировом океане, необходимо, кроме солености и температуры, принимать в расчет и сжимаемость морской воды.

Давление с глубиной возрастает практически пропорционально погружению (около 1 *атм* на каждые 10 *м* погружения). Таким образом, на больших глубинах океанов и морей господствуют огромные давления, порядка сотен атмосфер, а в глубоководных впадинах − до 1000 *атм* и более.

Это оказывает влияние на физические и химические свойства морской воды и на биологическую жизнь в глубинах океана. Например, давление увеличивает растворимость различных веществ в воде.

Учет солености и плотности морской воды. Соленость и состав морской воды учитывается в вопросах судовождения, судостроения, морского гидротехнического строительства, эксплуатации флота, метеорологии,

[1] ***Коэффициент сжимаемости определяется относительным изменением объема при изменении внешнего давления на единицу.***

гидробиологии, ихтиологии, геологии моря и т. д.

Соленость оказывает большое влияние на плотность морской воды, от которой зависит осадка судов; при переходе больших судов из океанской воды в пресную и наоборот осадка их может изменяться до 0,3 *м* и более. Поэтому для правильной погрузки судов в портах и обеспечения безопасности судовождения необходимо знать величину солености и плотности в порту погрузки и на переходе в море до порта назначения, а также правильно их учитывать.

Соленость имеет большое значение для определения правильного технического использования морской воды на флоте (питание котлов, опреснительных установок и пр.). От нее зависит интенсивность замерзания морской воды и развитие ледовых явлений на море, что очень важно учитывать в навигации.

Как показывают наблюдения, соленость и плотность воды в морских портах часто могут изменяться в больших пределах и быть значительно ниже, чем в водах открытого моря. Использование полной грузоподъемности судна не в малой степени зависит от правильного и точного учета солености и плотности воды при его погрузке в порту.

Определим, на сколько сантиметров судно может иметь больше углубления в порту погрузки с пониженной соленостью и плотностью, чтобы на переходе в открытой части моря оно имело нормальную и безопасную осадку для данного сезона и района плавания.

Пример. Судно водоизмещением 16 250 *т* берет летом груз в Одесском порту, который оно должно доставить в порт Средиземного моря или Атлантического океана. Соленость воды в порту в момент загрузки судна составляет $9‰$, плотность воды по ареометру или вычисленная по солености и температуре воды при помощи Океанологических таблиц равна 1,005.

Рассчитать, на сколько сантиметров выше летней грузовой марки Л(S) или ниже пресной марки П*(F)* можно загрузить судно, чтобы оно на переходе в более соленой (плотной) воде имело осадку по марку Л(S).

Решение. Если бы судно грузилось в порту с пресной водой, где Y(гамма)= 1,000, то оно должно было грузиться по летнюю марку П(F); а так как в данном порту вода имеет некоторую соленость, а следовательно, плотность ее больше, чем 1,000, то оно должно быть загружено ниже марки П(F). Расчет производится по формуле

$$\Delta T = \frac{D}{q} \bullet \frac{\gamma - \gamma_1}{\gamma}$$

где :

T − изменение средней осадки судна при переходе его из воды меньшей
солености и плотности в воду большей солености и плотности;

D − общее весовое водоизмещение судна, *т;*

q − вес груза, изменяющий осадку судна на 1 *см,* − удельное водоизмеще-

ние судна, *т.*

$$\Delta T = \frac{16250}{21{,}3} \bullet \frac{1{,}000 - 1{,}005}{1{,}000} = 3{,}8 см$$

Зная разность высот надводного борта между марками П*(F)* и Л(S), можно легко определить, на сколько сантиметров выше марки Л (S) нужно загрузить судно. Например, для данного судна расстояние между *П(F)* и Л(S) равно 18,7 *см,* следовательно, в данном случае судно можно загрузить на 18,7−3,8 = 14,9 *см* выше марки Л(S), что даст возможность дополнительно принять много груза.

Данный расчет можно легко произвести и другим способом.

Основная грузовая марка судна *Л(S)* присваивается судам с неограниченным районом плавания для плотности морской воды, равной 1,025 (плотность при средней солености океанской воды $35‰$ и температуре около 17°). Зная расстояние между марками для пресной и соленой воды и фактическую плотность воды в порту в момент погрузки, можно при помощи пропорции рассчитать промежуточное положение грузовой ватерлинии, на которую судно может грузиться.

Для разности плотности воды между указанными марками 1,025−1,000 = 0,025 разность в высоте надводного борта составляет в данном примере 18,7 *см,* а для разности 1,005−1,000 = 0,05 будет *х,* т. е. 0,025−18,7 *см;* 0,005 −х;

$$x = \frac{0{,}005 \bullet 18{,}7}{0{,}025} = 3{,}8 см$$

Для удобства и быстроты расчета можно по такой пропорции для данного судна составить заранее таблицу для всех разностей плотностей воды от 1,000 до 1,025.

§ 48. Газы и взвешенные вещества в морской воде

Газы, растворенные в морской воде. Газы в морской воде оказывают существенное влияние на гидробиологические и химические процессы, на распространение звука в воде, а следовательно, на работу эхолотов и других гидроакустических приборов. От количества растворенных в воде газов (в первую очередь кислорода) зависит жизнь животных и растений. Поэтому их изучение и распределение имеют важное значение и для морского промысла.

Главным источником поступления газов в морскую воду является атмосфера. Поверхность Мирового океана соприкасается с атмосферой, и входящие в ее состав газы растворяются в воде. Растворимость газов в воде зависит от ее температуры, солености и давления газа. Она увеличивается с понижением температуры, уменьшением солености и повышением давления газа. В случае смеси растворимость газов зависит от давления каждого компонента.

Количество растворенных в воде отдельных газов может колебаться в больших пределах. Объясняется это тем, что содержание каждого газа в воде определяется не только его растворимостью, но и интенсивностью химических и биологических процессов в море и условиями вертикального перемешивания водных масс. Поэтому содержание некоторых газов, например кислорода, часто выражают не только в кубических сантиметрах на 1 *л* (абсолютное содержание), но и в процентах от его насыщающего количества, которое называется относительным содержанием данного растворенного газа в воде.

В летнее время в мелководных районах с богатой водной растительностью вода часто может быть перенасыщена кислородом до 180%. В Азовском море было отмечено даже 350% кислорода.

Иногда во время продолжительной штилевой погоды, когда волнение и перемешивание вод отсутствуют, содержание кислорода падает до нуля даже в верхних слоях. Это явление сопровождается так называемым «замором» рыбы. Оно нередко наблюдается в мелководных предустьевых районах, где на поверхности моря находится сильно распресненная вода.

Содержание растворенного в морской воде азота изменяется мало и не имеет таких резких колебаний, как содержание кислорода.

Сероводород образуется в морской воде в тех случаях, когда распространение кислорода на глубину с поверхностных слоев, где он накапливается, по каким-либо причинам затруднено. Тогда бактерии потребляют кислород, содержащийся в серных соединениях (сульфатах), и выделяют при этом ядовитый газ − сероводород.

В Черном море поверхностные воды с глубинными вертикально перемешиваются лишь до глубин 75 − 125 *м*. Ниже этого слоя количество кислорода быстро уменьшается и на глубине более 175 − 225 *м* совсем отсутствует. Начиная с глубины 100 − 150 *м* и до самого дна в воде присутствует сероводород, количество которого с глубиной увеличивается и достигает 6,5 $см^3/л$.

Углекислый газ растворяется в воде в значительно больших количествах, чем кислород и азот. Он также вступает с ней в различные соединения.

Распределение растворенных газов в воде Мирового океана неодинаково как на поверхности, так и по глубинам. В полярных областях, где температура воды более низкая, их количество у поверхности значительно больше, чем в умеренных и особенно низких широтах. Например, количество кислорода в полярных поверхностных водах достигает 7 − 8 $см^3/л;$ по направлению к экватору уменьшается и в экваториальных широтах составляет всего около 6 $см^3/л$. По мере увеличения глубины содержание растворенного кислорода в океанах и морях в общем уменьшается.

Взвешенные вещества. В морской воде в большом количестве постоянно содержатся крупные частицы (видимые с помощью обыкновенного микроскопа), находящиеся во взвешенном состоянии − так называемые

взвешенные вещества. Они бывают органического и неорганического происхождения.

Взвешенное в морской воде органическое вещество **(детрит)** − это продукты жизнедеятельности и разложения отмерших животных и растений. Взвешенные неорганические вещества образуются Б результате выноса береговым стоком в океаны и моря глинистых и других мелких минеральных частиц. Кроме того, на поверхность Мирового океана падает значительное количество мелкой пыли, заносимой с суши ветром, а также осаждается пыль из атмосферы. Кроме того, взвешенные частицы в морской воде образуются при размывании волнами и течениями берегов и дна в прибрежной зоне.

Взвешенные вещества в морской воде оказывают большое влияние на ряд физических явлений в океанах и морях, имеющих важное значение для мореплавания.

Образование на поверхности моря пены связано с присутствием в воде взвешенных веществ, так как опытами доказано, что чистые жидкости пены не образуют. Пена на поверхности моря образуется не только во время большого волнения, но также и на линии встречи вод различного происхождения, в особенности при соприкосновении речных вод с морскими.

Большое влияние взвешенные вещества оказывают на оптические свойства морской воды и льдов и на распространение звука в воде. От них зависит в большой мере цвет и прозрачность воды и льдов.

§ 49. Акустические явления в море

Распространение звука в морской воде. Скорость звука зависит прежде всего от плотности морской воды, которая, в свою очередь, зависит от температуры (главным образом), солености воды и гидростатического давления (глубины), вследствие чего скорость звука в морской воде может колебаться от 1400 до 1550 *м/сек.*

Скорость распространения звука в морской воде *с (м/сек)* определяется формулой

$$c = \sqrt{\frac{\gamma}{\kappa\sigma}}$$

где :

$\gamma = \frac{c_\rho}{c_\upsilon}$ - отношение теплоемкости воды при постоянном давлении к теплоемкости при постоянном объеме;

k − коэффициент сжимаемости;

а − плотность морской воды.

Приближенные формулы для определения изменения скорости звука в воде:

а) при изменении температуры

$\Delta C_t \approx 3{,}5t$

б) при изменении солености

$\Delta C_s \approx 1{,}2S$

в) при увеличении глубины

$\Delta C_H = 0{,}0175H$

Наиболее точная формула для расчета скорости звука в морской воде − это формула Дель-Гроссо:

$C = 1448{,}6 + 4{,}618t - 0{,}0523t^2 + 0.00023t^3 + 1{,}25(S - 35) - 0{,}011(S - 35)t,$

где:

t − температура морской воды, *град;*

S − соленость, $\%_0$.

По этой формуле вычислена скорость звука в табл. 34-а Мореходных таблиц (МТ−63).

Гидроакустические приборы, предназначенные для измерения глубин и расстояний до подводных объектов, основаны на принципе измерения времени, необходимого для прохождения звука от вибратора прибора до объекта и обратно. Скорость звука при этом принимается постоянной. Для отечественных эхолотов и гидролокаторов скорость звука в морской воде принимается постоянной, равной 1500 *м/сек,* и называется стандартной.

Отклонение стандартной скорости звука от фактической в районе плавания судна является основной причиной ошибок измерения глубин и расстояний гидроакустическими приборами. Очевидно, что при небольших глубинах и расстояниях этими ошибками можно пренебречь. Чтобы эти ошибки учесть и принимать в расчет фактическую скорость звука, необходимо стандартную скорость звука исправить поправками за температуру, соленость и глубину тех слоев воды, через которые проходит звук.

Например, для определения поправки глубин, измеренных эхолотом в данном пункте, необходимо на различных глубинах определить температуру и соленость морской воды. По этим данным вычислить фактическое значение скорости звука на горизонтах наблюдения температуры и солености, а затем получить среднее значение.

Рефракция звуковых лучей в море. Морская вода из-за неравномерного распределения температуры, солености и плотности является средой акустически неоднородной, поэтому в ней наблюдается искривление траектории звукового луча, называемое рефракцией. Лучи звуковых волн изгибаются в сторону более холодных слоев воды. Обычно температура верхних слоев воды изменяется в больших пределах до глубины 200 *м.* Следовательно, до этой глубины наблюдается и значительная рефракция звуковых лучей, оказывающая влияние на эффективность действия гидроакустических приборов.

В зависимости от наблюдаемого в море вертикального распределения скорости звука и характера изгиба звуковых лучей различают следующие типы рефракции. Положительная рефракция наблюдается, ес-

ли скорость звука с глубиной возрастает, звуковые лучи при этом изгибаются вверх; отрицательная − если скорость звука с глубиной уменьшается, звуковые лучи изгибаются вниз. В тех случаях, когда скорость звука с глубиной не изменяется, траектория луча будет иметь прямую линию. В этом случае рефракция отсутствует.

Положительная рефракция обычно наблюдается зимой в морях средних и высоких широт, поверхностные слои воды сильно охлаждаются. Звуковые лучи при этом изгибаются к поверхности воды. Отражаясь от нее под разными углами, они вновь изгибаются в сторону холодных верхних слоев. Отсутствие рефракции и положительная рефракция благоприятствуют распространению звука в море.

Отрицательная рефракция обычно наблюдается летом, когда поверхностные слои нагреваются, а на глубине вода оказывается холоднее. Звуковые волны при этом изгибаются в глубину. Если в этом случае глубина моря не очень велика, они, достигая дна, сильно поглощаются грунтом. При большой глубине моря звук проходит в сторону дна и обратно значительные расстояния, затухая по пути. Поэтому дальность действия гидроакустических приборов при отрицательной рефракции значительно сокращается.

В неглубоких морях (до 30 − 40 *м)* под влиянием сильного ветра происходит интенсивное перемешивание верхних слоев с нижними, вследствие чего происходит выравнивание температуры воды до дна. Рефракции в таком случае может не быть.

Подводный звуковой канал. Подводным звуковым каналом (ПЗК) называется такой слой воды в океанах и морях, в пределах которого звуковые лучи, претерпевая многократное внутреннее отражение, распространяются на большие расстояния.

Как показали исследования, такое явление наблюдается в слое, где скорость звука минимальна. Этот слой всегда существует на той или иной глубине в зависимости от распределения температуры, солености и гидростатического давления. Звуковые лучи отклоняются в сторону минимальной скорости звука, поэтому, если поместить источник звука в слой, где скорость звука минимальна, траектория луча располагается выпуклостью в сторону слоев с большей скоростью звука и лучи концентрируются вблизи оси звукового канала.

На рис. 76 показан ход звуковых лучей в подводном звуковом канале. Здесь звуковые лучи 1, *2, 3,* идущие от источника звука *Л* под небольшими углами к горизонту, при распространении изгибаются в сторону оси звукового канала, не выходя за его пределы; лучи *4, 5, 6,* идущие под большими углами к горизонту, достигают дна и поверхности воды и, вследствие большого рассеяния, далеко не распространяются.

Исследования в Тихом и Атлантическом океанах показали, что взрывы бомб в ПЗК весом 225 г, 1,8 *кг* и 2,7 *кг* слышны на расстоянии 1500, 4250 и 5750 *км*.

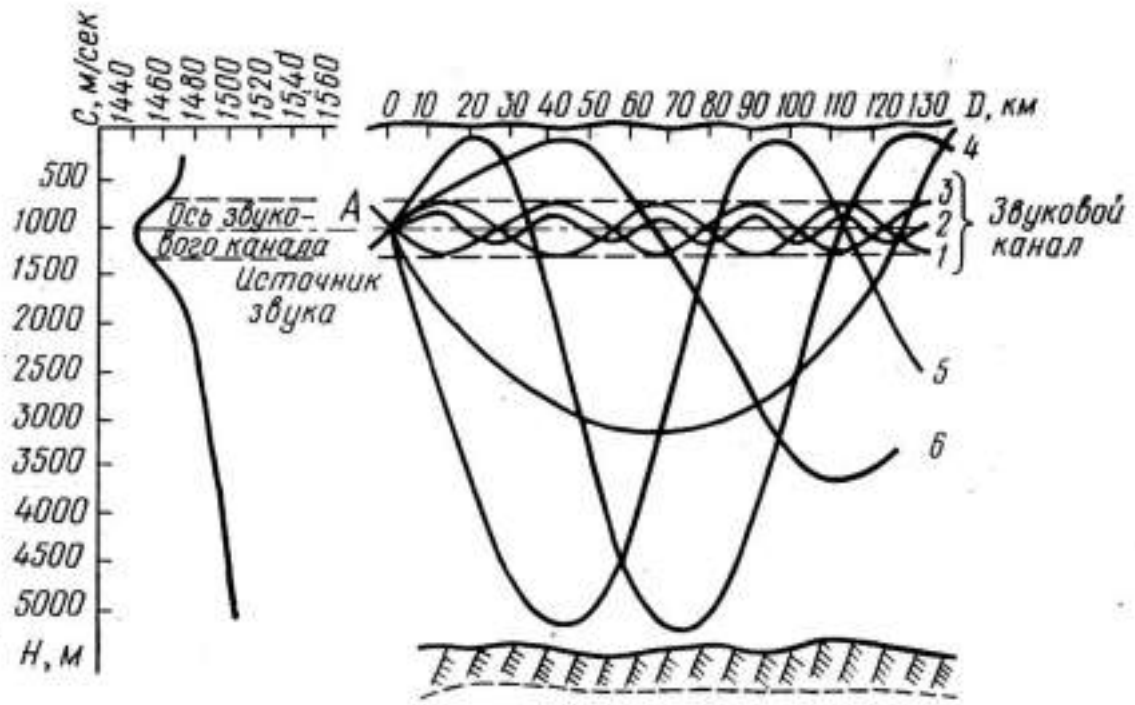


Рис.76 Ход звуковых лучей в подводном звуковом канале

Расположение оси ПЗК зависит от гидрологических условий и времени года. В Атлантическом и Тихом океанах ось ПЗК находится на глубинах 50 − 100 *м* в северной части и 500 − 1200 *м* − в южной. Иногда эта ось может выходить на поверхность − в прибрежных водах океана и северных районах.

Глубина расположения оси звукового канала определяется по специально составленным картам; если их нет, можно определить ее по данным гидрологических наблюдений.

§ 50. Цвет и прозрачность морской воды

Цвет морской воды и цвет моря. Лучи солнечного света, падающие на поверхность моря, частично отражаются, частично проникают в воду. Отношение светового потока, проникающего на глубину, к потоку, падающему на поверхность моря, зависит от высоты Солнца. При высоте Солнца 0^0 весь световой поток отражается от поверхности моря. С увеличением высоты Солнца доля светового потока, проникающего в. воду, увеличивается, и при высоте Солнца 90° в глубь моря проникает 98% всего падающего на поверхность потока, а 2% при этом отражается.

Проникший в воду свет поглощается и рассеивается, вследствие чего ослабляется. Величина поглощения и рассеивания спектра световых лучей с различными длинами волн различна, что указывает на избирательный характер поглощения и рассеяния лучей света морской воды. Длинноволновые лучи (красные и желтые) поглощаются в большой степени, а коротковолновые (синие и фиолетовые) в большей степени рассеивают. Рассеянные синие лучи частично отражаются вверх и вместе с

отраженными от поверхности видимыми лучами определяют цвет воды.

Рассеивание света вызывается молекулами воды, солями, ионами, пузырьками воздуха, микроорганизмами, во множестве населяющими поверхностные слои, а также различными взвешенными крупными частицами. Синие и фиолетовые лучи спектра в большей степени, чем другие, рассеиваются молекулами воды и взвешенными частицами примерно такого же малого размера, зеленые и другие длинноволновые лучи солнечного спектра – более крупными. Поэтому чем прозрачнее, чище вода, т. е. чем меньше в ней частиц органического и неорганического происхождения, тем сильнее она окрашивается в синий цвет. На мелководье, в прибрежной зоне, где в воде много взвешенных крупных частиц (массы планктона, прибрежная муть), цвет воды зеленый. Вода, засоренная частицами грунта, приобретает желтую окраску, особенно часто это бывает после шторма.

Из сказанного следует, что цвет воды определяется избирательным поглощением и рассеянием лучей спектра солнечного света, т. е. цвет воды зависит от ее оптических свойств и не зависит от внешних условий. Цвет моря, напротив, в большой мере зависит не только от оптических свойств самой воды, но и от внешних факторов. Поэтому он изменяется в зависимости от внешних условий: освещенности, высоты Солнца, цвета неба, облачности и волнения моря.

Прозрачность морской воды, т. е. ее способность пропускать световые лучи, зависит от размеров и количества в воде взвешенных частиц органического и неорганического происхождения, которые значительно меняют глубину проникновения световых лучей. Различают абсолютную и относительную прозрачность морской воды. Абсолютной прозрачностью называется та глубина, на которую может проникать какой-либо из лучей света солнечного спектра.

Освещенность с увеличением глубины в зависимости от прозрачности воды более или менее быстро падает. На глубине 25 *м* она не превышает 4% от освещенности на поверхности моря, на глубине 50 *м* составляет не более сотых и тысячных долей процента. Последние следы света для человеческого глаза исчезают на глубине 580 *м*.

Относительной прозрачностью морской воды называется наибольшая глубина видимости белого диска диаметром 30 *см* – днем или электрической лампочки определенной силы света ночью.

Для измерения прозрачности моря применяют специальный диск, который называется стандартным белым диском Он представляет собой выкрашенный белой эмалевой краской металлический круг, погружаемый в воду на лине, размеченном на метры и дециметры (так же, как разбивается лотлинь ручного лота). Наблюдения заключаются в определении глубины, на которой диск становится невидимым.

В результате многочисленных наблюдений установлено, что в открытых частях океанов и морей относительная прозрачность воды достигает 50 – 60 *м* вблизи берегов, где в воде всегда имеются различные при-

меси − 6 − 20 *м*. Величина относительной прозрачности зависит от высоты, с которой производятся наблюдения, состояния поверхности моря (волнения), условий освещенности и т. д. С увеличением высоты наблюдения до 200 − 300 *м* относительная прозрачность увеличивается благодаря уменьшению влияния отраженного от поверхности моря солнечного света и небесного свода, который мешает наблюдениям. Волнение моря уменьшает относительную прозрачность. При наличии перистых облаков создаются наиболее благоприятные условия освещения, при которых величина относительной прозрачности наибольшая. При отсутствии облаков наблюдения затрудняются солнечными бликами, а при наличии сплошных низких − уменьшается освещенность поверхности моря, Б том и другом случае относительная прозрачность уменьшается.

Значение цвета и прозрачности морской воды для мореплавания. По цвету и прозрачности воды океанов и морей можно уточнять границы распространения тех или иных водных масс.

Резкие изменения цвета указывают границы течения, перехода от одной водной массы к другой, приближение к берегу, мелководью, устьям рек и т. д. По цвету можно обнаруживать мелководные места: над мелким местом вода всегда зеленее, а иногда приобретает даже желтоватый оттенок. Цвет моря помогает проследить простым глазом распространение течений. Так, например, Гольфстрим течет яркой синей рекой с отчетливо обрисованными границами.

Свечение и цветочение моря. В океанах и морях ночью часто можно наблюдать свечение морской воды, которое хорошо заметно при волнении на гребнях волн, при прохождении судна и т. д. Это явление вызывается наличием в воде светящихся морских организмов. У разных организмов свечение может быть разного цвета: зеленоватое, синеватое, красноватое.

Свечение моря − одно из самых красивых и интересных явлений природы. Его причину разгадал русский мореплаватель И. Ф. Крузенштерн. Он первый высказал мысль, что свечение моря вызывается морскими живыми организмами. Способностью светиться обладает некоторый животный и растительный планктон, главным образом ноктилюки (ночисветки), пироцистисы, перидинои, а также рачки, медузы, гребневики, некоторые рыбы и т. д. Эти организмы начинают испускать свет при всяком внешнем раздражении. Свечение моря бывает тем ярче, чем больше находится в воде светящихся организмов, чем сильнее получаемое ими внешнее раздражение и чем темнее ночь.

Различают три типа свечения моря.

1. Искрящееся свечение наиболее распространено. В воде повсюду вспыхивают мельчайшие светящиеся искорки, которые усиливаются при всяком механическом возмущении моря (при волнении, прохождении судов, ударах весел и т. д.) Особенно яркое свечение в виде вспышек, искр, светящихся шаров можно наблюдать, если смотреть на струю, остающуюся за кормой идущего судна.

2. Разлитое, или молочное свечение охватывает сразу большие пространства поверхности моря и достигает иногда такой большой яркости, что его отблеск на облаках создает впечатление зарева огней большого города или лучей прожектора. Свечение этого типа не усиливается от движения или механического возмущения воды.

3. Свечение тел отдельных крупных организмов − медуз, рыб, гребников и др.

