

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО НАРОДНОМУ ОБРАЗОВАНИЮ
УЧЕБНО-МЕТОДИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СПЕЦИАЛЬНОСТЕЙ

Ленинградский гидрометеорологический институт
Одесский гидрометеорологический институт

СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫЕ ПРОГНОЗЫ ПОГОДЫ

*Утверждено Ученым советом института
в качестве учебного пособия*

ЛЕНИНГРАД
1991

УДК 551.509.34

Специализированные прогнозы погоды. Учебное пособие. Л., изд. ЛГМИ, 1991, 112 с.

Излагаются научные основы построения и алгоритмы методов специализированных прогнозов преимущественно опасных и стихийных погодных и некоторых природных явлений.

Учебное пособие предназначено для студентов старших курсов, обучающихся по специальности 01.19 — метеорология.

The book is devoted to the scientific foundations of algorithms construction of the specialized forecast methods such as natural phenomena forecast, dangerous atmospheric phenomena forecast and so on.

The book is intended for students of the speciality 01.19 — meteorology.

Ил. 26. Табл. 16. Библ. 37.

Рецензенты: кафедра гидрометеорологического обеспечения ВИКИ им. А. Ф. Можайского; В. И. Полозов, канд. геогр. наук (ГГО им. А. И. Воейкова).

Ответственные редакторы: В. И. Воробьев, проф. (ЛГМИ), А. Ф. Кивганов, доц. (ОГМИ).

Ленинградский
Гидрометеорологический институт
БИБЛИОТЕКА
ул. БКЗ им. Мельниковский пр. 2

© Ленинградский гидрометеорологический институт (ЛГМИ), 1991.

ВВЕДЕНИЕ

Прогнозы погоды, составляемые с учетом особенностей деятельности конкретных отраслей народного хозяйства, называются *специализированными*. В зависимости от влияния отдельных метеорологических величин и явлений на работу тех или иных предприятий и учреждений они могут содержать различную прогностическую информацию. Эта информация используется при планировании народнохозяйственной деятельности на период действия прогноза.

В настоящем учебном пособии излагаются научные основы построения методов специализированных краткосрочных (в некоторых случаях среднесрочных) прогнозов преимущественно опасных и стихийных (особо опасных) погодных и некоторых природных явлений, а также даны рекомендации по их использованию в практике прогнозирования.

Пособие построено таким образом, что его разделы по содержанию не связаны между собой. Это позволит вузам, ведущим подготовку метеорологов для различных регионов страны, оптимальным образом построить курс «Специализированные прогнозы» или включить по своему усмотрению отдельные разделы в другие учебные курсы.

Учебное пособие подготовлено преподавателями кафедры метеорологических прогнозов Ленинградского гидрометеорологического института и кафедры теоретической метеорологии и метеорологических прогнозов Одесского гидрометеорологического института.

Доц. Г. П. Ивус написаны разд. 6, 7, 10, 12, а также совместно с проф. А. Н. Раевским разд. 1, с доц. А. Ф. Кивгановым разд. 2, 5, 8, 9 и с доц. Ю. Н. Гуляевым разд. 4. Проф. В. И. Воробьевым написаны разд. 3 и совместно с доц. Ю. Н. Гуляевым разд. 11.

1. ПРОГНОЗ МЕТЕЛЕЙ

1.1. Особенности пространственно-временного распределения метелей на территории СССР

К числу атмосферных явлений, наносящих большой ущерб народному хозяйству нашей страны, относятся метели. Сопровождаясь сильным ветром, выпадением и переносом снега, они вызывают снежные заносы, в результате чего нарушается регулярное движение транспорта, создают дополнительные статические нагрузки на крыши жилых и промышленных зданий, ломают плодовые и декоративные деревья, мешают добыче корма животным и на отгонных пастбищах, повреждают линии связи и электропередач, ухудшают видимость и затрудняют взлет и посадку самолетов, способствуют сходу снежных лавин в горах.

Метелью называется перенос снега над землей ветром достаточной силы. Различаются три вида метелей: общую, низовую и поземок.

Общая метель — выпадение снега происходит при сильном ветре (обычно более 7 м/с).

Низовая метель — перенос сухого, ранее выпавшего снега, поднимаемого сильным ветром (10—12 м/с) с поверхности снежного покрова до высоты нескольких метров (при отсутствии снегопада).

Поземок — перенос ранее выпавшего сухого снега в 2-метровом слое, непосредственно прилегающем к земной поверхности, при скорости ветра около 5 м/с (при значительном усилении ветра он переходит обычно в низовую метель).

Перенос ветром снега с частицами почвы представляет своеобразную комбинацию метели с пыльной бурей и вызывает наиболее тяжелую форму заносов транспортных магистралей. Поэтому при прогнозе метелей необходимо принимать во внимание не только состояние снежного покрова, но и состояние обнаженных участков почвы.

Благоприятные условия переноса свежавыпавшего снега создаются также в тех случаях, когда перед снегопадом на поверхности снежного покрова образовалась ледяная корка — наст.

Устойчивый сильный ветер может переносить при этом сухой снег на большие расстояния и приводить к значительным заносам, особенно там, где на пути переноса снега имеются какие-либо препятствия.

К опасным относятся метели продолжительностью 3 ч и более при скорости ветра (хотя бы в один из сроков наблюдения во время метели) до 10 м/с и более.

К стихийным (особо опасным) метеорологическим явлениям относятся сильные метели, сохраняющиеся в течение дня или ночи (но не менее 6 ч) при преобладающей скорости ветра 15 м/с и более, а для побережий арктических и дальневосточных морей — 25 м/с и более.

Пространственное распределение метелей (повторяемость, продолжительность, интенсивность снегопереноса) во многом зависит от широты места, климатических, синоптических условий и физико-географических особенностей (степени защищенности пункта, формы рельефа, экспозиции склона, высоты над уровнем моря, характера залесенности).

Повторяемость метелей обычно оценивается средним и максимальным числом дней (или числом случаев). На территории СССР метели наблюдаются в основном с октября по апрель, в некоторых же районах (Арктическое побережье) могут возникать в более ранние и поздние сроки. Как правило, наибольшая повторяемость метелей отмечается в декабре — феврале (до 70% всех случаев).

Больше всего метелей наблюдается (в среднем более 100, а максимально — до 140—160 дней в году) на побережье Карского моря, в то время как на Черноморском побережье Кавказа и на юге Средней Азии метели бывают не ежегодно. На ЕЧС, в прибрежных районах Баренцева и Белого морей за год наблюдается от 80 до 100 дней с метелью. К югу от этого побережья их повторяемость резко уменьшается и в северной половине ЕЧС не превышает 20—30 дней. В центральных районах ЕЧС и Предуралья количество метелей снова возрастает до 40—60 дней, но при дальнейшем перемещении к югу постепенно снижается до 5 дней. Лишь в Карпатах и на Ставропольском плато в среднем за год насчитывается более 20 дней с метелью.

В Западной Сибири часто метели бывают на побережье Карского моря, например, на п-ве Ямал в среднем до 119 дней в году.

За Уралом метели возникают реже: в центральной части Западно-Сибирской залесенной равнины, примыкающей к Уралу, не более 20 дней в году. Однако в долинах рек Оби и Енисея их повторяемость увеличивается до 50—60 дней.

На юге Западной Сибири и в северной части Казахстана в среднем за год может наблюдаться до 40—50 дней с метелью. Но дальше к югу вероятность возникновения метелей уменьшается.

На территории Восточной Сибири наиболее часто метели отмечаются в прибрежной части морей Лаптевых и Восточно-Сибир-

ского — в среднем 60—80 дней в году (максимально до 100—120 дней).

Повышенная повторяемость метелей характерна также для долины р. Лены (30—40 дней в году) и для Прибайкалья (до 30 дней). В средней части Восточной Сибири и в малоснежных районах Забайкалья метелевая деятельность ослаблена — в среднем за год не более 5 дней.

На побережьях Берингова и в северной части Охотского морей, а также на юге Камчатки метели наблюдаются сравнительно часто (в среднем до 80—100 дней, а максимально — до 130 дней в году). На Сахалине их повторяемость изменяется от 20 дней в средней части острова до 50—60 в его северной и южной частях. В Приморье повторяемость метелей заметно уменьшается.

Таким образом, наиболее устойчивый режим метелевой деятельности сохраняется в районах северных морей, в центральных районах ЕЧС, в Западной Сибири, на Сахалине и побережье Охотского моря. Здесь колебания числа дней с метелью (среднего и наибольшего) от года к году относительно невелики.

Вышеуказанные особенности пространственного распределения метелей достаточно хорошо согласуются с повторяемостью максимальных скоростей ветра на территории СССР.

На распределение числа дней (и случаев) с метелью большое влияние оказывают особенности рельефа. В горных районах повторяемость метелей зависит от формы рельефа, экспозиции склонов и высоты места над уровнем моря.

В хорошо защищенных горных долинах, по сравнению с открытой местностью, метелевая деятельность заметно ослабевает.

По мере увеличения с высотой места, суровости и продолжительности зимы в горах, а также скорости ветра, повторяемость метелей значительно возрастает, особенно на открытых склонах и перевалах. Поэтому даже сравнительно невысокие возвышенности выделяются повышенной повторяемостью метелей. Значительно увеличивается она на высотах более 1000 м.

Так, на Урале формирование метелей в большой мере связано с меридиональным направлением горной системы. Скорости ветра на западном и восточном склонах существенно различаются, вследствие чего в Предуралье в среднем за год отмечается 40—60 дней с метелью, в Зауралье 30—40, а в лесной зоне — менее 30 дней. На открытых к западу склонах и вершинах гор наблюдается гораздо большее число дней с метелью (в среднем до 130—140 дней в году), чем в защищенных от ветра долинах и котловинах (например, в долине реки Бедяш менее 30 дней).

В районе Украинских Карпат наибольшая повторяемость метелей (в среднем до 20 дней за зиму) отличается в Предкарпатье, где они чаще сопровождаются значительными снегопадами и усилением ветра. В Закарпатье и защищенных от ветра долинах среднее число дней с метелью за зиму не превышает 2—5.

На Кавказе и в других горных системах распределение числа дней с метелями в основном подчиняется вертикальной зональности. Начиная с подножья горных склонов, где повторяемость метелей в среднем не превышает 5 дней, с высотой она возрастает, достигая на ледниковых полях 100 и более дней. На открытых вершинах, склонах и перевалах Большого Кавказа в период с декабря по апрель отмечается до 14—16 дней с метелью в месяц. В зоне вечных снегов и ледников они возможны в течение всего года.

В горах Средней Азии в открытых долинах Западного Тянь-Шаня наблюдается до 120 дней с метелью в год. Изменение их повторяемости с высотой места составляет 15—20 дней на каждые 1000 м. В других районах эта зависимость от высоты может нивелироваться особенностями рельефа. Так, на Алтае в Катон-Карагае бывает 21 день с метелью, а на той же высоте в окруженном горами Орловском поселке — только 2 дня. В узких горных котловинах и защищенных долинах метели очень редки. Например, в Сусамырской долине и долинах Центрального Тянь-Шаня они возможны только один раз в 3—5 лет.

Максимальное число дней с метелевой деятельностью отмечено в высокогорной зоне Памиро-Алая (станция Ледник Федченко — 222 дня в год).

Число дней с метелью резко изменяется не только от района к району, но и от года к году. Причем, межгодовая изменчивость повторяемости метелей находится в тесной зависимости от синоптических процессов, развитие которых протекает в различные периоды по-разному. Например, на территории Украины зимы 1963—1964, 1966—1967 и 1975—1976 гг. характеризовались значительным увеличением числа дней с метелями, когда их повторяемость в 2—3 раза и более превышала среднюю многолетнюю. А в некоторые зимы метели наблюдались редко или отсутствовали вовсе.

Анализ синоптических процессов в эти периоды показал, что месяцы с повышенной повторяемостью метелей характеризовались ослабленной антициклонической деятельностью и преобладанием процессов интенсивного циклогенеза над Западной Европой и Средиземным морем. При этом чаще всего перемещение циклонов происходило со Скандинавии на центральные районы ЕЧС или со Средиземного и Черного морей на Украину (выход южных циклонов).

1.2. Продолжительность метелей

Сведения о продолжительности метелей прежде всего необходимы для уточнения количества переносимого снега. Средняя за год продолжительность метелей на территории СССР зависит от физико-географических условий региона; изменяется в широких пределах и распределяется неравномерно. Так, в бесснежных и

малоснежных районах она не превышает нескольких часов (юг Средней Азии, 2—4 ч), а на побережье Карского моря и в районе п-ва Ямал, благодаря частым перемещениям циклонов, большим скоростям ветра и длительной зиме, средняя продолжительность метелей достигает 1000—1200 ч и более.

На значительной части территории СССР продолжительность метелей составляет 200 и более часов. В большинстве районов ЕЧС в течение года бывает от 100 до 300 ч с метелью, в центральных областях и Предуралье — больше, колеблется от 300 до 500 ч в году.

За Уральским хребтом и на территории Западно-Сибирской низменности, примыкающей к нему и характеризующейся значительной залесенностью, наблюдается резкое уменьшение метелевой деятельности — всего 80—100 ч за зиму. В средней части Западной Сибири продолжительность метелей около 200—300 ч, в северных районах Казахстана она возрастает до 400—500 ч, а на юге Казахстана и в районе Казахского мелкосопочника уменьшается до 100—300 ч за зиму.

На территории Восточной Сибири наибольшая продолжительность метелей в течение года отмечается в средней части долины Енисея (более 500 ч, район Туруханск-Енисейска, а также на побережьях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. С удалением от побережий северных морей к востоку и югу метелевая деятельность ослабевает и на большей части Восточной Сибири, где зимой преобладает антициклоническая погода, продолжительность метелей обычно менее 200 ч в году.

В малоснежных районах верхней части долины р. Лены и в Предбайкалье продолжительность метелей за зиму составляет всего от 50 до 100 ч, а по мере приближения к побережью Байкала она становится еще меньшей (в Забайкалье она менее 10 ч в году).

В Приморье продолжительность метелей в среднем за год изменяется от 10—30 до 100 часов. В долине р. Амур, в связи с активизацией циклонической деятельности, число метелей увеличивается, а их продолжительность местами достигает 300 ч и более.

В связи с интенсивной циклонической деятельностью (частый выход южнобайкальских, нижеамурских и южных циклонов) самая активная метелевая деятельность наблюдается на побережье Охотского моря, где продолжительность метелей становится такой же, как на побережье арктических морей и превышает 500 часов. На Сахалине, характеризующемся большим числом метелей, их продолжительность за зиму меняется от 150 до 650 ч (на севере острова). На западном побережье Камчатки — около 200 ч, а на восточном — более 300 ч в году.

На большей части территории СССР максимальная продолжительность метелей превышает ее среднюю величину в два, а в не-

которых районах с интенсивной циклонической деятельностью в три раза.

Кроме средней и максимальной продолжительности метелей за холодный период значительный интерес представляет их продолжительность в течение суток. На значительной части территории СССР продолжительность одной метели в день с этим метеорологическим явлением изменяется от 1—2 до 10—12 часов, а на ЕЧС в течение суток почти повсеместно составляет 6—8 ч, причем наибольшее ее значение наблюдается в Предуралье, на юге Краснодарского края и на юго-востоке Западной Сибири (до 9—10).

В районах малоснежных с неустойчивым снежным покровом, где метели явление довольно редкое, продолжительность их в течение суток вполне сравнима с ее годовой величиной. В метелевых же районах эти характеристики очень различаются.

В горах, на открытых возвышенных местах, продолжительность метелей по сравнению с прилегающими равнинными участками заметно увеличивается. Так, на вершинах Кавказа и Тянь-Шаня средняя продолжительность одной метели составляет 9—13 ч (максимальная продолжительность непрерывной метели может достигать двух суток), а на перевалах и в зоне ледников иногда длиться по несколько суток (в отдельных случаях до 100 ч и более). Суммарная годовая их продолжительность в высокогорных районах может превышать 1000—2000 ч (Ледник Федченко — 2112 ч).

На большей части Урала опасные метели с непрерывной продолжительностью более суток составляют 45—60%, а более двух суток — 10—30% всех случаев.

Расчеты средней продолжительности метелей показывают, что их годовой ход аналогичен таковому для числа дней с метелями [21]. Наибольшая средняя продолжительность метелей отмечается в январе-феврале и может достигать 40—50 ч и более. В октябре и апреле она мала и обычно не превышает 1—2 часов.

В зависимости от характера атмосферных процессов интенсивность и продолжительность метелей в различные годы заметно изменяется. Так, на Украине наиболее продолжительные метели наблюдаются в зимние месяцы с частым перемещением ныряющих циклонов и выходом южных циклонов. Расчеты показали, что на территории республики (где средняя продолжительность периода возникновения опасных метелей составляет около 95 дней, а максимального 155 дней), средние даты возникновения метелей хорошо согласуются с датами перехода среднесуточной температуры воздуха через 0°C, а самые ранние и поздние даты примерно совпадают с соответствующими датами перехода среднесуточной температуры через +5°C.

Эту закономерность можно использовать для косвенного суждения о вероятности возникновения опасных метелей по данным о среднесуточной температуре воздуха, содержащихся в Справочнике по климату СССР.

Метели вызывают большое перераспределение снежного покрова. На отдельных участках снегозаносов высота снежного покрова может достигать 2—8 м (Центральный Кавказ — Малшсоковский перевал, север Урала и др.).

Интенсивность переноса снега при метелях зависит в основном от распределения скоростей ветра. Подсчеты средней интенсивности переноса снега за зиму всеми метелями показали, что она изменяется от десятых долей до нескольких кубических метров на погонный метр в час. Наибольшая интенсивность снегопереноса отмечается в прибрежных северных и восточных районах СССР, где часты снегопады и при метелях скорости ветра велики. Наименьшая интенсивность переноса снега отмечается в лесной зоне нашей страны; в лесостепной и степной зонах она возрастает.

Объем переносимого при метелях снега зависит от их продолжительности и интенсивности снегопереноса. Отмечается уменьшение объемов снегопереноса с уменьшением широты места, что прежде всего связано с изменением продолжительности метелей. Так, в северных районах ЕЧС раз в 20 лет снега переносится более 1000 м³ через пог. метр, а в юго-западных районах — менее 100 м³. Особенно значительны снегопереносы на Таймыре и вблизи о. Диксон (более 1500 м³/пог. м).

Особый практический интерес представляют данные об объеме снегоотложений на дорогах. Оказалось, что в северных и восточных районах ЕЧС снегоотложения на дорогах с обеспеченностью 5% (т. е. раз в 20 лет) могут превосходить 600 м³/пог. м, в центре ЕЧС — 200—300, а в северо-западных и юго-западных районах — менее 100 м³/пог. м.

1.3. Метеорологические и синоптические условия возникновения метелей

Метеорологические условия при возникновении метелей в различных физико-географических регионах СССР могут заметно отличаться. В ряде исследований оценивается комплекс (сочетание) величин, способствующих возникновению метелей: повторяемость различных направлений и скорости ветра, а также температуры воздуха.

Так, на юго-востоке Западной Сибири в 80% случаев метели наблюдались при температуре воздуха от 0 до —13 °С и скорости ветра 15—25 м/с. На территории Украины общие метели обычно возникают при ветре северо-восточного и северо-западного направлений со скоростью 6—10 м/с и температуре воздуха от 0 до —5 °С (около 50—60% случаев). Опасные метели в большинстве случаев отмечаются при температуре воздуха от 0 до —10 °С, северо-западном и юго-восточном ветрах скоростью 10—15 м/с (до 75% случаев в центральных районах Украины). Особо опасные метели на юге Украины чаще наблюдаются при температуре воз-

духа от 0 до -10°C , скорости ветра 12—16 м/с восточного и северо-восточного направлений.

Сильные метели чаще возникают при больших барических градиентах в нижнем слое тропосферы в зоне выпадения снега.

На территории СССР синоптические процессы при возникновении метелей весьма разнообразны и в зависимости от особенностей физико-географического положения региона могут заметно отличаться.

Общие метели обычно связаны с зонами фронтальных осадков преимущественно в системе углубляющихся циклонов. Главная роль при этом принадлежит теплым фронтам и фронтам окклюзии, реже — холодным фронтам. Метели наблюдаются также в неустойчивых воздушных массах при ливневых снегопадах и сильном ветре. В этих случаях возникают кратковременные, но интенсивные общие метели.