Иногда могут наблюдаться и сочетания одновременно двух или трех названных типов свечения. Типы свечения моря при производ-стве гидрометеорологических наблюдений штурманами на судах обозначаются в книжке наблюдений буквами «И» (искрящееся). «Р» (разлитое) и «К» (свечение крупных организмов). При полном I отсутствии свечения моря в соответствующей графе ставится тире или пишется слово «нет».

Цветением моря называется изменение окраски моря вследствие значительного скопления в поверхностных слоях мельчайших организмов (растений− фитопланктона или животных − зоопланктона). Оно бывает красного коричневого, желтого, молочно-белого и других цветов. Наблюдается цветение моря в виде пятен и полос протяженностью в несколько десятков и даже сотен миль. В полярных районах, например, при скоплении бледно-розовых рачков часто наблюдается красное или розовое цветение.

При цветении резко падает прозрачность воды. При интенсивном цветении сглаживается волнение. Цветение моря может маскировать рифы, мели. При сильном цветении засоряются приемные отверстия забортной воды.

Вопросы для повторения.

1. Каков состав морской воды?
2. Что такое соленость морской воды и как она определяется?
3. Как выражаются и от чего зависят удельный вес и плотность морской воды?
4. От чего зависит соленость морской воды и каково ее распределение на поверхности и глубинах Мирового океана?
5. Каково значение солености и плотности морской воды для судовождения и как их нужно при этом учитывать?
6. Какие газы содержатся в морской воде?
7. От чего зависят цвет и прозрачность морской воды?
8. Как изменяется гидростатическое давление морской воды с глубиной и каковы величины давления на больших глубинах Мирового океана?
9. Как распространяется звук в морской воде и какие факторы оказывают влияние на скорость его распространения?
10. Что такое подводный звуковой канал и каково его значение?
11. Что такое стандартная скорость распространения звука в морской воде?
12. Отчего происходит свечение морской воды?
13. Что такое цветение моря?

Глава XIII.
ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

§ 51. Источники тепла океанов и морей

Источники тепла. Основным источником тепла океанов и морей, так же, как и атмосферы, является лучистая энергия Солнца (солнечная радиация). Существуют и другие источники. К ним относятся: энергия приливов, внутреннее тепло Земли и тепло, создаваемое при окислении органических веществ и другими химическими реакциями, а также выделяемое радиоактивными веществами, находящимися в океанах и морях. Однако количество тепла от этих источников ничтожно мало в сравнении с лучистой энергией Солнца.

На тепловой режим воды океанов и морей оказывают большое влияние явления, происходящие в атмосфере.

Нагревание и охлаждение морской воды. Нагревание поверхностных слоев вод океанов и морей осуществляется:

- поглощением поверхностными слоями моря прямой и рассеянной солнечной радиации;
- соприкосновение холодной поверхности моря с относительно теплым воздухом и излучением атмосферы в море;
- конденсацией влаги из теплого и влажного воздуха на более холодной поверхности моря;
- выпадением осадков более теплых, чем поверхностные слои моря.

Повышение температуры поверхностных слоев в данном месте моря может быть также вызвано процессами перемешивания и приносом теплой воды из другого района течениями.

Охлаждение поверхностных слоев моря происходит от:

- соприкосновения теплой поверхности моря с относительно холодным воздухом и излучения морской поверхности в атмосферу;
- испарения;
- конвекции в море;
- выпадения на поверхности моря более холодных осадков.

Охлаждение поверхностных слоев может происходить также вследствие перемешивания их с глубинными холодными водами и действия холодных течений; температура воды может понизиться и в результате сгона поверхностных теплых вод, под действием ветра.

§ 52. Приборы и методы наблюдения над температурой воды

Виды приборов для измерения температуры морской воды. В зависимости от назначения приборы для измерения температуры воды в море подразделяются на несколько видов:

простые термометры (для измерения температуры воды в поверхностном

слое) и глубоководные – опрокидывающиеся термометры (для измерения температуры воды на глубине) ; приборы, служащие для непрерывной записи температуры воды по вертикали, – батитермографы, термозонды; приборы, предназначенные для непрерывной (или с некоторыми заданными интервалами) регистрации температуры воды в течение определенного периода времени.

В настоящее время для измерения температуры воды стали применять принципиально новые термометры – радиационные, ос-нованные на учете длинноволновой (тепловой) радиации, излучаемой поверхностью моря, количество которой пропорционально температуре морской воды. Такие термометры . устанавливают на самолетах и на метеорологических спутниках Земли.

Определение температуры воды. Для определения температуры воды на поверхности моря применяется ртутный термометр, заключенный в оправу. Термометр имеет шкалу, каждое деление которой равно 0°, 2. Оправа состоит из двух вложенных одна в другую медных никелированных трубок с продольными прорезами, дающими возможность производить отсчет показаний термометра. На нижнюю часть внутренней трубки навинчен закрытый стаканчик. В его верхней части имеется несколько отверстий, через которые он при погружении термометра быстро наполняется водой.

Измерения температуры поверхностного слоя моря производят двумя способами: либо погружают термометр в оправе непосредственно в море (при стоянке на якоре, при дрейфе), либо морскую воду зачерпывают ведром и в нем измеряют температуру (на ходу судна).

Кроме ртутного термометра в оправе применяется также термометр сопротивления судовой дистанционной станции СДС.

Глубоководные наблюдения над температурой воды. Наблюдение температуры воды на глубине производится с помощью глубоководного опрокидывающегося термометра, опускаемого на требуемую глубину.

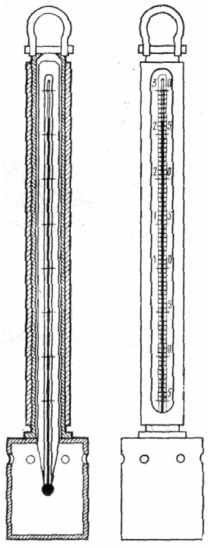


Рис.77. Термометр в оправе для определения температуры воды на поверхности моря.

§ 53. Распределение температуры воды

Общие сведения. На основании многочисленных и многолетних наблюдений над температурой воды океанов и морей, производимых на береговых морских гидрометеорологических станциях и плавающих судах, выведены средние температуры (месячные и годовые) для большого числа мест и установлена особенность их распределения на поверхности и на глубинах, а также максимальные и минимальные температуры в отдельных районах Мирового океана.

Распределение температуры на поверхности. Температура воды на поверхности Мирового океана убывает от экватора к полюсам. Средняя температура на поверхности Мирового океана 17,4° и превышает на 3° среднюю температуру воздуха на земном шаре, что имеет очень важное значение для климата Земли. В северном полушарии Мировой океан теплее, чем в южном. Термический экватор располагается несколько севернее географического экватора. Самая высокая температура на поверхности Мирового океана в отдельных местах составляет 36°, самая низкая −2°.

Наглядное представление о распределении температуры воды на поверхности Мирового океана дают карты, на которых нанесены линии, соединяющие точки с одинаковой температурой(изотермы), Распределение средних годовых температур на поверхности Мирового океана показано на рис. 78.

Наибольшие средние температуры наблюдаются в экваториальной зоне: в Тихом и Индийском океанах они составляют 28°. В Атлантическом −27°, в умеренных широтах не превышают −20°, а в полярных −3°.

Изотермы в южном полушарии проходят почти по параллелям. Объясняется это тем, что здесь водная поверхность в большей степени преобладает над сушей, чем в северном полушарии, и течения на большом пространстве направлены вдоль параллелей. Особенно хорошо изотермы

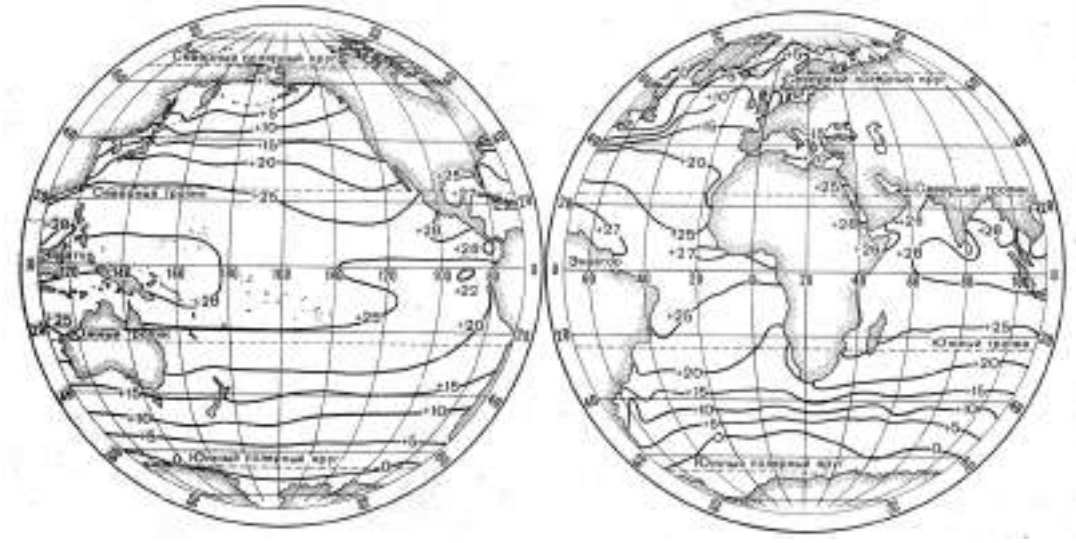


Рис. 78. Распределение средних годовых температур на поверхности мирового океана.

совпадают с параллелями южнее 40° ю. ш. в районах, где океан сплошным кольцом опоясывает земной шар.

На ход изотерм сильное влияние оказывают морские течения. Так, в Атлантическом океане под влиянием мощного теплового течения Гольфстрим изотермы принимают почти меридиальное

1 - экваториальный тип (3°);
2 - субтропический тип (25° и 26°);
3 - тип умеренных широт (46°);
4 - полярный тип (6° и 61^0) ;

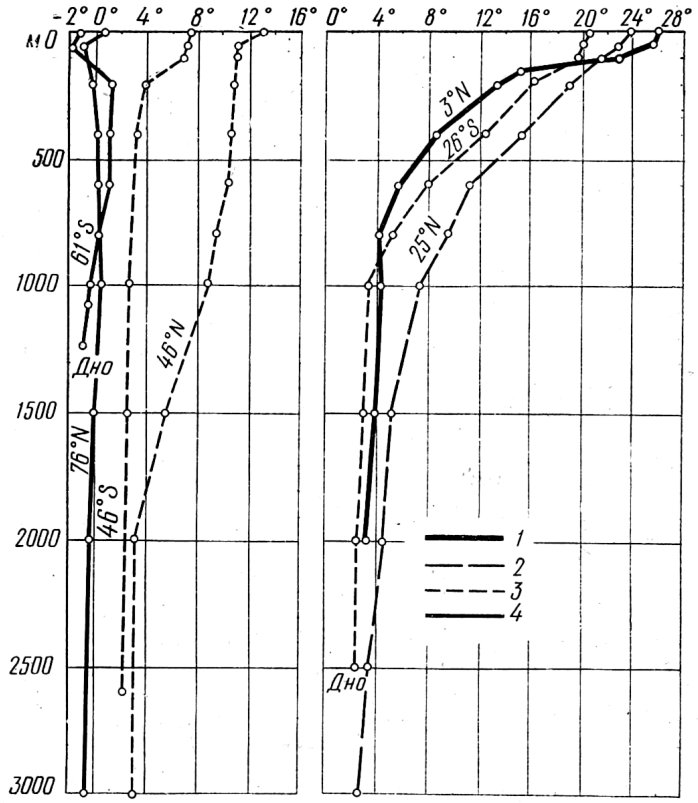


Рис. 79. Вертикальное распределение температуры воды в различных широтах

направление, то же, но не в такой резкой форме, наблюдается в Тихом океане у Японских островов, в районе действия течения Куросиво.

В тех районах, где граничат теплые и холодные течения, изотермы сильно сгущаются. Здесь могут наблюдаться большие изменения температуры на участках малой протяженности, т. е.
могут быть большие горизонтальные градиенты температуры. Это, например, характерно для района острова Ньюфаундленд, где соприкасаются холодное Лабрадорское течение с теплым Гольфстримом.

В районах теплых течений изотермы значительно смещаются к полюсам. Температура на поверхности морей определяется физико-географическими условиями, в которых находится то или иное море. В тех морях, которые расположены в более высоких широтах, зимой наблюдаются отрицательные температуры, и эти моря подвержены частичному или полному замерзанию. К ним относятся все Моря Советского Союза. В морях низких широт (ниже 35°) температура воды на поверхности в течение всего года остается относительно высокой.

Вертикальное распределение температуры воды. Как показывают наблюдения, температура воды, за исключением полярных районов Миро-

вого океана, с глубиной уменьшается. В экваториальных и тропических широтах поверхностные слои воды примерно до 100 *м* сильно прогреты, но с дальнейшим увеличением глубины температура быстро понижается. В умеренных широтах И в приполярных районах это понижение менее заметно. В полярных районах температура сначала понижается до глубины около 100 *м,* затем повышается и достигает максимума на глубине от 200 до 600 *м,* после чего непрерывно понижается до самого дна.

На рис. 79 видно, что температура в открытом океане заметно изменяется только от поверхности до глубины 1000 - 1500 *м,* а ниже изменения весьма незначительны. На глубине 2000 *м* она примерно равна +3, +4°. В придонных слоях океана, на глубинах ниже 3000 *м,* температура воды от +2° до 0°.

Вертикальное распределение температуры в морях зависит от физико-географических условий, глубины, интенсивности перемешивания вод и характера водообмена с прилегающими водоемами. Среди морей Мирового океана самым теплым по глубинным температурам является Красное − температура 21−22°.

Изменения температуры воды Мирового океана во времени. Суточные и годовые изменения температуры воды обусловливаются главным образом суточными и годовыми изменениями солнечной радиации. Кроме того, на суточные и годовые изменения температуры воды влияют погодные и гидрологические условия, от которых зависят процессы излучения, испарения, перемешивания вод и т. п.

На поверхности воды в открытых районах океанов и морей в суточных изменениях температуры минимальная температура наблюдается после восхода Солнца, около 4 − 8 *ч, а* максимальная − около 14 *ч* (в тропических широтах − около 13).

Амплитуды суточной температуры воды в открытых районах океанов и морей на поверхности не превышают 1° и зависят от широты места, уменьшаясь с увеличением широты, от сезона (летом больше), от состояния неба (при ясном небе больше), от ветра (в штиль больше). Значительно большей величины (нескольких градусов и даже десятков градусов) изменения температуры воды достигают у берегов (например, при сгонах, приливах), а также в районе встречи теплых и холодных течений.

Глубина проникновения суточных Изменений температуры за счет поглощения солнечной радиации обычно не превышает 30 *м,* причем с увеличением глубины возрастает запаздывание в прогреве и охлаждении.

В годовых изменениях максимальная температура воды на поверхности в северном полушарии наблюдается в августе, минимальная − в феврале; в южном − наоборот. В тропических широтах годовые амплитуды температуры воды составляют не более 3°, что объясняется небольшими годовыми изменениями напряженности солнечной радиации. Невелики годовые изменения температуры воды и в высоких широтах (в Арктике и Антарктике), где летом повышению температуры препятствуют тающие льды. Наибольшие годовые изменения температуры воды наблю-

даются в средних широтах, в северном полушарии они достигают 10 − 12°, а в южном − 6 − 7°. Такая разница в величинах годовых амплитуд в северном и южном полушариях объясняется различным распределением воды и суши.

Температура воды на поверхности морей находится под большим влиянием суши и имеет годовую амплитуду большую, чем в океанах в тех же широтах. Наибольшие годовые амплитуды в морях наблюдаются в средних широтах, где они могут достигать 20° и более. Так, например, в Черном море температура зимой в северных его районах понижается до − 1°, летом повышается до 26°.

Годовые изменения температуры воды, происходящие на поверхности Мирового океана, передаются в глубинные слои. Глубина, на которую распространяются эти изменения, обычно тем больше, чем больше годовая амплитуда температуры на поверхности и чем прозрачнее вода в данном районе. Наибольшая глубина, на которую могут распространяться годовые изменения температуры, равна приблизительно 350 *м*.

Вопросы для повторения.

1. Каковы источники тепла океанов и морей?
2. Как происходят нагревание и охлаждение воды океанов и морей?
3. Какие приборы служат для измерения температуры морской воды на поверхности и на глубинах?
4. Как распределяется температура на поверхности и на глубинах Мирового океана?
5. Каковы суточные и годовые изменения температуры в океанах и морях?

Глава XIV.
МОРСКОЙ ЛЕД

§ 54. Замерзание морской воды

Замерзание морской и пресной воды. Необходимыми условиями для замерзания воды являются: охлаждение до температуры замерзания; потеря тепла водой особенно интенсивно происходит при отрицательных температурах воздуха и чем они ниже, тем быстрее она охлаждается и достигает температуры замерзания; наличие ядер кристаллизации, которыми являются пыль, кристаллики снега, частицы льда и другие примеси; очищенная от различных примесей и находящаяся в состоянии покоя вода может быть переохлаждена без образования льда до очень низкой температуры (в лабораторных условиях удавалось до −33°).

Процесс замерзания пресной и морской воды происходит не совсем одинаково вследствие различия их химических и физических свойств, обусловленных соленостью морской воды. Пресная вода достигает наибольшей плотности при 4°, а замерзает при 0° (точнее, немного ниже 0°). В водоеме с пресной водой после того как вода охладится до 4°, дальнейшее охлаждение поверхностного слоя происходит ускоренно, потому что перемешивание становится невозможным. Лед, образовавшийся из пресной воды, представляет собой однородную массу ледяных кристаллов, в которую вкраплены пузырьки воздуха и различные твердые частицы, находившиеся в воде.

Температура замерзания морской воды т зависит от солености S ‰ и определяется по приближенной формуле

$$\tau \text{ (тета)} = - \ 0{,}003 - 0{,}0527 S\%_0 \ .$$

Эта зависимость показана в табл. (см. § 47). При солености 24,695‰ температуры замерзания и наибольшей плотности одинаковы (−1,332°). При меньшей солености температура наибольшей плотности выше температуры замерзания и поэтому процесс замерзания морской воды происходит почти так же, как и пресной.

При солености воды больше 24,695‰ температура наибольшей плотности ниже температуры замерзания, вследствие чего замерзание морской воды происходит иначе, чем пресной. Различие это состоит в том, что до температуры замерзания морской воды должен охладиться не только тонкий верхний слой, как у пресной воды, но и значительная ее толща, а сам процесс замерзания происходит при непрерывном понижении температуры. Объясняется это тем, что поверхностный слой морской воды вследствие охлаждения становится все тяжелее и усиленное перемешивание затрудняет льдообразование.

Когда морская вода охладится до температуры замерзания соответственно своей солености и даже немного переохладится, начинается процесс замерзания. При замерзании ни одна из солей не входит в состав

кристаллов образовавшегося льда. Большая часть солей при этом выпадает в незамерзающую подледную воду, а некоторая часть остается вмерзшей в лед в виде мелких капель крепкого раствора солей (ячеек рассола). Чем ниже температура, при которой происходит замерзание воды, тем больше капель рассола остается в морском льду и тем, следовательно, больше его соленость. Соли, выпадающие при замерзании морской воды в поверхностный слой, увеличивают его соленость, что вызывает новое перемешивание его с нижележащими слоями и тем самым замедляет рост толщины льда.

Изменение температуры морского льда влечет за собой изменение крепости рассола соленых ячеек. При понижении температуры льда часть воды из ячеек вымерзает, благодаря чему крепость рассола повышается, а при повышении температуры часть льда вокруг капель рассола тает, понижая его крепость. При замерзании в ячейках и капиллярах скапливаются растворенные в воде газы и пузырьки воздуха, придающие льду белесоватый оттенок и создающие его пористость.

Образование и развитие морского льда. При тихой погоде и спокойном состоянии моря после охлаждения поверхностного слоя воды несколько ниже температуры замерзания происходит образование льда на поверхности (поверхностный лед). При наличии интенсивного перемешивания воды во время волнения, сильных течений, конвекции льдообразование может происходить во всей толще воды (на мелководье и на дне), а затем лед всплывает на поверхность. Такой лед называется глубинным, или донным.

Ледяной покров, образовавшийся из смерзшегося внутриводного (глубинного), или донного льда, имеет белесоватый цвет. Он имеет губчатоподобную ноздреватую структуру, его прочность ниже прочности прозрачного льда. Донный лед, обладая большой подъемной силой, нередко выносит на поверхность камни, якоря и затонувшие предметы. Образование донного льда прекращается, когда на поверхности образуется сплошной ледяной покров, задерживающий потерю тепла водой.

Образование льда обычно начинается с появления вокруг ядер кристаллизации в виде едва заметных глазом игл или пластинок, называемых ледяными иглами. Ледяные иглы, скапливаясь на поверхности воды и смерзаясь друг с другом, образуют так называемое ледяное сало. Следующими стадиями развития льда является образование шуги, блинчатого льда и сплошного ледяного покрова.

После того как поверхность моря покроется сплошным льдом, дальнейшее его нарастание происходит снизу только за счет охлаждения воды. Среднесуточное нарастание льда обычно колеблется в пределах от 0,5 до 2 *см*. С увеличением толщины скорость нарастания уменьшается. Более тонкие льды нарастают быстрее, чем толстые, поэтому к концу зимы происходит некоторое выравнивание их толщины. На скорость нарастания льда влияет не только толщина уже образовавшегося льда, но и толщина снежного покрова, а также подледное течение, которые замедляют

скорость нарастания.

Толщина льда находится в прямой зависимости от температуры воздуха. Чем больше сумма среднесуточных отрицательных температур воздуха, тем больше толщина ледяного покрова в данном месте.

Образование и развитие морского льда начинается в прибрежных мелководных районах, прежде всего в устьевых участках рек, и распространяется в мористые районы. Льдообразование и покрытие поверхности моря сплошным льдом в мелководных районах обычно происходит за несколько дней.

Таяние морского льда. Таяние происходит при повышении температуры до 0° снаружи и изнутри. При этом вначале, пока температура подледной морской воды отрицательна, происходит два взаимно противоположных процесса: стаивание с верхней поверхности и намерзание у нижней. Лед нарастает снизу потому, что стекающие вниз талые воды замерзают при соприкосновении с холодной подледной водой.

Таяние морского льда изнутри происходит весной при отрицательной температуре воздуха, характеризуется увеличением объема ячеек с рассолом по всей толще. Такое таяние сопровождается снижением прочности льда и изменением его цвета. При дальнейшем повышении температуры (до 0° и выше) начинается таяние морского льда и сверху.

Свойства морского льда. Соленость морского льда. Одним из важнейших свойств морского льда является его соленость. Присутствие хотя и небольшого количества солей значительно влияет на его физические и механические свойства. Под соленостью морского льда понимается соленость воды, полученной при его плавлении. В среднем морской лед обладает соленостью в четыре-пять раз меньшей, чем соленость воды, из которой образовался лед.

Соленость морского льда зависит от солености воды и от условий, при которых идет льдообразование. Чем ниже температура, при которой образуется лед, тем быстрее нарастает он в толщину и тем больше рассола оказывается в ячейках между смерзшими кристаллами и, следовательно, тем он соленее.

С течением времени солевой рассол морского льда как более тяжелый постепенно стекает в море, вследствие чего уменьшается соленость льда и он может стать совсем пресным. Поэтому многолетний лед чаще всего пресный, в Арктике его иногда используют для получения пресной воды, годной для питья и питания судовых котлов.

Плотность льда зависит от его температуры, солености и количества включенных в лед пузырьков воздуха или газа (пористости). Плотность пресного, лишенного пузырьков воздуха льда, равна 0,9176 *г/см*^{3}. В морском льду она увеличивается с увеличением солености. При разных температурах и соленостях плотность морского льда находится в пределах от 0,920 до 0,953 *г/см*^{3}. Следовательно, при замерзании воды увеличивается ее объем примерно на 9%. Приблизительно 0,1 часть такой льдины будет возвышаться над водой, а 0,9 будет погружено в воду.

Теплоемкость морского льда зависит от температуры и в большей степени от солености.

Так, например, при температуре −20° и солености 25‰ теплоемкость льда равна 0,52 *кал/г · град,* а при температуре −2° и солености 15‰ до 16,01. В связи с этим число калорий, необходимых для плавления 1 *г* льда, зависит от его температуры и солености- Например, для того чтобы расплавить 1 *г* пресного льда при температуре -1^0 , требуется 80 *кал, а* для того чтобы при той же температуре расплавить 1 *г* морского льда соленостью 15‰, нужно всего лишь 17 *кал.*

Механические свойства морского льда зависят от его солености, температуры и плотности. Прочность морского льда вследствие наличия в нем большого числа ячеек рассола и пузырьков воздуха значительно меньше прочности пресного (речного) льда; но морской лед обладает значительно большей упругостью и пластичностью.