Низовые метели и поземки отмечаются преимущественно в тылу циклонов и на периферии антициклонов (особенно, на юго-западной и западной) при больших градиентах давления и сильном ветре после выпадения сухого снега. Такие метели очень продолжительны и вызывают снежные заносы.

Наиболее благоприятные условия для развития метелей создаются в районах, где циклоны приближаются к усиливающемуся стационарному антициклону. В этих случаях при сильном ветре и снегопадах они интенсивные и продолжительные.

На территории ЕЧС метели обычно наблюдаются при ныряющих, западных и южных циклонах. В северной половине ЕЧС наиболее часто сильные метели возникают при перемещении циклонов с запада на восток, а также при перемещении циклонов с северо-запада к юго-востоку и затем на восток (ныряющие циклоны). При этом кратковременные метели в зоне холодных фронтов могут возникать даже на побережье Черного и Азовского морей, на Северном Кавказе. В южной половине ЕЧС сильные и продолжительные метели отмечаются при выходе южных циклонов, когда одновременно на ее территорию распространяются ветры сибирского антициклона. На юге Украины и Северном Кавказе такие метели появляются также при наличии малоподвижного циклона над Черным морем и усиливающейся области повышенного давления над ЕЧС.

Наиболее интенсивные метели в Предуралье бывают при перемещении южнокаспийских циклонов, а затем в процессе их переваливания через южные отроги гор и последующей регенерации — на холодном фронте. Сильные метели в этом регионе отмечаются и в тех случаях, когда вслед за перевалившим через уральский хребет циклоном развивается антициклон, что вызывает увеличение барических градиентов и усиление ветра.

Наиболее продолжительные метели в Зауралье связаны с регенерацией южных и юго-западных циклонов.

В Средней Азии, Казахстане и на юге Западной Сибири весьма интенсивные метели возникают при выходе южных циклонов (южнокаспийских, мургабских, амударьинских), в зоне теплых фронтов этих циклонов при восточных ветрах, а также когда они регенерируют на арктическом фронте.

В горных районах Средней Азии зимой при выходе южнокаспийских и мургабских циклонов часто выпадают обильные снегопады и наблюдаются резкие усиления ветра (в узких долинах и ущельях с крутыми склонами скорость ветра может достигать 70 м/с). При этом возникают продолжительные интенсивные метели и практически прекращается нормальная хозяйственная деятельность человека.

При холодных северо-западных вторжениях на территорию Средней Азии (особенно, когда им предшествуют циклонические прорывы с юга) погода также резко меняется. Интенсивное потепление при ясной погоде быстро сменяется типичным осенним или зимним режимом погоды, с характерным переходом от дождя в мокрый снег и затем снегопад, при котором возникает метель.

В Алтайском крае, центре Западной Сибири и Забайкалье, где зимой преобладает антициклональная ясная погода со слабыми ветрами, метели наблюдаются редко. Они возможны лишь при прохождении холодных фронтов северо-западных и западных циклонов, когда происходит орографическое усиление ветра.

На Дальнем Востоке метели возникают при частом перемещении циклонов с юго-запада на северо-восток с районов Желтого и Японского морей на Командорские о-ва и Охотское море, а также с запада из Забайкалья, Монголии или северо-востока Китая на Охотское море.

Когда на востоке Азиатского континента располагается мало-подвижный обширный антициклон или отрог Сибирского антициклона, а вдоль побережья перемещаются глубокие циклоны, вызывающие интенсивные снегопады и штормовые ветры, наиболее сильные метели (пурга) охватывают побережье Охотского моря, низовья Амура, Сахалин и др. районы Дальнего Востока.

Определенный прогностический интерес представляют данные о вероятности возникновения опасных метелей при прохождении различных типов атмосферных фронтов. Наиболее часто они отмечаются при перемещении основных теплых и холодных фронтов (от 40 до 62% случаев). Сравнительно редко опасные метели возникают в зоне фронтов окклюзий и стационарных фронтов (15—30% случаев).

1.4. Прогноз возникновения метелей

В настоящее время пока еще нет четко разработанной и общепринятой методики прогноза метелей. Как правило, даются только рекомендации общего характера о том, что прогноз метелей базируется на прогнозе развития синоптических процессов и

сводится в основном к прогнозу сочетания снегопада и сильного ветра при отрицательной температуре воздуха (с учетом состояния снежного покрова — сухой он или мокрый).

Для района Воркуты, расположенного на севере ЕЧС и характеризующегося суровым климатом, разработана сравнительно простая методика прогноза сильных метелей. При этом предлагается следующий порядок операций:

1. На основе анализа исходных и прогностических приземных карт и карт барической топографии устанавливается соответствие ожидаемого развития синоптических процессов типовым схемам высотного термобарического поля и траекториям перемещения циклонов у поверхности земли, при которых возникают метели.

2. Если по прогностической карте приземного давления на 12, 24 или 36 ч вперед видно, что углубляющийся циклон попадает на одном из указанных рисунков в область угрозы начала сильной метели, делается предварительное заключение о возможности возникновения сильной метели в Воркуте.

3. Окончательный вывод о прогнозе сильной метели делается после прогноза скорости ветра, выпадения снега, времени начала и продолжительности метелей.

В. Н. Барахтиным разработан расчетный метод прогноза метелей при перемещении циклонов по различным траекториям для юга Западной Сибири. При составлении прогноза метелей прежде всего сопоставляется фактическое синоптическое положение с теми признаками, которые характеризуют циклон в стадии угрозы. Если ожидается перемещение циклона, то признаками предстоящего развития сильных метелей являются:

1. За двое суток до начала метелей температура у земли в теплом секторе циклона на расстоянии до 1000 км к югу от его центра положительная (от 1 до 8 °С), а за одни сутки — несколько ниже нуля (от 0 до — 5 °С).

2. Дефицит точки росы на поверхности 850 гПа в тот же период в теплом секторе циклона не должен превышать 3 °С.

3. ПВФЗ на карте АТ-500 направлена на южные районы Западной Сибири или Северный Казахстан и характеризуется четко выраженной областью дельты.

Если не выполняется хотя бы одно из этих условий, возникновение метелей маловероятно.

При выполнении вышеуказанных условий на карте АТ-500 производится расчет величин, характеризующих степень расходимости потока, а также контрастов температуры в области циклона.

Для этого на карту АТ-500 переносится геометрическая точка, соответствующая вершине волны или точке окклюзии. Если циклон связан с системой фронтов, то искомая точка берется на полярном фронте. От нее затем проводится перпендикуляр к оси ПВФЗ.

На расстоянии 1000 км от опорной точки против потока рассчитывается горизонтальный геопотенциал по нормали к потоку

($\Delta H_1 = H_1 - H_2$). Аналогично определяется значение геопотенциала в области дельты ПВФЗ вниз по потоку от опорной точки ($H_2 = H_3 - H_4$). Разность величин $\Delta H_2 - \Delta H_1$ отрицательна при дивергенции и положительна при конвергенции изогипс.

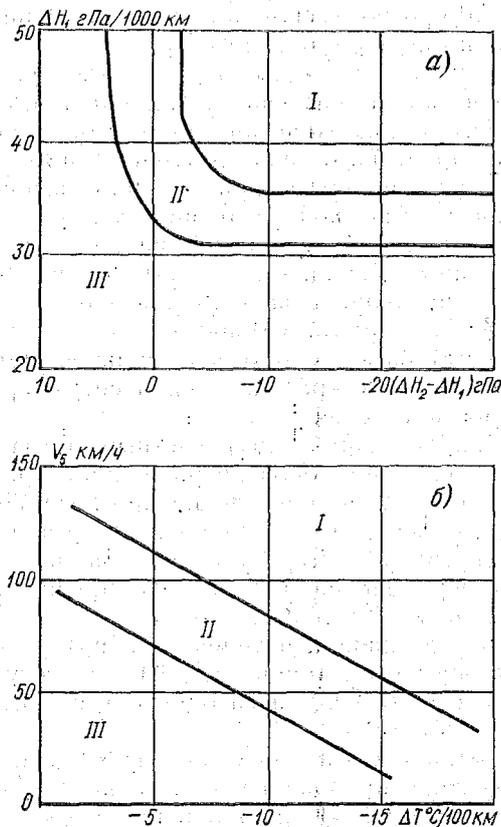


Рис. 1.1. Графики для прогноза метелей на юге Западной Сибири в стадии «угрозы» при выходе северо-западных циклонов

В качестве характеристик полей температуры на поверхности 500 гПа над циклоном принимается горизонтальный градиент температуры ($\Delta T = T_1 - T_2$, °C/1000 км), представляющий максимальную разность температур, отсчитываемую на расстоянии 1000 км от проекции приземного центра циклона в сторону очага холода.

Графическое изображение величин, характеризующих дивергенцию и контрасты температур, приведены в Руководстве [3], рис. 3.19, с. 79.

Затем на карте АТ-500 определяется скорость ветра над центром циклона (V_5 км/ч). В случае отсутствия фактических данных о ветре используется скорость геострофического ветра (над центром циклона), которая определяется с помощью градиентной линейки.

Для расчета интенсивности метелей применяются эмпирические графики, на которых представлена связь количественных значений выбранных предикторов в стадии угрозы с интенсивностью ожидаемых метелей. Для каждого типа циклонов имеются свои графики. Например, на графиках (рис. 1.1), построенных для северо-западных циклонов, выделены зоны, где наиболее сильные метели (I зона) и метели, не достигающие особо опасного критерия (III). Зона II является переходной. Интенсивность метели оценивается в зависимости от сочетания попаданий точек на графиках 1.1, а и 1.1, б в те или иные зоны.¹

1.5. Видимость при метелях и ее прогноз

Общая метель сопровождается наиболее значительным ухудшением видимости вследствие того, что одновременно с выпадением снега происходит перенос снежинок, поднимаемых порывами сильного ветра с поверхности снежного покрова. Однако ухудшение видимости при общих метелях в большей мере зависит от интенсивности снегопада, чем от скорости ветра. Низовые метели обычно также ухудшают горизонтальную видимость, причем при неплотном снежном покрове она пропорциональна скорости ветра. Например, в районе Новосибирска повторяемость ухудшения видимости до 4 км и менее составляет при поземке всего лишь 7%, при низовой метели 38%, а при общей 75% случаев. Ухудшение видимости до 1 км и менее при поземке не наблюдалось, а при общей метели отмечалось в четверти случаев. При общей метели почти равновероятны различные градации видимости от 0—1 км до видимости более 4 км, что обусловлено преобладающим влиянием снегопада на уменьшение прозрачности воздуха. Эти данные характерны для Западной Сибири. Аналогичное распределение повторяемости градаций видимости при метелях было получено и для других районов СССР. При общей метели видимость ухудшается не только за счет снегопада, но и за счет снега, поднятого ветром с поверхности земли. Размеры зон с пониженной из-за этого видимостью находятся в зависимости от направления и скорости перемещения циклона, стадии его развития и характера фронта, обусловившего метель.

Перед теплым фронтом средняя ширина зоны с видимостью менее 4 км при снегопаде колеблется от 200 до 270 км. Наиболее широкая зона перед теплым фронтом (270 км) наблюдается в слу-

¹ Варианты сочетаний приведены в Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды, ч. II, 1986, вып. 2, с. 177—181.

чаях выхода на Украину южных циклонов, наиболее узкая (200 км) — при перемещении циклонов и ложбин с северо-запада. Зона с видимостью менее 2 км в среднем в 1,5—2 раза меньше зоны с видимостью менее 4 км.

Эти зоны в большинстве случаев совпадают с областью наибольшего падения давления. По мере углубления циклона зона осадков перед теплым фронтом расширяется и достигает наибольших значений в момент максимального его развития. Наиболее интенсивные снегопады в этой стадии развития циклона наблюдаются в среднем на расстоянии 40—70 км от линии теплового фронта. В дальнейшем, когда циклон становится высоким, расстояние между линией теплового фронта и зоной наиболее интенсивных снегопадов увеличивается и достигает в среднем 70—120 км.

Несколько иная картина наблюдается в зоне холодных фронтов. При развитии циклона размеры зон осадков, а следовательно, и зон с видимостью менее 4 км существенно не изменяются. Ширина зоны с ухудшенной до 4 км видимостью колеблется от 200 км при перемещении ложбин с запада до 300 км при выходе на ЕЧС южных циклонов.

Если прогноз синоптического положения указывает на общую метель, то для определения при ней колебаний видимости необходимо использовать прогноз интенсивности снегопада и скорости ветра. Требуется также принять во внимание прогноз температуры воздуха.

Если ожидается температура около 0 °С или выше, то метель маловероятна. При этих условиях будет выпадать мокрый снег, который даже при сильном ветре не переносится с поверхности снежного покрова. Предел ухудшения видимости в таких случаях будет определяться интенсивностью выпадающего снега.

Для прогноза ухудшения видимости при ожидаемой поземке или низовой метели нужно иметь сведения о состоянии снежного покрова и прогноз скорости ветра, так как помутнение нижних слоев атмосферы в данном случае вызывается переносом снега, поднимаемого ветром с поверхности снежного покрова. Очевидно, чем он рыхлей, тем вероятнее ухудшение видимости, так как в этом случае достаточно сравнительно небольшой скорости ветра, чтобы образовался поземок или низовая метель. Наоборот, в случае плотного снежного покрова ухудшение видимости менее вероятно, так как только достаточная скорость ветра может способствовать образованию поземки или низовой метели (при скорости ветра 15—20 м/с и более вероятность возникновения такой метели на Украине превышает 60%). В то же время при рыхлом снежном покрове вероятность возникновения низовой метели и поземка уже при скорости ветра 4—6 м/с составляет 80%.

Прогноз видимости при низовой метели можно давать на основании связи между градациями видимости и скоростью ветра.

Установлено, что при средней скорости ветра 11—14 м/с видимость во время низовой метели обычно равна 2—4 км, при скорости ветра 15—18 м/с уменьшается до 0,5—2,0 км и при скорости ветра 20 м/с и более — она менее 0,5 км.

Таким образом, по ожидаемой скорости ветра и состоянию снежного покрова можно указать пределы колебания видимости во время низовой метели. Уточнение прогноза видимости часто достигается путем экстраполяции ее величины на исходной карте погоды для последующего отрезка времени от 3 до 6 ч.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барахтин В. Н.* О прогнозе особо опасных метелей на юге Западной Сибири. — Тр. ЗапСибРНИГМИ, 1972, вып. 6.
2. *Карапетянц Е. М.* Температурно-ветровой режим метелей на территории СССР. — Тр. ГГО, 1980, вып. 440.
3. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. I. — Л.: Гидрометеиздат, 1986.
4. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. II, вып. 2. — Л.: Гидрометеиздат, 1986.
5. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. II, вып. 1. — Л.: Гидрометеиздат, 1987.
6. *Сорочинский М. А., Юшенко Г. И.* Режим сильных метелей на территории СССР. — Тр. ГМЦ СССР, 1979, вып. 225.

2. ПРОГНОЗ ПЫЛЬНЫХ БУРЬ

2.1. Общие сведения и механизм образования

Пыльной бурей называется явление переноса сильным ветром большого количества пыли, песка, частиц сухой земли, вследствие чего происходит замутнение атмосферы и значительное ухудшение видимости.

Принято выделять опасные и особоопасные (стихийные) пыльные бури. Это разделение основывается на степени их воздействия на различные отрасли народного хозяйства. Огромный ущерб многим отраслям народного хозяйства наносит сильное разрушение и выдувание почв под действием пыльных бурь. В сельском хозяйстве пыльные бури приводят к потере или даже к полной утрате плодородия почв, вызывают заносы культурных площадей (посевов, садов, лесонасаждений), перенос вредных насекомых и паразитных грибков, выдувание семян. Пыльные бури нарушают и затрудняют работу всех видов транспорта, повреждают постройки, заносят водоемы и оросительные системы. С пыльными бурями часто связана электризация атмосферы, влияющая на радиосвязь.

Пыльные бури наблюдаются на значительных территориях Советского Союза и многих зарубежных стран. Так, на территории Советского Союза пыльным бурям, главным образом, подвержены районы Средней Азии, Казахстана, немного реже — Украины, Среднего Поволжья, Северного Кавказа и Дальнего Востока.

Обычное явление представляют пыльные бури пустынных областей Северного и Северо-Западного Китая, в странах Малой Азии, Ближнего Востока и Африки. Нередко они охватывают большие пространства и достигают ураганной силы. На Аравийском п-ве и в Сахаре пыльная буря имеет характер шквала, который иногда сопровождается грозой (самум). Кроме пыльных бурь, здесь наблюдаются также пыльные вихри, которые имеют диаметр всего несколько метров и достигают особенно большой интенсивности.

Большое распространение пыльные бури имеют в центральных штатах Северной Америки, откуда во время длительных засух и ураганных ветров пыль может выноситься на акваторию Атлан-

тического океана. По данным В. Мэттиса, пыльными бурями 1933—1934 гг. почва была унесена до глубины вспашки на сотнях тысяч акров. Американский ученый Ц. Кейс образно сравнивает пыльную бурю с гигантской рекой шириной 300—500 км, несущейся со скоростью 50—60 км/ч.

Подтверждением опасности этого грозного явления природы может служить 1960 г; по данным Агарковой А. П., только от весенних (март-апрель) пыльных бурь площадь пострадавших посевов на юге Русской равнины превысила 4 млн га. В 1966 г. в одном из районов Казахстана только во время одной пыльной бури были нарушены линии электропередачи и связи, повреждены посевы кукурузы, пшеницы и других сельскохозяйственных культур на площади нескольких тысяч га, в некоторых местах посевы были вырваны с корнем. Пыльная буря 1967 г. сопровождалась гибелью овец, рогатого скота и лошадей, разрушением домов, зерноскладов и нарушением связи.

Сильные пыльные бури, охватывающие большие площади, наблюдаются на юго-востоке Украины и Северном Кавказе и продолжаются обычно по нескольку суток. За последнее время на юге ЕЧС такие бури наблюдались в 1960, 1962, 1969, 1972 и 1974 гг. При этом скорость ветра достигает часто ураганной силы 30 м/с и более. Особенно сильные повреждения были на полях, свободных от растений, снега и не защищенных лесными полосами.

Горизонтальная протяженность районов, охваченных пыльными бурями, весьма различна — от нескольких километров до тысячи километров и более. Запыленность атмосферы по вертикали может при этом колебаться от 1—2 м (пыльные или песчаные посевки) до 6—7 км.

Вопросу исследования дефляции почв, возникновению явления пыльных бурь, их пространственно-временного распределения, защиты и борьбы с ними посвящено немало работ. В одних рассматриваются климатические характеристики и пространственно-временное распределение пыльных бурь, влияние на перезимовку озимых культур и меры борьбы с ними. В других приводятся отдельные случаи пыльной бури или помещены результаты исследования запыленности атмосферы и термического эффекта при прохождении бурь, рассматриваются ветровой режим и вертикальные профили скоростей ветра, описывается комплекс метеорологических факторов, под действием которых нарушаются защитные свойства почвы.

Из анализа результатов этих работ следует, что пыльные бури наблюдаются, как правило, в теплый период года. Так, на юге и юго-востоке Украины бури могут отмечаться в период с марта по сентябрь, в Прииртышье — с апреля по сентябрь, на равнинной территории Казахстана — с апреля по ноябрь. Для южных районов ЕЧС и Казахстана наиболее опасным периодом года являются весенние месяцы (апрель-май), когда верхние слои почвы еще

не закреплены или слабо закреплены растительным покровом. Однако в южных районах ЕЧС и в Казахстане пыльные бури могут развиваться и в холодный период года, в том числе и в зимние месяцы при неустойчивой или небольшой высоте снежного покрова и при отсутствии осадков. Зимой в этих районах возможно развитие своеобразных снежно-песчаных поземков, при которых песок и пыль переносятся вместе с сухим снегом.

Причиной бури принято считать турбулентные вихри, возникающие при усилении ветра, и сильные вертикальные токи, образующиеся благодаря термической конвекции. Сильный дневной прогрев подстилающей поверхности приводит к значительному увеличению температурных градиентов до высоты 1,0—1,5 км над степями и до 2—2,5 км над пустынями. Возникновение и интенсивность пыльной бури зависят также, с одной стороны, от иссушенности и распыленности почвы, а с другой, от количества и характера выпадающих осадков.