Прочность льда значительно возрастает при понижении его температуры. Так, например, при температуре от 0 до −10° лед можно скоблить ножом, при температуре −50° его не берет стальная пила. С понижением температуры увеличивается и хрупкость льда. Во время сильных морозов лед легко раскалывается на большие глыбы даже при сравнительно слабых ударах. Повышение температуры сильно уменьшает прочность морского льда, при резких потеплениях она уменьшается до 50% первоначальной. Величина допустимой нагрузки на лед определяется в основном его толщиной.

§ 55. Классификация морских льдов

Общие сведения. Морские льды классифицируются по происхождению, видам и формам, подвижности и другим признакам.

Льды, встречающиеся в море, по происхождению делятся на морские, речные и материковые. К материковому льду относятся находящиеся на плаву части ледников, спускающихся с суши в море, отколовшиеся от них айсберги (ледяные горы) и другие обломки ледников. Речной лед, выносимый в море, имеет те же формы, что и морской. Материковый лед резко отличается от морского и речного льдов своими вертикальными размерами, формами и цветом.

Виды и формы льдов в море. В зависимости от стадии развития морские льды делятся на следующие виды и формы:

начальные виды льда:

ледяные иглы − мелкие мало заметные кристаллы льда в виде игл или пластинок;

ледяное сало − скопление на поверхности воды ледяных игл в виде пятен, напоминающих масляные;

снежура − вязкая, кашеобразная масса, образующаяся при обильном выпадении снега на охлажденную воду;

шуга − бесформенные куски белесоватого цвета, образующиеся чаще все-

го из сала или снежуры, сбитых волнением (толщина шуги доходит до 5 *см);*

молодые (нилосовые) льды:

блинчатый лед (рис, 80) − образуется из сала, шуги и снежуры при сравнительно небольшом волнении, размер отдельных «блинов» может доходить до 3−4 *м* в диаметре при толщине 5−6 *см;*

нилас − тонкая ледяная корка, образующаяся на спокойной поверхности воды, толщиной до 10 *см,* разламывается ветром;

молодик - молодой лед толщиной от 10 до 30 *см,* светло-серого цвета

белый лед − лед толщиной от 30 до 70 *см;* в неарктических морях − это предельная возрастная стадия льдов, поэтому здесь его называют «взрослым льдом», в Арктике − однолетним или годовалым; лед, сохранившийся до осени и вступивший во второй годовой цикл нарастания, называется двухлетним, к концу второй зимы его толщина достигает 2 *м*.

Лед, просуществовавший более двух лет, называется многолетним, или арктическим паком. Он имеет толщину 2,5 *м* и более.



Рис. 80. Блинчатый лед

Неподвижные и плавучие льды. Основной формой неподвижного льда является *припай,* представляющий собой сплошной ледяной покров, связанный с берегом, а на мелководных участках и с дном. Начальной формой припая, если он образовался на месте, а не из приписного льда, является ледяной заберег. Образуются забереги у берегов, прежде всего в бухтах, заливах и проливах; состоят обычно из тонкого молодого льда, достигают ширины в нес-колько десятков метров. С течением времени увеличиваются по тол-щи не и ширине и становятся припаем. Припай в зимнее время окаймляет берега, острова, а также льды, сидящие на мели. Он может распространяться в ширину до нескольких десятков, а иногда и сотен километров.

Особой формой неподвижных льдов являются ***стамухи,*** представляющие собой сидящее на дне торосистое ледовое образование. Высота

надводной части достигает 10 − 15 *м*. Встречаются отдельные стамухи и барьеры (или цепочки) стамух.

Плавучий лед не связан с берегом или дном и движется (дрейфует) под влиянием ветра и течения. Он является преобладающей категорией льда в океанах и морях. Плавучие льды различаются по форме и размерам, по возрасту, сплоченности и другим признакам. Образуются они в море самостоятельно или в результате разлома припая.

В зависимости от размеров льдин плавучие льды подразделяются на следующие формы:

большие ледяные поля, состоящие из льдин размером свыше 10 *км* в поперечнике;

ледяные поля − льдины размером от 2 до 10 *км* в поперечнике;

малые ледяные поля (0,5 − 2.0 *км* в поперечнике);

обломки полей (100 − 500 *м* в поперечнике);

крупнобитый лед, состоящий преимущественно из льдин размером 20−100 *м* в поперечнике;

мелкобитый лед, состоящий из льдин размером от 2 до 20 *м* в поперечнике;

куски льда − льдины размером от 0,5 до 2 *м;*

ледяная каша − смесь измельченного льда с шугой и снежурой.

Образовавшиеся на ледяном покрове вследствие сильного столкновения или сжатия льдов нагромождения, состоящие из обломков льдин, называются ***торосами***. Отдельные плавучие ледяные торосистые образования со сравнительно малыми горизонтальными и большими вертикальными размерами называются *несяками*. Несяки имею большую осадку (до 20 − 25 *м)*.

Признаки приближения судов ко льдам и открытой воде. Для обеспечения безопасности судовождения очень важно заблаговременное обнаружение льдов, а при плавании во льдах весьма важно знать расположение пространства чистой воды. Для этого существует ряд признаков:

I. При подходе ко льдам со стороны чистой воды.

1) ледяное небо − белесоватое отсвечивание на низких облаках над скоплением льдов, расположенных за горизонтом; может быть видно как ночью, так и днем;

2) уменьшение (или отсутствие) волны при свежем длительном ветре со стороны льда при отсутствии берега или мелководья;

3) при сравнительно небольшом расстоянии льдов от судна с наветренной стороны − значительное понижение температуры воздуха и воды;

4) появление отдельных кусков льда;

5) появление значительного количества крупного морского зверя (моржей, тюленей, белых медведей).

II. При выходе из льдов на чистую воду

1) водяное небо − темные пятна и полосы на низких облаках над пространствами воды среди льдов или за их кромкой;

2) появление мертвой зыби во льду;

3) появление все увеличивающегося количества морских зверей и птиц.

§ 56. Материковый лед. Айсберги

Материковый или глетчерный лед образуется на суше из твердых атмосферных осадков. Часть ледника, далеко выступающая в море и находящаяся на плаву, называется ледниковым языком.

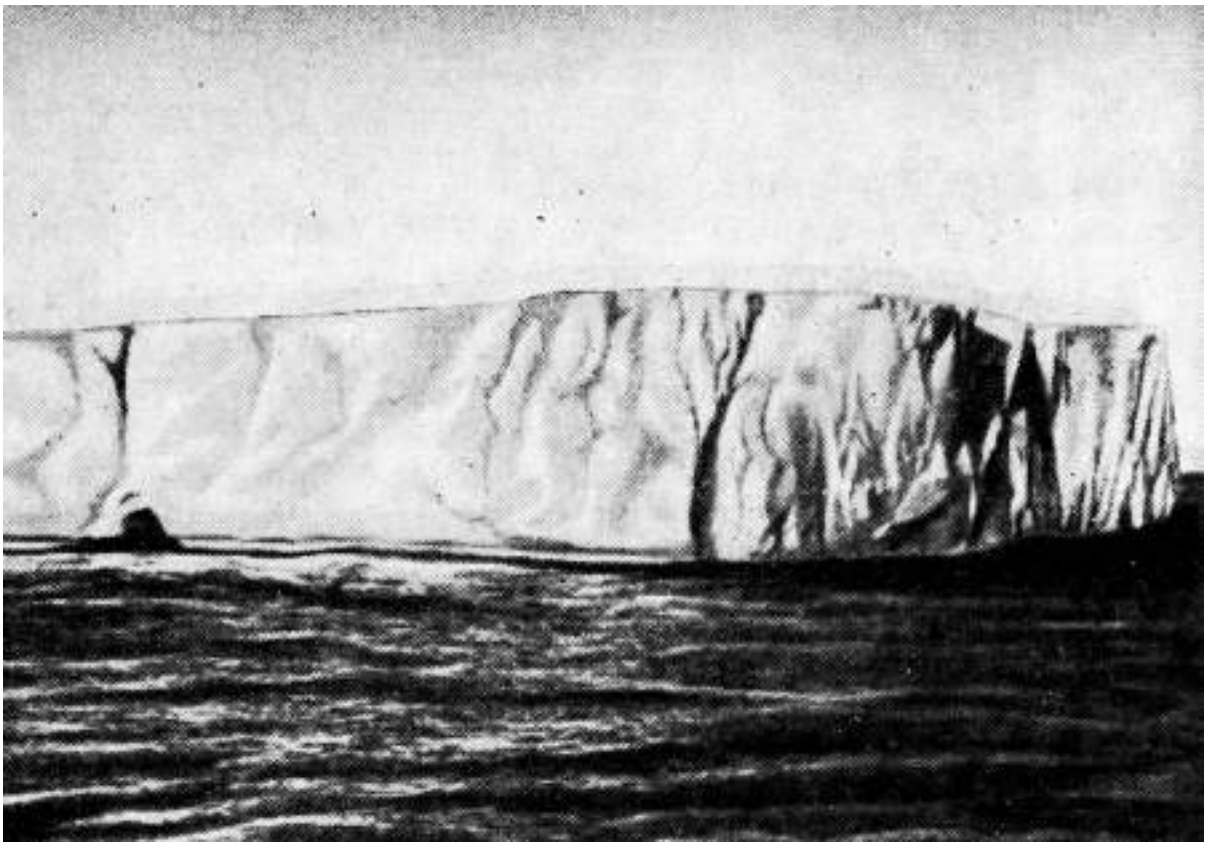


Рис. 81. Столообразный айсберг

Ледниковые языки могут выступать в море на многие десятки километров, в особенности в Антарктике. Материковый лед имеет следующие формы.

Ледяные острова − мощные ледовые образования, отделившиеся от шельфового льда и находящиеся на плаву. Они имеют различную форму и размеры до 600−700 *км*^{2} и более. Высота их над уровнем моря достигает 10−12 *м*. Ледяные острова медленно дрейфуют в центральных районах Северного Ледовитого океана.

Айсберги (ледяные горы) − крупные глыбы материкового льда, плавающие или сидящие на грунте в океане или море. Образуются вследствие обламывания концов ледников, опускающихся в воду-Высота айсбергов над поверхностью воды в среднем 70 *м* − в Арктике, 100 *м* − в Антарктике, причем от $^5/_6$ до $^9/_{10}$ массы айсберга находится под водой, т. е. айсберги средних размеров могут иметь осадку от 400 до 1000 *м*. Айсберги бывают столообразные (рис.81) и неправильной формы.

Айсберги представляют особенно грозную опасность для судов. Надежный признак приближения к району их плавания – это заметное уменьшение солености морской воды, а также понижение температуры воздуха и воды.

При разрушении айсбергов при движении их среди морских льдов во время сжатий, торошения льдов, а также под влиянием волнения, ветра и течения раздается характерный шум, который часто бывает слышен на очень большое расстояние.

При плавании в районах распространения льдов и айсбергов во избежание внезапной встречи с ними ночью при ограниченной видимости необходимо постоянно вести радиолокационное наблюдение.

§ 57. Географическое распределение плавучих льдов

Границы распространения льдов в Мировом океане. Более 15% поверхности Мирового океана покрывается льдами. На рис. 82 показаны средние границы распространения плавучих льдов в Мировом океане. К концу зимы на каждом полушарии они несколько смещаются в более низкие широты, а к концу лета – в более высокие.

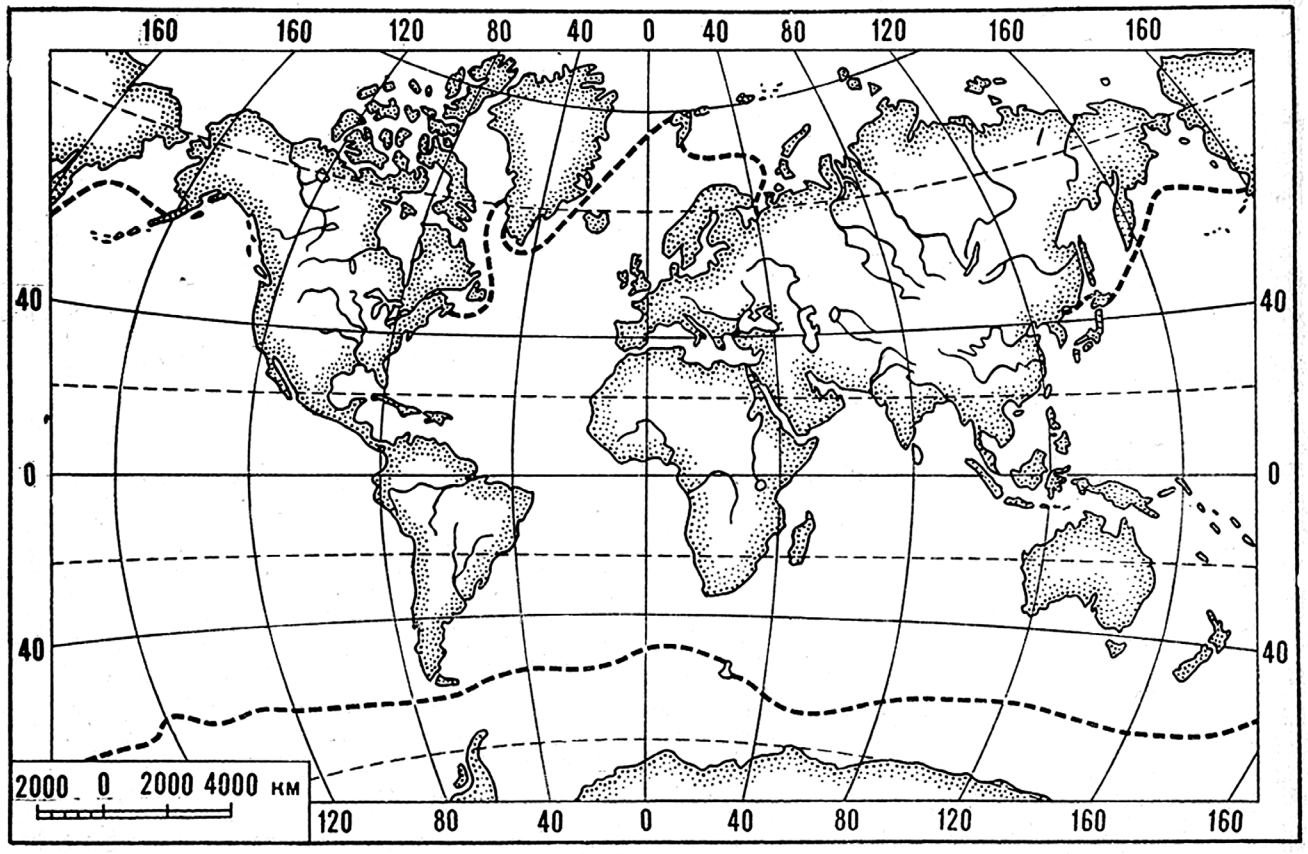


Рис. 82. Средние распространения границ плавучих льдов в Мировом океане

Мощность образования льдов на океанах и морях, характер и распространение ледяного покрова, а также его продолжительность зависят от температурного и ветрового режима осени и зимы и запаса тепла, накопленного водой в течение весны и лета. В связи с этим сроки появле-

ния льда и замерзания, время вскрытия и очищения ото льда могут для одних и тех же районов изменяться от года к году в больших пределах.

В северном полушарии льды образуются в Северном Ледовитом океане и его морях, в северной части Атлантического океана, в Балтийском, Белом, Аральском, Каспийском, Азовском морях, некоторых районах Северного моря и северных частях Черного моря. В северной части Тихого океана льдами покрываются Охотское, северные районы Берингова и Японского морей. Наибольшего развития льды в северном полушарии достигают в марте и занимают к этому времени площадь около 16,4 *км*^{2}. К концу лета она уменьшается вдвое.

В районе Гренландии, Северного побережья Канады и острова Ньюфаундленда часто встречаются айсберги, которые выносятся в океан Лабрадорским течением. Отдельные айсберги достигают 35° с. ш., некоторые иногда даже 27° с. ш. В районе острова Ньюфаундленда айсберги пересекают наиболее судоходные морские пути между Европой и Северной Америкой. Здесь на 40° с. ш. и 50° з. д. 15 апреля 1912 г. погиб от столкновения с айсбергом «Титаник».

В южном полушарии плавучие льды распространяются вокруг Антарктиды кольцом, имея ширину от 289 до 1100 миль. Средняя граница распространения льдов достигает 59° ю. ш. Так же, как и в северном полушарии, здесь имеются морские льды и айсберги, но продолжительность существования морского льда значительно меньше, чем в Арктике.

Морские льды в океане не образуют сплошного ледяного покрова. Среди плавучих льдов всегда имеются большие пространства чистой воды. У берегов материка и островов, в бухтах и заливах зимой наблюдается небольшой припай.

Границы и продолжительность замерзания морей СССР. Балтийское море. Ботнический, Рижский и Финский заливы замерзают чаще всего в конце ноября и до мая. Льды в Финском заливе распространяются приблизительно до острова Гогланд. Центральная и южная части моря обычно свободны ото льда.

Черное море. Обычно льды наблюдаются в северно-западном районе. В период декабрь–февраль Одесский залив замерзает на две-три недели, иногда более, а Днепровский, Бугский и Днестровский лиманы – два-три месяца- В суровые зимы здесь образуется настолько мощный лед, что затрудняется нормальное судоходство. В таких случаях в Одесский и другие порты северозападного района Черного моря суда могут приходить только с помощью ледокола.

Азовское море. У берегов в течение примерно трех месяцев держится припай, в центральной части моря наблюдаются плавучие льды, Каспийское море замерзает лишь в северной части. Лед обычно появляется в ноябре, а таяние его начинается в конце февраля. Кромка льдов тянется от порта Шевченко до порта Махачкала.

Японское море. Ежегодно образуется лед лишь в северозападной части моря. На период январь–май замерзает Татарский пролив, а с января

по февраль – пролив Лаперуза.

Охотское море замерзает только в северо-западной части с ноября–декабря по май–июнь. В южной части бывают плавучие льды. Весной через Южно-Курильские проливы льды выносятся в океан.

Берингово море. Северная часть моря покрыта льдом в течение девяти месяцев, причем с ноября по май она недоступна для мореплавания без помощи ледокола. Южная часть моря свободна ото льда круглый год.

Баренцево море. Благодаря Гольфстриму юго-западная часть моря не замерзает. Северная и восточная части покрываются плавучими льдами на продолжительный срок.

Белое море ежегодно покрывается льдом на срок шесть-семь месяцев, с ноября и обычно до середины мая.

Карское море, море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря ежегодно покрываются тяжелыми льдами на весьма длительный срок. Северный морской путь доступен для судов в течение лишь около трех месяцев, в период июль–октябрь.

Наблюдения над льдами на судах. Льды являются большим препятствием для судовождения. Даже в морях средних широт затруднения, связанные с ледовой обстановкой, бывают настолько существенными, что без помощи ледокола пройти судам не представляется возможным.

Сплоченность льда определяется соотношением площади льдин и промежутков воды между ними в данном районе. Сплоченность оценивается баллами: 1 балл соответствует отношению 0,1 и т. д. до 10 баллов.

Условия плавания во льдах характеризуются необходимостью, которая зависит от вида и сплоченности льда, прочности корпуса судна и мощности машин.

Для обеспечения безопасности судовождения и изучения ледового режима морей и океанов штурманам судов весьма важно вести наблюдения над льдами. Эти наблюдения заключаются в определении формы и видов льда, состояния поверхности ледового покрова (торосистость), сплоченности, толщины, положения кромки льда и условий ледового плавания. Для определения этих данных пользуются специальными альбомами и атласами льдов, наставлениями по ледовым наблюдениям на судах и таблицами.

Оценка торосистости льда производится по специальной шкале (табл. 18).

Толщина льда на ходу судна определяется глазомерно по льдинам, которые становятся на ребро у борта, на стоянке – непосредственным измерением ледомерной рейкой в специально пробиваемой лунке. Оценка сплоченности и торосистости льда может быть получена с помощью судовых радиолокаторов.

Для ледовых карт приняты специальные условные обозначения, которые приводятся в Наставлениях.

Таблица 18

Баллы	Процент покрытия поверхности льда торосами	Характеристика поверхности льда
0	0	Гладкий лед
1	До 10	Ровный лед с редкими торосами
2	Около 30	Слабо торосистый лед
3	Около 50	Торосистый лед
4	Около 70	Сильно торосистый лед
5	Около 80	Сплошь торосистый лед

§ 58. Навигационные пособия по льдам

Навигационными пособиями, в которых содержатся подробные сведения о ледовом режиме и обстановке того или иного района Мирового океана, являются, лоции, атласы физико-географических данных, атласы льдов, альбомы ледовых образований на морях.

Лоции. В разделе «Гидрометеорологический очерк» лоций помещаются общие сведения о ледовом режиме: указаны сроки появления льда и очищения от ледового покрова в отдельных районах, описаны основные виды и формы плавучих льдов, их мощность и направление дрейфа, а также районы побережья, где встречается припай. Кроме того, даны схемы, на которых показаны средние границы распространения льда в годы с малой, средней и большой ледовитостью. В некоторых лоциях помещены и другие подробные данные о ледовом режиме и условиях плавания во льдах.

Атласы физико-географических данных. В этих атласах даются более подробные сведения о льдах, представляющие средние или максимальные и минимальные значения ледового режима. Например, в атласе помещаются ежемесячные карты распределения льдов, на которых могут быть выделены районы распространения айсбергов и показана вероятность встречи с ними и т. п.

Атласы льдов—это специальные Атласы льдов, в которых помещены наиболее подробные сведения о льдах какого-либо моря. Например, есть Атлас льдов Балтийского моря и прилегающих районов. Он специально создан для обеспечения безопасности судовождения в зимнее время. В нем помещены подробные сведения о ледовом режиме и условиях плавания зимой на Балтийском море и прилегающих районах; даны специальные рекомендации по лучшему обеспечению безопасности зимней навигации.

Альбомы ледовых образований на морях. В этих альбомах помещаются фотографии существующих видов и форм морского льда. К каждому снимку дается соответствующее пояснение ледовых терминов и явлений,

связанных с наличием льдов в море. В начале в альбомах дается краткое описание процессов образования и таяния морского льда; помещаются схемы встречающихся в море основных видов и форм льда; дается классификация и терминология льдов, встречающихся в море, и явлений, с ними связанных. В конце альбомов имеется ряд приложений, помогающих лучше разбираться в ледовой обстановке на море.

Альбомы ледовых образований на морях могут быть широко использованы судоводителями при опознании отдельных видов и форм льда и их состояния, а также чтения и составления оперативных ледовых карт и ледовых донесений.

Вопросы для повторения.

1. Каковы свойства морского и речного (пресного) льда?
2. Каковы особенности замерзания пресной и морской воды?
3. Как классифицируются льды, встречающиеся в океанах и морях?
4. Под влиянием чего происходит дрейф льдов?
5. Какие производятся наблюдения над льдами?
6. Каковы границы распространения плавучих льдов в Мировом океане?
7. Каковы границы и продолжительность замерзания морей СССР?
8. Какое влияние оказывают льды на мореплавание?
9. Какие существуют навигационные пособия по льдам?

Глава XV.
ВОЛНЫ В МОРЕ

§ 59. Виды волн

Классификация волнения. Волны на море классифицируются по различным признакам. По происхождению, т. е. силам, вызывающим волнение, выделяются следующие виды морских волн:
ветровые, образующиеся под действием ветра;
приливо-отливные, возникающие под действием сил притяжения Луны и Солнца;
аномобарические, возникающие при сгонах и нагонах воды и при резких изменениях атмосферного давления;
цунами (сейсмические волны), возникающие в результате землетрясений, моретрясений, извержений вулканов и других динамических процессов, протекающих в земной коре;
корабельные, образующиеся при движении корабля.

Преобладающими на поверхности океанов и морей являются ветровые и приливо-отливные волны.

По действию силы после образования волн различают волны *свободные,* когда сила прекращает свое действие после образования волн, и *вынужденные,* когда действие силы не прекращается.

По изменчивости элементов (высота, длина и др.) волн во времени выделяют ***установившиеся,*** или регулярные волны, которые не изменяют своих элементов, и ***неустановившиеся,*** или нерегулярные, развивающиеся или затухающие, изменяющие свои элементы по времени.

По расположению в толще воды различают волны, ***возникающие на поверхности моря,*** и ***внутренние,*** возникающие на той или иной глубине.

По форме волны подразделяются на ***двухмерные, трехмерные*** **и** ***уединенные*** (одиночные). Двухмерные волны имеют большую протяженность гребня и представляют собой идущие друг за другом ясно различимые длинные валы (рис. 83).



Рис. 83. Двухмерные волны. Регулярное волнение



Рис. 84. Трехмерные волны. Нерегулярное волнение

Трехмерные волны (рис. 84) не образуют параллельных валов и имеют длину гребня, соизмеримую с длиной волны. Гребни и подошвы трехмерных волн располагаются без какой-либо определенной системы, часто в шахматном порядке.