При устойчивой стратификации воздуха, как это наблюдается, например, ранней весной в тропическом иранском воздухе в теплых секторах мургабских и южнокаспийских циклонов, слой приземного перегрева воздуха ограничивается несколькими сотнями метров (чаще до высоты всего 200—300 м); на больших высотах воздух остается совершенно чистым. При запылении воздух может прогреваться во всем слое вследствие нагревания взвешенных в нем пылинок непосредственно солнечными лучами; относительная влажность при этом сильно понижается. В Средней Азии температура воздуха в зоне пыльной бури может достигать 42—44 °С, тогда как в окружающих районах она не превышает 35—37 °С.

Ветровая эрозия почв начинается при некоторых критических значениях скорости ветра и зависит от рельефа местности и структуры почв. Во многих районах пыльная буря возникает при скорости ветра 10—12 м/с, а на лесовых почвах — при 5 м/с и менее.

Когда причины, непосредственно вызывающие пыльную бурю, исчезают, поднятая с земной поверхности пыль остается в воздухе в течение нескольких часов или даже суток. Эти массы пыли переносятся воздушными потоками на соседние территории, образуя здесь явление адвективной мглы. Для адвективной мглы характерны слабый ветер (или штиль) и плохая вертикальная и горизонтальная видимость (до нескольких десятков метров).

Продолжительность пыльных бурь меняется в широких пределах от нескольких минут до нескольких суток. Так, на южном побережье Аральского моря зарегистрирована пыльная буря длительностью около 3 суток.

В зависимости от характера и особенностей атмосферной циркуляции повторяемость и длительность распределения пыльных бурь по территории неравномерна. В суточном ходе максимальная повторяемость пыльных бурь приходится преимущественно на полуденные и послеполуденные часы, минимум — на вторую поло-

вину ночи и раннее утро, что соответствует суточному ходу скорости ветра и ходу степени неустойчивости стратификации нижних слоев тропосферы.

По интенсивности различают сильные пыльные бури, если видимость снижается до 500 м и менее, умеренные (при видимости от 500 до 1000 м) и слабые (видимость более 1000 м).

2.2. Классификация пыльных бурь

Пыльные бури обычно подразделяют по двум характеристикам: продолжительности и видимости. Следует при этом учитывать некоторую условность разделения бурь на разные категории. Так как пыльная буря определяется двумя компонентами — силой ветра и видимостью, то в одних случаях при типизации предпочтение отдается ветру, в других — видимости.

Руководством по краткосрочным прогнозам погоды, ч. I. 1986 предлагается следующая классификация пыльных бурь:

1. Кратковременные пыльные бури с относительно небольшим ухудшением видимости. Вызываются исключительно локальными колебаниями режима ветра, продолжительность их не превышает 30 мин, а видимость сохраняется в пределах 3—4 км, временами увеличиваясь до 6—10 км. Пыльные бури этого типа нередко чередуются с пыльными поземками.

2. Кратковременные пыльные бури с сильным ухудшением видимости от нескольких сотен метров до 10—20 м. Эти бури обычно связаны со шквалистыми ветрами при прохождении резко выраженных холодных фронтов второго рода или грозových очагов. Зона (шириной 200—300 км) пыльных бурь вытянута вдоль фронта на сотни километров. Характерными чертами фронтальных бурь являются быстрое их смещение вместе с фронтом и большое развитие по вертикали (до 4—5 км и более).

Перед фронтом, на расстоянии 200—300 км, усиление ветра вызывает пыльный или песчаный поземок, который на расстоянии примерно 100—150 км от фронта переходит в пыльную или песчаную бурю. Максимального развития буря достигает в момент прохождения фронта. Вертикальная протяженность зафронтальных пыльных бурь обычно ограничивается фронтальной поверхностью. За фронтом, как правило, пыльные бури ослабевают и быстро прекращаются. Однако пыль, поднятая пыльной бурей, создает зону пыльной мглы, которая, как сказано выше, переносится на значительные расстояния от очага пыльной бури, вызывая адвективную мглу. Признаком приближения пыльной бури является серая пыльная завеса под кучево-дождевыми облаками, когда они еще находятся в пределах видимости. Начинается почти внезапно — при сравнительном затишье, скорость ветра резко возрастает и одновременно переносится облака пыли различной вертикальной мощности. Вслед за первым внезапным ухудшением видимости она постепенно увеличивается до 1—2 км и более, хотя

скорость ветра часто продолжает увеличиваться. По длительности эти бури сходны с бурями первого типа.

3. Длительные и пульсирующие бури с преобладанием относительно небольшого ухудшения видимости (2—4 км). Периодические кратковременные колебания видимости обычно происходят на большой территории, в различных местах и независимо от времени суток. Продолжительность пыльных бурь этого типа достигает нескольких часов и даже суток. Эти бури формируются в условиях устойчивого барического поля с большими барическими градиентами (юго-восточная, южная и юго-западная периферия мощных малоподвижных антициклонов).

4. Длительные и сильные пыльные бури с уменьшением видимости до нескольких десятков метров. Они имеют, как правило, большую горизонтальную и вертикальную протяженность. Продолжительность такой бури не менее 2—4 часов.

5. Пыльный или песчаный поземок — перенос пыли или песка в слое не более 2 м от поверхности земли. Пыльные поземки, как правило, непродолжительны и как самостоятельное явление отмечаются сравнительно редко; чаще всего они сопровождают пыльную бурю. Песчаные поземки — частое явление в пустынях, особенно при наличии на поверхности крупнозернистого песка. В некоторых пустынях летом песчаный поземок наблюдается почти ежедневно, ограничиваясь, в основном, нижним полуметровым слоем. В холодную половину года песчаные поземки могут сочетаться с пыльными и песчаными бурями третьего типа. Обычно это происходит на южной периферии малоподвижных обширных антициклонов при скоростях ветра около 15 м/с и более.

Одной из основных причин возникновения пыльных бурь являются состояние нижней половины тропосферы и циркуляционные факторы. Так, например, на Украине пыльные бури возникают при наличии стационарных областей высокого давления над центральными районами ЕЧС и депрессий над Черным морем. Такая синоптическая ситуация приводит к увеличению горизонтальных барических градиентов на периферийных участках областей высокого и низкого давления. При сильных пыльных бурях, охватывающих обширные районы, в нижней половине тропосферы образуются струйные течения со скоростью ветра 30 м/с, ширина которых не превышает 500 км, а вертикальная мощность 1,5—2 км.

2.3. Методы прогноза пыльных бурь

В рекомендациях, помещенных в Руководстве по краткосрочным прогнозам, ч. I. 1986, указывается, что прогноз пыльных бурь сводится к прогнозу сильного ветра с учетом свойств подстилающей поверхности, т. е. ее общего состояния, особенностей растительного покрова и степени закрепленности почвы. Важно знать степень увлажненности почвы. При длительной засухе верхние слои даже черноземных почв на Дону, Кубани и Южной Украине

выдуваются сильными ветрами и развиваются так называемые черные бури. При их прогнозе следует учитывать засухи ранней весной (март, начало апреля), когда после схода снега почва быстро высохла и еще не закреплена растительным покровом. В таких случаях при длительных (до нескольких недель) штормовых восточных ветрах на южной периферии обширных антициклонов развиваются черные бури.

При прогнозе пыльных бурь необходимо также учитывать их суточный и годовой ход при различных синоптических процессах и их территориальное распространение по сезонам.

В настоящее время существуют многочисленные региональные методы прогноза пыльных бурь.

Рассмотрим подробнее методы прогноза пыльных бурь на юге ЕЧС.

При прогнозе явления на 1—3 суток, кроме прогноза синоптической ситуации и определения зон роста значений барических градиентов, необходим прогноз осадков и влагозапасов в верхнем 20-сантиметровом слое почвы.

Прогнозы скорости ветра и бездождных периодов составляются обычными методами.

Прогноз изменения влагозапасов в верхнем 20-сантиметровом слое почвы вызывает некоторые затруднения. Учитывая, что при отсутствии осадков влагозапасы убывают по экспоненциальному закону, для их прогноза используется зависимость вида

$$W = W_{\text{изм}} e^{-\alpha t}, \quad (2.1)$$

где W , $W_{\text{изм}}$ — прогнозируемый и измеренный влагозапас в верхнем 20-сантиметровом слое почвы; α — эмпирический коэффициент, зависящий от скорости ветра, температуры и влажности воздуха и характеризующий степень изменения влагозапаса почвы; t — период времени (в днях) от измерения влагозапасов (один раз в декаду) до даты, на которую составляется прогноз.

По рассчитанному значению W и ожидаемой скорости ветра V составляется прогноз вероятности возникновения пыльных бурь с помощью графиков, построенных отдельно для теплого и холодного периодов года (рис. 2.1).

Если вероятность возникновения явления превышает 50%, в прогнозе следует указывать «ожидается пыльная буря»; если вероятность $\leq 50\%$, пыльная буря в прогнозе не указывается.

Графиками рекомендуется пользоваться лишь для прогноза пыльных бурь штормовых зон; для предсказания кратковременных пыльных бурь в периоды кратковременной грозовой деятельности графики непригодны.

В теплое время года на Украине для прогноза пыльных бурь на ближайшие 3 дня, кроме описанной выше методики, можно также использовать дискриминантную функцию вида

$$L = 11,4 \bar{V} - 5,85 \bar{W} + 2,3 \bar{T} - 4,4 \bar{a} + 15,83, \quad (2.2)$$

где \bar{V} , \bar{T} и \bar{a} — прогнозируемые средние за три дня значения скорости ветра, температуры и влажности воздуха; W — влагозапас, рассчитанный по формуле (2.1).

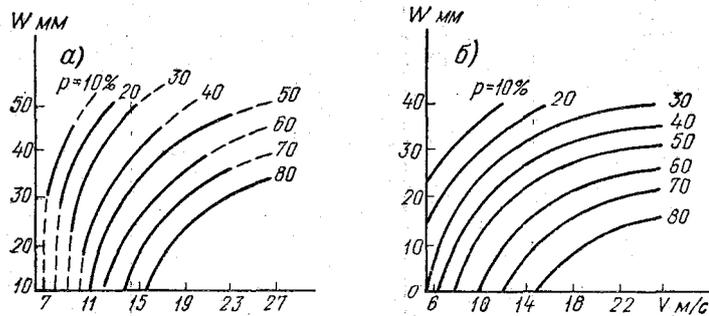


Рис. 2.1. Графики для прогноза вероятности возникновения пыльной бури на юге ЕЧС в теплое (а) и холодное (б) полугодия

Пыльные бури ожидаются при любых положительных значениях L ; при $L \leq 0$ пыльных бурь не ожидается.

Прогноз пыльных бурь на 12—36 ч для ст. Херсон и Запорожье при наличии данных о скорости ветра на высоте флюгера (V_{Φ}) и влажности верхнего 20-сантиметрового слоя почвы можно осуществить по графику, представленному на рис. 2.2.

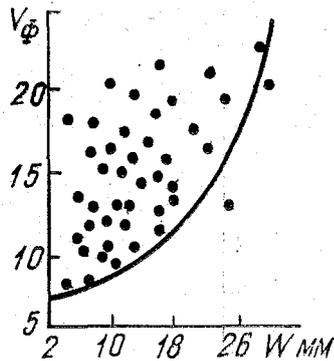


Рис. 2.2. График для прогноза пыльной бури на ст. Херсон и Запорожье с заблаговременностью 12—36 часов

При прогнозе пыльной бури необходимо уточнить скорость ветра на высоте флюгера в зависимости от стратификации пограничного слоя атмосферы, поскольку при одном и том же барическом градиенте скорость ветра на высоте флюгера, а следовательно, и у поверхности почвы будет разной в зависимости от вертикального градиента температуры. При средних условиях скорость ветра на высоте флюгера примерно в 2 раза меньше градиентной, а при неустойчивой стратификации она может быть равна градиентной.

На основании теоретических зависимостей о вертикальном профиле скорости ветра и эмпирических данных о связи скорости с градиентом давления И. В. Кошеленко построена номограмма

(рис. 2.3) для диагноза скорости ветра по градиенту давления (или градиентной скорости) и вертикальному градиенту температуры в пограничном слое атмосферы.

Вертикальный градиент температуры в слое 0—500 м рассчитывается по ближайшему пункту зондирования с учетом дневного прогрева и ночного охлаждения. При отсутствии фактических данных приближенные значения γ можно получить по характеру адвекции.

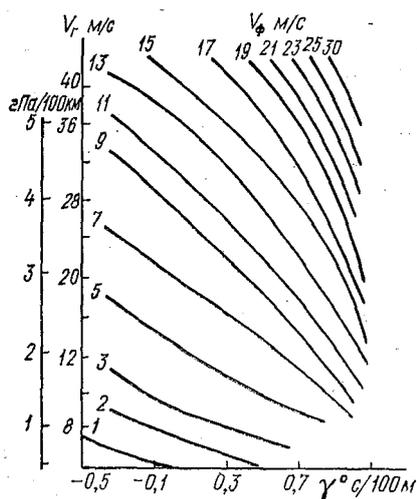


Рис. 2.3. График для прогноза скорости ветра

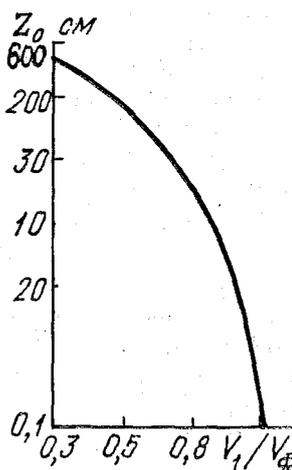


Рис. 2.4. График зависимости скорости ветра на высоте 1 м от шероховатости подстилающей поверхности

Таким образом, сначала составляется прогноз приземного барического поля, затем по скорости градиентного ветра и градиенту температуры уточняется скорость ветра на высоте флюгера (рис. 2.3). Используя уточненную скорость и влагозапас почвы, по графику (рис. 2.2) прогнозируется пыльная буря на 12—24 ч без учета изменения влагозапасов почвы.

Эрозия почвы зависит от скорости ветра непосредственно у земной поверхности, которая, в свою очередь, зависит от динамической шероховатости (Z_0). Поэтому после составления прогноза пыльной бури по графикам 2.2 и 2.3 рекомендуется рассчитать скорость ветра на высоте 1 м. Для этого на рис. 2.4 приведена зависимость скорости ветра V_1 от шероховатости подстилающей поверхности (Z_0), вытекающей из теории пограничного слоя.

Таким образом, при наличии надежного прогноза барического поля по предлагаемым И. В. Кошеленко графикам и формулам, представляется возможным существенно уточнить скорость ветра

на высоте 1 м, а также рассчитать влагозапас слоя почвы с учетом стока и испарения (для конкретного сезона) и тем самым уточнить прогноз пыльной бури.

Зимой характеристики влажности почвы не измеряются и в этих случаях следует использовать, по возможности, значение осеннего влагозапаса почвы. При зимних пыльных бурях, которые обычно сопровождаются очень большими скоростями ветра, основное внимание рекомендуется уделять прогнозу синоптической ситуации.

При составлении прогноза пыльной бури для малых территорий (например, для одной области) необходимо, кроме перечисленных данных, учитывать направление ветра и рельеф местности. Например, на юго-востоке Украины подавляющее большинство пыльных бурь наблюдается при направлении ветра восточной части горизонта.

Кроме изложенного выше графического краткосрочного метода прогноза пыльной бури рекомендуется использовать дискриминантную функцию вида

$$L = 0,04 V_r + 0,02 d_{\text{п}} + 0,08 \Delta T - 1,52, \quad (2.3)$$

где V_r — скорость градиентного ветра, $d_{\text{п}}$ — дефицит влаги почвы в слое 20 см, ΔT — адвекция температуры за 12 ч (положительная при адвекции холода). При $L > 0$ следует прогнозировать пыльную бурю; при $L < 0$ она маловероятна. Использовать зависимость (2.3) для прогноза пыльных бурь более чем на сутки нецелесообразно из-за больших ошибок в прогнозе предикторов V_r , ΔT , и $d_{\text{п}}$. Затем

полученное значение L подставляют в формулу $P = \frac{1}{1 + e^{-L}}$ и получают прогноз пыльной бури в вероятностной форме. Например, при $L = 1$ вероятность пыльной бури составит 76%, а при $L = -1$ вероятность ее 27% (или вероятность отсутствия пыльной бури 73%).

Разработка расчетных способов прогноза пыльных бурь в настоящее время находится в начальной стадии и встречает целый ряд трудностей.

Большие возможности изучения структуры пыльных бурь и разработки методов их прогноза заложены в использовании телевизионных (ТВ) изображений с искусственных спутников Земли (ИСЗ) и снимков с космических кораблей. Пыльные бури хорошо видны из космоса. Так, зона пылевой мутности над Месопотамской низменностью и северной частью Персидского залива представляет собой ансамбль локальных пыле-песчаных бурь длиной до 500—600 км и более и шириной 20—40 км, тянущихся вдоль преобладающих ветров. На космических снимках отчетливо обнаружены пыльные бури над Ближним Востоком, Ираном, Южной Сахарой, вдоль западного побережья Африки, в районе Аральского моря.

Таким образом, с помощью ТВ изображений с ИСЗ, снимков с космических кораблей совместно с наземными наблюдениями появляется возможность комплексного изучения структуры пыльных бурь, направления их распространения и разработки метода их прогноза.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Агаркова А. П.* Пыльные бури и их прогноз. — Тр. КазНИИ Госкомгидромета, 1981, вып. 61.
2. *Волева В. А., Мельник Н. П.* О диагнозе и прогнозе пыльных бурь на Украине. — Тр. УкрНИИ, 1983, вып. 198.
3. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. II, вып. 1. — Л.: Гидрометеиздат, 1987.
4. *Захаров П. С.* Пыльные бури. — Л.: Гидрометеиздат, 1965.
5. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. I. — Л.: Гидрометеиздат, 1986.
6. Пыльные бури и их предотвращение. — М.: Изд-во АН СССР, 1963.
7. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. II, вып. 3. — Л.: Гидрометеиздат, 1986.
8. *Ляпина О. А.* Климатические особенности пыльной мглы в Средней Азии. — Тр. САРНИГМИ, 1978, вып. 69(150).

3. ПРОГНОЗ СИЛЬНОГО ВЕТРА

Для практических целей зачастую наибольший интерес представляет прогноз сильного порывистого ветра. Один из таких методов прогноза, разработанный А. И. Снитковским, основан на представлении о том, что сильный порывистый ветер у поверхности земли возникает в случаях наличия в пределах пограничного слоя струйного течения нижних уровней (мезоструи) и благоприятных условий для межуровневого обмена количеством движения. Исходными данными являются результаты температурно-ветрового зондирования. Заблаговременность прогноза определяется «сроком годности» исходных данных и составляет 8—12 часов. Прогноз разрабатывается в том случае, если в слое от подстилающей поверхности до уровня 2 км отмечается один или несколько максимумов скорости ветра ≥ 15 м/с, т. е. струйное течение нижних уровней (СТНУ). Одной из характеристик межуровневого обмена количеством движения является комплексный показатель

$$A = \frac{V_{\max} \cdot \Delta h}{1000}, \quad (3.1)$$

где V_{\max} — максимальная скорость ветра (м/с) от поверхности земли до высоты 2 км; Δh — толщина слоя или суммарная толщина слоев (м), если их несколько, в пределах которых скорость ветра равна и более 15 м/с.

Апробация метода показала, что при $V_{\max} < 30$ м/с целесообразно исключать из значения Δh толщины слоев инверсии и изотермии, поскольку они уменьшают интенсивность обмена количеством движения между приземным слоем и более высокими уровнями.

Второй характеристикой состояния атмосферы, влияющей на интенсивность межуровневого обмена, является температурная стратификация. Ее влияние учитывается через среднее значение вертикального градиента температуры γ в $^{\circ}\text{C}/100$ м, рассчитанного по разности предвычисленных на ближайшие 8—12 ч температур у земной поверхности и на уровне максимального ветра. При этом, если максимумов скорости ветра в слое Земля — 2 км несколько и на некоторых из них наибольшие V_{\max} равны между собой, то за уровень V_{\max} берется наиболее низкий.

Определение ожидаемой максимальной скорости ветра при порывах производится по графику, приведенному на рис. 3.1. Входными параметрами являются A и γ .

Другой метод прогноза максимальной скорости ветра при порывах на уровне флюгера (автор Н. А. Лебедева) основан на использовании прогностической карты АТ-850 и позволяет разрабатывать прогноз с упреждением до 24 часов. Так же как и предыдущий метод, его следует применять при наличии СТНУ, присутствие которого диагностируется по ожидаемой скорости ветра на

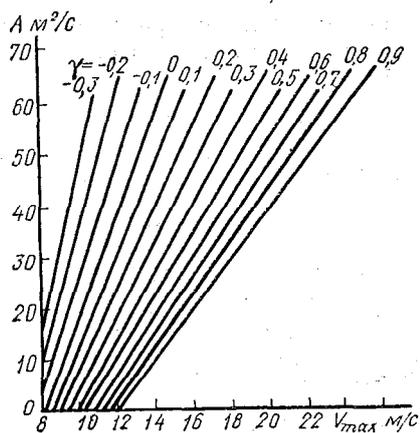


Рис. 3.1. График для прогноза максимальной скорости ветра при порывах по методу А. И. Снитковского.

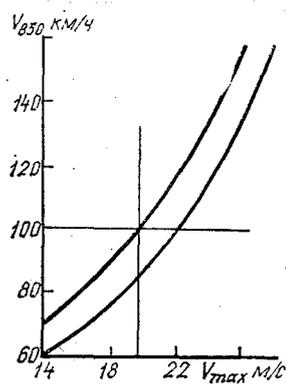


Рис. 3.2. Графики для прогноза максимальной скорости ветра при порывах по методу Н. А. Лебедевой.

изобарической поверхности 850 гПа: она должна быть более 15 м/с. Прогноз дается по графику, приведенному на рис. 3.2. Входным параметром является скорость ветра, рассчитанная по прогностической карте АТ-850 (V_{850}). В формулировке прогноза указывается градация V_{max} , границы которой определяются по кривым на поле графика. В приведенном на рис. 3.2 примере прогностическое значение V_{max} равно 20—22 м/с.

На атмосферных фронтах, особенно холодных, скорость ветра резко возрастает, иногда до 30 м/с и более. Поэтому прогноз максимальных скоростей ветра в зоне атмосферных фронтов представляет особый интерес.

Практически используется метод прогноза максимальной скорости ветра при порывах в случае прохождения через пункт холодного фронта, предложенный М. А. Мастерских. Прогноз разрабатывается с упреждением до 12 ч на текущий день. Исходные данные снимаются с утренней приземной кольцевой карты. Они

используются для прогноза давления и температуры у поверхности земли в момент прохождения холодного фронта через пункт, для которого разрабатывается прогноз скорости ветра. Привлекается прогностическая карта приземного поля давления и положение фронтальных разделов. Расчет производится по формуле

$$V_{\max} = 0,7 \sqrt{\left(\frac{4,8}{\sin \varphi}\right)^2 [(\Delta P)^2 + \alpha^2 (\Delta T)^2] + 64}, \quad (3.2)$$

где ΔP — отнесенная к расстоянию 111 км (1° меридиана) разность ожидаемого давления в двух точках, лежащих на линии фронта. Эти точки должны отстоять от пункта, для которого дается

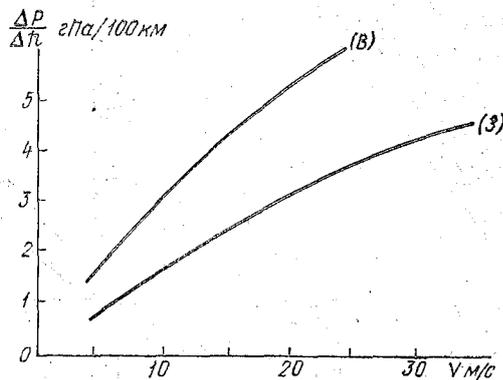


Рис. 3.3. Зависимость скорости западного (З) и восточного (В) ветра от горизонтального барического градиента в районе Ставрополя (по Н. К. Паршиной)

прогноз, на расстоянии не более ± 60 км; ΔT — разность между ожидаемыми приземными температурами в пункте, для которого разрабатывается прогноз, и в холодном воздухе на расстоянии 50 км от этого пункта, $^\circ\text{C}/50$ км; α — размерный множитель, равный $1 \text{ гПа}/(^\circ\text{C} \cdot \text{град меридиана})$.

Возникновение сильного ветра у поверхности земли может быть связано с рельефом. Так, например, особенности ветрового режима, обусловленные влиянием рельефа, ярко выражены на Северном Кавказе, в частности, в районе Ставрополя. Ставропольская возвышенность достигает наибольшей высоты 827 м, высота метеостанции 473 м. Влияние рельефа отражается на связи ветра с барическим градиентом. Графическая зависимость между скоростью ветра и горизонтальным барическим градиентом для района Ставрополя (рис. 3.3) показывает, что при равных барических градиентах скорости западных ветров могут быть на 10—30

12 м/с сильнее восточных. Появление СТНУ в слое 0—2 км является одним из признаков усиления ветра до 20 м/с за 12—24 ч при восточных и за 6—12 ч при западных направлениях ветра. Возникновению сильного ветра всегда предшествует появление мезоструи. Скорость ветра на оси СТНУ отличается от последующей скорости ветра у земной поверхности в 70% случаев на 2—5 м/с. Однако не всякому появлению СТНУ соответствует последующее усиление приземного ветра. Не происходит усиления ветра у земной поверхности до значений скорости на оси мезоструи в случаях, когда направление ветра на оси СТНУ отличается от направления приземного ветра на 60° и более. Усилению ветра у земной поверхности должно предшествовать, кроме появления мезоструи, увеличение барического градиента. Заблаговременность прогноза сильного ветра с помощью графика, приведенного на рис. 3.3, определяется наличием прогноза барического поля. Уточнение прогноза с учетом адаптации по фактическому полю давления имеет заблаговременность 3—6 часов. При появлении угрозы сильного ветра по кольцевым картам определяется барический градиент, с графика снимается соответствующая ему скорость ветра, являвшаяся прогнозом на предстоящие 3—6 часов. Успешность прогнозов скорости ветра предлагаемым способом имеет довольно высокую оправдываемость, достигающую 98%.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Мастерских М. А.* О расчете скорости ветра при порывах в узких зонах холодных фронтов. — *Метеорология и гидрология*, 1981, № 11.
2. *Паршина Н. К.* О связи скорости ветра с барическим градиентом и мезоструями на Северном Кавказе. — *Тр. ГМИ СССР*, 1971, вып. 90.
3. *Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. I.* — Л.: Гидрометиздат, 1986.
4. *Снитковский А. И.* Прогноз сильных ветров. — *Метеорология и гидрология*, 1970, № 9.

4. ПРОГНОЗ ФОНОВОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

Загрязнение окружающей среды (почвы, растений, рек, озер, морей, океанов, атмосферы), являющееся результатом деятельности человека, представляет угрозу существованию человечества. В отдельных странах существуют наблюдения над загрязнением, принимаются законы и постановления, но усилия всех стран на международном уровне пока не объединены.

О наиболее значительных экономических и экологических катастрофах, связанных с загрязнением окружающей среды, практически сообщают ежедневно средства массовой информации, поэтому нет необходимости останавливаться на этом сколько-нибудь подробно.

Среди задач, связанных с метеорологическими аспектами загрязнения атмосферы, большое значение приобретают исследования закономерностей распространения вредных примесей и особенностей их пространственно-временного распределения. Они являются основой для объективной оценки состояния и тенденции загрязнения воздушного бассейна, а также разработки возможных мероприятий по обеспечению чистоты атмосферы.

Создание системы наблюдений за загрязнением воздуха, анализ полученных результатов, решение вопросов о нормировании выбросов, разработка принципов взаимного расположения предприятий и жилых массивов, установление предельно допустимых выбросов, перенос источников вредных выбросов в другие районы непосредственно смыкаются с метеорологическими задачами, позволяющими учитывать рассеивание примесей в атмосфере. Резкое повышение концентраций вредных примесей в приземном слое воздуха может быть обусловлено неблагоприятными для рассеивания примесей условиями погоды.

Следовательно, задача состоит в прогнозе загрязнения воздуха в зависимости от метеорологических факторов. При этом могут быть учтены ожидаемые выбросы в атмосферу и особенности их режима, связанные, например, с увеличением количества сжигаемого топлива зимой, увеличением количества машин к концу рабочего дня и т. п. При современном состоянии технологии производства в СССР, не позволяющей обеспечить необходимую очистку выбросов, возникает необходимость при неблагоприятных метеорологических условиях регулировать выбросы хотя бы на короткие промежутки времени. Вопросы регулирования выбросов еще

мало проработаны, практическое их осуществление сталкивается с рядом субъективных и объективных трудностей, поэтому прогноз загрязнения атмосферы тем более приобретает несомненный практический интерес. Прогноз загрязнения воздушного бассейна в принципе будет эффективен только тогда, когда появится возможность сократить или полностью прекратить вредные выбросы в атмосферу, т. е. когда он будет органически включен в систему мониторинга. К сожалению, в настоящее время сложность прогноза состоит в том, что одни и те же метеорологические условия могут оказывать разное воздействие в зависимости от типа источника, его высоты. В случае высоких источников (трубы заводов, ТЭЦ и т. д.) сочетание неустойчивой стратификации и большой скорости ветра является неблагоприятным, при низких источниках неблагоприятны приземные инверсии и штили.

Методы прогноза загрязнения воздуха используются в оперативной практике в СССР и зарубежных странах. В развитых странах для этого привлекаются данные автоматизированной системы измерения загрязнения воздуха.

4.1. Обобщенные характеристики загрязнения

Обобщенные характеристики содержания примесей в целом по городу, составленные по многим наблюдениям в ряде пунктов города за несколько сроков, существенно меньше подвержены случайным колебаниям, чем единичные данные о концентрации. Они отражают вклад в загрязнение воздуха преобладающих источников, а также фоновой концентрации в городе, создающейся вследствие перемешивания многих выбросов. Обобщенные характеристики содержания примесей меньше зависят от режима выбросов. Использование осреднения для получения интегральных характеристик эквивалентно фильтрации случайных процессов, используемых в статистических методах прогноза.

Из целого ряда известных интегральных показателей часто применяется один из простейших — среднее по всему городу значение концентрации отдельных примесей в данный день или срок — \bar{q}_j , нормированное на среднесезонную концентрацию \bar{q}_j :

$$\bar{q} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \frac{q_j}{\bar{q}_j},$$

где j — определяет пункт наблюдений; N — число пунктов по городу.

В качестве интегрального показателя загрязнения используется параметр загрязнения воздуха P

$$P = m/n,$$

где n — число наблюдений в городе за данный день; m — количество случаев за этот же день на всех пунктах города с концен-

трацией $q > 1,5 \bar{q}$; \bar{q} — средняя концентрация за рассматриваемый сезон.

Параметр P рассматривается как по отдельным примесям, так и по их группе, и применяется, если пунктов наблюдений не менее трех, а наблюдений не менее 20 за день. Величина P позволяет избежать учета характеристик выброса в городе и связать степень загрязнения воздуха только с метеорологическими факторами. Величина P рассматривается как предиктант и на основании статистической обработки связывается с предикторами: скоростью ветра, показателями устойчивости атмосферы и т. д.

Параметр P изменяется от 0 до 1. С учетом этой величины выделяются три группы загрязнения воздуха:

при $P < 0,20$ — пониженное загрязнение;

при $0,2 \leq P \leq 0,35$ — относительно пониженное загрязнение;

при $P > 0,35$ — высокое загрязнение.

Повышенное загрязнение воздуха для города в целом, обычно, наблюдается в течение нескольких дней подряд, поэтому параметр P данного дня зависит от его значения за предыдущий день P^1 .

К росту загрязнения приводит:

— усиление устойчивости нижнего слоя атмосферы при слабом ветре (за счет вклада низких выбросов);

— неустойчивая стратификация (в холодную часть года при отсутствии приземной инверсии) и усиление ветра до 3—6 м/с (за счет вклада высоких выбросов);

— скорость ветра менее 5 м/с и рост температуры воздуха в холодную часть года;

— образование туманов.

Уменьшение загрязнения и очищение воздуха происходит при:

— выпадении осадков;

— усилении ветра при устойчивой стратификации (вентиляционный эффект).

Учет этих качественных правил позволяет ориентировочно определить возможные группы загрязнения воздуха, соответствующие указанным значениям P .

Для анализа условий загрязнения атмосферы применяются синоптические методы, которые заключаются в учете комплекса метеорологических условий и синоптической ситуации, определяющих распространение и накопление примесей.

Загрязнение воздуха усиливается в стационарных антициклонах, в длительно сохраняющихся малоградиентных барических полях, на оси малоподвижного гребня, в теплых секторах циклонов, если барические градиенты при этом незначительны. В быстро перемещающихся барических образованиях существенного роста концентраций не происходит. Очищению атмосферы способствует активизация циклонической деятельности.

В результате синоптического анализа получены следующие правила:

1. Если процесс стационарирования антициклона или гребня начинается при $P^1 > 0,15$, следует прогнозировать значительное загрязнение воздуха с $P > 0,35$ (оправдываемость 70—80%);

2. Если в течение существования стационарного антициклона или гребня для исходного дня значение $P^1 > 0,20$, то на первую половину следующего дня прогнозируется также значительное загрязнение $P > 0,35$ (оправдываемость 90%).

Учет инерционного фактора (исходного значения параметра P^1) существенно повышает качество прогноза.

Особенно большое значение приобретает учет синоптических процессов при анализе и прогнозе длительных периодов (3 дня и более) с высоким загрязнением воздуха.

4.2. Прогноз метеорологических условий загрязнения

В начале этого раздела целесообразно выделить наиболее общие и важные метеорологические факторы, способствующие накоплению или рассеянию вредных примесей в атмосфере. К ним относятся:

1. Циркуляционный фактор, т. е. общее развитие синоптических процессов как мера способности проветривания в различных погодных условиях (тип синоптической ситуации);

2. Вертикальное перемешивание — толщина слоя перемешивания, определяемая термической и динамической турбулентностью;

3. Средняя скорость перемешивания в слое перемешивания, а при отсутствии этого слоя — скорость ветра у поверхности земли как фактор интенсивности смены воздушных масс.

Количество факторов может быть и большим. Предикторы, описывающие эти факторы, определяются по исходным и прогностическим картам на 24 и 36 ч (приземной, АТ-850, АТ-925), а также по фактическим и прогностическим аэросиноптическим материалам.

Определение типа синоптической ситуации. При малоактивном развитии процессов и застойных явлениях (слабый ветер) складываются условия, наиболее способствующие загрязнению. Если же атмосферные процессы активны, приземные слои воздуха быстро очищаются.

Тип синоптической ситуации оценивается по фактической и прогностической приземным картам. Циркуляционный фактор $K_{\text{ц}}$ оценивается только качественно и кодируется по табл. 4.1 для случая прогноза по комплексному показателю метеоусловий загрязнения или по табл. 4.2 в случае альтернативного прогноза.

Таблица 4.1

Типы синоптических ситуаций и соответствующие им численные характеристики параметра $K_{ц}$

Типы синоптических ситуаций	$K_{ц}$
Малоподвижные антициклоны и гребни, особенно сместившиеся с юга, наблюдающиеся в течение 1,5 суток и более	3
Западная периферия антициклона или гребня (независимо от скорости ветра) при переносе из юго-восточного сектора и адвекции тепла	4
Передняя часть циклона (ложбина при переносе из юго-восточного сектора, особенно при адвекции тепла). Малоподвижный небольшой по площади циклон, в котором циркулирует одна и та же воздушная масса	5
Размытые поля высокого и низкого давления с ветром переменных направлений	6
Периферии барических образований (наблюдающиеся в течение 1,5 суток и более при $V < 4$ м/с)	7
Центры или периферии барических образований, наблюдающиеся менее 1,5 суток, $V < 4$ м/с	8
Центры или периферии барических образований любой продолжительности, $V \geq 5$ м/с	9
Быстродвижущиеся барические образования или чередование ложбин и гребней. Ультраполярное или северное вторжение воздушной массы	10

Определение толщины слоя перемешивания. *Слой перемешивания* этой такой слой, в котором под влиянием термодинамической турбулентности происходит перераспределение вредных примесей по вертикали. Чем тоньше такой слой, тем больше в нем будут накапливаться примеси.

Толщина слоя термодинамического перемешивания $H_{тд}$ в метрах или гПа рассчитывается по аэрологической диаграмме: нижняя граница слоя перемешивания — поверхность земли. Если толщина $H_{тд}$ определяется в гПа, давление у земли берется не приведенное к уровню моря. Если давление у земли снимается с прогностической карты (приведенное к уровню моря) необходимо ввести поправку на высоту станции. Верхней границей слоя перемешивания является точка пересечения кривой состояния с кривой стратификации.

На текущий день $H_{тд}$ определяется по радиозонду за 03 ч с учетом прогностической максимальной температуры T_{max} на день. В тех случаях, когда на аэрологической диаграмме отмечается безразличная стратификация или кривая состояния проходит не более чем на 1°C левее кривой стратификации, верхняя граница слоя перемешивания находится на той высоте, где эти условия нарушаются. Расчет $H_{тд}$ по прогностическим кривым стратификации производится после введения поправок на трансформацию и вертикальные токи и учета вертикальных сдвигов

Таблица 4.2

Синоптические условия и критические значения параметров пограничного слоя, характеризующие условия накопления и рассеяния вредных примесей над Центральным районом ЕЧС

Типы синоптических ситуаций	Толщина термодинамического слоя перемешивания, $H_{ТД}$ м	$\bar{V}_{пер}$ м/с	V_3 при $H_{ТД} = 0$ м/с
<p>Накопление примесей:</p> <p>малоподвижные антициклоны и гребни со скоростью ветра у поверхности земли ≤ 4 м/с размытое поле повышенного давления</p> <p>перенос воздушных частиц у поверхности земли и на поверхности 925 гПа из юго-восточной части ЕЧС</p> <p>ложбина с теплым фронтом, юго-восточный ветер при наличии слоя перемешивания ниже 700 м</p> <p>воздух умеренных широт, длительное время сохраняющийся над районом прогноза</p>	≤ 700	≤ 6	≤ 4
<p>Рассеяние примесей:</p> <p>углубляющиеся циклоны, ложбины и волновые возмущения при отсутствии юго-восточного переноса</p> <p>быстро движущиеся антициклоны и гребни</p> <p>периферии малоподвижных антициклонов и гребней, скорость ветра 5 м/с и более (но не при ветрах юго-восточной части)</p> <p>свежая воздушная масса</p> <p>осадки 2—3 мм и более за 12 ч</p>	> 700	> 7	> 5

Независимо от скорости ветра

ветра. Другой способ определения верхней границы слоя перемешивания (по графикам) предложен Украинским УГКС (рис. 4.1, 4.2). Для теплого периода (рис. 4.1) верхняя граница слоя перемешивания определяется по разнице максимальной температуры T_{max} и температуры за 03 ч — T_3 . Наклонные линии соответствуют различным средним значениям градиента температуры $\bar{\gamma}$ в слое от земли до 1,5 км, которые определяются по данным радиозондирования за 03 часа.