Ветровое волнение чаще всего является трехмерным. Уединенные (или одиночные) волны имеют только куполообразный гребень и не имеют подошвы. Если на гребне уединенной волны поместить какой-либо плавающий предмет, он будет перемещаться вместе с гребнем. Поэтому уединенную волну называют также переносной.

По отношению длины волны и глубины моря различают *короткие* и *длинные* волны. Короткие – те, у которых длина волны значительно меньше глубины моря; длинные, у которых наоборот, длина волны значительно больше глубины моря.

По перемещению формы волны различают *поступательные и стоячие* волны. Поступательные волны характеризуются видимым перемещением формы (профиля) волны. Частицы воды при этом движутся по почти замкнутым орбитам, имеющим форму, близкую к окружности или к эллипсу. Стоячие волны, или сейши, характеризуются тем, что частицы воды совершают периодические движения только в вертикальном нправлении. Самый простой вид сейш возникает, когда уровень воды поднимается у одного края водоема и одновременно опускается у другого. При этом по середине наблюдается линия, вдоль которой частицы воды не имеют вертикальных перемещений. Эта линия называется узлом сейша. Более сложные сейши бывают двухузловыми, трехузловыми и т. д. Сейши могут возникать по различным причинам. Например, при сгоне и нагоне воды, когда с прекращением ветра в бассейне начинаются колебания уровня в виде стоячих волн. В небольших бассейнах (в гавани, в ковше и т. п.) сейши могут возникать при прохождении
судов.

Процесс возникновения, развития и затухания ветровых волн. Ветровые волны возникают вследствие передачи энергии ветра частицам воды на поверхности моря. Волновое движение начинается с очень малых, так называемых капиллярных волн или волн ряби. Эти волны достигают вы-

соты в несколько миллиметров и длины около 17 *мм*. Как только появляются такие волны, ветер начинает давить на их наветренные склоны с большей силой, чем на подветренные, защищенные гребнем. Под воздействием ветра волны приобретают все большую высоту, длину и энергию.

Рост, формирование и изменение ветровых волн зависят от величины энергии, передаваемой ветром, ее дальнейшего распределения и трансформации. С увеличением скорости ветра и продолжительности его действия наблюдается рост отдельных элементов волн. Сначала они растут быстро, а затем их рост замедляется. При этом всегда их длина растет быстрее высоты, что приводит к уменьшению крутизны волны.

Энергия ветра, передаваемая волнам, расходуется в основном на преодоление сил внутреннего трения (вязкости) в воде, возрастающего при увеличении высоты волн, поэтому скорость нарастания последней постепенно уменьшается. С течением времени действия данной силы ветра на рост волн происходит до определенных пределов, после чего он прекращается, сколько бы ни дул ветер.

Ветер, как известно, воздействующий на поверхность моря, неоднороден по своей структуре. Его скорость и направление в различных точках поверхности моря неодинаковы и не остаются неизменными по времени. Поэтому под воздействием ветра создается сложная система волн различной высоты и длины. По этой причине они не могут распространяться параллельными грядами, т. е. иметь характер двухмерных волн, а разбиваются на ряд холмов и впадин и принимают характер трехмерных волн.

Различная скорость распространения волн приводит к тому, что одни волны нагоняют другие и сливаются (интерферируют друг с другом). В результате создаются группы волн и отдельные волны различной высоты. Причем такие одиночные волны или группы относительно высоких или низких волн, как установлено многочисленными наблюдениями, образуются без какой-либо определенной периодичности. Несколько волн подряд имеют примерно одинаковые размеры, затем появляется волна большего размера, образованная в результате интерференции двух-трех и более волн, а далее следует несколько меньших волн и снова одна или несколько почти одинаковых больших. Отсюда и зародилась легенда о «девятом вале», будто во время шторма на море девятый вал бывает сильнее и опаснее других волн. В действительности же ветровое волнение очень неравномерно, распределение его элементов носит случайный, хаотический характер.

Таким образом, на поверхности моря одновременно существуют волны самых различных размеров и характера. Поэтому картину физического процесса ветрового волнения лучше всего представить себе в виде непрерывного спектра волн, различных по высоте, длине, периоду и другим характеристикам. Иначе говоря, ветровое волнение нужно рассматривать как сложный волновой процесс, представляющий собой взаимодействие большого числа простых волн.

Если ветер ослабевает или прекращается, то волны исчезают не сразу, а постепенно. Вначале гасятся мелкие волны, потом более крупные, самые же большие волны гасятся медленнее и могут существовать после прекращения ветра в течение многих часов.

Тип и форма волнения. Возникающее на поверхности моря под действием ветра волнение подразделяется на два основных типа: ветровое и зыбь.

Ветровым называется волнение, которое создается ветром, дующим в данном месте в данное время, т. е. в момент наблюдения. Волны при этом находятся под непосредственным воздействием вызвавшего их ветра, который изменяет их размеры и форму. Как только ветер прекращается, прекращается и ветровое волнение.

Зыбь – это волнение, уже не находящееся под воздействием вызвавшего его ветра и распространяющееся по инерции в виде свободных волн.

При ветровом волнении волны распространяются по направлению ветра, причем подветренный склон круче наветренного. При усилении ветра появляются барашки, гребни волн опрокидываются и срываются, образуя полосы пены. Волны зыби обычно значительно длиннее ветровых, более пологи и имеют почти симметричную форму. Направление распространения волн зыби может значительно отличаться от направления ветра.

В открытом море чаще всего наблюдаются одновременно и ветровое волнение и зыбь, в чистом виде они встречаются весьма редко. Волнение обычно бывает смешанным. Почти всегда в море наблюдается зыбь (как остаточное волнение После прекратившегося ветра), на которую накладывается волнение, возбуждаемое ветром, дующим в данное время. Чисто ветровое волнение (без зыби) встречается обычно в заливах, проливах и других защищенных районах моря, а в открытом море – только после длительного затишья, охватывающего обширные пространства моря. Зыбь в чистом виде наблюдается в открытом море только при штиле, тогда она называется мертвой.

Толчея возникает в том случае, когда встречаются две или более систем волн. Волны толчеи стоячие. Признаком толчеи служит видимое отсутствие поступательного перемещения волн. Толчея почти всегда возникает при отражении волн от препятствий в результате встречи прямых волн с отраженными. Она образуется в центральной области циклонов, особенно тропических, в результате схождения здесь нескольких систем волн, идущих от разных направлений. Толчея представляет большую опасность для судов, так как волны очень круты, с конусообразными по своей форме гребнями и обладают большой силой удара.

Возникшее в открытых районах океанов и морей сильное волнение распространяется до самих берегов и вызывает здесь новые формы волнения, прибои, буруны,взбросы.

Прибой – это ветровые волны или зыбь вблизи берегов, когда глу-

бина становится меньше половины их длины. При этом с уменьшением глубины они становятся все более крутыми, а их разрушающая сила повышается. Во время прибоя большие массы воды переносятся в сторону берега и образуются придонные течения от берега в сторону моря. Кроме того, если волны прибоя набегают косо на берег, возникает еще так называемое вдольбереговое течение, вследствие которого на отдельных участках побережья после накопления больших масс воды образуются очень сильные разрывные течения.

Волны прибоя и возникающие при этом течения создают в зоне прибоя силы, действующие в различных направлениях и на различных глубинах. Вследствие этого здесь возникают опрокидывающие и переворачивающие моменты сил, воздействующие на суда и другие плавсредства, оказывающиеся в зоне прибоя. Поэтому плавание в прибрежной мелководной зоне и высадка на берег во время прибоя бывают очень затруднительными и опасными, а иногда и совсем невозможными.

Если штормовые волны достигают на глубокой воде высоты 4 − 6 *м,* то на мелководье у берега они вызывают прибой высотой от 5 до 7 м, особенно когда гребни волн движутся параллельно берегу. На океанских побережьях в штормовую погоду прибой нередко достигает 6 − 11 *м* в высоту.

Прибойные волны опасны и сами по себе, так как обладают огромной разрушительной силой. Сила их удара может достигать очень больших величин, измеряемых тоннами и десятками тонн на квадратный метр (например, на атлантическом побережье Америки сила удара волны, зарегистрированная приборами, достигала 90 т*/м*^{2}*)*. Известно множество примеров исключительных разрушений прибрежных скал, портовых гидротехнических сооружений и судов.

Буруны возникают при разрушении волн у подводных или надводных каменных гряд или отмелей, расположенных на некотором расстоянии от берега. Буруны могут служить предупреждением о подводных препятствиях. При набегании волн на крутые, отвесные и приглубые берега, вертикальные стенки гидротехнических сооружений образуют столбы воды, которые называются взбросами. Они могут достигать очень большой высоты. При обрушивании взброса массы воды ударяются о дно и разрушают его. Взбросы − большая угроза для портовых сооружений.

Характер волнения в открытых океанах, во внутренних морях и у берегов. Ветровое волнение в открытых океанах и в глубоких больших морях имеет следующие характерные особенности: в океанах после начала действия ветра волны достигают максимальных размеров при данной силе ветра спустя продолжительное время (1 − 2 суток); при прекращении действия ветра волнение медленно затухает и может продолжаться в виде зыби еще много часов.

Во внутренних морях характерными особенностями волнения являются следующие:

после начала действия ветра волны очень быстро достигают максималь-

ных значений, так, например, в мелководном Азовском море при штормовом ветре волны достигают максимальных размеров менее чем через 1 *ч* после начала действия ветра; при любом, даже очень сильном ветре волны никогда не достигают таких огромных размеров, как в открытых океанах и глубоководных больших морях во время длительных штормов; значительная крутизна волны; быстрое затухание волнения по прекращении действия ветра.

Все особенности волнения во внутренних морях связаны с относительно небольшими их размерами и глубинами.

У берегов океанов и морей волнение характеризуется тем, что как бы беспорядочно оно ни было вдали от берега, при выходе на мелководье в прибрежной зоне становится более упорядоченным. Волны распространяются по мелководью более или менее правильными параллельными грядами, часто в виде двухмерных волн. Такое преобразование волн у берегов обусловлено быстрым гашением малых, обладающих меньшей энергией волн. Одновременно *с* этим происходит так называемая рефракция волн (рис. 85), т. е. изменение направления движения (разворот) фронта волны. С приближением к берегу фронт волны стремится занять положение, параллельное береговой черте. Явление рефракции объясняется тем, что волны на небольших глубинах имеют меньшую скорость распространения, чем на больших. Часто можно видеть, как волны, движущиеся вдали от берега, перпендикулярно ему, при выходе на мелководье резко изменяют свое направление и движутся уже на берег.

N - последовательные положения фронта волны,
- - - - - - изобаты

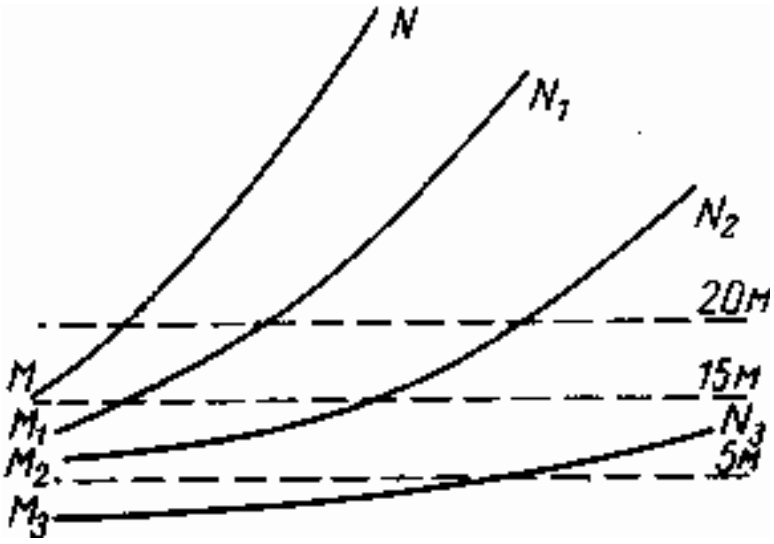


Рис. 85. Рефракция волн на мелководье

Влияние волнения на мореплавание. Волнение − одно из самых распространенных и грозных природных явлений на море, оказывающее большое влияние на практическую деятельность флота.

Волнение вызывает качку судов. При вертикальной качке средние и большие суда могут иметь вертикальные колебания до нескольких метров, что очень опасно при плавании в мелководных районах, так как при этом они могут ударяться днищем о грунт. Поэтому наличие волнения

вызывает необходимость в дополнительном запасе глубины под килем. Бортовая качка оказывает большое влияние на остойчивость судна. Если период собственных колебаний судна совпадает с периодом волн, то вследствие явления резонанса амплитуда колебаний судна значительно возрастает. Это может привести к повреждению судна и даже его опрокидыванию и гибели. Большая килевая качка совместно с вертикальной может привести к потере общей продольной прочности судна и его аварии и даже гибели. Чрезмерная килевая качка может вызвать неблагоприятные условия заливаемости палубы.

Небольшие суда при значительном волнении вынуждены укрываться и отстаиваться в бухтах и портах, где волнение не может разыграться так сильно, как в открытом море.

Ветер и волнение оказывают большое влияние на скорость судна и вызывают его дрейф и рыскание. Опыт показывает, что при штормовых ветрах и волнении суда могут терять скорость до 50% и более, что в значительной мере увеличивает продолжительность рейса.

Суда теряют скорость не только при встречном, но и при попутном ветре и волнении. Правда, потеря скорости в этом случае несколько меньше, чем при встречном. При волнении и качке происходит обнажение винтов, особенно, если судно идет в балласте. Это приводит к ненормальной работе машин, потере скорости и большой вибрации. Под влиянием ветра и волнения судно хуже слушается руля и может потерять управляемость. Сильные удары волн могут вызвать разрушение надстроек и других частей судна, а подчас и его гибель. Массы воды обрушиваются на судно, заливают палубу и представляют большую опасность для груза и экипажа. Если длина волны совпадает с длиной судна, идущего перпендикулярно фронту волны, возникают большие напряжения и деформации в корпусе судна. Сильное волнение отрицательно сказывается на работе многих судовых механизмов, навигационных приборов и слаженности работы экипажа, ухудшается состояние людей.

Волнение и прибой размывают и разрушают берега, портовые сооружения, перемещают донные наносы (ил, песок, гальку и др.), заносят морские судоходные каналы и портовые акватории и этим наносят большой ущерб судоходству.

§ 60. Элементы волн

Элементы волны. Волны состоят из чередующихся между собой валов (возвышений) и впадин (углублений, ложбин) и характеризуются следующими элементами (рис. 86):

гребень − наивысшая точка волнового профиля;

подошва (ложбина)−наинизшая точка волнового профиля;

высота h − расстояние по вертикали от подошвы до гребня;

длина Л (лямбда) − расстояние по горизонтали между соседними гребнями или подошвами;

крутизна − наклон волнового профиля в данной точке к горизонту (крутизна волны в различных точках волнового профиля различна; для удобства характеристики пользуются отношением высоты к длине, т. е. h/Л(лямбда), которое и называется крутизной волны); *фронт* − линия, проходящая вдоль гребня волн; линия, перпендикулярная фронту волны, называется *волновым лучом;*

период t(mema) − промежуток времени между прохождением двух последовательных гребней (или подошв) через одну и ту же точку пространства; другими словами, это промежуток времени, в течение которого волна проходит расстояние, равное своей длине (для стоячей волны период равен промежутку времени, за который совершается полное колебание уровня);

скорость распространения **С** −расстояние по горизонтали, проходимое гребнем или подошвой волны в единицу времени в направлении её перемещения.

Основными элементами волн являются высота, длина, период и скорость распространения волн.

Зависимость между элементами волн. На основании гидродинамической теории волн получены следующие формулы: где *g* − ускорение силы тяжести.

$$= \frac{g^{2}}{2} = \frac{2\ C^{2}}{g} \qquad 1{,}56\cdot^{2} \qquad 0{,}64\cdot C^{2}$$

$$= \sqrt{\frac{2}{g}} = \frac{2\ C}{g} \qquad 0{,}80\cdot\sqrt{\ } \qquad 0{,}64\cdot C;$$

$$C = — = \sqrt{\frac{g}{2}} = \frac{g}{2} \qquad 1{,}25\cdot\sqrt{\ } \qquad 1{,}56\cdot\ ;$$

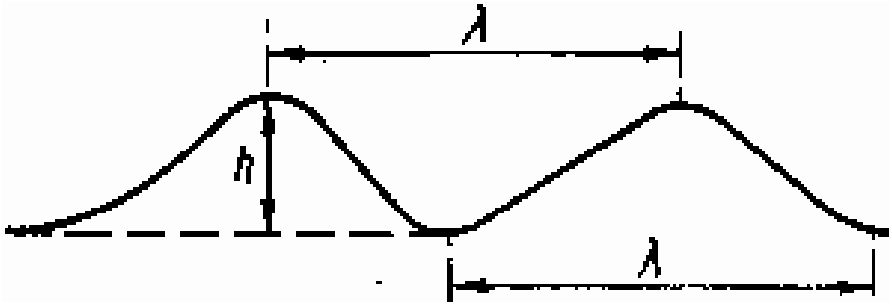


Рис. 86. Элементы волн

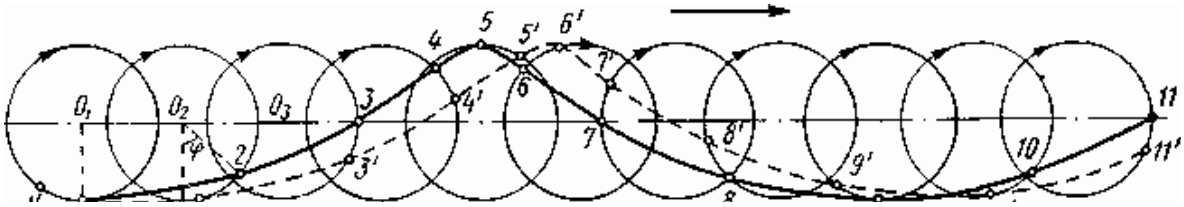


Рис. 87. Профиль волны и поступательное движение ее формы

Эти формулы позволяют, определив тем или иным способом один из элементов волны (длину, период, скорость), вычислить два других. Высота волны измеряется непосредственно или может быть определен приближенно с помощью специального графика или по сложным формулам статистической зависимости между высотой, периодом волны и скоростью ветра. Данные формулы могут быть практически использованы только для глубин моря более половины длины волны. Для меньших глубин имеются более сложные формулы, выведенные опытным путем с учетом влияния морского дна на изменение элементов волн.

Внутреннее строение волн. Теоретически и опытами доказано, что частицы воды, захваченные волновым колебательным движением под действием ветра на водную поверхность, движутся по почти замкнутым круговым или эллипсовидным орбитам в вертикальной плоскости, расположенной перпендикулярно фронту волны (см. рис. 83 и 87).

Наблюдателю при взгляде на бегущие волны кажется, что вода перемещается вместе с волной. Но если пронаблюдать за каким-либо предметом, плавающим на взволнованной водной поверхности, то можно убедиться, что он не перемещается вместе с волной, а совершает движения по круговой орбите: вверх и вперед, вниз и назад.

Движение каждой частицы (см. рис. 84) направлено вверх и вперед вдоль вогнутой линии при подходе гребня, вверх − на гребне, вниз и назад − при спуске в следующую подошву. И хотя частицы снова относятся назад, они все же несколько подвигаются вперед по движению волны. Во время волнения это вызывает дрейф предметов при отсутствии течений, но оно настолько незначительно, что не учитывается в практике судовождения.

Чтобы понять, как из колебательного движения частиц воды получается поступательное движение гребней и подошв волны, рассмотрим положение частиц жидкости на взволнованной поверхности моря. Выберем для этого несколько частиц, находящихся на некоторых равных произвольных расстояниях друг от друга по линии, перпендикулярной фронту волны. Под действием ветра эти частицы начнут колебаться и двигаться по круговым орбитам равных радиусов. Центры этих круговых орбит 0_1, 0_2, 0_3 и т. д. лежат на одной горизонтальной линии (см. рис. 86). Понятно, что на спокойной поверхности раньше начнет двигаться наветренная частица, а не подветренная, т. е. раньше всего начнет колебаться частица *1, за* нею 2 и т. д. Причем частицы будут двигаться по своим орби-

там по часовой стрелке – в сторону распространения волнения. В своем движении по круговым орбитам каждая последующая по направлению движения формы волны частица отстает от предыдущей на один и тот же угол ф(фи). Этот угол между радиусом орбиты, проведенным через данную частицу, и вертикальным направлением называется *фазой* частицы.

Следовательно, в момент времени t_1 частицы, лежащие на поверхности одной и той же волны, должны находиться при движении по своим орбитам в различных фазах. Если частица *1* находится в самой нижней точке своей орбиты, то частица *2,* лежащая справа от первой, в этот момент находится немного позади в своем движении по орбите сравнительно с частицей *1.* Частица *3* должна отстать на тот же угол от частицы *2* и т. д. Проводя кривую через эти точки, получим профиль волны в момент времени t_1 (сплошная кривая). Эта кривая называется трохоидой. Опытным путем установлено, что частицы воды движутся по орбитам с одинаковой угловой скоростью. Поэтому в следующий момент времени они переместятся на своих орбитах на один и тот же угол и займут положение, обозначенное цифрами *1', 2', 3'* и т. д. Проводя пунктирную кривую через указанные точки, получим профиль волны в момент времени t_2. Как видно из рисунка, профиль волны сместился в направлении действия силы (ветра), хотя частицы воды и не имели поступательного движения. Таким образом, вращательное движение последовательно расположенных частиц воды, сдвинутых на некоторый фазовый угол относительно друг друга в начальный момент, и создает картину видимого поступательного движения профиля волны.

Изменение волнения с глубиной. Двигаясь по своим орбитам, поверхностные частицы передают движение частицам воды, лежащим на глубине. Но при этом диаметры орбит с глубиной быстро уменьшаются (см. рис. 83). Опытные и теоретические исследования показывают, что с глубиной волнение быстро затухает, что имеет важное значение для подводного мореплавания.

Гидродинамическая теория волн позволила установить следующие закономерности изменения волнения с глубиной.

1. Гребни глубинных волн располагаются под гребнями поверхностных волн, а подошвы – под подошвами.
2. Длина, период и скорость распространения волн с глубиной не меняются.
3. С увеличением глубины в арифметической прогрессии высота волн убывает в геометрической прогрессии.

На основании этой закономерности считается, что на глубине, равной половине длины волны, волнение практически незначительно, так как на этой глубине высота волны в 23 раза меньше, чем на поверхности. На глубине же, равной длине волны, волны имеют высоту в 535 раз меньшую, чем на поверхности.

Зависимость элементов волн от различных факторов. Главными факторами, от которых зависит изменение размеров элементов волн, являют-

ся: скорость (сила) ветра, Продолжительность его действия, длина разгона волны, изменение направления и скорости ветра.

С увеличением скорости и продолжительности действия ветра наблюдается рост отдельных элементов волн. Под продолжительностью действия ветра подразумевается промежуток времени, в течение которого на волны воздействует постоянный по скорости и направлению ветер.

Рост волн не продолжается бесконечно при длительно действующем ветре одной и той же силы. Даже и при ветре ураганной силы волны достигают максимальных значений в больших глубоких морях и в океанах примерно через 1 − 2 суток, после чего рост волн прекращается.

Максимальное для данной скорости ветра волнение будет наблюдаться лишь тогда, когда длина разгона (т. е. расстояние, на котором ветер постоянного направления воздействует на волны) и продолжительность действия ветра достаточно велики и не ограничивают развития волнения.

Глубина моря оказывает большое влияние на развитие размеров элементов волн. При глубинах моря менее длины волны, вследствие трения о дно, элементы волн не могут достигать таких больших размеров, как на глубоком море.

Из сказанного следует, что большие волны могут возникать при очень сильном ветре постоянного направления, дующем продолжительное время (более 1 − 2 суток), в значительных по размерам и глубинам бассейнах.

На элементы волн и их изменение оказывают заметное воздействие морские течения, наличие на поверхности моря масла, льда и других предметов, выпадение града, дождя и других осадков.

Приборы и методы наблюдений над волнением. Наблюдения над волнением производятся как с береговых пунктов (на морских гидрометеорологических станциях и постах), так и в открытом море (на судах). Зная элементы волн, судоводитель может выбрать оптимальные курс и скорость судна. Благодаря этому можно уменьшить потерю скорости судна, заливаемость палубы, чрезмерную качку и т. п.

С помощью визуальных наблюдений можно определить состояние поверхности моря, тип и форму волнения и глазомерно приблизительно оценить отдельные элементы волн. Более точное определение элементов волн может быть осуществлено только с помощью приборов.