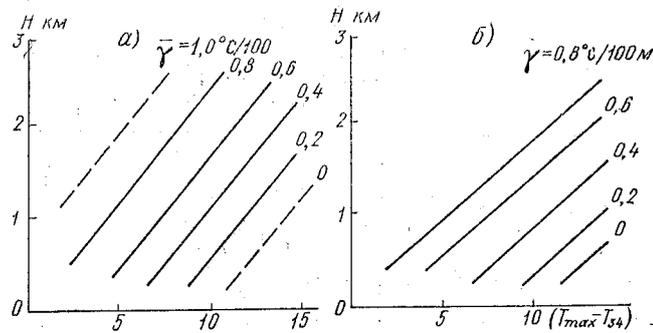


Рис. 4.1. График для прогноза максимальной толщины слоя перемешивания ($\bar{\gamma}$ на 1,5 км $\geq 1^\circ\text{C}/100$ м):
а — лето; б — май; сентябрь

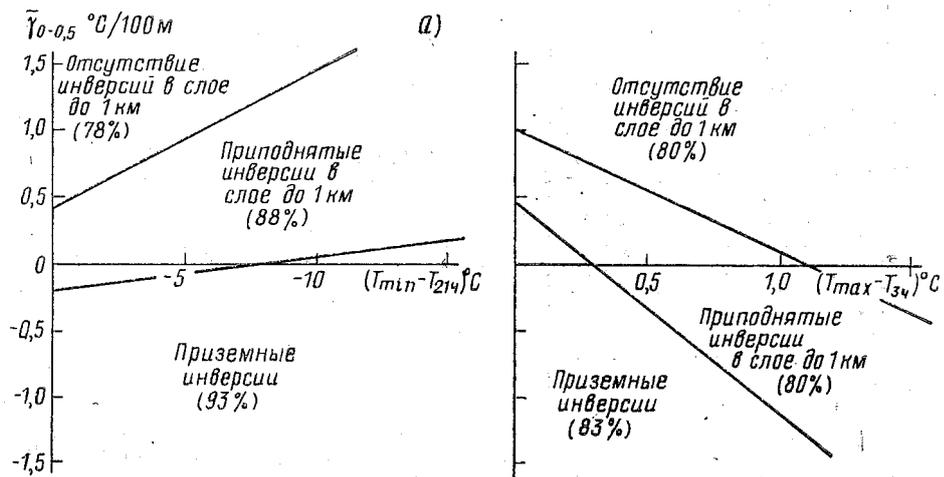


Рис. 4.2. График для прогноза приземных приподнятых инверсий и безинверсионного состояния атмосферы в пограничном слое. Холодный период:
а — первая половина суток (21 ч); б — вторая половина суток (3 ч)

На оси ординат снимается искомое значение верхней границы слоя перемешивания. В случае приподнятых инверсий верхней границей слоя перемешивания считается нижняя граница приподнятой инверсии, а при наличии приземной инверсии — перемешивание отсутствует. Для прогноза на текущий день инверсий и безинверсионного состояния нижнего слоя атмосферы используется рис. 4.2, эмпирически полученный для Киева.

При прогнозе на первую половину дня используется график на рис. 4.2, а, который позволяет по разнице между прогнозируемой минимальной температурой T_{\min} и фактической температурой за 21 ч (ось абсцисс) и среднему вертикальному градиенту температуры за 21 ч в слое 0—500 м (ось ординат) получить выводы о наличии инверсий.

При уточнении прогноза на вторую половину дня (рис. 4.2, б) предикторами являются разница между прогнозируемой T_{\max} и фактической температурой воздуха предшествующей ночи T_3 и средний градиент γ в слое 0—500 м по данным радиозонда за 03 часа. При этом необходимо учитывать адвективное изменение температуры. Если на первую половину дня вместо роста температуры за счет прогрева ожидается адвекция холода (понижение температуры) следует пользоваться рис. 4.2, б. И, наоборот, если при прогнозе на вторую половину дня ожидается адвекция тепла — рис. 4.2, а. Уточнение прогноза этими графиками производится в тех случаях, когда величина адвективного изменения температуры $|\Delta T_a| \leq 3^\circ\text{C}$. При $|\Delta T_a| > 3^\circ\text{C}$ за 12 ч или при скорости ветра 8—10 м/с прогноз приземных инверсий по графикам не дается.

Определение средней скорости ветра в слое перемешивания. Средняя скорость ветра в слое перемешивания $\bar{V}_{\text{пер}}$ определяется по спрогнозированным скоростям ветра на уровнях: земля, 925 и 850 гПа. При прогнозе на текущий день допустимо использование данных о фактическом ветре.

Если по прогностической кривой стратификации $H_{\text{тд}}$ близка к изобарической поверхности 850 гПа, $\bar{V}_{\text{пер}}$ рассчитывается по формуле

$$\bar{V}_{\text{пер}} = \frac{V_3 + V_{925} + V_{850}}{3}. \quad (4.3)$$

Если же граница $H_{\text{тд}}$ близка к поверхности 925 гПа, то

$$\bar{V}_{\text{пер}} = \frac{V_3 + V_{925}}{2}. \quad (4.4)$$

При $H_{\text{тд}} \approx 0$ учитывается только прогностический ветер у поверхности земли (V_3).

Альтернативный прогноз метеорологических условий загрязнения (МУЗ). Этот метод краткосрочного прогноза требует получения критических значений метеорологических параметров, ха-

рактически характеризующих условия вертикального перемешивания и горизонтального переноса в момент накопления вредных примесей и типы синоптических ситуаций, при которых наблюдается высокая загрязненность. При выявлении этих типов необходимо учитывать наличие туманов, осадков и т. д.

Критические значения $H_{тд}$ и $\bar{V}_{пер}$ для интересующего региона можно получить путем статистической обработки информации (табл. 4.2).

При прогнозе МУЗ данным способом рассчитанные значения $H_{тд}$ м, $\bar{V}_{пер}$ м/с, V_3 м/с при $H_{тд}=0$ и тип синоптической ситуации сравниваются с критическими значениями, приведенными в табл. 4.2. Если три (или два) параметра указывают на возможность накопления (рассеяния) примесей, то эти условия и прогнозируются.

Если прогнозист располагает данными, характеризующими фоновое загрязнение воздуха, качество прогноза повышается.

Прогноз МУЗ по комплексным показателям. Комплексный показатель условий загрязнения $K_{муз1}$ характеризует возможность появления высокой загрязненности. $K_{муз1}$ вычисляется по значениям ряда предикторов, число которых может быть различным. Наиболее простой расчет $K_{муз}$ осуществляется по формуле (4.5), где $K_{ц}$ — тип синоптической ситуации (табл. 4.1), K_H — параметр, зависящий от толщины слоя $H_{тд}$, $K_{\bar{V}}$ — параметр, зависящий от средней скорости ветра $\bar{V}_{пер}$ в слое перемешивания, или при $H_{тд}=0$ — прогностический ветер у поверхности земли. Параметры $K_{ц}$, K_H , $K_{\bar{V}}$ задаются условно числами от 3 до 10. Параметры K_H и $K_{\bar{V}}$ — находятся по табл. 4.3.

$$K_{муз1} = K_{ц} + K_H + K_{\bar{V}}. \quad (4.5)$$

Таблица 4.3

Значение предикторов $H_{тд}$ и $\bar{V}_{пер}$ и условные численные характеристики параметров K_H и $K_{\bar{V}}$

$H_{тд}$		$\bar{V}_{пер}$ м/с	K_H $K_{\bar{V}}$
м	гПа		
≤ 300	≤ 30	0—3	3
400	40	4	4
500	50	5	5
600	60	6	6
700	70	7	7
800	80	8	8
900	90	9	9
≥ 1000	≥ 100	≥ 10	10

При составлении прогноза МУЗ по этой схеме используется тот же аэросиноптический материал, что и при альтернативном прогнозе. Следует учитывать, что загрязнение происходит не сразу после того, как сложились неблагоприятные метеорологические условия. Вначале примеси накапливаются, уровень же загрязнения становится критическим не ранее чем через 36 часов. Поэтому в схеме прогноза по $K_{муз1}$ учитывается и продолжительность сохранения неблагоприятных условий.

Формула (4.5) дает возможность рассчитать комплексный показатель $K_{муз1}$ без весового вклада предикторов $K_{ц}$, K_H , $K_{\bar{v}}$. Установлено, что наибольший вклад в загрязнение вносит тип синоптической циркуляции $K_{ц}$. С учетом этого используется другой комплексный показатель $K_{муз2}$, который рассчитывается по следующим регрессионным формулам, учитывающим сезон, время суток и весовой вклад предикторов:

в теплый период (IV—IX)

$$\text{ночью } K_{муз2} = 33,26 - 1,70 K_{ц} - 0,28 K_H - 0,35 K_{\bar{v}}, \quad (4.6)$$

$$\text{днем } K_{муз2} = 32,49 - 1,80 K_{ц} - 0,33 K_H - 0,39 K_{\bar{v}}. \quad (4.7)$$

в холодный период (X—III)

$$\text{ночью } K_{муз2} = 35,58 - 1,54 K_{ц} - 0,02 K_H - 1,32 K_{\bar{v}}, \quad (4.8)$$

$$\text{днем } K_{муз2} = 32,72 - 1,77 K_{ц} - 0,10 K_H - 0,36 K_{\bar{v}}. \quad (4.9)$$

При уточнении прогноза на текущий день полезно учитывать, помимо $K_{ц}$, K_H , $K_{\bar{v}}$ еще и диагностическое значение $K_{ц}$, определяемое по исходным данным (по приземной карте за 03 ч). Тогда вместо формул (4.7) и (4.9) используются формулы:

в теплый период

$$K_{муз2} = (32,49 - 1,80 K_{ц} - 0,33 K_H - 0,39 K_{\bar{v}})_{пр} + 1,70 (K_{ц})_{ф}, \quad (4.10)$$

в холодный период

$$K_{муз2} = (32,72 - 1,77 K_{ц} - 0,10 K_H - 0,36 K_{\bar{v}})_{пр} + 1,50 (K_{ц})_{ф}, \quad (4.11)$$

где индексы «пр» и «ф» — прогностическое и фактическое значения соответствующей величины.

Рассчитанные значения $K_{муз2}$ находятся в прямой связи с вероятностью загрязнения атмосферы. Чем больше $K_{муз2}$, тем больше вероятность загрязнения. Например, для Москвы при $K_{муз2} \geq 30$ будут условия высокого загрязнения.

При составлении прогноза следует учитывать дисперсию ошибки расчета величины $K_{муз2}$. Средняя квадратическая ошибка близка к 10. Поэтому, если $K_{муз2} = 20$, то существует реальная угроза высокого загрязнения.

Таблицы 4.4—4.6 позволяют выбрать формулировку прогноза загрязнения.

Таблица 4.4

Терминология прогнозов МУЗ по комплексным показателям $K_{\text{МУЗ}1}$ (без учета весовых вкладов предикторов) и $K_{\text{МУЗ}2}$ (с учетом весовых вкладов предикторов) при использовании трех предикторов

Формулировка прогноза	Значения $K_{\text{МУЗ}}$
Ожидаются метеоусловия высокого загрязнения (МУВЗ)	На срок прогноза и в предшествующие 12 и 24 ч: $K_{\text{МУЗ}1} = 9-13$ при прогнозе на ночь; $K_{\text{МУЗ}1} = 9-16$ при прогнозе на день; $K_{\text{МУЗ}2} \geq 30$.
Ожидаются кратковременные метеоусловия высокого загрязнения (МУВЗ _{кр})	На срок прогноза и в предшествующие 12 ч: $K_{\text{МУЗ}1} = 9-13$ при прогнозе на ночь; $K_{\text{МУЗ}1} = 9-16$ при прогнозе на день; $K_{\text{МУЗ}2} \geq 30$.
Метеоусловия высокого загрязнения не ожидаются (МУВЗ н/о)	На срок прогноза и в предшествующие 12 и 24 ч: значения $K_{\text{МУЗ}1}$ см. табл. 4.5; $K_{\text{МУЗ}2} < 30$.

Таблица 4.5

Сочетания значений $K_{\text{МУЗ}1}$, при которых метеоусловия высокого загрязнения не ожидаются

На срок прогноза, ч	В предшествующие прогнозу 12 ч	В предшествующие прогнозу 24 ч
Прогнозы на ночь		
14-30	17-30	14-30
14-30	9-16	9-13
14-30	17-30	9-13
14-30	9-16	14-30
9-13	17-39	9-13
9-13	17-30	14-30
Прогнозы на день		
17-30	14-30	17-30
17-30	9-13	9-16
17-30	14-30	9-16
17-30	9-13	17-30
9-16	14-30	9-16
9-16	14-30	17-30

Таблица 4.6

Оценка оправдываемости прогнозов МУЗ

Формулировка прогноза	Оправдываемость (%) прогнозов МУЗ		
	100	50	0
	Наблюдалось		
Ожидаются метеоусловия высокого загрязнения	МУВЗ	МУВЗ _{кр}	МУВЗ _{н/н}
Ожидаются кратковременные метеоусловия высокого загрязнения	МУВЗ _{кр}	МУВЗ _{кр н/н}	—
Метеоусловия высокого загрязнения не ожидаются	МУВЗ _{н/н}	МУВЗ _{кр}	МУВЗ

Прогнозы могут даваться в двух формулировках (МУВЗ и МУВЗ н/о). Если в схеме прогноза не учитывается продолжительность сохранения метеоусловий, в этом случае их оценка может быть альтернативной.

Прогноз загрязнения по городу в целом с использованием метода последовательной графической регрессии. Реальная зависимость между предсказываемыми характеристиками загрязнения и их предикторами носит нелинейный характер. Поэтому, например, для прогноза интегрального показателя загрязнения воздуха P целесообразно использовать метод последовательной графической регрессии. Этот метод можно разрабатывать в два этапа: на первом строятся графики зависимости показателя P от двух метеорологических факторов, выбираемых в качестве предикторов, на втором — выполняется попарное объединение этих зависимостей. Таким образом достигается установление зависимости загрязнения воздуха от всех рассматриваемых предикторов.

Например, выбираем четыре предиктора: V_0 — скорость ветра у поверхности земли; ΔT — разность температуры у поверхности земли и на уровне 925 гПа; ΔH_{850} — градиент геопотенциала на уровне 850 гПа; P^I — характеристика исходного загрязнения воздуха.

Тогда прогнозируемая величина параметра загрязнения P выражается как функция указанных предикторов:

$$P = P[F_1(V_0, \Delta T), F_2(\Delta H_{850}, P^I)]. \quad (4.12)$$

При практической разработке схемы за предшествующие годы изучается характер связей между параметром загрязнения атмосферы в конкретном городе и отдельными предикторами или их комплексами. На этом основании отбираются наиболее значимые предикторы.

Графические зависимости, рассчитанные по материалам 30 городов СССР с применением рассмотренных выше четырех предикторов, представлены на рис. 4.3.

Могут применяться и другие предикторы, если обнаружена их связь с характеристиками загрязнения.

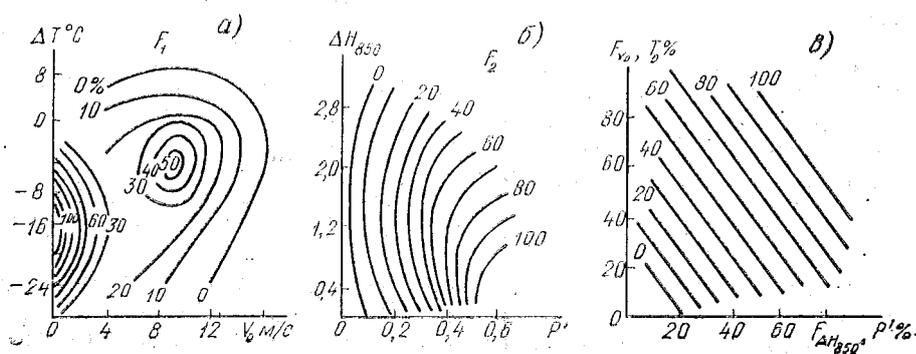


Рис. 4.3. Графики для прогноза повторяемости (%) случаев повышенного загрязнения воздуха ($P > 0,3$) в городе

При составлении прогноза P в городах Украины используются корреляционные графики отдельно для случаев приземной, приподнятой и отсутствия инверсии в нижнем километровом слое атмосферы. Аналогичные графики построены и для теплого полугодия. Пример приведен на рис. 4.4.

Графики для прогноза загрязнения атмосферы с использованием ряда других предикторов разработаны для ряда областей СССР (Методические указания, 1979), для Украины, Ленинграда, Средней Азии, Уральского УГКС, Иркутской области и т. д.

Прогноз загрязнения по городу в целом методом распознавания образов. При использовании этого метода результаты наблюдений за степенью загрязнения воздуха и метеорологические характеристики разбиваются на группы, соответствующие различным уровням загрязнения. С этой целью величины характеристик отдельного комплекса (ситуации) X_1, X_2, \dots, X_n рассматриваются как координаты точки X в N -мерном пространстве. Данные о концентрации примеси и относящиеся к ним ситуации группируются так, чтобы выделить три группы значений концентраций: I — больших ($P > 0,35$), II — средних ($0,20 \leq P \leq 0,35$), III — слабых ($P \leq 0,20$).

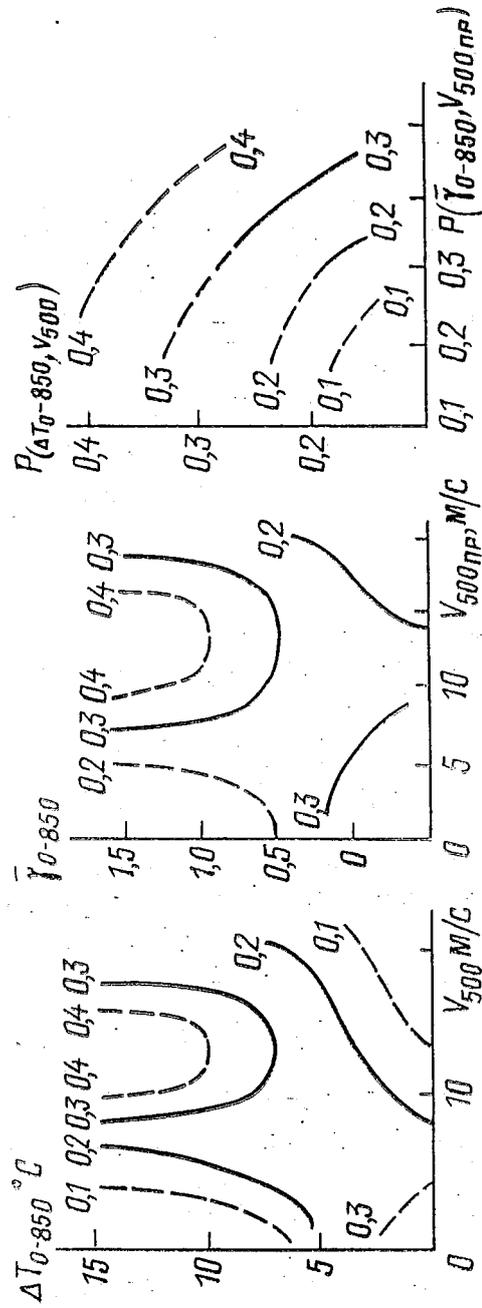


Рис. 4.4. Графики для прогноза показателя P в холодный период года при отсутствии инверсии в нижнем километровом слое

Для каждой группы, состоящей из M_i ситуаций, определяются центр тяжести i -й характеристики X_i и средняя дисперсия σ_i^2 . Например, для I группы:

$$X_i^{(1)} = \frac{1}{M_i} \sum_{j=1}^{M_i} X_{i,j}^{(1)}, \quad \sigma_i^{(1)2} = \frac{1}{M_i} \sum_{j=1}^{M_i} [X_{i,j}^{(1)} - X_i]^{(1)2}. \quad (4.13)$$

Затем конкретный комплекс характеристик, рассматриваемый как набор предикторов, используется для определения группы, к которой можно отнести прогнозируемую ситуацию.

Для каждой конкретной ситуации, характеризуемой в фазовом пространстве точкой Y с координатами Y_1, Y_2, \dots, Y_N , определяется расстояние ρ до центра тяжести, например, группы I:

$$\rho_i^2 = \sum_{l=1}^N \left(\frac{y_l - X_i^{(1)}}{\sigma_i^{(1)}} \right)^2. \quad (4.14)$$

Аналогично находится расстояние до группы II и III, т. е. ρ_{II} и ρ_{III} . Ситуация Y относится к той группе, расстояние до которой минимально.

Подготовительный этап работы (обучение) состоит в группировке данных и ситуаций, а также в получении характеристик «групп-образов».

Прогноз заключается в определении до группы образца с минимальным расстоянием до ожидаемой ситуации.

Заключительный этап — проверка прогноза определяется как «экзамен». Данный метод разрабатывается для некоторых городов СССР (Чита, Красноярск, Одесса) и Бельгии. Проверка методики для Антверпена дала оправдываемость 73—87%. Пока в оперативной практике методика не применяется.