Наблюдения над волнением на судах заключаются в визуальном определении типа и формы волнения, определении элементов волн, оценке степени волнения в баллах и оценке состояния поверхности моря.

Результаты определения типа и формы волнения (см. § 60) записываются в соответствующей графе наблюдательской книжки с помощью сокращенных обозначений: ветровое волнение − вв, зыбь − *з,* мертвая зыбь − *мз,* правильные волны − *пв,* неправильные волны − *не,* толчея − *т*. Если наблюдаются одновременно и зыбь и ветровое волнение, то запись делается в виде дроби − *вв/з* (если ветровое волнение преобладает

«ад зыбью) или *з/вв* (если зыбь преобладает над ветровым волнением).

Направлением распространения (бега) волн называется истинный румб, от которого движутся волны. Для судна на ходу направление волнения имеет очень большое значение. Для его определения пеленгуют по компасу гребни волн в профиль, т. е. располагают пеленгатор так, чтобы они были параллельны плоскости визирования. Отсчет по картушке исправляют поправкой компаса и прибавляют (или вычитают) 90°. Направление распространения волн определяют либо в градусах (с точностью до 5−10°), либо в румбах.

Высота волны − наиболее важная характеристика волнения. Чем она больше, тем более опасно волнение. При волнении высота отдельных волн не бывает одинаковой. Практический интерес представляет определение высоты наиболее крупных волн.

Если высота волн больше высоты надводного борта, то при положении судна на подошве волны гребни волн будут проектироваться на линию горизонта. В этом случае наблюдатель, поднимаясь на надстройки, может найти такое положение, при котором гребень ближайшей волны был бы в створе с линией горизонта. Если в этот момент судно находится на подошве волны и его крен не превышает 10 − 15°, то высоту волны можно считать равной высоте глаза наблюдателя над ватерлинией судна.

Если высота волн меньше высоты надводного борта, тогда ее можно определить путем сравнения с известными высотой борта и надстроек судна.

Определяя глазомерно высоту волн, необходимо помнить следующие основные правила:

наблюдения лучше всего выполнять, находясь ближе к уровню воды, лицом навстречу волнам, т. е. со стороны их подветренных, более крутых склонов;

наблюдать следует волны с хорошо выраженными пенистыми гребнями;

замечать высоту следует в тот момент, когда гребень начинает заваливаться, но еще не сорвался вниз;

наблюдать волны надо в некотором отдалении от борта судна;

надо определить высоту не менее пяти крупных волн, которые кажутся наибольшими из числа окружающих, и указать высоту наибольшей из них.

Высота наиболее заметных крупных волн визуально определяется со следующей точностью:

Высота волн, м	Ошибки, м
1,5	0,25
1,5 - 4	0,50
4	1,00

Если ***длина волны*** меньше длины судна, тогда два наблюдателя рас-

ходятся вдоль палубы на такое расстояние, чтобы оба одновременно находились против гребней двух соседних волн. Когда длина больше длины судна, то с кормы спускают на лине буек так, чтобы наблюдатель на корме и буек одновременно находились на двух следующих друг за другом гребнях волн. Измеренное расстояние и будет равно длине волны Л(лямбда), если судно идет (или стоит на якоре) против волны или в направлении движения волнения, т. е. если курсовой угол волн равен 0 или 180°. Если волна движется под углом *k* к диаметральной плоскости судна, то λ(лямбда) = L cos *k,* где L − расстояние между наблюдателями.

Например, судно идет истинным курсом 60°, а направление волнения 90°, тогда *k* = 30°. Измеренное расстояние между гребнями двух соседних волн на борту судна 50 *м*. Длина волны λ (лямбда) = 50 х 0,86 = 43,0 *м*.

Период волны определяют следующим образом. Если судно находится на якоре или в дрейфе, замечают по секундомеру время прохождения гребней волн через створ каких-либо предметов на судне. Для этой цели удобно использовать пеленгатор, визирная плоскость которого будет служить удобным створом. Линию визирования следует избирать параллельно фронту волн, заметив время прохождения через визир 11 гребней волн подряд, делят это время на 10. Это будет средний период из 10 последовательно пройденных волн. Измеряется период волн в секундах.

На ходу судна наблюдатель таким способом может измерить только кажущийся период волн. Для перехода к истинному необходимо производить вычисления по формуле

$$= \frac{{}_0 + \sqrt{{}^2_0 + 1.32 \cdot {}_0 \cdot V \cdot \cos k}}{2}$$

где:

τ_0 − кажущийся период волн;

V − скорость судна, *м/сек;*

k − курсовой угол волнения, *град.*

Чтобы избежать вычисления истинного периода волны по такой довольно громоздкой формуле, рекомендуется определять на ходу судна период волн, наблюдая за каким-либо плавающим предметом, сброшенным за борт. В тот момент, когда предмет будет на гребне волны, включают секундомер и выключают его, когда предмет окажется на следующем гребне. Роль поплавка могут также выполнять приметные пятна пены на поверхности волн. Для повышения точности наблюдение следует повторять несколько раз и взять среднее. Наиболее точно период определяется при встречном волнении.

Для определения ***скорости волны*** с судна, стоящего на якоре, два наблюдателя, поместившись на каком-либо измеренном заранее расстоянии один от другого на палубе вдоль борта судна, замечают время прохождения одного и того же гребня волны через линии визирования, перпенди-

кулярные диаметральной плоскости судна. Для этого поступают так. Наблюдатель, первым отмечающий прохождение гребня через свою линию визирования, дает сигнал второму наблюдателю, который в этот момент пускает секундомер. Секундомер выключается, когда гребень волны пройдет через линию визирования второго наблюдателя.

Скорость волны

$$C = \frac{L}{t}$$

где:

L – расстояние между линиями визирования, *м;*

t – отсчет по секундомеру, показывающий время, за которое волна проходит данное расстояние, *сек.*

Скорость волны на ходу судна определяют по формуле

$$C = (\frac{L}{t} \pm V) \bullet \cos k$$

где:

V – скорость судна, которая принимается со знаком минус, если судно идет в направлении волнения, *м/сек;*

k – курсовой угол волнения (при $k = 0^\circ$ результаты по определению элементов волн наиболее точны, при *k* более 45^0 – получаются большие ошибки).

Характеристика состояния поверхности моря в баллах -Признаки для определения балла состояния поверхности моря

Таблица 19

Баллы	Признаки
0	Зеркально гладкая поверхность
1	Рябь: появляются небольшие гребни волн
2	Небольшие гребни волн начинают опрокидываться, но пена не белая, а стекловидная
3	Хорошо заметные небольшие волны; гребни некоторых из них опрокидываются, образуя местами белую клубящуюся пену– «барашки»
4	Волны принимают хорошо выраженную форму; повсюду образуются «барашки»
5	Появляются гребни большой высоты, их пенящиеся вершины занимают большие площади, ветер начинает срывать пену с гребней волн
6	Гребни очерчивают длинные валы ветровых волн; пена, срываемая с гребней ветром, начинает вытягиваться полосами по склонам волн
7	Длинные полосы пены, срываемой ветром,

	покрывают склоны волн и местами, сливаясь, достигают их подошв
8	**Пена широкими, плотными, сливающимися полосами покрывает склоны волн, отчего поверхность становится белой; только местами во впадинах волн видны свободные от пены участки**
9	**Вся поверхность моря покрыта плотным слоем пены, воздух заполнен водяной пылью и брызгами, видимость значительно уменьшена**

Для оценки волнения моря существуют две шкалы от 0 до 9 баллов: одна − шкала состояния поверхности моря (табл. 19), обозначается арабскими цифрами, другая − шкала степени волнения (табл. 20), обозначается римскими цифрами.

Таблица 20

Высота волн, м		**Балл степени волнения**	**Словесная характеристика волнения**
От	**До**		
-	-	0	Волнение отсутствует
0,1	0,25	I	Слабое
0,25	0,75	II	Умеренное
0,75	1,25	III	Значительное
1,25	2,0	IV	Значительное
2,0	3,5	V	Сильное
3,5	6,0	VI	Сильное
6,0	8,5	VII	Очень сильное
8,5	11,0	VIII	Очень сильное
11,0 и более		IX	Исключительное

Примечание. Если высота волн такова, что степень волнения может быть оценена одним из двух баллов шкалы, следует принимать наибольший. Например, высота волн 6 *м* соответствует VII баллам.

Определение состояния поверхности моря осуществляется только при ветре, согласно признакам, приведенным в шкале. При этом критерием для оценки состояния поверхности моря является вид этой поверхности без учета размеров волн. При наличии мертвой зыби состояние поверхности моря не определяется.

Балл степени волнения определяется по табл. 20 в зависимости от высоты волн. Запись делается в виде двух цифр, разделенных черточкой. Первая цифра (арабская) означает высоту волн в метрах, вторая (римская)−балл степени волнения. Например, 3,0-V означает: наибольшая вы-

сота волн 3 *м,* степень волнения 5 баллов.

При наблюдениях волнения на судах в книжке обязательно должны быть записаны: место наблюдений (координаты судна), время наблюдений (часы и минуты), число, месяц, год и данные о скорости и направлении ветра.

Наблюдение над волнением с помощью РЛС. Характер и силу волнения, а также длину, период и скорость волн можно определять с помощью судовой радиолокационной станции (РЛС). Отраженные радиолучи от морских волн хорошо заметны на экране станции. Изображения эхо-сигналов от волнения имеют весьма характерный вид и распознаются безошибочно (рис. 88).

а) **ветрового;**
б) **зыби**

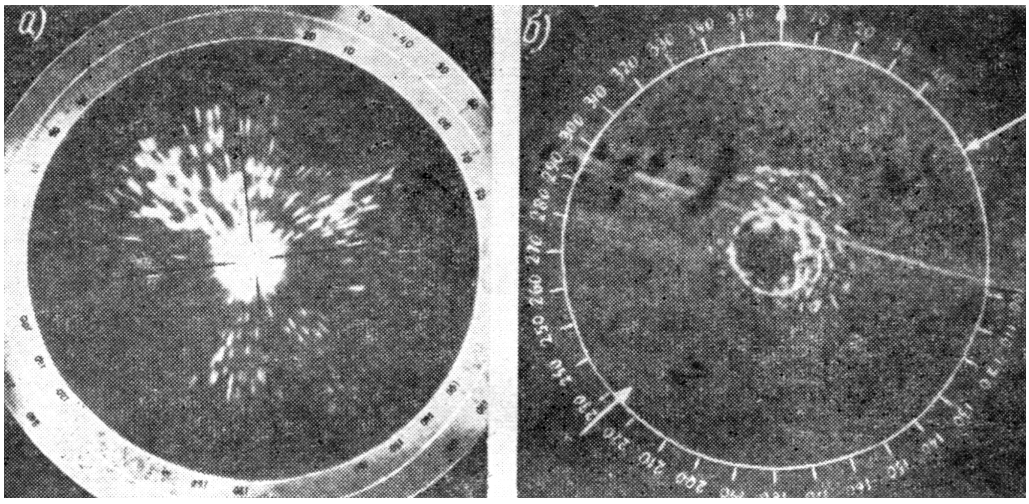


Рис. 88. Изображение волнения на экране радиолокатора.

Они имеют вид мерцающих точек вблизи центра экрана, которые при каждом обороте антенны изменяют положение, яркость и вид. Площадь экрана, покрываемая сигналами от волнения, их интенсивность зависят от силы волнения, его характера и размеров волн. Зона эхо-сигналов от доли на экране (см. рис. 87) имеет форму овала. Большая часть зоны при этом расположена с наветренной стороны. Это явление объясняется тем, что подветренные склоны волн, вследствие большой крутизны, дают более сильные эхо-сигналы, чем наветренные, более пологие.

Ввиду того что мощность рассеянной морскими волнами энергии радиоволн быстро убывает с увеличением расстояния от антенны, зона экрана, засвеченная сигналами от волнения, ограничена: при волнении 5 − 6 баллов радиус этой зоны не превышает 2 миль, а при сильном волнении может доходить до 3 − 4 миль.

Крупная зыбь на экране может наблюдаться на сравнительно больших расстояниях. Ряды валов зыби обычно дают очень четкие эхо-сигналы, которые позволяют уловить общее направление распространения зыби.

Когда ветровое волнение и зыбь отсутствуют, иногда можно обнаружить местные возмущения водной поверхности (сулои, буруны), похо-

жие на сигналы от волн, но располагающиеся отдельным пятном, границы потоков приливо-отливных течений.

Величины элементов ветровых волн и их повторяемость. Океанские ветровые волны могут достигать высоты 18 − 25 *м* и больше. В антарктических водах с дизель-электрохода «Обь» в 1958 г. инструментально была измерена высота волны 24,5 *м*. Длина ветровых волн достигает 400 *м*. Волны зыби могут обладать еще большей длиной. В Атлантическом океане, несколько севернее экватора, наблюдалась зыбь длиной 824 *м* с периодом 23 *сек* и скоростью распространения свыше 70 узлов.

В океанах при обычном волнении высота волн часто достигает 7 − 8 *м,* а длина − 120 − 150 *м с* периодом около 10 *сек;* на морях такие волны возможны как максимальные. Например, в Азовском и Балтийском морях высота волн достигает 3 − 5 *м,* в Черном, Японском, Восточно-Китайском, Южно-Китайском и Охотском морях − 6 − 8 *м*.

Навигационные пособия по волнению моря. Сведения о повторяемости волнения приводятся в лоциях, атласах, справочниках.

Лоции. Сведения о волнении в лоциях могут быть даны по-разному. Иногда дается только краткая словесная характеристика волнения, дающая общее представление о величине и характере волнения по сезонам года в отдельных районах морях, а иногда весьма подробная. Например, в лоции Японского моря подробное словесное описание характеристики волнения дополнено еще удобными для пользования схемами, картами и таблицами.

Атласы физико-географических данных. В атласах дается очень подробная характеристика волнового режима. Они состоят из набора различных карт, характеризующих волнение того или иного бассейна по месяцам и сезонам года. Например, Атлас физико-географических данных северной части Атлантического океана, изд. 1955 г., содержит карты волнения и карты зыби для четырех сезонов года. На этих картах «розами» по восьми румбам показаны повторяемость волнения и зыби по направлению и силе в отдельных квадратах океана. Длина отдельных лучей «розы» в масштабе шкалы определяет процент повторяемости направления волнения. Цифры в кружках определяют процент отсутствия волнения, цифры в нижнем углу квадрата − число использованных наблюдений над волнением в данном квадрате.

Для определения повторяемости волнения и зыби на пути следования судна следует определить характеристики «розы» волнения соответствующих квадратов.

В Атласе помещены также карты повторяемости волнения и зыби в процентах от общего числа наблюдений. При этом даны карты для слабого и сильного волнений, слабой и крупной зыби в изолиниях и штриховке голубых оттенков.

В других подобных Атласах, например Климатологическом и гидрологическом атласе Балтийского моря, изд. 1957 г., представлен целый ряд карт, на которых изолиниями показаны характеристики величин и рас-

пределение волнения на каждый месяц года. В данном атласе содержатся карты среднего балла волнения, карты повторяемости волнения различной силы для каждого месяца года и ежемесячные карты повторяемости сильного волнения.

Справочники и таблицы по волнению. Из таких справочников для судоводителей большой интерес представляет издание Регистра СССР «Справочные данные по режиму ветров и волнения на морях, омывающих берега СССР», изд. 1962 г.

В этом пособии имеются таблицы повторяемости ветров и волнения, даны также значения наибольших высот и соответствующих им длин и периодов волн. В пособии имеется Таблица зависимости элементов волн от скорости, продолжительности и длины разгона ветра. С ее помощью для районов открытого моря по скорости ветра *(м/сек)* и длине разгона волн *(км)* можно определять их высоту, период и продолжительность роста.

Содержащиеся в перечисленных и в других подобных им пособиях сведения по волнению моря позволяют мореплавателю решать ряд практически важных задач: правильно оценить условия плавания и выбрать наиболее выгодные и безопасные навигационные пути с учетом ветра и волнения, учесть эти данные при проектировании новых судов и правильной их классификации по районам плавания при разработке норм и правил Регистра СССР.

Вопросы для повторения.

1. Каковы причины, вызывающие волнение?
2. Как классифицируются морские волны?
3. Каков процесс возникновения, развития и затухания ветровых волн?
4. Какие существуют типы и формы волнения?
5. Каков характер волнения в открытых океанах, во внутренних морях и у берегов?
6. Какое влияние оказывает волнение на мореплавание?
7. Какими элементами характеризуются волны?
8. Какая зависимость существует между элементами волн?
9. От каких факторов зависит размер элементов волн?
10. Какие существуют шкалы для определения волнения моря и как ими пользоваться.
11. Какие существуют пособия по волнению моря?

Глава XVI.
КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

§ 61. Уровень океанов и морей

Под уровнем моря понимается положение поверхности воды в данном месте в данный момент, т. е. действительная глубина моря (Гл) в этом месте в определенный момент.

Причины колебания уровня моря. Основными причинами, вызывающими колебания уровня, в особенности у побережий океанов и морей, являются: приливы и отливы, ветровой нагон и сгон воды, изменения атмосферного давления над океанами и морями, течения, сейши, изменение плотности воды. Под действием этих причин происходит перераспределение масс воды в границах бассейна, повышается уровень в одних районах и понижается в других. Другими причинами изменения уровня моря являются приток речных вод, выпадение осадков над морем, испарение с поверхности моря. Большие колебания уровня могут происходить вследствие землетрясения и моретрясения, извержения вулканов.

Колебания уровня в океанах и морях подразделяются на два типа: периодические (например, приливы и отливы) и непериодические, или случайные (например, под действием ветра, изменения атмосферного давления и др.).

Средний уровень моря. Часто при изучении режима уровня морей и океанов требуется знать не истинные величины высот уровня, а среднее его значение. Средним уровнем называется среднее арифметическое значение уровня, вычисленное из наблюдений за тот или иной промежуток времени. В зависимости от промежутка времени, за который производится вычисление, определяют следующие средние уровни: среднесуточный, среднемесячный, среднегодовой и средний многолетний.

Приборы для наблюдения за уровнем моря. Наблюдения за уровнем моря производятся с помощью специальных приборов и состоят в том, что в определенных точках, называемых водомерными постами, ежедневно в установленные сроки измеряют высоту поверхности моря над условно выбранным уровнем, принимаемым за начало отсчетов − нуль отсчетов, называемым нулем поста.

Для наблюдения за колебанием уровня моря применяются разнообразные приборы. Наиболее простой и распространенный из них − *водомерная рейка,* или *футшток, представляющая* собой металлическую или деревянную рейку с поперечными делениями. Чаще всего употребляются металлические футштоки (рис. 89) с фарфоровыми белыми вкладышами. Деления на рейке располагаются в шахматном порядке и наносятся снизу через каждый дециметр. Ширина каждого деления (белого или черного) обычно равна 2 *см*. Рейка прочно прикрепляется в вертикальном положении к стенке причала или другим каким-либо гидротехническим соору-

жениям, а также к отвесным приглубым берегам или к забитой в дно свае.

Футшток должен быть установлен так, чтобы нуль его шкалы не обнажался при самых низких уровнях. Нуль футштока с помощью нивелирования связывается с какой-либо прочной маркой (репером) на берегу, чтобы можно было контролировать постоянство высотного положения нуля футштока. Отсчет с точностью до 1 *см* производят по тому делению рейки, на уровне которого в момент наблюдения стоит вода. При отсчете необходимо учитывать и исключать искажения уровня за счет колебаний поверхности воды при волнении моря. В таком случае берут два отсчета: в момент прохождения гребня и в момент прохождения подошвы волны. Среднее из этих отсчетов и принимается за уровень моря.

Для непрерывной записи колебаний уровня служит прибор, называемый *самописцем уровня моря,* или мареографом. Принцип действия прибора основан на преобразовании вертикальных перемещений поплавка, находящегося на поверхности воды, в пропорциональные перемещения стрелки с пером, записывающим их на ленте, наложенной на барабан, вращаемый часовым механизмом.

1 – рейка;
2 – вкладыши сантиметров;
3 – вкладыши дециметров



Рис. 89. Металлическая водомерная рейка (футшток) с фарфоровыми вкладышами

Помимо береговых мареографов, применяются еще мареографы открытого моря. Принцип действия этих приборов основан на измерении гидростатического давления (высоты столба воды над датчиком). Приемник гидростатического давления помещается на дне моря вдали от берегов или в прибрежной зоне.

На мелководных участках моря, глубины которых лимитируют судоходство, устанавливают радиомариографы «Перекат». Прибор предназначен для автоматического изменения уровня и передачи данных измерений по радио, а также их регистрации.

Наблюдения за колебанием уровня моря непосредственно с судна сводятся к наблюдениям за изменением глубины под килем с помощью эхолота или ручного лота, когда судно стоит на якоре.

Второй способ состоит в непрерывном измерении глубины эхолотом под днищем судна, стоящего на якоре.

Приведение уровня моря к нулю поста. В каждом пункте наблюдений за уровнем, как уже было сказано, выбирается исходный горизонт. Условный исходный горизонт, от которого ведутся отсчеты уровня на данном водомерном пункте, называется нулем поста. Обычно за нуль поста выбирается горизонт, расположенный ниже самого низкого уровня моря, возможного в пункте наблюдений. Это делается для того, чтобы отсчеты уровня всегда имели положительный знак.

Для приведения отсчета уровня к нулю поста нужно к произведенному отсчету уровня алгебраически прибавить превышение (положительное или отрицательное) нуля футштока над нулем данного поста.

Примеры: 1. Отсчет по футштоку равен 63 *см;* нуль футштока расположен выше принятого нуля поста на 200 *см.* Уровень, приведенный к нулю поста, равен 63+200=263 *см.*

2. Отсчет по футштоку равен 175 *см;* нуль футштока расположен ниже принятого нуля поста на 50 *см.* Уровень, приведенный к нулю поста, равен 175+(−50) = 125 см.

Для сравнимости наблюдений, произведенных в разных пунктах моря и в разных марях, необходимо, чтобы отсчеты уровней можно было привести к одному и тому же горизонту. В СССР за такой горизонт принят нуль Кронштадтского футштока[1].

Для того чтобы привести отсчеты уровня к единому горизонту (нулю Кронштадтского футштока), нужно знать положение нуля поста каждого водомерного пункта относительно репера, входящего в государственную нивелирную сеть.

Значение наблюдения за уровнем моря для мореплавания. Данные о высоте уровня необходимы судоводителям, так как высота уровня в мелководных прибрежных районах определяет возможность прохода судов с той или иной осадкой. Очень важны сведения о колебаниях уровня и для производственной деятельности портов, так как положением уровня определяется высота портовых сооружений, объем землечерпательных работ на подходных каналах, глубины у причалов.

Наблюдения за колебаниями уровня позволяют установить: средний уровень, значения наивысшего и наинизшего уровня за тот или иной период наблюдений; характер и закономерность изменения уровня, что очень важно знать для его предвычисления.

[1] **В настоящее время наблюдения приводятся к единому горизонту отметке на 5 *м* ниже нуля Кронштадтского футштока.**

§ 62. Приливы

Понятие о явлении прилива. Приливами, или приливо-отливными явлениями, в океанах и морях называются периодические колебания (подъем и падение) уровня моря, происходящие под влиянием сил притяжения Луны и Солнца. Такие приливо-отливные колебания для краткости принято называть приливами.

Явления прилива протекают следующим образом: уровень моря достигает наивысшего положения вскоре после прохождения Луны через меридиан данного места, затем постепенно понижается и доходит до самого низкого положения в то время, когда Луна находится близко у горизонта. Дальнейшее движение Луны под горизонтом сопровождается подъемом уровня, и новый наивысший уровень наступает около момента нижней кульминации Луны. Далее уровень снова понижается, и около времени восхода Луны наступает наинизшее стояние его. После этого он опять растет вместе с высотой Луны и около момента прохождения ее через меридиан опять наступает наивысшее стояние, затем уровень снова понижается и т. д. Таким образом, прилив − явление периодического характера, так как наивысшие стояния уровня, также как наинизшие, повторяются через почти одинаковые промежутки времени, приблизительно через 12,5 *ч.* Такие приливы называются полусуточными, они чаще других наблюдаются в Мировом океане.

По своей природе приливные колебания уровня относятся к волновым движениям. Но эти волны «невидимы» вследствие своей огромной длины. Длина приливной волны достигает почти 2000 *км,* Скорость приливной волны тоже очень велика − 160 *км/ч* (около 86 узлов).

Частицы воды в приливной волне движутся по замкнутым орбитам, имеющим форму эллипса, с осью, очень вытянутой в горизонтальном направлении. Вертикальные составляющие движения частиц по орбитам проявляются в приливных колебаниях уровня, а горизонтальные − в приливных течениях. Таким образом, движение частиц по их орбитам наблюдатель воспринимает как периодические колебания уровня и течений.

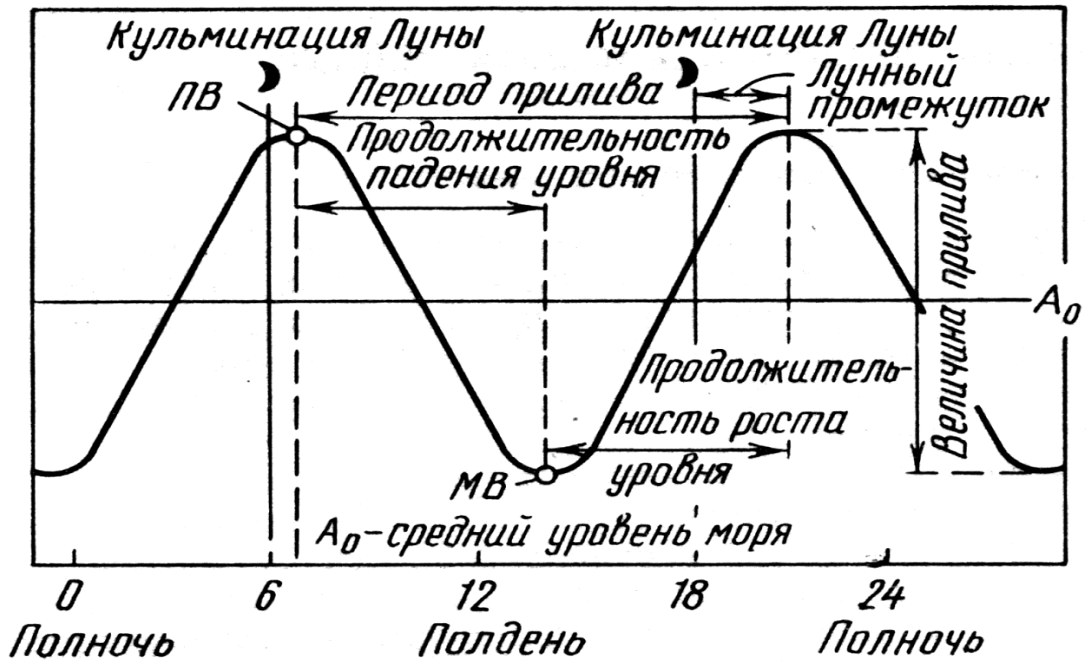
Основные термины, определения, характер приливов.

Приливо-отливные колебания характеризуются различными элементами. Подъем уровня называется приливом, а падение − отливом.

Полной водой (ПВ) называется наивысшее положение уровня при приливе, а *малой (МВ)* − наинизшее при отливе.

Периодом прилива называется промежуток времени между двумя последовательными полными или малыми водами. В зависимости от периода различают приливы полусуточные, суточные и смешанные.

Полусуточные приливы имеют средний период, равный половине лунных суток (12 *ч* 25 *мин),* вследствие чего в течение лунных суток (24 *ч*



50 *мин)* наблюдаются две полные и две малые воды.

Суточные приливы имеют средний период, равный лунным суткам (24 *ч* 50 *мин),* вследствие чего в течение лунных суток наблюдается одна полная и одна малая вода.

Смешанные приливы – наиболее сложные по характеру приливы, у которых в течение половины лунного месяца период меняется с полусуточного на суточный и наоборот. Если преобладает полусуточный период, то такой смешанный прилив называют неправильным полусуточным, а если суточный – неправильным суточным приливом.

Высотой прилива называется фактическое положение уровня в данный момент, отсчитываемое от принятого нуля глубин. В СССР отсчет высот уровня на морях с приливами ведется от наинизшей малой воды. Этот уровень называется теоретическим *нулем глубин.* На тех морях СССР, где приливо-отливные колебания уровня незначительны (не более 0,5 *м),* как, например, в Черном, Азовском, Каспийском морях, за нуль глубин принят средний многолетний уровень моря.

В связи с вышесказанным глубина в любой точке может быть определена путем алгебраического суммирования глубины, указанной на карте, и высоты прилива, вычисленного для данного приливного пункта на заданное время. Для решения обратной задачи, которая может встретиться в морях с приливами, при сравнении глубин, измеренных лотом, с глубинами, указанными на карте, нужно из глубины, измеренной лотом, вычесть высоту прилива, рассчитанную для данного момента.

Амплитуда прилива – разность между высотой уровня в полную или малую воду и средним уровнем. Так как приливы бывают не всегда симметричными относительно среднего уровня, то и амплитуды, определяемые по полной и малой воде, не всегда будут равны между собой.

Величина прилива–разность между высотами уровней полной и малой воды.

Для характеристики приливов по времени применяются следующие определения.

Время полной воды $t_{пв}$ – момент наступления полной воды. Время малой воды $t_{МВ}$ – момент наступления малой воды.

Время роста или подъема уровня $T_п$ – промежуток времени, в течение которого происходит повышение уровня от малой до пол-ной воды.

Время падения уровня $T_п$ – промежуток времени, в течение которого происходит падение уровня от полной до малой воды.

Продолжительность стояния уровня $T_с$ – промежуток времени, в течение которого уровень, дойдя до определенной высоты, остается неизменным.

Лунный промежуток $T_л$ – промежуток времени между моментом кульминации Луны на меридиане данного места и моментом наступления ближайшей полной воды.

Средний прикладной час (ПЧ$_{СР}$)–величина среднего из лунных промежутков за половину лунного месяца.

Прикладной час порта (ПЧ) – среднее значение из лунных промежутков в сизигию при среднем расстоянии Земли от Луны и Солнца, равном нулю.

Котидальная линия – это линия, соединяющая точки, в которых полная вода наступает в один и тот же момент. Каждая котидальная линия обозначается часом лунного гринвичского времени (т. е. числом лунных часов, прошедших от момента кульминации Луны в Гринвиче до наступления полной воды), называемого котидальным часом. Лунный час равен 1 *ч* 02 *мин* среднего солнечного времени.

Для смешанных приливов, у которых высоты смежных полных и малых вод, а также время роста и время падения резко отличаются друг от друга (рис. 90), вводятся дополнительные термины:

высота высокой полной воды $h_{ВПВ}$ –высота большой полной воды над принятым нулем глубин;

высота низкой полной воды $h_{НПВ}$–высота меньшей полной воды;

высота высокой малой воды $h_{ВМВ}$ – большая высота малой воды;

высота низкой малой воды $h_{НМВ}$ – меньшая высота малой воды;

суточное неравенство высот полных вод $CHh_{ПВ}$ – разность между высотами высокой и низкой полных вод;

суточное неравенство высот малых вод $CHh_{МВ}$ – разность между высотами высокой и низкой малых вод;

большая величина приливов за сутки B – разность между высокой полной и низкой малой водой; $B = H_{ВПВ} - h_{НМВ}$;

малая величина приливов за сутки b – разность между низкой Полной и высокой малой водой.

Влияние различных факторов на величину и характер приливов. На величину и характер приливов, кроме астрономических факторов, существенное влияние оказывают физико-географические условия: очертания берегов, размеры водоемов, глубины, наличие островов и т. д. В откры-

тых глубоких частях океана величина прилива близка к теоретической и равна 1 *м*. В то же время совсем другие величины приливов наблюдаются у берегов материков и особенно в узких и длинных заливах, где они могут достигать более 10−12 *м*. Максимальная величина прилива (18 *м)* наблюдается в заливе Фанди, у берегов Северной Америки (полуостров Новая Шотландия, Канада). Такая необычайно большая величина прилива

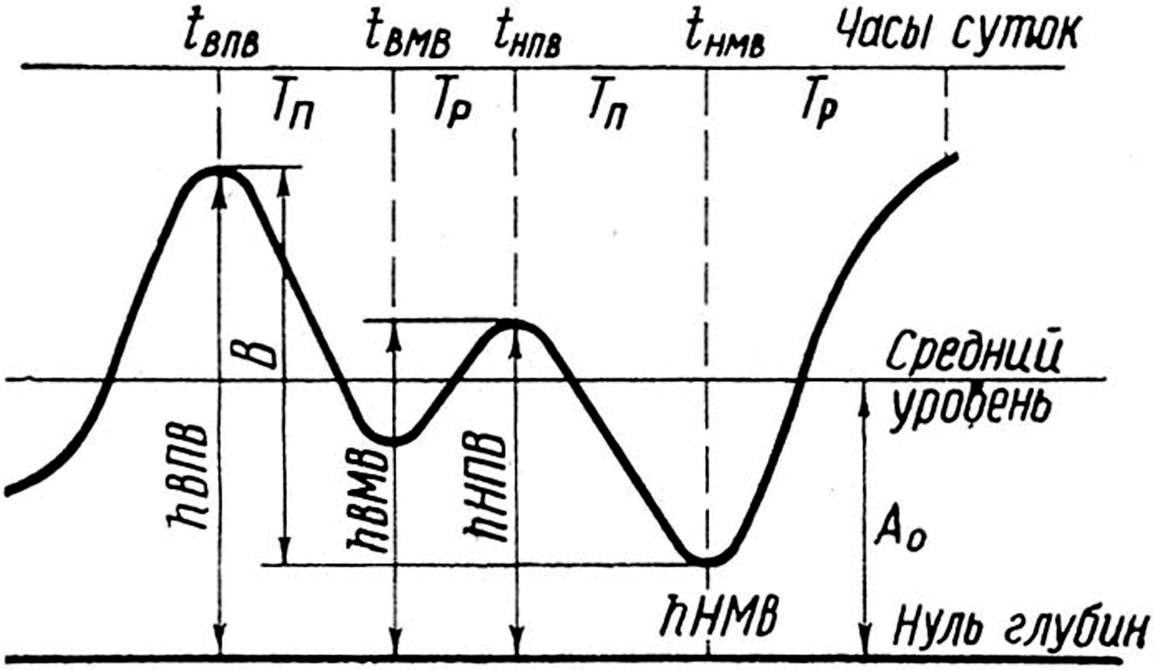


Рис. 90. Смешанный прилив и его характеристики

объясняется тем, что залив Фанди представляет собой длинный узкий залив с постепенно уменьшающимися шириной и глубиной.

Влияние мелководья сказывается чаще всего на полусуточных приливах, приводя к нарушению симметрии в подъеме и спаде уровня, т. е. к неодинаковому времени его роста и падения.

Установлено, что ветер, атмосферное давление и льды также оказывают большое влияние на приливы.

Ветер, имеющий направление, противоположное направлению движения приливной волны, вызывает уменьшение скорости ее распространения и одновременно уменьшает величину прилива. Наоборот, ветер, имеющий направление, попутное направлению движения приливной волны, вызывает увеличение скорости ее распространения и одновременно увеличивает величину приливов. Резкие и сильные шквалы могут изменить время наступления полных и малых вод и вызвать даже суточное неравенство и по высоте и по времени. На явления приливов особенно большое влияние оказывают устойчивые ветры одного направления.

Большие колебания атмосферного давления также заметно влияют на высоту уровня моря в районах с приливами и учитываются с помощью вспомогательной таблицы, помещенной в Таблицах приливов. С уменьшением атмосферного давления уровень моря повышается, с увеличени-

ем − понижается. При этом изменению атмосферного давления на 1 *мб* в среднем соответствует изменение уровня моря на 1 *см*.

Лед способен тормозить и одновременно гасить приливную волну, а также в некоторой степени изменять направление ее распространения. Подмечено, что зимой в тех районах, где наблюдается лед, величина прилива уменьшается, а летом возрастает.

Приливообразующие силы. Явления прилива, как уже указывалось, возникают вследствие действия сил притяжения Луны и Солнца. Эти силы называются приливообразующими. Для простоты рассуждения рассмотрим сначала влияние приливообразующей силы Луны на частицу Земли.

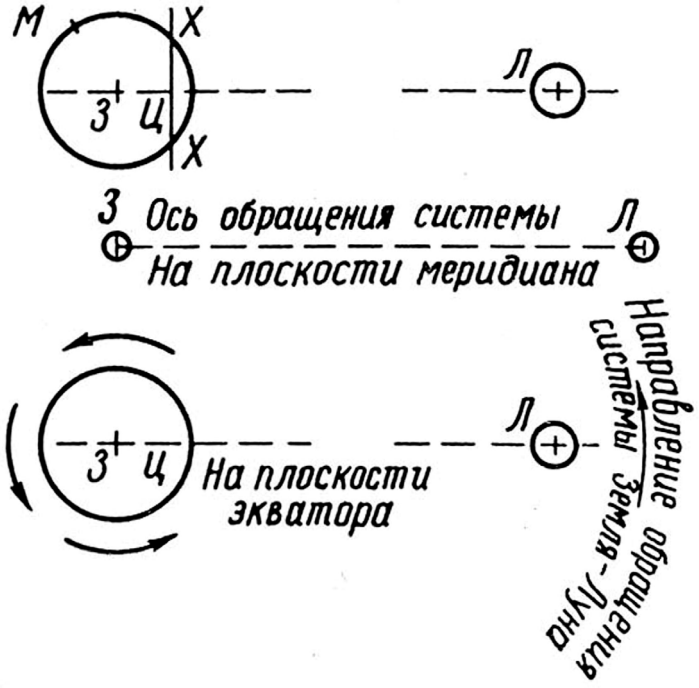


Рис. 91. Схема движения системы тел Земля-Луна.

Согласно закону всемирного тяготения Луна, как и другие планеты, притягивает к себе каждую частицу Земли. Так как частицы Земли находятся на неодинаковом расстоянии от Луны, то и сила, с которой они тяготеют к ней, неодинакова. Частицы, расположенные ближе к Луне, притягиваются сильнее, чем те, которые находятся на большем расстоянии.

Кроме силы притяжения Луны, на каждую частицу Земли действует центробежная сила, возникающая вследствие вращения системы Земля− Луна вокруг общего центра тяжести. Так как масса Земли больше массы Луны в 81,5 раза, то этот центр находится внутри Земли на расстоянии от ее центра, равном 0,73 радиуса Земли. На рис. 91 показана схема движения систем тел Земля−Луна, их общий центр тяжести *Ц* и общая ось вращения системы *х−х*. Луна и Земля совершают полный оборот вокруг центра тяжести системы за промежуток времени, равный одному лунному месяцу.

Доказано, что центробежные силы, возникающие в каждой точке Земли при вращении вокруг центра тяжести системы Земля− Луна, равны

между собой, параллельны друг другу и направлены в сторону от Луны.

Каждая частица воды находится под воздействием двух сил: центробежной и силы притяжения Луны. Центробежные силы для всех точек водной оболочки, как сказано выше, одинаковы по величине и направлению, а сила притяжения Луны будет во всех точках различной, так как ее направление зависит от положения Луны и ее величина будет изменяться обратно пропорционально квадрату расстояния до Луны.

Равнодействующая этих двух сил в каждой точке Земли, т. е. силы притяжения Луной и центробежной силы, возникающей в этой точке от вращения Земли вокруг центра тяжести системы Земля–Луна, и называется приливообразующей силой Луны.

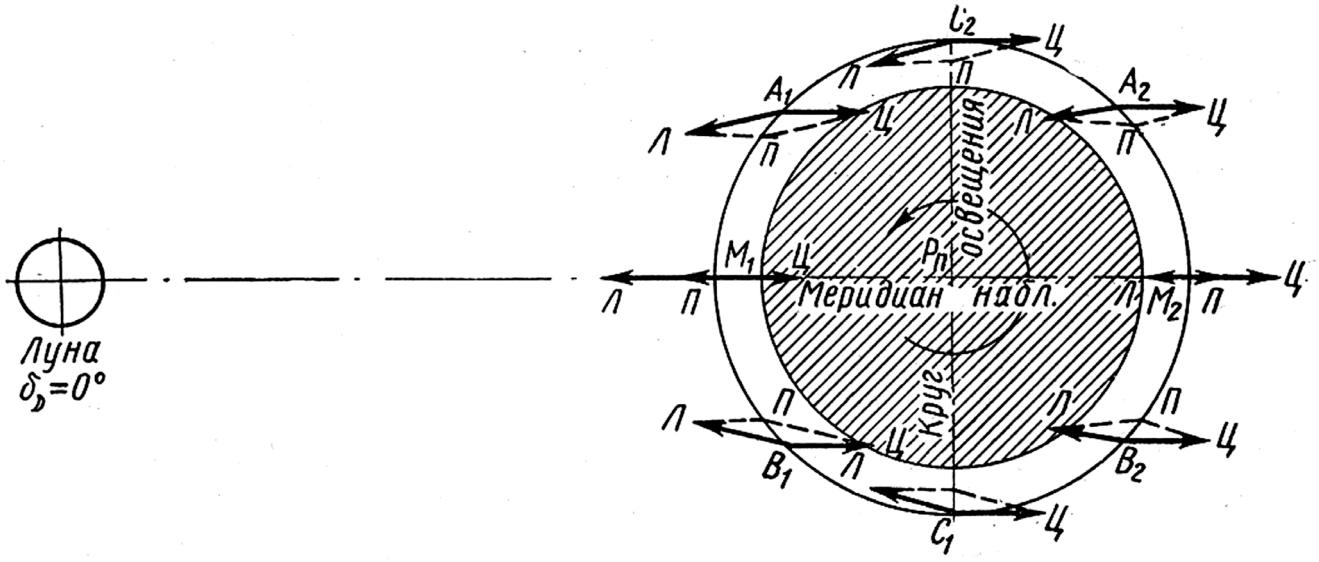


Рис. 92. Приливообразующие силы Луны

На рис. 92 приливообразующая сила Луны показана вектором П (с чертой), центробежная – Ц(с чертой) и сила притяжения Луны – *Л*. Допустим, что Мировой океан покрывает земной шар непрерывным слоем одинаковой толщины. Рассмотрим случай, когда склонение Луны равно нулю, т. е. когда Луна находится на плоскости экватора.

На рисунке видно, что приливообразующая сила имеет в каждой точке различную величину и направление. Приливообразующие силы слева от линии C_1C_2 имеют общее направление к Луне, справа – от Луны.

Несмотря на малые значения, горизонтальная составляющая приливообразующих сил, действуя перпендикулярно силе тяжести, вызывает значительные горизонтальные перемещения водных масс и соответствующие изменения уровня моря. Вертикальная составляющая, хотя она и несколько больше, горизонтальной, совершает работу против силы тяжести.В точках M_1 M_2 и C_1 C_2 приливообразующие силы вертикальны; в точках A_1, A_2 и B_1 , B_2, симметричных относительно меридиана, на котором Луна в данный момент кульминирует, направлены по касательной к водной поверхности. Поэтому они вызывают смещение вод с обеих сторон к меридиану, на котором произойдет, следовательно, наибольшее повыше-

ние уровня, т. е. наступит полная вода, в точках C_1 , C_2 – понижение, т. е. наступит малая вода.

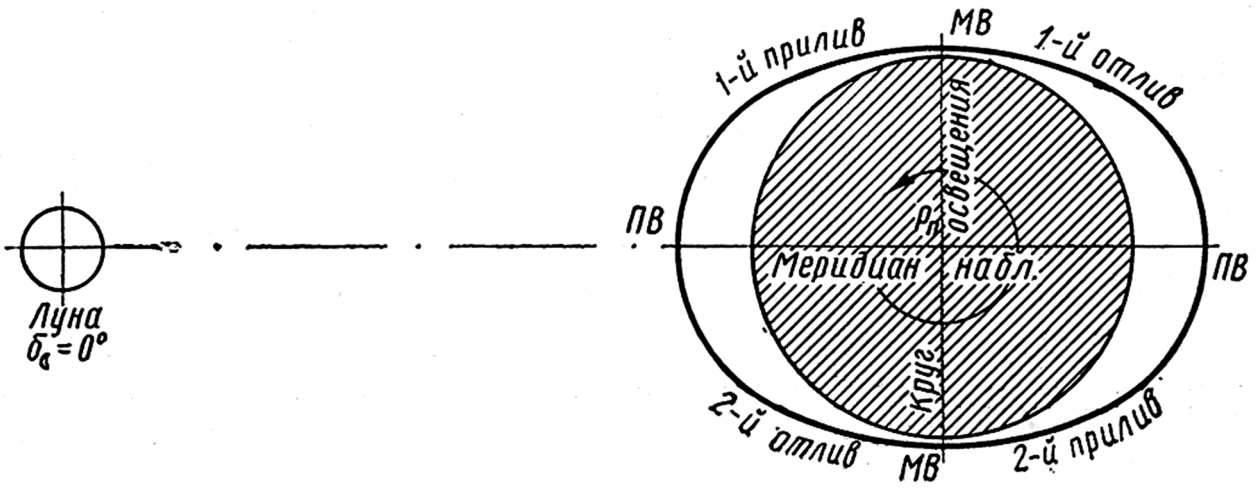


Рис. 93. Приливной эллипсоид при склонении Луны, равном нулю.

Под влиянием приливообразующих сил вся поверхность Мирового океана примет форму приливного эллипсоида (рис. 93). Каждая половина приливного эллипсоида представляет собой как бы приливную волну с гребнем в точках полной воды и подошвами в точках малой воды. Вследствие вращения Земли вокруг собственной оси приливная волна непрерывно обегает земной шар с запада на восток, периодически повышая и понижая уровень на каждом меридиане.

Кроме Луны, Солнце также создает на Земле приливообразующие силы. Их схема может быть построена по аналогии со схемой приливообразующих сил Луны. Но вследствие того, что Солнце находится от Земли в 390 раз дальше, чем Луна, приливообразующая сила Солнца, несмотря на его большую массу (в 30 миллионов раз больше массы Луны), в 2,17 раза меньше приливообразующей силы Луны.

Обе системы прилива совершенно независимы друг от друга, но в природе они складываются, и в действительности наблюдается лунно-солнечный прилив. Вследствие непрерывного изменения взаимного положения Земли, Луны и Солнца изменяются и их приливообразующие силы. Они могут действовать в одном и том же или в противоположных направлениях, т. е. складываться друг с другом или вычитаться. Это влияет на характер и величину наблюдаемых приливов и вызывает их изменения. Период полусуточных лунных приливов равен *12 ч 25 мин,* солнечных – 12ч,

Неравенства приливов. Наблюдения показывают, что величина прилива и время наступления полных и малых вод не остаются неизменными ото дня ко дню, а при смешанных приливах – и в течение суток. Неравенствами прилива называются отклонения времени наступления полных и малых вод и величин прилива от их средних значений для данного места. Причиной этого служит изменение во взаимном расположении Луны, Солнца и Земли и изменение расстояний между ними. Учитывая, что

приливообразующая сила Луны больше приливообразующей силы Солнца, главные неравенства связаны с изменениями взаимного положения Луны и Земли.

Выделяются следующие основные виды неравенств в явлении приливов: суточные, полумесячные и параллактические.

Суточные неравенства характеризуются неравенством по высоте двух смежных полных и малых вод в течение суток и неравенством во времени их падения и роста. Эти неравенства зависят от склонения Луны и Солнца и физико-географических условий места (широты, долготы, конфигурации берегов, глубины и пр.). В зависимости от этого суточные неравенства выражаются различно – от мало заметной разницы в высоте двух смежных полных или малых вод до полного исчезновения одной полной или одной малой воды. Наиболее сильно эти неравенства выражены в смешанных приливах (см. рис. 91). Например, при неправильных суточных приливах суточное неравенство в высотах уровня при больших склонениях Луны приводит к исчезновению низкой полной и высокой малой вод и соответственно к переходу от полусуточных к суточным приливам.

Полумесячные неравенства приливов характеризуются тем, что амплитуды приливов в течение лунного месяца постепенно, изо дня в день, изменяются: два раза в месяц наблюдаются приливы с большими амплитудами и два раза – с малыми амплитудами; период этих изменений составляет 14,6 суток (около половины лунного месяца). Эти изменения и называются полумесячным неравенством в высотах или амплитудах приливов.

Полумесячные неравенства подразделяются на два вида: неравенства, связанные с изменением фаз Луны (фазовое неравенство), и неравенства, связанные с изменением склонения Луны в течение месяца.

Неравенства в зависимости от изменений фаз Луны заключаются в том, что наибольшие величины приливов наблюдаются в дни, когда Луна и Солнце кульминируют одновременно (приливообразующие силы складываются), а наименьшие – когда Луна и Солнце кульминируют одно после другого через 6 ч. В связи с этим приливы с максимальными величинами приливов, наблюдаемые в периоды новолуний и полнолуний, называются ***сизигийными,*** а приливы с минимальными величинами приливов, наблюдаемые в период первой и последней четверти – ***квадратурными***.

Неравенства в зависимости от изменений фаз Луны характерны для полусуточных приливов. Величины приливов при сизигийных и квадратурных приливах могут отличаться друг от друга до 40 – 50%. Фазовое неравенство – самое большое.