4.3. Определение радиуса распространения загрязнения атмосферного воздуха от границ городской застройки

В урбанизированных районах в низких слоях атмосферы наблюдаются очаги сильного загрязнения. По наиболее массовым выбросам веществ можно выделить следующие зоны загрязнения (по сернистому газу, окиси углерода и окислам азота):

— неблагоприятная зона, в пределах которой превышаются предельно допустимые концентрации (ПДК) загрязняющих веществ;

— зона, в которой концентрация загрязняющих веществ находится в пределах от ПДК до 0,8 ПДК;

— зона, в пределах которой концентрации загрязняющих веществ ниже 0,8 ПДК.

Выбор классов связан с тем, что на селитебных территориях мероприятия инженерно-технического и планировочного характера должны обеспечить концентрацию вредных веществ не выше ПДК,

а на территориях курортного значения и в местах отдыха — не выше 0,8 ПДК.

Имеется определенная закономерность между ростом городского населения, выбросом вредных примесей и их концентрацией в приземном слое атмосферы и увеличением территории с повышенным загрязнением воздуха за пределами застройки.

Город рассматривается как единый источник загрязнения атмосферы, который формируется выбросами промышленности, автотранспорта и коммунального хозяйства. Для практических расчетов эмпирически определена зависимость между численностью городского населения и радиусом зоны загрязнения приземного слоя атмосферы, в которой концентрация вредных веществ выше установленной для населенных мест. Эта зависимость выражается формулой

$$L_1 = AN^n, \quad (4.15)$$

где N — численность населения города, тыс. чел.; L_1 — радиус зоны загрязнения атмосферы от границы городской застройки, км; A, n — эмпирические коэффициенты.

Оптимальные значения этих коэффициентов определяются методом наименьших квадратов. Расчеты показали, что наиболее достоверное значение радиуса (L) зоны с концентрацией загрязнения выше ПДК, достаточно точно совпадающее с натурными замерами космической съемки, получается при коэффициенте $A=1,772$ и $n=0,349$ (табл. 4.7).

Таблица 4.7

Изменение радиуса распространения загрязнения (по данным натуральных расчетов и обследований) в зависимости от величины населения пункта

N тыс. чел.	L км	L ₁ км	ΔL отклонения	
			км	%
20	5	5,033	0,033	0,7
100	9	8,820	0,180	2,0
500	15	15,455	0,455	3,0
1000	20	19,678	0,322	1,6

Как видно из табл. 4.7, максимальное отклонение расчетного показателя от фактического составляет 3%, что приемлемо при решении данной задачи. Исходя из этого формула (4.15) примет вид

$$L_1 = 1,772 N^{0,349}. \quad (4.16)$$

Для определения радиуса зоны с концентрацией загрязнения в пределах 0,8 ПДК использована формула, приведенная в СН 369-74 для расчета концентрации вредных веществ в приземном слое атмосферы по оси факела на различных расстояниях. При соответствующем преобразовании для данной задачи она может быть записана следующим образом:

$$C_{0,8} = SC_1, \quad (4.17)$$

где C_1 и $C_{0,8}$ — значения приземных концентраций вредных веществ по оси выброса соответственно на таких расстояниях от источников выброса, при которых $C_{0,8} = 0,8$ ПДК и $C_1 = 1$ ПДК; S — коэффициент, определяемый при опасной скорости ветра из отношения расстояния от источника до точек с приземными концентрациями 0,8 и 1 ПДК.

Дальнейшие расчеты концентраций проводились с учетом изменения соотношения расстояний от границы застройки до районов с уровнем ПДК 0,8 и 1,0.

Таким образом, формула для определения радиуса зоны с концентрациями загрязнения до 0,8 ПДК примет вид

$$L_2 = 1,781 L_1 = 3,156 N^{0,349}, \quad (4.18)$$

где L_2 — расстояние до границы зоны с концентрацией загрязнения 0,8 ПДК; в этих пределах могут размещаться курортные зоны и зоны отдыха, км; N — численность населения города, тыс. чел.

Применяя указанные формулы для городов и поселков, можно определять радиусы зон загрязнения атмосферы в пределах ПДК и ниже 0,8 ПДК. Выявление таких зон поможет более правильно использовать заселенные территории (табл. 4.8).

Таблица 4.8

Изменение радиуса распространения загрязнения (выше 1 и 0,8 ПДК) в зависимости от величины населения пункта

N тыс. чел.	L_1	L_2
20	5,04	8,98
50	9,94	12,36
100	8,94	15,74
250	12,17	21,68
500	15,50	27,61
1000	19,75	35,17

Конфигурация полученных ареалов может быть скорректирована по среднегодовой розе ветров по формуле

$$L'_{1,2} = L_{1,2} P/P_0,$$

где $L_{1,2}^*$ — радиусы, скорректированные в данном направлении, км; $L_{1,2}$ — расчетные радиусы, км; P — среднегодовая повторяемость направлений ветров рассматриваемого румба, %; P_0 — повторяемость направлений ветров одного румба при круговой розе ветров (при восьмирумбовой розе ветров $P_0=12,5\%$).

Для горных районов требуется корректировка границ этих зон с учетом высоты местности. Так, в Грузии около 87% территории занимают горные местности и предгорья, поэтому радиусы зон загрязнения от городской застройки должны дополнительно уточняться по высоте их местоположения над уровнем моря (рис. 4.5).

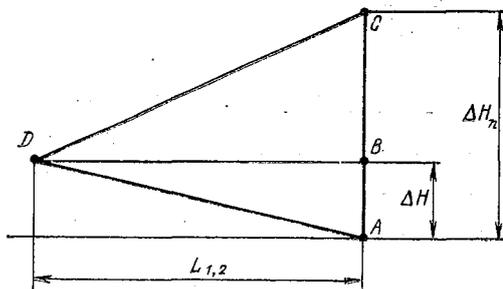


Рис. 4.5. Распределение концентрации вредных примесей с изменением высоты местности

Например, если в точке B концентрация вредных примесей в атмосфере от источника выброса составляет 1 ПДК, то при прочих равных метеорологических условиях за счет разности высот концентрация в точке A будет больше, чем в точке C .

Эта зависимость может быть выражена в виде

$$C_{\Delta H} = a - b \Delta H, \quad (4.19)$$

где ΔH — высота над уровнем моря точки B , км; $C_{\Delta H}$ — концентрация вредных примесей в атмосфере на данной высоте в точке B ($\text{мг}/\text{м}^3$) при $\Delta H=1$ км; $a=1 \text{ мг}/\text{м}^3$ и $b=0,1177 \text{ мг}/\text{м}^3$.

Таким образом, для учета влияния на величины L_1 и L_2 высоты местности в формулы (4.16) и (4.18) следует ввести поправочный коэффициент K . Тогда формулы (4.16) и (4.18) соответственно примут вид

$$L_1^{\Delta H_n} = 1,772 KN^{0,349},$$

$$L_2^{\Delta H_n} = 3,156 KN^{0,349},$$

Для местности, расположенной на уровне моря (точка А), коэффициент K равен единице

$$K_{\Delta H_0} = \sqrt{0,13/(1,13/C_{\Delta H} - 1)} = 1,$$

Для местности, расположенной на возвышенности на высоте ΔH над уровнем моря (для точки С), коэффициент $K_{\Delta H_n}$ получит значение

$$K_{\Delta H_n} = (1,13/C - 1)/0,13 = [1,13/(1 - 1,1177 H) - 1]/0,13. \quad (4.19)$$

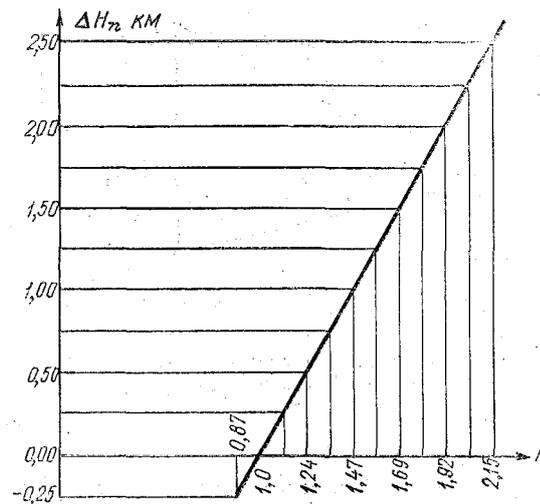


Рис. 4.6. Изменение коэффициента K в зависимости от высоты местности

Для упрощения расчетов по формуле (4.19) построим график изменения коэффициента $K_{\Delta H_n}$ в зависимости от высоты местности (рис. 4.6).

Как видно из графика, зависимость между коэффициентом $K_{\Delta H_n}$ и высотой местности можно выразить формулой линейной зависимости:

$$K_{\Delta H_n} = a_1 + b_1 \Delta H_n,$$

где a_1 и b_1 — эмпирические коэффициенты.

Значение этих коэффициентов, вычисленных методом наименьших квадратов, составило соответственно $a_1=1$ и $b_1=0,46$.

Тогда вместо формулы (4.19) можно написать

$$K_{\Delta H} = 1 + 0,46 \Delta H_n. \quad (4.20)$$

Как показала проверка расчетов с помощью формул (4.19) и (4.20), максимальная разность между показателями составляет 1,7%, что удовлетворяет требованиям поставленной задачи.

Приведем конкретный пример расчета радиуса распространения загрязнения атмосферного воздуха от границ городской застройки г. Тбилиси, расположенного на высоте $H=0,55$ км над уровнем моря. Коэффициент $K_{\Delta H_n}$ для него равен 1,25. Расчет показал, что для аналогичного по величине города расстояние до уровня соответствующего ПДК составит 20,3 км, а для реальных условий г. Тбилиси с учетом высоты местности 25,4 км. Расстояние от границ застройки до уровня с концентрациями, равными 0,8 ПДК, для города, расположенного на ровном рельефе в направлении преобладающих ветров, составляет 36,2 км, а для конкретных условий Тбилиси — 45,3 км.

Данный метод дает проектировщику возможность при составлении схем пригородных зон, не проводя специальных расчетов, по численности населения города, с учетом рельефа местности и особенностей распределения ветра по направлениям, ориентировочно определять, на каком расстоянии от границ жилой застройки могут быть размещены объекты длительного и кратковременного отдыха, курортные учреждения, пионерские лагеря.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берлянд М. Е. Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1985.
2. Методические указания по прогнозу загрязнения воздуха в городах. /Под ред. М. Е. Берлянда/. — Л.: Гидрометеиздат, 1979.
3. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. 1. — Л.: Гидрометеиздат, 1986.
4. Цибадзе М. О. Определение радиуса распространения загрязнения атмосферного воздуха от границ городской застройки. Градостроительная практика и нормативы. М., 1985.

5. ПРОГНОЗ ЛАВИНООПАСНОСТИ

5.1. Общие сведения о лавинах

В природе существуют такие явления (наводнения, сели, лавины, морозное выветривание, снежные обвалы и т. д.), с которыми пока невозможно бороться. Принять меры правильной защиты поможет изучение этих явлений. В частности, это относится и к снежным лавинам.

Снежные лавины чаще всего сходят в горах вдали от мест человеческой деятельности и возникают нерегулярно, но в «лавинные годы» наносят народному хозяйству большой материальный ущерб и уносят много человеческих жизней.

Подготовка лавинной эрозии начинается в снегосборных бассейнах, в местах отрыва лавин, где мощность снежного покрова значительно выше нормальной для данного района. Эти места, как правило, находятся с подветренной стороны, где ветер аккумулирует большое количество снега. После схода лавины у подножья горы собирается большое количество снега в форме снежного лавинного конуса. Лавинный снег тает медленнее, его воздействие на грунт сильнее и продолжительнее. Морозное выветривание усиливается, т. е. имеет место подготовка материала для сноса лавины.

В лавинных очагах наблюдается постоянное сползание снега, его давление настолько велико, что при своем перемещении лавины уничтожают все, что встречается на их пути, особенно растительность. Тысячи тонн снега обрушиваются на лес, вековые деревья ломаются как спички, вырываются с корнем. Так, в течение зимы 1962—1963 гг. в долине р. Бындерица (Болгария) уничтожено 35000 м² леса.

Вслед за лавиной возникают воздушные волны. Это особенно характерно при сходе лавин, состоящих из сухого снега. Они имеют большие скорости и образуют мощные снего-воздушные потоки. «Воздушная» волна движется прямолинейно, не следуя траектории лавины, очень часто она переходит долину и ее разрушительное действие сказывается на противоположном склоне.

Каждая лавина — снежная и водная — несет с собой скальный материал, иногда достигает высоты около 10 м, образуя «лавинный холм».

Велика гидрологическая роль лавин, поскольку лавинный снег, медленно тая, продуцирует влагу в течение всего лета, когда она особенно нужна для сельского хозяйства. Иногда лавины создают искусственные озера, опасные во время прорыва плотин.

Влияние лавин на хозяйственную деятельность настолько велико, что в ряде стран (Австрия, ФРГ, США, Швейцария, Япония) созданы специальные национальные комиссии и комитеты по изучению лавиноопасности. В ряде стран делаются попытки составления прогноза лавиноопасности на основе учета метеорологических факторов и предшествующей синоптической ситуации.

Изучение лавин впервые было начато в одном из самых лавиноопасных районов Европы — в Альпах. Большие работы по картографированию лавин проведены в Норвегии, Югославии, Швейцарии, Болгарии и др.

В России исследование началось в первой половине XIX в. в связи с освоением переходов через Кавказский хребет. В 1855 г. инженер Б. Статковский составил первую карту лавинных участков в районе Крестового перевала.

В последние десятилетия работы по исследованию лавин на Кавказе вели Г. К. Сулаквелидзе, Д. Н. Гонгадзе, В. С. Читадзе, Г. И. Чикадзе. В Хибинах продолжает свою деятельность лавинная станция. В. Н. Аккуратов предложил генетическую классификацию лавин, разработка которой весьма важна для целей прогнозирования периодов схода лавин.

В горах Средней Азии исследованием лавин занимались С. П. Чертанов, М. В. Косарев. Лавины на территории СССР характерны не только для высокогорных районов с сильно расчлененным рельефом, таких, как Кавказ, Тянь-Шань. Они встречаются в среднегорных и низкогорных районах со сравнительно слабым расчленением: Хибин, Средний и Южный Урал, Земля Франца-Иосифа, Сихотэ-Алинь и др. Лавины встречаются и в почти безлесных горных областях (Тянь-Шань, Памир) и в горных областях с хорошо развитой лесной растительностью (Кавказ, Урал, Сихотэ-Алинь). Лавиноопасная зона не обязательно располагается где-то высоко в горах. Во многих районах лавины сходят в море, например, на островах Земли Франца-Иосифа, на Камчатке и Курильских островах.

5.2. Признаки лавинной опасности

При отсутствии каких-либо данных наиболее общим признаком лавинной опасности может быть наличие в данной области современного оледенения, так как оно связано с большой снежностью и лавинной деятельностью.

Самое общее представление о лавинной опасности в данном районе может дать осмотр панорамы изучаемого участка на фотографиях и аэрофотоснимках.

Общие признаки лавинной опасности не дают сведений о границах распространения лавин, контурах отдельных лавиносборов, повторяемости лавин и др. характеристиках режима лавин. Такие данные можно получить при изучении следующих признаков лавинной опасности: геоморфологических, геоботанических, по лавинным снежникам, почвенных, гидрологических.

Геоморфологические признаки лавинной опасности. Особенно большое воздействие на формирование рельефа оказывают так называемые грунтовые лавины, плоскостью скольжения которых является грунт. Один из признаков грунтовой лавины — это содержание большого количества включений в виде глыб, камней, щебня и т. д.

Изрезанность горных склонов нельзя относить только за счет эрозионной деятельности. Среди отрицательных форм рельефа, к которым приурочены лавины, Г. К. Тушинский выделяет две генетические группы форм рельефа: нивально-эрозионно-лавинных и гляциально-лавинных форм.

Некоторые лавины достигают противоположного склона долины, пересекая ручьи и реки. Здесь образуются асимметричные лавинные бугры; ямы выбивания дают представления о дальности выброса лавин, а шурфование конуса выноса позволяет установить частоту выбросов крупных лавин.

Геоботанические признаки лавинной опасности. Воздействие лавин на растительность выражается, в первую очередь, в уничтожении древесной растительности. Хорошо известны лавинные прочесы — вертикальные полосы, почти лишенные древесной растительности на залесенных горных склонах.

В зоне действия лавин отмечается смена древесных пород. Древесная растительность, сохранившаяся на лавинных прочесах, угнетена, стволы искривлены и наклонены в направлении движения лавин, кора местами содрана.

На Кавказе частоту схода крупных лавин можно установить по ступеням роста осины, иногда ольхи. Осина первой заселяет лавинный конус выноса и редко бывает угнетена. Оставшиеся корни осины в первый же год дают обильную поросль. Разновозрастные участки осинника на конусе выноса фиксируют лавины разных размеров и дальность их выброса, а возраст деревьев дает сведения о годах выброса крупных лавин.

Лавинные снежники. Одним из признаков лавинной опасности является наличие снежников в данном горном районе. Но значительная часть снежников своим происхождением обязана метелевому переносу и не является признаком лавинной опасности. По происхождению все снежники делятся на две основные группы: навейные и лавинные.

Одним из признаков лавинного снежника может быть его цвет. При движении вниз по склону лавины вовлекают в это движение рыхлый материал, находящийся на их пути, и даже сдирают

верхний слой грунта. В результате лавинный снег оказывается загрязненным, а лавинный снежник приобретает определенный цвет в зависимости от характера грунта, по которому двигалась лавина.

Признаком лавинного снежника является также место его залегания, форма и размеры. Лавинные снежники обычно располагаются у подножия склонов. Крупные снежники, лежащие на дне долин, как правило, имеют лавинное происхождение.

Изучение снежников позволяет установить границы отдельных лавиносборов, дальность выброса лавин, их размеры, повторяемость, иногда причины и время образования (по характеру снега и содержанию в нем различного материала).

Почвенные признаки лавинной опасности. Результатом воздействия лавин на почвы является уменьшение мощности почвенного горизонта и изменения типа почв. Натурные обследования изменений почвенного покрова помогают устанавливать конкретные лавиносборы и являются вспомогательным материалом при изучении геоморфологических и геоботанических признаков лавинной опасности.

Гидрологические признаки лавинной опасности. Лавины можно рассматривать как сток воды в твердой фазе. При таком стоке значительные массы снега перемещаются на более низкие высотные отметки, где и аккумулируются. Это существенно изменяет условия таяния и водоотдачи снега. Лавины, спускаясь в долины, часто перегораживают реки, образуя снежные плотины. На ниже расположенном гидрометрическом посту это должно вызвать снижение уровня расхода воды с последующим его повышением.

Максимальные уровни при прорыве лавинных плотин иногда превышают максимальные уровни ливневых паводков.

Установить сход лавин в бассейне горной реки можно также путем анализа температуры воды. Падение снежного обвала в реку вызывает его таяние и, следовательно, потерю водой значительного количества тепла.

Гидрологические данные позволяют определять места расположения лавиносборов, примерные размеры снежных обвалов и их частоту.

5.3. Генетическая классификация лавин

В. Н. Аккуратовым выделены два основных класса лавин: сухие и мокрые. Первый класс включает в себя следующие типы лавин:

- лавины из свежеснегавпавшего снега;
- лавины из метелевого снега;
- лавины, возникающие в результате сублимационного диафтореза (ослабления связей внутри снежной толщи);

— лавины температурного сокращения снежного покрова.

Во второй класс входят:

— инсоляционные лавины, которые возникают в результате радиационных оттепелей;

— адвективные лавины, возникающие в результате адвективного таяния снега;

— «промежуточные лавины», образующиеся при таянии снега под воздействием солнечной радиации и адвекции тепла;

— лавины, возникающие в результате давления воды, которая фильтруется через толщу снега вдоль склона.

В данной классификации не вполне выдержан генетический принцип, так как в ней не учтены все факторы, способствующие возникновению лавин. В этом плане более объективной является классификация, которая позволяет различить следующие типы лавин:

1. Лавины, непосредственной причиной возникновения которых являются метеорологические факторы:

— лавины, связанные со снегопадами и метелями, возникают во время сильных и продолжительных снегопадов и метелей, дающих значительный прирост мощности снежного покрова. Возникновение их обусловлено тем, что во время сильного снегопада составляющая силы тяжести, действующая вдоль склона, больше, чем сила сцепления, удерживающая снег на склоне;

— лавины, связанные с резким понижением температуры, образуются, когда наблюдается температурное сокращение объема снежного покрова. Это вызывает дополнительные напряжения внутри снежной толщи, что приводит к образованию лавин.