На рис. 94 показана схема изменения взаимного положения Луны, Солнца и Земли в течение лунного месяца. Полная лунная вода на рисунке показана белой серповидной полоской с редкой штриховкой, а полная солнечная – черной.

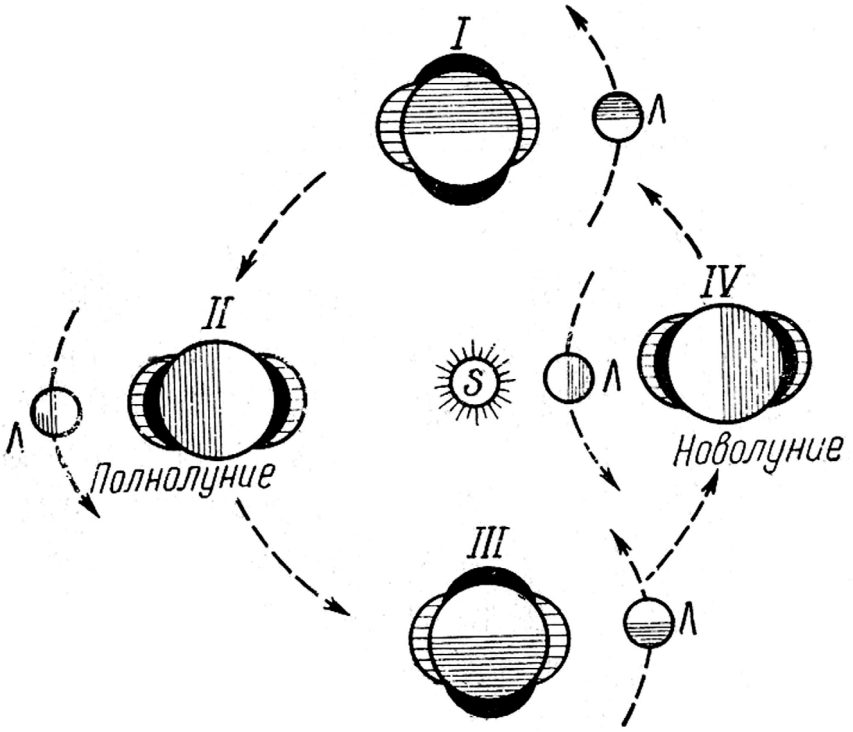


Рис. 94 Схема изменения взаимного положения Луны, Солнца и Земли в течение лунного месяца.

Вследствие влияния физико-географических условий наибольшие величины приливов наблюдаются не точно в момент сизигии, а спустя некоторое время. Промежуток времени от сизигии до момента наступления наибольших величин прилива (сизигии) называется возрастом фазового неравенства, или возрастом полусуточного прилива.

Неравенства в зависимости от склонения Луны характерны для суточных приливов и приливов, которые хотя бы на квадратурный непродолжительное время в течение месяца становятся суточными. Они заключаются в том, что приливы достигают наибольшей величины при наибольшем склонении Луны. Такие приливы называются *тропическими,* так как Луна в это время находится вблизи тропиков. При склонении Луны, равном нулю (когда Луна проходит через экватор), величины приливов наименьшие и называются *равноденственными,* или экваториальными, так как Луна в это время находится вблизи точек весеннего или осеннего равноденствия.

Тропические и равноденственные приливы постепенно изменяются в течение года в зависимости от склонения Солнца. Вследствие влияния физико-географических условий тропические приливы отстают от момента максимального склонения Луны на определенную величину, которая называется возрастом суточного прилива. Параллактические неравенства – неравенства прилива, обусловленные изменением расстояния от Земли до Луны и Солнца. При наименьших расстояниях от Земли до Луны и Солнца приливы наибольшие, а при наибольших– наименьшие.

Величина прилива и его характер в океанах и морях. Атлантический океан. В Атлантическом океане наблюдаются наибольшие по величине

приливы. Как уже указывалось выше, в заливе Фанди, расположенном между материком Северной Америки и полуостровом Новая Шотландия, в сизигию величина прилива может достигать 18 *м.* Она является наибольшей для всего Мирового океана- Большие значения имеет величина прилива у южных берегов Аргентины, где в порту Гальегос она достигает 14 *м.*

Значительные величины приливов наблюдаются у юго-западных берегов Англии в Бристольском заливе − до 11,5 *м,* в Ливерпуле − до 8 л, в устье реки Темзы − до 6,3 *м.* У побережья Исландии, в Рейкьявике, величина прилива достигает 4 *м.*

Величина прилива у островов открытого океана составляет 1 − 2 *м,* например, у Азорских островов − 1,2−1,8 *м,* у острова Св. Елены− 0,8 *м,* у острова Тристан-да-Кунья− 1,5 *м.* В Балтийском и Черном морях приливы практически не наблюдаются.

В Атлантическом океане и его морях наблюдаются преимущественно полусуточные приливы. Особенно хорошо полусуточный характер приливов выражен у побережья Западной Европы. В Карибском море и Мексиканском заливе характер приливов весьма разнообразен, здесь встречаются полусуточные, суточные и смешанные приливы.

Тихий океан. В ряде районов Тихого океана приливы превышают 7−9 *м.* У Аляски, в заливе Кука они достигают 7−8 *м,* в заливах Панамском и Калифорнийском − свыше 9 *м* (в устье реки Колорадо − 9,6 *м),* в прибрежных водах Чилийского архипелага − 8 *м.* У берегов Азии наибольшие приливы наблюдаются в верховьях Пенжинской губы в Охотском море − до 13 *м.* В Тихом океане правильные полусуточные приливы встречаются реже, чем суточные и смешанные. На побережьях Австралии, Азии и Северной Америки наблюдаются приливы преимущественно смешанного характера.

Индийский океан. Наибольшую величину имеют приливы у северных берегов Австралии (в заливе Колпер− 10,4 *м)* и заливах Бенгальском и Аравийском. В Мозамбикском проливе величина приливав достигает 2−6 *м,* у Южных берегов Африки и Австралии − 1−2 *м.* Приливы у островов Сейшельских − 1−2 *м,* у острова Маврикия − 0,5 *м.*

Северный Ледовитый океан. Наибольшие приливы наблюдаются в Белом море, где в Мезенской губе средняя сизигийная величина прилива достигает 8,5 *м.* В Баренцевом море наибольшие приливы наблюдаются у мурманского побережья − до 4 *м;* в Карском море − 0,5−1 *м,* в море Лаптевых наибольшие приливы бывают в Хатангском заливе − до 2−3 *м;* в Восточно-Сибирском на островах Де-Лонга − до 1 *м;* в Чукотском − до 1,5 *м.* Характер приливов в морях советской Арктики преимущественно полусуточный.

§ 63. Предвычисление приливов

Методы предвычисления элементов прилива. Предвычисление элементов прилива имеет очень важное значение для обеспечения безопасности мореплавания вблизи берегов и для работы морских портов. Основоположниками теории приливов и современных методов их предвычисления являются английские ученые И. Ньютон, У. Томсон, Дж. Дарвин и Дудсон. Значительный вклад внесли отечественные ученые А. Н. Сретенский, В. А. Березкин, А. И. Дуванин и другие.

Существует несколько методов предвычисления элементов прилива на заранее заданное время, из которых в настоящее время широкое распространение имеет метод гармонического анализа приливов.

На основании данных наблюдений за колебаниями уровня прилива можно построить кривую его изменений за некоторый промежуток времени. Эта кривая в зависимости от местных условий может быть очень сложной, но если только колебания уровня в данном месте вызываются периодическими силами, то при длительном ряде наблюдений закономерность этой периодичности может быть выявлена. В таком случае сложная кривая периодических колебаний уровня может быть разложена на ряд простых синусоид, сложение которых и даст в результате кривую уровня на будущее время.

Каждое простое гармоническое колебание (синусоидальная волна), входящее в состав сложного приливного колебания, характеризуется двумя постоянными: амплитудой прилива Я и углом положения *g.* Этот угол определяет опаздывание момента наступления полной воды каждого составляющего прилива относительно момента кульминации светила, вызывающего данную приливную волну. Величины *H и g,* характеризующие каждую из составляющих волн прилива, зависят от местных физико-географических условий и называются *гармоническими постоянными.* Они постоянны для данного места, но различны для разных мест.

Полная формула для расчета высоты прилива имеет 93 слагаемых (волны). На основании гармонического анализа составляются Таблицы приливов, с помощью которых можно предвычислять элементы приливов в различных портах.

Таблицы приливов. Основной способ предвычисления элементов прилива на судах − Таблицы приливов. Они подразделяются на постоянные и ежегодные.

Постоянные Таблицы приливов состоят из трех книг: «Воды европейской части СССР и прилегающих зарубежных районов», «Воды азиатской части СССР и прилегающих зарубежных районов» и «Зарубежные воды». Каждая книга содержит две части: часть I − Предвычисление моментов и высот полных и малых вод в основных портах, часть II − Поправки для вычислений приливов в дополнительных пунктах, гармонические постоянные приливов и ряд вспомогательных таблиц.

Ежегодные таблицы приливов состоят из четырех книг. «Зарубеж-

ные воды» представлены двумя книгами: «Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны» и «Тихий океан». Каждая книга состоит также из двух частей: часть I – Приливы в основных портах; часть II – Поправки для дополнительных пунктов.

С помощью Таблиц приливов производятся:

вычисление высот и моментов полных и малых вод в основных портах на заданные сутки;

вычисление высоты уровня моря в основном порту на любой заданный (промежуточный) момент между полной и малой водой;

определение времени, когда прилив достигает заданной величины;

предвычисления приливов в дополнительных пунктах.

При пользовании Таблицами необходимо прежде всего ознакомиться с оглавлением, чтобы иметь ясное представление о содержании книги, а также внимательно прочесть пояснения к ним.

Штурманский метод предвычисления приливов. Этот метод является упрощенным методом гармонического анализа. Он основан на возможности объединения волн, близких по периоду, когда не требуется очень высокой точности предвычисления уровня. Вычисления высот и моментов полных и малых вод этим методом просты, не требуют много времени и дают достаточную для практики точность. Вычисление штурманским методом ведется по специально разработанной схеме, отпечатанной на бланке формы «А» и помещенной в Таблице приливов.

Предвычисление приливов по негармоническим постоянным. Негармоническими постоянными называют прикладной час порта, величину прилива (сизигийную, квадратурную и среднюю), время роста и падения уровня. С помощью этих величин можно вычислить элементы приливов. Негармонические постоянные приливов можно получать из Таблиц приливов, лоций, карт и других пособий.

Значение приливов для судовождения. Приливы изменяют высоту уровня; в связи с этим при плавании у берегов, где наблюдаются значительные колебания приливо-отливного уровня, необходимо учитывать их для обеспечения безопасности мореплавания.

Суда с большой осадкой могут заходить в некоторые порты только в полную воду. Приливы иногда сопровождаются сильными приливо-отливными течениями. В полярных районах они создают дополнительные трудности плавания во льдах, сильные ледовые сжатия и торошения льда, могущие быть опасными для судов. Однако приливы и разрежают льды, что может быть выгодно использовано для судовождения. Приливы, усиленные сгонно-нагонными ветрами, могут привести к очень большому повышению или понижению уровня и вызвать огромные бедствия на берегу, аварии судов и т. д.

Вопросы для повторения.

1. Какие причины оказывают влияние на колебание уровня в океанах и морях?
2. Что называется средним уровнем моря?
3. С помощью каких приборов производятся наблюдения за колебаниями уровня?
4. Как производится приведение уровня к нулю поста?
5. В чем заключается явление приливов?
6. Что такое полная и малая вода, величина и амплитуда прилива?
7. Что такое полусуточные, суточные и смешанные приливы?
8. Что такое сизигийные и квадратурные приливы?
9. Что такое лунный промежуток и прикладной час порта?
10. Что такое приливообразующая сила?
11. Что называется неравенствами прилива?
12. Какие основные факторы влияют на величину приливов?
13. Что такое гармонические и негармонические постоянные прилива и для чего они практически используются?
14. Какие существуют методы предвычисления приливов?
15. Какое значение имеют приливы для судовождения?

Глава XVII.
МОРСКИЕ ТЕЧЕНИЯ

§ 64. Классификация течений

Основные причины, вызывающие морские течения. Морскими течениями называется перемещение масс воды в море, характеризующееся направлением и скоростью.

Основные силы (причины), вызывающие морские течения, подразделяются на внешние и внутренние. К внешним относятся ветер, атмосферное давление, приливообразующие силы Луны и Солнца; к внутренним – силы, возникающие вследствие неравномерного распределения по горизонтали плотности водных масс. Кроме внешних и внутренних сил, вызывающих морские течения, сразу же после возникновения движения водных масс появляются вторичные силы. К ним относятся отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса) и сила трения, замедляющая всякое движение. На направление течения оказывают влияние также конфигурация берегов и рельеф дна.

Классификация морских течений. Морские течения обычно классифицируются по:
силам, их вызывающим;
- устойчивости;
- глубине расположения;
- физико-химическим свойствам масс воды.

Главной является классификация по первому признаку.

По силам, вызывающим морские течения, последние подразделяются на три основные группы.

Градиентные течения, обусловленные действием горизонтальной составляющей (градиента гидростатического давления). Эта сила возникает, если по каким-либо причинам в одном месте уровень или плотность воды повышается, а в другом – понижается. При этом на одних и тех же уровнях создается разность гидростатического давления (градиент), горизонтальная составляющая которого, стремясь выравнять разность гидростатических давлений соседних водных масс, вызывает поступательные перемещения воды, т. е. течения из района, где гидростатическое давление больше, в район, где давление меньше.

В зависимости от причин, создающих на одинаковых уровнях разность гидростатических давлений водных масс, в группе градиентных течений выделяются:
сгонно-нагонные течения, возникающие при нагоне и сгоне уров-ня воды в том или ином месте под действием ветра;
барограднентные течения, обусловленные различным атмосферным давлением; уровень моря понижается в области повышенного атмосферного давления и поднимается в области пониженного; увеличение (или

уменьшение) давления атмосферы на 1 *мб* вызывает понижение (или повышение) уровня на 1 *см;*

сточные течения, вызываемые постоянным повышенным уровнем моря в некоторых его районах, например в результате речного стока;

плотностные течения, возникающие вследствие неравномерного распределения плотности воды в горизонтальном направлении, при этом более плотные воды перетекают в виде глубинного течения в область менее плотных, а менее плотные в виде поверхностных течений − в обратном направлении. (Например, течения в проливе Босфор, открытые адмиралом С. О. Макаровым, причиной их возникновения является разность плотностей воды в Черном и Мраморном морях: более соленые и плотные воды Мраморного моря в виде глубинного течения идут в Черное море, а распресненные, менее плотные, следовательно, и более легкие воды Черного моря идут поверхностным течением в Мраморное);

ветровые и дрейфовые течения, возникающие под действием ветра, в результате трения движущихся масс воздуха о водную поверхность. Течения, создаваемые временными и непродолжительными ветрами, называются ветровыми, а течения, созданные длительными или господствующими ветрами, когда водные массы успевают занять положение равновесия в соответствии с очертаниями берегов, рельефом дна и соседними системами морских течений,− дрейфовыми. Примером постоянных дрейфовых течений в Мировом океане являются северное и южное экваториальные течения в Тихом и Атлантическом океанах, созданные постоянными пассатными ветрами, поэтому эти течения часто называют еще и пассатными;

приливо-отливные течения, вызываемые действием периодических приливообразующих сил Луны и Солнца.

По устойчивости течения подразделяются на:

постоянные − течения, которые мало изменяются по направлению и скорости в течение сезона или года (например, экватори-аль-ные течения океанов, Гольфстрим и др.);

периодические − течения, повторяющиеся через равные промежутки времени (например, приливо- отливные);

временные (непериодические) −течения, вызываемые различными непостоянно действующими внешними силами и в первую очередь ветра, отличаются большой изменчивостью направлений и скоростей.

По глубине расположения течения разделяются на:

поверхностные, наблюдаемые в так называемом навигационном слое, т. е. в слое, соответствующем осадке надводных судов (0−15 м);

глубинные, наблюдаемые на различных глубинах от поверхности моря;

придонные, наблюдаемые в слое, прилегающем ко дну.

По физико-химическим свойствам масс воды течения подразделяют на ***теплые*** и ***холодные, соленые*** **и** ***распреснен-ные***. Характер течений при этом определяется соотношением температуры или солености водных масс, участвующих в течении, и окружающих вод.

§ 65. Методы и приборы для определения морских течений

Навигационный метод. Сущность навигационного метода определения морских течений заключается в сравнении счислимых и обсервованных мест судна. Если за время между обсервациями компас и лаг работали нормально, а ветра не было или он был незначительный, то снос обусловлен только течением. Направление и скорость течения в таком случае получают непосредственно из определения элементов сноса. Если же был ветер той или иной силы, то необходимо соответственно вводить поправку в элементы сноса на ветровой дрейф судна.

На точность навигационного метода определения элементов течения влияют ошибки в определении счислимого и обсервованного мест судна. Вместе с тем ни один из методов наблюдений над течениями не дал столько сведений о течениях океанов и морей, как навигационный. Многочисленные материалы наблюдений, произведенные этим методом, послужили для составления навигационных карт и атласов течений океанов и открытых морей. Все основные системы течений Мирового океана (Гольфстрим, пассатные и др.) были определены, изучены и нанесены на карты благодаря использованию навигационного метода определения течений.

Скорость течения определяется в метрах в секунду, в милях в час (узлах) или в милях в сутки в зависимости от целей и скорости течения. Направлением течения считается то направление, куда идет течение, т. е. течение «вытекает» из компаса; оно определяется в градусах от 0 до 360° или в румбах.

Метод поплавков. Метод поплавков состоит в том, что за поплавком, помещенным в струю течения, ведутся инструментальные наблюдения, служащие для определения местонахождения поплавка в определенные моменты времени. По нанесенному затем на карте пути перемещения поплавка определяется направление и скорость течения.

Поплавком может служить буек или веха, несущие на себе пассивный отражатель. Наблюдения за их перемещением под действием течения можно производить с помощью судовой РЛС, когда судно стоит на якоре. Отмечая на карте последовательное положение таких вех или буйков через определенные промежутки времени, можно определить направление и скорость течения.

Электромагнитный метод (ЭМИТ). Морская вода, как известно, обладает электропроводностью. Частицы морской воды, переносимые течением, пересекают силовые линии магнитного поля Земли, в результате чего в воде возникают электрические токи. Чем больше скорость течения и чем больше значение в данном месте вертикальной составляющей напряженности магнитного поля Земли, тем больше силовых линий будет пересекаться частицами воды и тем сильнее будут возбуждаться электрические токи в воде. Если измерить электродвижущую силу, возникающую в воде, то можно рассчитать скорость течения. В этом и состоит сущность

электромагнитного метода. Использование ЭМИТа позволяет создать систему абсолютного лага, т. е. лага, измеряющего скорость судна относительно грунта.

В полосе 15° к северу и к югу от магнитного экватора определять течения этим методом практически невозможно из-за очень малой напряженности вертикальной составляющей магнитного поля Земли. На магнитном экваторе она равна нулю, вблизи магнитных полюсов около 0,6 – 0,7 *э*.

Приборы для измерения течений. Морские вертушки. Для непосредственного измерения течений как в прибрежных, так и в открытых районах морей и океанов служат приборы, называемые морскими вертушками.

Наибольшее распространение для этих целей получила так называемая морская вертушка. Вращающейся частью вертушки служит легкий четырехлопастной винт, по числу оборотов которого и отмеченному времени действия прибора вычисляется скорость течения. Морская вертушка позволяет также определить направление течения.

Самописцы течений – приборы, автоматически регистрирующие скорость и направление течений. Они могут быть двух видов: автономные приборы, устанавливаемые в море на специальных буях, и приборы, применяемые с судов.

§ 66. Общая схема течений Мирового океана

Общая схема течений на поверхности Мирового океана представляет собой основные направления перемещения водных масс, осредненные за многолетний период наблюдений (рис. 95) .

Основная причина поверхностных течений в открытом океане – действие ветра. Поэтому существует тесная связь между направлениями и скоростью течений и преобладающими ветрами. В связи с этим карты течений на поверхности океанов и морей следует рассматривать как схемы, дающие общую картину.

В тропической зоне Мирового океана, где наблюдаются устойчивые пассатные ветры северо-восточного направления в северном полушарии и юго-восточного в южном, возникают по обе стороны экватора постоянные и мощные пассатные (или экваториальные) течения, направленные на запад.

Встречая на своем пути восточные берега материков, течения создают нагон воды (повышения уровня) и поворачивают вправо в северном полушарии и влево – в южном.

В широтах около 40° на массы воды воздействуют преимущественно западные ветры. В силу этого течения поворачивают на восток и северо-восток, а затем, встречая на своем пути западные берега материков, – на юг в северном полушарии и на север в южном, образуя замкнутые

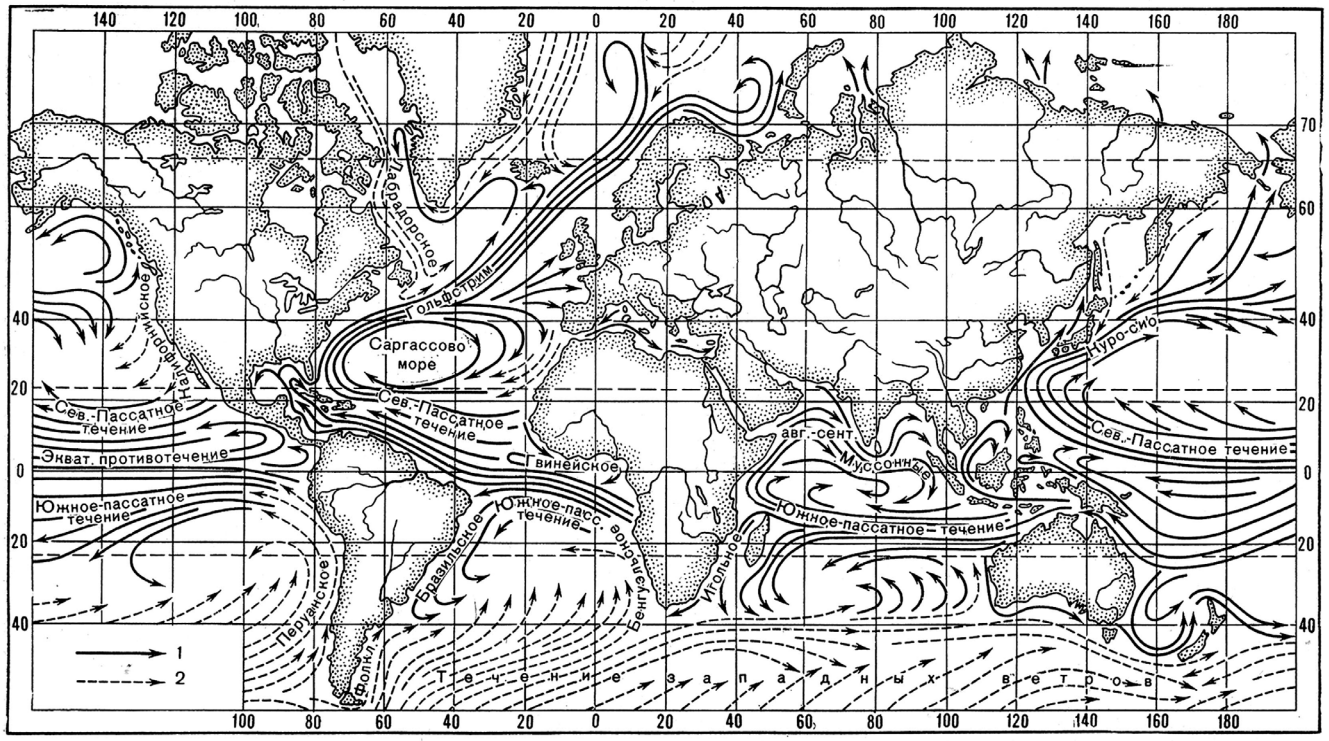


Рис. 95. Общая схема течений на поаерхности Мирового океана.

кольца течений между экватором и широтой 40 − 45°. Часть восточного течения в северном полушарии поворачивает на север, образуя ветвь циркуляции умеренных широт.

Между течениями пассатных зон северного и южного полушарий в экваториальной зоне возникают противотечения, направленные на восток.

Отличная от описанной схемы картина течений наблюдается только в тропической зоне северной половины Индийского океана. Здесь глубоко выдающийся на юг Индостан и обширный материк Азии создают благоприятные условия для развития муссонных ветров. По этой причине течения северной половины Индийского океана имеют сезонный ход в соответствии с сезонным ходом атмосферной циркуляции.

В умеренных широтах 45 − 65° в северных частях Атлантического и Тихого океанов течения образуют кольцо циркуляции против часовой стрелки. Однако вследствие неустойчивости атмосферной циркуляции в этих широтах течения также характеризуются малой устойчивостью, кроме тех ветвей, которые поддерживаются постоянным уклоном уровня океана от экватора к полюсам, например, теплые течения Северо-атлантическое и Северо-тихоокеанское.

В полярных широтах, как показывают наблюдения над дрейфом льдов, в Северном Ледовитом океане поверхностные течения следуют от берегов Азии через полюс к восточным берегам Гренландии. Такой характер течений, с одной стороны, вызван преобладанием здесь восточных ветров, а с другой − является компенсацией притока вод из Северной Атлантики.

У побережья Антарктики течения имеют преимущественно западное направление и образуют узкую полосу циркуляции вдоль берегов Антарктиды, направленную с востока на запад. В некотором удалении от берегов течения имеют восточное направление, следуя за господствующими западными ветрами умеренных широт.

Характеристика **основных течений океанов.** Атлантический океан. Северное пассатное (экваториальное) течение Атлантического океана начинается у островов Зеленого Мыса, имея общее направление на запад. Скорость его изменяется в пределах 0,5 − 1 узла в южной и 0,3 − 0,5 узла в северной части. У Малых Антильских островов течение разделяется: часть идет вдоль северных берегов островов и образует Антильское течение, а другая соединяется с действующим вдоль побережья Южной Америки Гвианским течением и образует Карибское.

Масса теплых вод, поступающих в Мексиканский залив, находит выход в океан через Флоридский пролив. Здесь под названием Флоридского течения начинается самая мощная система теплого течения Мирового океана − Гольфстрима. Флоридское течение в самом проливе имеет скорость до 4 − 5 узлов и далее, у побережья Флориды, − 3 узла. По выходе Гольфстрима в океан к нему присоединяется Антильское течение, и общий поток направляется на северо-восток вдоль материковой отмели Северной Америки.

Непосредственно у побережья Америки существует противотечение, направленное на юг и несущее холодные воды Лабрадорского течения.

К востоку от 46 меридиана Гольфстрим перестает быть хорошо обозначенным течением. Он ослабевает, разбиваясь о восточную часть Большой Ньюфаундлендской банки. Образующиеся северовосточные и восточные ветви пересекают океан, идут к Британским островам и прилегающим районам побережья Европы и называются Северо-атлантическим течением.

В южной части Атлантического океана течения образуют круговорот против часовой стрелки. Южное пассатное (экваториальное) течение Атлантического океана является наиболее мощным и устойчивым течением тропической зоны. Оно начинается от берегов Африки в районе Гвинейского залива и следует на запад, постепенно удаляясь к северу до широты 10° с. ш. Подходя к побережью Южной Америки, течение имеет скорость 2−2,5 узла и разделяется на две ветви. Одна из них, основная, под названием Гвианского течения следует вдоль северо-западного побережья Южной Америки и вливается в Карибское море, а вторая ветвь поворачивает на юг и образует теплое Бразильское течение, которое имеет скорость около 1 узла. Около параллели 45° ю. ш. воды этого течения постепенно отклоняются от берега и поворачивают на восток, сливаясь с течением от западных ветров. В районе мыса Доброй Надежды от основной массы этого течения отделяется ветвь холодного Бенгальского течения, которое, следуя вдоль побережья Африки, замыкает круговорот вод

южной части Атлантического океана.

В полосе экватора между двумя пассатными течениями Атлантического океана образуется компенсационное экваториальное противотечение, распространяющееся на восток со скоростью от 0,5 до 1 узла. Восточная часть его называется Гвинейским, скорость которого достигает 2 узлов и более.

Южнее полосы западных ветров в океане встречается несколько холодных течений. Мыс Горн с юга обходит его холодное течение, приносящее много полярных льдов. С левой стороны отделяется Фолклендское течение (скорость около 0,5 узла), распространяющееся на север вдоль побережья Южной Америки (Патагонии). Основная струя течения мыса Горн вливается в общий поток течения Западных ветров.

Тихий океан. Северное пассатное (экваториальное) течение берет начало у берегов Центральной Америки. Оно пересекает океан между параллелями 10 − 22° с. ш., имея на всем протяжении скорость, не превышающую 1 узла. Достигая берегов Филиппинских островов, Северное пассатное течение разделяется на несколько ветвей: одна направляется на юго-запад к берегам островов Зендского архипелага, другая поворачивает сначала на юг, затем на восток, образуя вместе с северной ветвью Южного пассатного течения Экваториальное противотечение. Это течение распространяется с запада на восток между параллелями 5 и 10° с. ш. со скоростью от 0,5 узла (зимой) до 2 узлов (летом). При проходе к берегам Центральной Америки течение разделяется на северную и южную струи, присоединяющиеся к соответствующим пассатным течениям.

Основная ветвь Северного пассатного течения проходит вдоль восточных берегов Филиппинских островов, острова Тайвань и сле-дует к северу-востоку под названием течения Куро-Сиво, являющегося вторым мощным теплым течением Мирового океана. Скорость его от 1 до 2 узлов, а временами до 3 узлов. На подходах к южной оконечности острова Кюсю течение разделяется на две ветви: одна направляется в Корейский пролив в виде Цусимского течения, другая, главная ветвь, распространяется на северо-восток. Затем, расширяясь, она переходит в Северо-Тихоокеанское течение, которое пересекает океан на восток. Подходя к побережью Америки, это течение разделяется на две ветви; одна поворачивает на юг, другая − на северо-восток, затем на север, образуя в заливе Аляска Аляскинское течение в виде циклонического круговорота. Скорость его 0,5 − 1 узла.

Навстречу Куро-Сиво вдоль Курильской гряды следует малоустойчивое холодное Курильское течение, питаемое водами Берингова (Камчатское течение) и Охотского морей. Скорость течения около 0,5 узла.

Южное пассатное (экваториальное) течение начинается к югу от Галапагосских островов, где скорость его может быть более 2 узлов, но по мере распространения на запад ослабевает. В западной части океана это течение разделяется на две ветви: северная при встрече с островом Новая

Гвинея направляется сначала на северо-запад, затем постепенно поворачивает на восток, южная ветвь у берегов Австралии поворачивает к югу, образуя Восточно-Австралийское течение, отличающееся небольшой устойчивостью и малыми скоростями.

Течение Западных ветров при встрече с берегами Южной Америки разделяется на две ветви: одна распространяется сначала на юг, а затем на восток, давая начало течению мыса Горн; вторая следует на север под названием Перуанского течения (холодное течение), скорость которого не более 1 узла. Проходя вдоль побережья Чили и Перу, это течение в районе Галапагосских островов соединяется с южным пассатным течением.

Индийский океан. Течения северной части океана определяются характером муссона, система течений в южной части аналогична системе течений Атлантического и Тихого океанов. Южное пассатное (экваториальное) течение, распространяющееся от Австралии до Мадагаскара, смещено к югу, северная его граница находится около параллели 10° ю. ш., южная − слабо выражена. Скорость течения около 1,5 узла, максимальная до 3 узлов. У Мадагаскара течение разделяется.

Часть течения, идущая к северу вдоль берега Африки в зиму северного полушария, не доходит до экватора, а встретив Муссонное течение, переходит в Экваториальное противотечение. Вторая часть северной ветви поворачивает на юг, образуя теплое Мозамбикское течение, средняя скорость которого около 2 узлов, а максимальная − до 4 узлов. У южной оконечности Африки Мозамбикское течение дает начало одному из теплых, сильных и устойчивых течений− течению мыса Игольного, средняя скорость которого более 2 узлов, максимальная − около 5 узлов. На меридиане мыса оно поворачивается сначала на юг, затем на восток, смешиваясь с холодными водами течения западных ветров, имеющего скорость около 0,5 − 1 узла.

Южная ветвь Южного пассатного течения омывает восточное побережье острова Мадагаскар, образуя сравнительно слабое Мадагаскарское течение со скоростью 0,5 − 1 узла, которое, распространяясь с севера, смешивается с холодными течениями Западных ветров. Подойдя к Австралии, течение Западных ветров частично проходит далее на восток, частично поворачивает на север под на-званием Западно-Австралийского.

В северной части Индийского океана в зиму северного полушария муссонные течения в общем идут на запад (при северо-восточном муссоне). В разгар зимнего муссона (в январе) в Бенгальском заливе отмечается устойчивое течение на юго-запад, скорость его может достигать 3 узлов. В Аравийском море течение, направленное на запад и юго-запад, подойдя к берегу Сомали, усиливается до 2 − 3 узлов, здесь оно называется Сомалийским. Перейдя экватор, это течение встречается с ветвью Южного пассатного, идущей с юга, и поворачивает на восток, образуя экваториальное противотечение. Последнее пересекает океан с запада на восток между экватором и параллелью 10° ю. ш. со скоростью 2 − 2,5 узла. У по-

бережья Суматры оно поворачивает в основном на юг, соединяясь с Южным пассатным (экваториальным) течением.

Летом, в разгар юго-западного муссона, северная ветвь Южного пассатного течения поворачивает у берега Африки на Север вдоль Сомалийского берега и, перейдя экватор, приобретает большую скорость и устойчивость под влиянием юго-западного муссона; средняя скорость течения около 2 узлов, максимальная − 4 − 5 узлов. Между Африкой и Цейлоном течение распространяется на восток со скоростью 1 − 2 узла. От Цейлона до берега Суматры скорость восточного потока увеличивается до 3 − 3,5 узла. У берегов Суматры течение поворачивает на юг и присоединяется к Южному пассатному (экваториальному) течению.

Северный Ледовитый океан. Основная масса поверхностного слоя воды, начиная приблизительно от меридиана острова Принс-Патрик (240°), совершает движение по часовой стрелке с востока на запад. Между меридианами 240 и 270° это течение перестает быть сплошным; начиная приблизительно от 270-го меридиана поверхностные воды движутся в обратном направлении и поступают в Гренландское море. Сюда же течением, направленным с востока на запад, выносятся поверхностные холодные полярные воды. Сливаясь вместе на севере Гренландского моря, они образуют холодные Восточно-Гренландские течения. В восточной части океана, прилегающей к Канадскому арктическому архипелагу и к северным берегам Аляски, наряду с общим движением вод с востока на запад существует замкнутая циркуляция поверхностных вод, направленная по часовой стрелке.

Приливо-отливные течения в океанах и морях. Приливо-отливными течениями называются периодические поступательные перемещения водных масс, возникающие при явлении прилива под воздействием приливообразующих сил Луны и Солнца. Эти течения отличаются от всех других течений, возникающих в океанах и морях, тем, что захватывают всю толщу водных масс от поверхности до дна, лишь немного уменьшая свою скорость в придонных слоях, где уже сказывается трение о дно.

Так же, как и приливо-отливные колебания уровня, приливо-отливные течения зависят от характера прилива (полусуточный, суточный, смешанный), от рельефа дна, конфигурации берегов, размеров бассейна. На них большое влияние оказывает отклоняющая сила вращения Земли и сила трения. Характер движения приливо-отливных течений у берегов и в открытых районах океанов, морей, больших заливов и широких проливов различен. Вблизи берегов, особенно в узких проливах, заливах, бухтах, устьях рек приливо-отливные течения имеют обратимый (реверсивный) характер, т. е. приливные и отливные течения обратны по направлению. В этих местах наблюдаются наибольшие скорости этих течений.

В зависимости от периодичности встречаются следующие приливо-отливные течения:

полусуточные − характеризуются тем, что за время лунных суток дважды повторяются максимальные приливные и максимальные отливные тече-

ния, скорость их возрастает около 3 *ч,* затем убывает в продолжении следующих трех часов, после чего его направление изменяется на обратное и цикл повторяется;

суточные – характеризуются одним максимальным приливным и одним максимальным отливным течениями; движение в одном направлении происходит в продолжение 12 *ч,* в первую половину этого периода течение идет с возрастающей скоростью, а во вторую – с убывающей;

смешанные (или истинные) имеют дважды в сутки максимальное приливное течение и дважды максимальное отливное, но скорость максимального приливо-отливного течения, первого за время суток, значительно отличается от скорости вторичного максимального.

Смена направления реверсивных течений происходит или около момента полной или малой воды, или при среднем уровне. Это зависит от того, будет ли приливная волна стоячей или поступательной. При смене реверсивных течений бывает, что не наблюдается никакого течения. В эти часы вода находится в покое. На северных морях СССР это явление носит название ***короткой воды.***

В открытом море или в средних частях достаточно широких проливов и заливов приливо-отливные течения имеют несколько другой характер. Там нет так называемой смены течений. Приливо-отливные течения никогда не прекращаются, но направление их вместе с изменением скорости течений непрерывно изменяется в северном полушарии по часовой стрелке, а в южном – против. Течения в таких местах «обходят» всю картушку компаса в течение либо 12 ч 25 *мин* (при полусуточном характере приливо-отливных течений), либо 24 *ч* 50 *мин* (при суточном). Течения такого характера получили название ***вращательных.***

Приливные течения в различных местах по-разному меняются относительно полных и малых вод. В навигационных пособиях (таблицах и атласах) их элементы, т. е. направление и скорость обычно даются в так называемом водном времени: на каждый целый час относительно полной воды в каком-либо пункте, принятом за основной.

Глубинные течения. Воды океанов и морей находятся в состоянии непрерывного движения как на поверхности, так и на глубинах. До недавнего времени считалось, что сильные течения встречаются только в самых верхних слоях небольшой толщины, а на глубинах – очень слабое течение. Теперь это представление опровергнуто многими экспедиционными научными исследованиями, обнаружившими значительные по скорости течения на всех глубинах. На различных глубинах по направлению течение может быть горизонтальным, вертикальным или наклонным.

Если теплые поверхностные тропические воды текут по направлению к полюсам, то в глубинах океана идет компенсационный ток холодной воды IB обратном направлении – к тропикам.

При исследовании течения Гольфстрим было установлено, что на глубинах между 2500 и 2800 *м* имеется течение, направленное к югу; в некоторых местах оно протекает со скоростью около 0,5 узла. Даже на

расстоянии 45 *см* от дна было обнаружено заметное движение воды к югу. В глубинах океанов, в некоторых водных массах наблюдаются весьма быстрые течения, превышающие по скорости известные течения на поверхности. В некоторых местах по склонам океанского дна с большой скоростью текут мутьевые потоки воды, смешанной с илом и песком, образуя «а дне, как считают некоторые ученые, глубокие русла и каньоны. Благодаря существующим течениям на всех глубинах, в том числе и в глубоководных впадинах, в океане перемешивается вся многокилометровая толща воды.

Течения в морях, омывающих берега **СССР.** Как и в других морях Северного полушария, в морях, омывающих берега СССР, существует общее движение вод, направленное против часовой стрелки, за исключением Аральского моря, в котором воды движутся по часовой стрелке. Однако под влиянием поступления вод из других бассейнов, тока рек, рельефа дна и берегов, приливов, ветров в морях часто создаются весьма сложные системы поверхностных и глубинных течений.

Баренцево море. Наиболее мощное и устойчивое течение в Баренцевом море − это теплое Нордкапское течение. Оно входит в море с запада и по мере продвижения на восток разделяется на несколько ветвей. Прибрежная ветвь движется вдоль берега Кольского полуострова и уходит в Белое море, другая ветвь следует на северо-восток, образуя Мурманское течение, имеющее северо-восточное направление. Основная масса вод северной ветви поворачивает на запад и юго-запад.

Кроме разветвленной системы теплого Нордкапского течения, существует несколько ясно выраженных холодных течений. Вдоль банки Персея с востока на запад проходит течение Персея, сливаясь с холодными водами у острова Надежды, оно образует Медве-жинское течение, скорость которого около 1 узла. На северо-востоке в море входит течение Макарова, а через Карские ворота поступает течение Литке.

Белое море. Скорости постоянных течений невелики и обычно равны 0,2 − 0,3 узла, в узких местах и у мысов − до 1 узла. Гораздо большими скоростями обладают приливо-отливные течения: в Горле и Мезенском заливе − 5 узлов, в Кандалакшском − 1 − 1,5 узла, Онежском заливе − до 2 узлов.

Балтийское море. Система существующих постоянных течений имеет направление против часовой стрелки. Вдоль берегов Польши течение направлено на восток, вдоль берегов СССР − на север, а у Шведского берега − на юг. Их скорости очень невелики − менее 0,1 узла.

Приведенная схема течений неустойчива и часто нарушается ветром. Осенью и зимой сильные ветры создают интенсивные ветровые течения. Скорость их может достигать 2−3 узлов.

Черное море. Основное течение движется против часовой стрелки в 5−10 *км* от берега и кольцом шириной 50−70 *км* охватывает все Черное море. Оно устойчиво и движется со скоростью 0,1−0,2 узла, а при сильных штормовых ветрах − до 3 узлов. В средней части моря вследствие суже-

ния между Крымом и Анатолийским побережьем от основной струи отделяются две ветви, направленные поперек моря. Таким образом, образуются два огромных круговых потока, один из которых охватывает западную, а другой – восточную часть моря. В центральных районах этих кольцевых течений помещаются зоны спокойных вод.

Азовское море. Течения весьма неустойчивы и часто меняются со сменой господствующих ветров. Скорость течений также определяется силой ветра. Наиболее часто повторяющиеся при 3 – 4-балльном ветре течения имеют скорость 0,2 – 0,3 узла, а при ветре 5 – 7 баллов скорость составляет 0,5 – 0,7 узлов. Штормовой ветер увеличивает скорость течения до 1,5 – 2 узлов.

Каспийское море. Вдоль берегов существует циркуляция течений, направленная против часовой стрелки. При этом скорости течений у западных берегов в среднем равны 0,5 – 0,7 узла, а у восточных – 0,2 – 0,3 узла.

Японское море. Через Корейский пролив в Японское море входит ветвь Куро-Сиво (Цусимское течение), которое разделяется на отдельные ветви. Основной поток идет у берегов Японии, направляясь через Сангарский пролив в Тихий океан (в Сангарском проливе скорость течения составляет 2,5 – 3,5 узла), часть вод следует вдоль берега острова Хоккайдо, вливаясь через пролив Лапе-руза в Охотское море. Часть вод Цусимского течения идет в центральной части моря на север, в летнее время достигая Татарского пролива.

Вдоль Приморского побережья с севера на юг идет холодное Приморское течение.

Охотское море. Общее движение вод в Охотском море осуществляется против часовой стрелки. Вдоль северных берегов моря течение направлено на юго-запад, вдоль восточных берегов острова Сахалин –на юг, у западного побережья Камчатки, в некотором удалении от берега, – на север, а непосредственно у берега – на юг.

Через северные проливы Курильской гряды поступают воды из Тихого океана в Охотское море, через проливы южной и центральной части гряды происходит стоквод Охотского моря в Тихий океан.

В море наблюдаются различные виды приливо-отливных течений: полусуточные, суточные и смешанные. Скорости этих течений различны: от 0,1 до 8 узлов, особенно велики в Курильских проливах – до 4 – 8 узлов и более.

Берингово море. Тихоокеанская вода, поступающая через пролив между Командорскими островами и группой ближних островов Алеутской гряды, образует мощное теплое течение, распространяющееся далеко на север.

В западной части моря, вдоль берега, с северо-востока на юго-запад проходит холодное течение, берущее начало летом в Анадырском заливе, а зимой – в более северных районах. Одна ветвь этого течения, перемещаясь к югу вдоль восточного берега Камчатки, уходит в Тихий океан в

виде Курило-Камчатского течения, другая на подходе к Командорским островам поворачивает сначала на восток, а затем на север.

Скорость приливо-отливных течений в открытом море достигает 1,2, а у берегов и в проливах – до 4 узлов.

Карское море. Постоянные поверхностные течения образу-ют отчетливый круговорот, огибающий против часовой стрелки юго-западный район моря, и менее четко выраженное циклоническое кольцо течений на северо-востоке моря. Скорости постоянных течений, как правило, 0,1 – 0,3 узла, при длительных сильных ветрах – до 1,5 – 2 узла.

Море Лаптевых. Основные постоянные здесь течения составляют: Ленское сточное течение, направленное от устья Лены на северо-восток; течение, идущее от пролива Вилькицкого вдоль побережья Таймыра на юг и далее на юго-восток, а также течение, движущееся с востока на запад. Скорость постоянных течений мала – менее 0,1 узла. Общая система постоянных течений нарушается сильными ветрами и приливо-отливными течениями.

Восточно-Сибирское море. Постоянные течения слабы, имеют циклонический характер движения, от проливов Санникова и Дмитрия Лаптева следуют со скоростью 0,1 – 0,2 узла на восток и юго-восток вдоль берега.

Чукотское море. Постоянные течения Чукотского моря формируются под влиянием вод, втекающих в него через проливы Берингов и Лонга. При выходе течения из Берингова пролива основной его поток идет почти на север. Течение, идущее с пролива Лонга, проходит вдоль материкового побережья на юго-восток. Скорость постоянных течений в море обычно бывает от 0,5 до 1 узла, в Беринговом проливе при попутных сильных ветрах достигает 3 узлов.

Значение течений в судовождении. Для судовождения и морского промысла течения имеют исключительно важное значение. Они оказывают непосредственное влияние на скорость и направление движения судна. Поэтому одним из наиболее важных условий, обеспечивающих безопасность судовождения, следует считать правильно поставленный при прокладке и выборе курсов учет течений, действующих на судно. Для этого в практике судовождения каждому судоводителю очень важно знать о природе, направлениях и скоростях морских течений для выбора наивыгоднейших и безопасных путей при плавании вблизи берегов и в открытом море.

Существующие навигационные пособия по течениям не всегда обеспечивают судоводителей достаточно точными данными. Это, конечно, не означает, что ими не нужно пользоваться. Следует лишь оценивать эти сведения критически и постоянно накапливать в плаваниях материал для их корректуры путем непосредственного определения скорости и направления течений при данных гидрометеорологических условиях плавания.

§ 67. Навигационные пособия по течениям

По течениям существуют различные навигационные пособия: лоции, карты и атласы, таблицы и т. п.

В лоциях сообщаются подробные сведения о течениях описываемого района. В них указывается, под воздействием каких причин образуются течения и какой характер они носят, приводятся карты суммарных, постоянных или приливо-отливных течений в зависимости от того, какие из них являются преобладающими, даются сведения о скорости и направлениях течений в наиболее важных навигационных районах моря и изменение этих величин по характерным сезонам года.

Карты и атласы течений могут быть с успехом использованы при изучении района плавания с целью выбора наивыгоднейшего и безопасного пути. Однако не все такие карты и атласы обеспечивают данными о течениях, которые можно было бы использовать для ведения точного счисления при плавании судна. Кроме того, данные о скорости и направлении течений, выбранные из некоторых таких пособий; могут значительно расходиться с действительностью.

Для приливо-отливных течений, кроме атласов, имеются таблицы. На навигационных картах элементы приливо-отливных течений помещаются в специальных табличках с указанием района и времени действия этих течений относительно основного пункта.

Вопросы для повторения.

1. Каковы причины, вызывающие морское течение и какие факторы влияют на изменение их направления и скорости?
2. Как классифицируются морские течения?
3. Какие существуют приборы и методы для определения морских течений?
4. Какая существует общая схема течений Мирового океана?
5. Какие главнейшие течения существуют в Мировом океане?
6. Какие существуют течения на глубинах Мирового океана?
7. Какие течения существуют в морях, омывающих берега СССР?
8. Каково значение течений в судовождении?
9. Какие имеются навигационные пособия по течениям?

ЛИТЕРАТУРА

Аксютин Л. Р., Большаков В. С. Гидрометеорологическая служба на морских судах. М.,«Транспорт», 1964.
Балашков И. В., Гончаров И. И. Геоэлектромагнитные измерители течений на ходу судна, Л., «Судостроение», 1970.
Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М., «Мысль», 1965.
Дремлюг В. В. и др. Навигационная океанография. М., «Транспорт», 1965.
Дубиускии Г. П. и др. Метеорология. Л., Гидрометеоиздат, 1965.
Егоров Н. И. Физическая океанография. Л., Гидрометеоиздат, 1966.
Ермолаев Г. Г. Судовождение в морях с приливами. М., «Транспорт». 1969.
Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Л., Гидрометеоиздат, 1968.
Зубков А. Е. Предсказание погоды по местным признакам. М.,, «Транспорт», 1970.
Зубов Н. П. Океанографические таблицы. Л., Гидрометеоиздат, 1957.
Истошин Ю. В. Океанология. Изд. 2. Л., Гидрометеоиздат, 1969.
Леонтьев О. К. Краткий курс морской геологии. Изд. МГУ, 1963.
Минина Л. С. Применение наблюдений метеорологических спутников за облачным покровом Земли при анализе карт погоды. М., Гидрометеоиздат, 1967.
Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. ч. III. Л., Гидрометеоиздат, 1966.
Хромов С. П. Метеорология и климатология для географических факультетов. Л., Гидрометеоиздат, 1968.
Шулейкин В. В. Физика моря. М., Изд-во АН СССР, 1969.