2. Лавины, причиной возникновения которых являются метеорологические факторы и процессы, происходящие внутри снежной толщи:

— лавины, связанные с весенним потеплением, образуются в результате таяния снежного покрова под действием тепла, поступающего в снежный покров из прилегающего слоя воздуха, и солнечной радиации;

— лавины, связанные с радиационными оттепелями, образуются на склонах экспозиции, когда снег прогревается и начинает подтаивать;

— лавины, связанные с дождями. При выпадении дождя на снежный покров увеличивается составляющая силы тяжести, действующая вдоль склона и стремящаяся сдвинуть снежный пласт, так как дождевая вода впитывается в снежный покров;

— лавины, связанные с оттепелями, возникают при переходе температуры воздуха от отрицательной к положительной, при этом не обязательно интенсивное таяние снега.

3. Лавины, связанные с процессами, происходящими внутри снежной толщи:

— лавины, связанные с образованием слоя глубинной изоляции, в слое которой происходит резкое ослабление сил сцепления;

— лавины, возникающие в результате снижения прочности снежного покрова под длительным действием нагрузки.

4. Лавины, причиной возникновения которых являются различные случайные явления (например, землетрясения, морозное пучение грунтов, деятельность человека, давление подснежного потока воды).

5.4. Методы прогноза лавин

Необходимо различать следующие виды прогноза лавин:

— прогноз момента возникновения лавин в данном лавиносборе;

— прогноз начала периода лавинной опасности, т. е. заблаговременное предвидение наступления такого периода, когда в данном лавиносборе возникает опасная ситуация и незначительное дополнительное воздействие может вызвать лавину, хотя в конечном итоге лавина может и не сойти.

В настоящее время используются так называемые упрощенные и расчетные методы прогноза лавин. К упрощенным относятся:

— методы, основанные на изучении внешнего состояния снежного покрова. Указанные методы можно использовать в походных условиях и при работе изыскательных партий;

— методы, основанные на изучении стратификации снежного покрова. С помощью твердомеров-зондов можно получить данные о состоянии снежной толщи: мощность снежного покрова, наличие слоев с очень малым сопротивлением и пустот, характер подстилающей поверхности и т. п. По данным этих зондирований строят кривую изменения твердости снега с глубиной. Анализ кривой и совмещенной с ней стратиграфической колонки снежной толщи позволяет установить возможность возникновения лавинной опасности.

Когда на практике данные твердомеров-зондов отсутствуют, для прогноза используют сведения об оседании снежного покрова, которые можно получить инструментально (например, с помощью обычной снегомерной рейки), наблюдая за величиной просадки снежного покрова. Таким способом удастся выделить участки с ослабленным снежным горизонтом, что позволяет делать некоторые выводы об устойчивости снежного покрова на склоне и о его возможных нарушениях. В дополнение к этому необходимо каждый раз учитывать всякую резкую смену погоды, которую фиксирует наблюдатель: начало сильного снегопада, метели или дождя, оттепели или ясного солнечного дня с температурой воздуха немного ниже нуля, все это является прогностическим признаком наступления лавинной опасности.

Описанные методы являются качественными, поэтому в последние годы интенсивно ведется разработка методов прогноза количественных характеристик снежных лавин. Теоретической основой этих методов, базирующихся на наблюдениях за ходом метеоро-

логических величин, является уравнение устойчивости снежного покрова на склоне.

Формула для расчета критической мощности снежного покрова для лотковых лавин имеет вид

$$h_k = \frac{C}{\gamma (\sin \alpha - f \cos \alpha)}, \quad (5.1)$$

где C — сопротивление сдвигу; γ — объемный вес снежного покрова; f — коэффициент внутреннего трения; α — угол наклона склона.

При прогнозе лавин во время снегопадов, зная h_k , можно определить время наступления лавиноопасного периода $T_{\lambda h}$ (ч) от начала снегопада по формуле

$$T_{\lambda h} = \frac{h_k}{i}, \quad (5.2)$$

где i — интенсивность нарастания снежного покрова, м/ч. С учетом соотношения (5.1) расчетная формула (5.2) преобразуется к виду

$$T_{\lambda h} = \frac{C}{i\gamma (\sin \alpha - f \cos \alpha)}. \quad (5.3)$$

Это уравнение является основным для прогноза начала лавиноопасного периода во время снегопада. Получены также эмпирические зависимости типа

$$T_{\lambda h} = F(i) \text{ или } T_{\lambda h} = F(R), \quad (5.4)$$

где R — интенсивность осадков, мм/мин, которая будет являться основой для прогноза лавинной опасности в данном районе.

При прогнозе метелевых лавин, используя зависимость (5.3), в ряде работ применяется функциональная зависимость типа

$$T_{\lambda h} = F(v) \text{ или } T_{\lambda h} = F(m), \quad (5.5)$$

где v и m — объем и величина метелевого переноса.

Для Хибин, в частности, зависимость (5.5) для заблаговременности прогноза лавин от 3 до 9 ч получена в виде

$$T_{\lambda h} = (m + 38)/(m - 2) \quad (5.6)$$

Для прогноза лавин, связанных с оттепелями, имеются свои специфические особенности. Дело в том, что такие лавины связаны с повышением температуры, от которой зависят сцепления внутри снежной толщи. Эта зависимость отражается в параметре сопротивления сдвигу

$$C_0 = kC_t^h, \quad (5.7)$$

где C_0 — сопротивление сдвигу при температуре 0°C ; k — коэффициент, учитывающий интенсивность изменения сопротивления на

сдвиг при повышении температуры; C_t — сопротивление сдвигу при температуре t .

С учетом (5.1), (5.7) и известной скорости движения в толще снега фронта нулевых температур (v , м/ч) зависимость (5.3) приобретает вид

$$T_{\lambda h} = \frac{k C_t^h}{v \gamma (\sin \alpha - f \cos \alpha)}. \quad (5.8)$$

Заметим, что практическое применение (5.8) пока затруднено, так как величины k и γ не поддаются строгому учету и зависят от региональных условий конкретной горной местности.

При прогнозе лавин, возникающих при выпадении дождя на снежный покров, весеннем снеготаянии и радиационных оттепелях, необходимо дополнительно учитывать, что содержание в снеге около 10% свободной воды соответствует критическим условиям. Следовательно, если известна начальная интенсивность дождя при условии, что она не изменяется в дальнейшем, время наступления опасного периода предлагается рассчитать по формуле

$$T_{\lambda h} = \frac{0,1H - \beta}{R}, \quad (5.9)$$

где β — содержание свободной воды в снежном покрове до начала дождя; H — запас воды в снежном покрове; R — интенсивность осадков в мм/мин.

Для прогноза лавин, возникающих при резком понижении температуры наряду с формулой (5.1) учитывается величина сдвигового усилия τ , которая обусловлена результатом охлаждения снежного покрова

$$\tau = \frac{d_c E \Delta \theta}{4(1 - \mu)}. \quad (5.10)$$

Здесь d_c — коэффициент температурного сжатия снежного покрова; E — модуль нормальной упругости; μ — коэффициент бокового расширения снежного покрова; $\Delta \theta$ — градиент температуры охлаждающей толщи снега.

Суммируя полученную величину τ с составляющей силы тяжести, действующей вдоль склона, получаем суммарную силу, стремящуюся сдвинуть снежный пласт. Сравнение этой величины с суммой сил, удерживающих снежный покров на склоне, дает представление об его устойчивости. В последнее время в США разработан метод предсказания лавинной опасности с учетом целого комплекса факторов, в котором учитываются:

— мощность, характер поверхности и строение «старого» снега (при этом опасными для схода лавин считаются склоны, на которых мощность снежного покрова не менее 60—90 см);

— мощность, тип кристаллов, плотность свежавыпавшего снега (опасная ситуация возникает при мощности свежавыпавшего снега около 30 см);

— интенсивность нарастания мощности снежного покрова;

— интенсивность осадков;

— оседание снежного покрова;

— температура воздуха.

Каждый из перечисленных факторов сравнивается с критическим и оценивается по 10-балльной шкале. Сумма всех баллов дает представление о степени ожидаемой лавинной опасности. Общая сумма баллов может колебаться от 0 до 100. Сумма 75—100 указывает на большую лавинную опасность.

Недостаток описанного метода состоит в том, что каждому из этих факторов придается равный вес, что не соответствует реальным условиям. В заключение отметим, что, как следует из приведенного выше обзора методов прогноза лавиноопасных ситуаций, все эти методы еще далеки от совершенства и требуют дальнейшего уточнения для конкретных физико-географических районов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лосев К. С. Лавины СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1966.
2. Лосев К. С. По следам лавин. — Л.: Гидрометеиздат, 1983.

6. ПРОГНОЗ СЕЛЕОПАСНОСТИ

По мере освоения горных районов возрастает опасность возникновения стихийных явлений, в том числе селей — водно-каменных, грязе-каменных и грязевых потоков. Сели представляют собой быстродвижущиеся потоки смытого рыхлообломочного материала, смешанного с водой. Эти потоки разрушают мосты, горные электростанции, дороги, выводят из строя каналы, освоенные земли, угрожают населенным пунктам и их жителям.

Селевые потоки — грозное стихийное явление, стоящее в одном ряду с такими, как, землетрясение и извержение вулканов. Их характерной чертой является внезапность. Суть селя заключается в единовременном поступлении в русла постоянных или временных горных водотоков значительного количества продуктов разрушения горных пород, быстром их движении вместе с водой в виде русловых потоков и отложении селевых выбросов на более низких отметках.

Селевым потоком называется поток, сформировавшийся в результате взаимодействия воды и горных пород, характеризующийся быстрым и кратковременным движением по руслам горных бассейнов. Содержание твердого материала составляет от 10—15 до 60—70%, в результате чего выносятся десятки и сотни, а иногда миллионы кубических метров твердого материала. Большая насыщенность твердым материалом придает потоку исключительную силу. Сели, как и лавины, распространены по всем горным районам земли. В Европе наиболее селеопасными очагами являются горные территории приальпийских стран (юг Франции и ФРГ, Север Италии, Австрия, Карпаты, Скандинавия, Швейцария), а также Балканы, Аппенины, Пиренеи. В Азии особенно подвержены воздействию селей пригималайские районы Индии, Китая, п-в Малая Азия, о. Хоккайдо. В Америке — это районы, расположенные в зонах хребтов и предгорий Анд и Кордильер (особенно опасен район Калифорнии, Лос-Анджелес).

Сели отмечаются в Африке, Австралии, на островах Тихого океана и т. д. В СССР селеопасными районами являются территории Закавказья, Северного Кавказа, горные районы Украины, Средней Азии, Казахстана, Среднего и Северного Урала, Саяны, Север Сибири, Кольский п-в, Камчатка.

Сели наносят огромный ущерб народному хозяйству. Прежде всего они разрушают горные склоны, делают их непригодными

для использования, разрушают растительный покров. Огромный вред они наносят железнодорожному и автотранспорту, разрушают опоры и пролетные строения мостов, повреждают земляное полотно и рельсовый путь железных дорог, асфальтовое покрытие автодорог.

Селевые потоки затрудняют движение на многих участках железных и автодорог в горных районах. Только на одной Закавказской железной дороге насчитывается около 150 таких участков. Затраты на расчистку путей ежегодно составляют около 600 тыс. руб, не считая убытки, обусловленные перерывом в движении.

Аналогичная картина имеет место в районе Ташкентской железной дороги, где общая протяженность селеопасных участков около 800 км.

Общий ущерб от селей, по сведениям Госкомгидромета, ежегодно оценивается в 60—100 млн. руб. В 1970 г. селевая катастрофа в Перу оставила без крова около 800 тыс. жителей, погибло свыше 50 тыс. человек, разрушено несколько городов.

Ущерб от селей может быть снижен за счет оценки селеопасности осваиваемых районов, проведения противоселевых мероприятий и создания службы предупреждения.

К сожалению, в настоящее время эффективность противоселевых мероприятий недостаточна. Нередки случаи проектирования и размещения в селеопасных районах народнохозяйственных и культурно-оздоровительных объектов (железных и автодорог, горнорудных предприятий, санаториев, домов отдыха, турбаз). Это объясняется отсутствием должной подготовки специалистов соответствующих профилей, необходимых пособий, недостаточной изученностью явлений.

Изучением селей в СССР занимается целый ряд научно-исследовательских учреждений: институты АН СССР и союзных республик, различные ведомственные и проектные институты. Проведенные исследования позволяют разрабатывать схемы противоселевых мероприятий и сооружений. Например, методом направленных взрывов выше Алма-Аты на 10 км сооружена уникальная плотина высотой около 100 м, обеспечивающая безопасность в ближайшие десятилетия.

Для возникновения селей необходимы три условия:

— наличие на склонах и в руслах достаточного количества продуктов разрушения горных пород;

— наличие достаточного количества стока (воды) для возможного смыва или сноса рыхлообломочного материала;

— сильнорасчлененный горный рельеф, обуславливающий наличие значительных уклонов, склонов и русел.

Из приведенного выше следует, что формирование селей определяется в основном геологическими, гидрометеорологическими и геоморфологическими факторами. Однако помимо них на формирование селевых явлений влияют, а нередко являются и опреде-

ляющими, ботанические и почвенно-грунтовые, гидрологические и антропогенные условия конкретного района.

Прогнозирование селевых явлений имеет большое научное и практическое значение. Зная, где и при каких условиях могут возникнуть селевые потоки, умея количественно оценить факторы, которые в данных условиях могут вызвать формирование селей определенной мощности, можно довести до минимума или исключить вредное воздействие селевых потоков, а в ряде случаев даже предотвратить их образование.

В понятие «прогнозирование селей» входит:

- а) общая оценка селеопасности данной горной территории;
- б) установление границ селеопасных участков горной долины с дифференциацией очагов формирования селевых потоков, зон транзитного движения селей и участков аккумуляции выносов в пределах селевого водосбора;
- в) определение степени селеопасности данного бассейна или группы бассейнов с качественной и количественной оценкой условий, определяющих формирование селей и их потенциальные характеристики (мощность, повторяемость, структура, гранулометрический состав отложений, линейные размеры, расход, скорость, объемный вес, вязкость);
- г) определение времени добегания селевого потока до защищаемого объекта для возможности организации службы предупреждения.

Таким образом, прогнозирование селей должно осуществляться как в пространстве, так и во времени.

Результатом пространственного прогнозирования селей являются карты селеопасности горных районов, выполненные в различных масштабах в зависимости от конкретных задач, а также кадастры, справочники, атласы. Методы долгосрочного и краткосрочного прогнозирования селеопасности в данном бассейне должны учитывать совокупность гидрометеорологических, геолого-геоморфологических и иных условий, вызывающих формирование селей заданных характеристик. Для организации службы предупреждения селей в первую очередь необходим расчет нормы добегания потока от предупредительного створа до защищаемого объекта. Что касается прогнозирования размеров селей и значений их основных элементов и характеристик, то оно сводится к расчетам селевых параметров:

- объемного веса селей и предельного их насыщения твердой фазой;
- максимальной и средней скорости селевых потоков, их транспортирующей возможности;
- максимальных и средних расходов селей и отдельно их жидкой и твердой составляющих, расхода воды и расхода наносов, а также селеобразующих стоков.

Несмотря на исключительную важность прогнозирования селей, особенно в связи со всевозрастающим народнохозяйственным

освоением горных территорий СССР, проблема эта еще весьма далека от решения. Это относится как к пространственному прогнозу селей, так и, особенно, к прогнозу во времени, представляющему собой задачу сложную, главным образом, из-за недостаточности знаний о процессах и механизмах формирования селей различных генетических типов, а также отсутствия соответствующих экспериментальных данных.

Не случайно поэтому практически все работы, посвященные прогнозу селевых явлений во времени, сводятся к прогнозу водной составляющей селевых потоков, главным образом, ливневых осадков, данные о которых наиболее доступны, и лишь некоторые работы затрагивают в какой-то степени вопросы прогнозирования по геоморфологическим моделям.

Исследования, посвященные комплексному прогнозированию селей во времени с учетом факторов, определяющих механизм формирования, в настоящее время отсутствуют. Это связано с чрезвычайной сложностью самой проблемы механизма селеобразования и необходимостью учета целого ряда факторов. Остановимся на этом несколько подробнее. Так, при оценке роли гидрометеорологических факторов в формировании селей должны быть подробно установлены постоянные и временные водотоки и определены их основные характеристики: протяжение, уклоны, бытовые и селевые расходы, особенности строения русловой и эрозийной сети, характер и источники водного питания селей.

Оценка экзогенных процессов, играющих, как правило, важнейшую роль в формировании селевых потоков, должна включать в себя выявление всех участков, подверженных обвалам, осыпям, оползням, лавинам, глубинной и боковой эрозии.

Если на формирование селевых процессов влияют эндогенные процессы (вулканическая деятельность, сейсмические, тектонические и другие факторы), то они должны быть выявлены весьма детально.

При оценке почвенно-растительного покрова необходимо учитывать типы ландшафтов: лесной, луговой, многолетние снега и льды и т. д.

Оценка хозяйственной деятельности человека сводится к выявлению:

— факторов антропогенной деятельности человека, способствующих усилению селевой активности (например, вырубка лесов и кустарников);

— объектов, находящихся под угрозой разрушения, повреждения или занесения селевыми выносами.

К перечисленному выше перечню примыкают вопросы, связанные с осуществлением противоселевых мероприятий и оценкой их основных технико-экономических характеристик, включая стоимость строительства и эффективность эксплуатации сооружений или мероприятий.

В заключение остановимся на некоторых рекомендациях по учету метеорологических факторов при прогнозе селей. К таким факторам в первую очередь относятся: дожди и ливни, таяние ледников и весеннее снеготаяние.

Дождевые и ливневые сели возникают в определенные сезоны для каждого климатического района. В Армении и Грузии, Ферганской долине, например, это весна и начало лета, в Алазанской долине — осень. В районах Азербайджана — середина лета. Для селей ливневого происхождения наиболее селеопасным признаком считаются:

— синоптическая ситуация, определяющая соответствующий фон температуры и осадков. Так, повышение температуры воздуха, как правило, не способствует выпадению значительных осадков. Учитывается при этом также предварительная увлажненность почвогрунтов бассейна или, наоборот, предшествующей селеопасному периоду засушливый период, обуславливающий прогревание и растрескивание почвы;

— перекрытие зоной выпадения максимальных осадков снеговой линии в рассматриваемом бассейне и возможный захват ливнем значительных площадей, покрытых снежным покровом.

Гляциальные сели, обусловленные таянием ледников, характерны для середины лета, в периоды максимальных температур или резкого повышения температуры. В результате таяния происходит прорыв ледниковых озер и запруд. Для гляциальных селей основными показателями служат штилевая теплая погода, увеличение мутности водотоков, отсутствие твердых осадков над участками таяния ледников. В результате весеннего снеготаяния происходит увеличение стока, особенно в период теплых дождей.

Для селей смешанного происхождения (сочетание ливней и весенних снеготаяний) селеопасным признаком является большая плотность снежного покрова в течение ряда дней при устойчивой высокой температуре воздуха, особенно, если по синоптической ситуации в эти периоды ожидаются дожди и грозы.

Наряду с долгосрочными и краткосрочными прогнозами селеопасности, немалое, а порой решающее значение для человеческих жизней и материальных ценностей при возникновении в данной местности селевого потока является проведение лесомелиоративных и агротехнических мероприятий и строительство селезадерживающих сооружений, способствующих предотвращению воздействия селей. К таким мероприятиям, в частности, относятся:

— правильная организация хозяйства на горных склонах, сохранение лесной и кустарниковой растительности, объявление залесенных склонов заповедными территориями;

— регулирование выпаса скота, поперечная обработка склонов;

— регулирование склонового стока за счет ускоренного снеготаяния (рассеивание каменноугольной пыли, смолы и т. п.), выпуск угрожающей прорывом ледниковой воды из озер, активные воздействия на облака над отдельными горными территориями.

ЛИТЕРАТУРА

Флейшман С. М. Сели. — Л.: Гидрометеиздат, 1978.

7. ПРОГНОЗ ПОЖАРНОЙ ОПАСНОСТИ В ЛЕСАХ

Огромный вред природе и народному хозяйству страны наносят лесные пожары. Статистика в этом вопросе огромная, приведем лишь несколько примеров. Практически ежегодно пожары в забайкальских и дальневосточных лесах приобретают масштабы стихийного бедствия. Меняется лишь его география. В 1970-е гг, например, огонь чаще всего обрушивался на Читинскую область, в начале 1980-х особенно сильные пожары были в Хабаровском и Приморских краях, в Амурской области; в 1986 г. в числе наиболее пострадавших были леса Иркутской области и Красноярского края; в 1987 г. три месяца горели леса в Забайкалье, немногим меньше на Дальнем Востоке. Подстилающая поверхность в тайге настолько высохла, что горела, как порох, до глубины 30 см. К такому длительному и сильному пожару привел тот факт, что почти год в Читинской области не было ни дождя, ни снега. Кроме того, если во время печально памятных пожаров в Подмосковье (1972 г.) влажность воздуха составляла 35—40% и расценивалась как уникальная, то в Читинской области подобная сушь не редкость. В отдельные же дни апреля (1987 г.) значение относительной влажности составляли 10—16%, к тому же наблюдался сильный ветер. Условия для возникновения пожаров идеальные.

Следует заметить, что несмотря на обилие вод над ЕЧС, здешним лесам также постоянно грозят пожары. В дореволюционное время Рязанская область держала в России первенство по пожарам: из 100 деревень каждый год примерно 40 горело (вместе с окружавшим их лесом).

Пожары в мещерских лесах — явление страшное. В августе 1936 г. в Курше огонь начисто смел поселок, накрыл дорогу, по которой на открытых платформах пытались спастись жители. Все горело: дома, шпалы, мосты, животные и люди. В братской могиле под Куршей схоронили две тысячи...

Пожар 1972 г. больших человеческих жертв не принес, но вызвал огромные экономические убытки. Пять недель горели леса, а торф на болотах — всю осень и зиму до самой весны.

Летом 1989 г. в Европе стояла изнуряющая жара, почти повсеместно возникали пожары. Так, в ГДР огонь уничтожил в общей сложности 1200 га леса. Видимо, ущерб был бы значительно большим, отсутствуя здесь тщательно продуманная система мер по охране леса.

В оперативной работе прогностических подразделений Службы погоды и органов лесного хозяйства СССР пожарная опасность характеризуется объективным числовым значением — комплексным метеорологическим показателем пожарной опасности (Γ). Пожароопасный сезон наступает с момента схода снежного покрова в лесу и продолжается до наступления устойчивой дождливой осенней погоды или образования снежного покрова. Информация о пожарной опасности передается только в течение указанного периода по коду:

Лес JJ iii QQQQQ,

где Лес — отличительное слово в начале сводки; JJ iii — индекс станции; QQQQQ — величина показателя пожарной опасности

Для отдельного пункта и для конкретного времени показатель пожарной опасности в лесах вычисляется по формуле

$$\Gamma = \sum_1^n T(T - T_d),$$

где T — температура воздуха в 15 ч местного времени или в ближайший к нему срок синхронных метеорологических наблюдений в целых °С; T_d — точка росы за этот же срок в целых °С; n — количество дней без осадков или с суточным количеством осадков менее 3 мм; $T - T_d$ — дефицит точки росы.

Как следует из приведенной формулы, показатель Γ представляет собой сумму значений произведения $T(T - T_d)$. Он постепенно нарастает за каждый день, начиная с последнего дождливого, когда количество осадков превысило 3 мм. В день с осадками 3 мм и более показатель Γ , полученный за предыдущие дни аннулируется, а его значения начинают вычисляться вновь.

В практической работе нарастание показателя Γ определяется по заранее подготовленной таблице, в которой по горизонтали отложены значения температуры воздуха T , а по вертикали — дефицита точки росы $T - T_d$. Суточное нарастание пожарной опасности определяется на пересечении соответствующих строк столбцов.

Для обеспечения органов лесного хозяйства оперативной информацией о показателе пожарной опасности текущего дня (до 15 ч), а также для составления прогнозов пожарной опасности на ближайшие три суток расчет суточного нарастания показателя Γ производится дополнительно по данным наблюдений в 12 ч местного времени или в ближайший к нему срок. Полученная величина прибавляется к значению показателя Γ , вычисленному по наблюдениям в 15 ч или ближайший к нему срок предыдущих суток. Все исходные данные для расчета должны предварительно пройти надежный контроль.

Показатель пожарной опасности Γ может принимать различные значения, а в периоды устойчивой сухой и жаркой погоды

его величина может превышать 10000 °С (эта ситуация относится к стихийным). В зависимости от значений показателя T выделяют пять классов пожарной опасности (табл. 7.1).

Таблица 7.1

Классы и степень пожарной опасности

Класс пожарной опасности	Величина показателя пожарной опасности, °С	Степень пожарной опасности
I	1—300	Отсутствует
II	301—1000	Малая
III	1001—4000	Средняя
IV	4001—10000	Высокая
V	10000	Чрезвычайная

Информация о показателе пожарной опасности наносится либо на бланки синоптических карт, либо на специальные информационные карты. Прогностические подразделения ежедневно должны составлять две информационные карты показателя пожарной опасности по обслуживаемой территории: карту по наблюдениям в 12 ч местного времени текущего дня и карту по наблюдениям в 15 ч местного времени прошедших суток.

На информационных картах проводятся изолинии по классам показателя пожарной опасности 300, 1000, 4000 и 10000 °С. Районы со значением показателя от 0 до 300 °С (I класс) закрашиваются зеленым цветом; от 301 до 1000 °С (II класс) — синим; от 1001 до 4000 °С — (III класс) — желтым; от 4001 до 10000 °С (IV класс) — красным цветом; каждая из станций, где значения показателя пожарной опасности превышают 10000 °С, обводятся ярким красным кружком.

Прогностические подразделения обязаны составлять информационные карты пожарной опасности на трое суток. Основой для их составления, т. е. прогноза пожарной опасности на трое суток, является прогноз погоды на этот же период. Особое внимание при этом следует уделять прогнозу температуры воздуха и количества осадков.

Поскольку значения дефицита точки росы $T - T_d$, необходимые для расчета суточного нарастания показателя пожарной опасности, не прогнозируются, то произведения $T(T - T_d)$ для каждой станции определяются по графику (рис. 7.1).

На оси абсцисс указанного графика откладываются величины суточного нарастания пожарной опасности $T(T - T_d)$, а по оси ординат — температура T .

При составлении прогнозов пожарной опасности необходимо тщательно учитывать ожидаемое распределение осадков по территории, их продолжительность и интенсивность.

Терминам, характеризующим интенсивность осадков, соответствуют следующие примерные изменения показателя пожарной опасности: без осадков — нарастает в течение всего периода; небольшие дожди — нарастает в течение всего периода там, где осадков выпадает менее 3 мм. В районах, где осадков выпадает 3 мм и более, показатель понижается до значения, определяемого на графике (рис. 7.1) по прогнозируемой максимальной температуре; дожди, значительные дожди, сильные дожди — весь период считается дождливым; показатель пожарной опасности остается равным суточному нарастанию, соответствующему ожидаемой максимальной температуре.

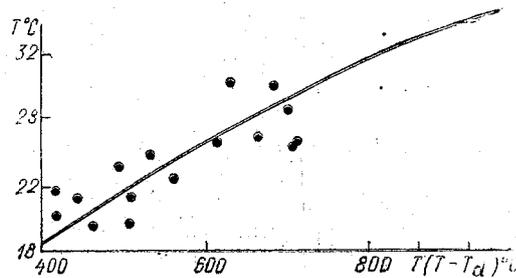


Рис. 7.1. График зависимости суточного нарастания пожарной опасности от температуры и влажности

Примеры прогноза пожарной опасности на трое суток.

1. Прогноз погоды на трое суток: «Без осадков, температура воздуха днем 21—23 °С».

По значению средней прогностической температуры $(21 + 23) / 2 = 22$ °С с помощью графика (рис. 7.1) определяем значение суточного нарастания пожарной опасности, например, 520 °С. По фактическим T и T_a за исходный для прогноза день рассчитываем или находим [1] значения показателя пожарной опасности (например, 120 °С). Тогда прогностические значения показателя пожарной опасности будут равны:

- в 1-й день прогноза — $120 + 520 = 640$ °С;
- во 2-й день прогноза — $640 + 520 = 1160$ °С;
- в 3-й день прогноза — $1160 + 520 = 1680$ °С.

В данном случае прогноз показателя пожарной опасности формулируется следующим образом: «В течение трех суток ожидается пожарная опасность II и III классов».

2. Если к исходному дню накоплен определенный показатель пожарной опасности (например, 3000 °С), то его необходимо

учесть при расчете прогностических значений. Таким образом, получим:

в 1-й день прогноза — $3000 + 520 = 3520$ °С;

во 2-й день прогноза — $3520 + 520 = 4040$ °С;

в 3-й день прогноза — $4040 + 520 = 4560$ °С.

В этом случае составляется следующий прогноз: «В течение трех суток ожидается увеличение пожарной опасности до IV класса».

Кроме прогнозов пожарной опасности на трое суток, прогностическими центрами УГКС составляются месячные прогнозы, которые регулярно высылаются в ГМЦ СССР. Текст прогноза, например, выглядит следующим образом: «Лес прогноз июнь северные районы Сахалина 1—6 — первый, 7—10 — второй, 11—30 — первый класс. Остальным районам 1—15 — второй, 16—30 — первый класс.»

По истечении срока действия все прогнозы класса горимости на три дня и месяц оцениваются по специальной таблице, предусматривающей возможные сочетания классов горимости. При совпадении ожидавшихся и наблюдавшихся классов пожарной опасности прогноз оценивается в 100%, в случае расхождения на один (смежный) класс — прогноз получает оценку 50%, а при расхождении на 2 и более класса — 0%. Общая оценка трехдневных и месячных прогнозов выводится как средняя из оценок за каждый день.

ЛИТЕРАТУРА

Методические указания по прогнозированию пожарной опасности в лесах по условиям погоды. — Л.: Гидрометеониздат, 1975.

8. ПРОГНОЗ ТЯГУНА

Одним из опасных явлений природы, которое нарушает работу флота в порту, является тягун (портовая зыбь). Тягун проявляется в своеобразных колебаниях уровня моря, которые приводят к возвратно-поступательным движениям судов, стоящих на якоре, при сильной качке беспорядочного характера. Тягун известен давно — первые его описания относятся к 1929 г., но в основном, его начали целенаправленно изучать после 1950-х годов. Это явление пока еще мало исследовано, хотя наблюдается оно в большинстве портов мира, расположенных в разных широтах. При тягуне создается угроза столкновения судов, обрыва швартовых, якорных цепей, посадки судна на мель, повреждений корпуса и причала. В таких условиях погрузочно-разгрузочные работы прекращаются и суда отводятся на внешний рейд. На Черном море, например, это явление наблюдается в портах Туапсе, Батуми, Ильичевске, а на Сахалине — в портах Корсаков, Холмск. Тягун пока еще нельзя предотвратить, поэтому наиболее эффективной борьбой с ним остается прогноз времени его возникновения и интенсивности.

Для понимания рассматриваемого явления кратко остановимся вначале на стоячих волнах, или сейшах, которые возникают в замкнутых бассейнах, например, озерах, а также в заливах, открытых с одной стороны. Период сейши в бассейне определяется длиной и глубиной бассейна; в заливе, открытом с одной стороны, сейша может иметь резонансный период, определяемый выражением

$$T = \frac{4l}{\sqrt{gH}}, \quad (8.1)$$

где l , H — длина и глубина бассейна соответственно; g — ускорение свободного падения. Если шторм или волнение на море имеют такой же период, то возмущение, проводимое ими в акватории порта, может привести к явлению, называемому тягун.

На протяжении нескольких десятилетий высказывались различные точки зрения о причинах этого сложного явления. К настоящему времени исследователи пришли к выводу, что тягун формируется под влиянием трех явлений:

— длиннопериодных колебаний в море на некотором удалении от порта, источником которых служат штормовые области в море;

— взаимодействия этих длиннопериодных колебаний с собственными колебаниями водной массы в порту (возникновение резонансных усилий);

— соотношения периодов колебаний пришвартованного судна и водной массы в порту (случай двойного резонанса).

Имеются и другие точки зрения, но все они сходятся на том, что это явление связано с длиннопериодной волной. Наблюдения показывают, что при развитии тягуна всегда имеется зыбь, и его интенсивность зависит от интенсивности зыби.

Одна из наиболее вероятных гипотез предполагает, что при совпадении центра тяжести судна с узлом стоячих колебаний массы воды в бассейне порта на судно периодически действуют знакопеременные сильные течения, под воздействием которых судно начинает двигаться параллельно причалу, когда узловая линия перпендикулярна к нему. Если эта линия располагается под углом к причалу, судно описывает более сложные движения. С. С. Стрекалов и Б. А. Дугинов предложили метод расчета параметров (высота и период) длинноволновых колебаний в порту, используя характеристики волн в открытом море.

Высота и период определяются по формулам:

$$h_{дл} = 2\pi^2 h_1 h_2 / (gT_2^2), \quad (8.2)$$

$$T_{дл} = T_1 T_2 / (T_2 - T_1), \quad (8.3)$$

где h_1 и h_2 — высота волн с частотой ω_1 и ω_2 соответственно; T_1 и T_2 — период волн, соответствующий частотам ω_1 и ω_2 . Для нерегулярных волн расчетные формулы имеют вид

$$\bar{h}_{дл} = 2\pi^{3/2} \bar{h}^2 / (g\bar{T}^2), \quad (8.4)$$

$$\bar{T}_{дл} = 10\bar{T}, \quad (8.5)$$

где $\bar{h}_{дл}$ и \bar{h} — средняя высота длиннопериодных и ветровых волн, соответственно, $\bar{T}_{дл}$ и \bar{T} — средний период длинных и ветровых волн. Для мелководных морей с горизонтальным дном

$$\bar{h}_{дл} = \frac{11\bar{h}^2}{g\bar{T}^2} f\left(\frac{H}{g\bar{T}^2}\right), \quad (8.6)$$

где H — глубина моря; f — редуцированная поправка. Среднюю высоту колебания массы воды в бассейне порта $\bar{h}_п$ (или высоту сейшевых колебаний) можно определить из соотношения

$$\bar{h}_п = R_H \bar{h}_{дл}, \quad (8.7)$$

где R_H — коэффициент усиления исходных длиннопериодных колебаний, который зависит от коэффициента резонансного усиления

ния R_p и отношения резонансного периода T_r к среднему периоду $\bar{T}_{дл}$. При этом

$$T_r = \frac{2\pi}{k_r \sqrt{gH}}, \quad (8.8)$$

где k_r — резонансное волновое число.

Таким образом, зная размеры порта (длину, ширину, среднюю глубину, уклон дна) и синоптические условия (направление и скорость ветра, длину разгона волны), можно по вышеописанному методу рассчитать параметры длиннопериодной волны.

В табл. 8.1 приведены средние значения высот и периодов сейшевых колебаний на акватории некоторых портов Черного и Балтийского морей.

Таблица 8.1

Средние высоты (м) и периоды (С) сейшевых колебаний в портах Туапсе, Сочи и Клайпеда для различных повторяемостей

Элементы волн	Порты											
	Туапсе				Сочи				Клайпеда			
	Повторяемость											
	Раз в 10 лет	Раз в год	5 раз в год	10 раз в год	Раз в 10 лет	Раз в год	5 раз в год	10 раз в год	Раз в 10 лет	Раз в год	5 раз в год	10 раз в год
\bar{T}	10,5	9,0	7,2	6,5	10,5	9,0	7,2	6,5	10,3	8,5	7,2	6,5
\bar{h}	4,9	3,6	2,4	2,0	5,9	3,6	2,4	2,0	4,6	3,3	2,4	2,0
$\bar{h}_{дл}$	0,24	0,18	0,12	0,1	0,24	0,18	0,12	0,1	0,22	0,17	0,12	0,1
$\bar{T}_{дл}$	126	108	87	78	126	108	87	78	124	102	87	78
\bar{h}_n	0,54	0,42	0,29	0,2	0,43	0,25	0,12	0,06	0,45	0,34	0,20	0,2

По интенсивности тягун подразделяется на очень слабый, слабый, умеренный, сильный и очень сильный. При очень слабом и слабом тягуне судно совершает едва заметные периодические движения; выполнение погрузочно-разгрузочных работ возможно. При умеренном к горизонтальным движениям судна добавляются вертикальные, суда отводят от причалов и друг от друга на безопасные расстояния, прекращая погрузочно-разгрузочные работы. При сильном и очень сильном тягуне горизонтальные и вертикальные движения могут достигать нескольких метров, суда немедленно отводят от причалов и выводят из порта на внешний рейд.

На основании натуральных данных установлено, что период длинных волн составляет от 0,5—2 мин. до 8—9 мин. при их средней высоте — 10—12 см, иногда до 1,5 м (порт Холмск). Течения во время тягуна незначительны, но в отдельных случаях могут достигать 25—30 м/с, направлены попеременно то в одну, то в другую сторону, причем на разных глубинах они могут иметь разные направления.

По наблюдениям водолазов, работавших во время тягуна на глубине 5 м (порт Корсаков), направление течения менялось через 0,5 минуты. Чтобы не унесло течением, приходилось держаться за выступы дна и ложиться. Перед возникновением противоположного течения наступала пауза. Обрыв швартовых во время тягуна наблюдался в момент, когда собственные колебания судна совпадали с направлением распространения стоячих волн (сейш), вызванных длиннопериодными волнами. Замечено (порт Корсаков), что не всегда суда совершают одинаковые колебания в период тягуна, это зависит от тоннажа. Отмечались и движения рядом стоящих судов в противофазе. Особенно опасен тягун для крупнотоннажных судов, так как за счет массы судна возникают ударные силы большой величины.

Поскольку, как сказано выше, источником длиннопериодных колебаний служит штормовая область в море, прогноз тягуна основывается на предсказании тех атмосферных процессов, которые создают штормовую область в определенном районе моря с характерными ветровыми полями.

На этой основе разработаны методы прогноза тягуна для некоторых портов СССР (Батуми, Туапсе, Ильичевск, Корсаков, Холмск и др.). Остановимся кратко на изложении методов прогноза тягуна для некоторых портов Черного моря.

Большое значение для возникновения тягуна имеет направление распространения волн, при котором происходит проникновение в порт длиннопериодных волн (с периодом больше 30 с). Так, в порту Ильичевск тягун отмечается при подходе волн с юго-востока и юга. Синоптические условия, благоприятные для возникновения тягуна в портах Черного моря, в основном, связаны:

- с выходом южных циклонов и локальным циклогенезом в восточной и западной частях Черного моря;
- со смещением на Черное море ложбины глубокого циклона, центр которого расположен в центральных и северо-восточных районах ЕЧС.

Успешность и заблаговременность прогноза тягуна зависит от характера барического поля над Черным морем. В первую очередь прогноз заключается в выявлении «предтягунной» синоптической обстановки. Затем, для расчета времени возникновения, интенсивности и продолжительности тягуна в порту Ильичевск необходимо по фактическим и прогностическим картам определить: барический градиент в штормовой зоне; длину разгона

волн по барическому полю и по полю ветра; расстояние между осями ложбин на АТ-700 и АТ-500; расстояние от порта до оси ложбины на карте АТ-700.

По эмпирическим зависимостям находят время, продолжительность и интенсивность тягуна.

Тягун в порту Туапсе может наблюдаться в течение всего года, но умеренный и сильный, главным образом, зимой. Возникновение тягуна здесь связано с выходом волн зыби с запада и юго-запада, источником которой является штормовая зона к западу от Туапсе. Для прогноза тягуна необходимо установить следующие параметры штормовой зоны: размеры, расстояние до Туапсе, пространственное изменение, средний барический градиент и максимальную скорость ветра в штормовой зоне, значения градиентов давления и их изменения во времени. Кроме того, замечено, что возникновение тягуна в этом порту почти всегда сопровождается адвекцией холода.

Развитие тягуна в порту Туапсе наблюдается в штормовых зонах при циклонической циркуляции, ранжированной на три типа. Первые два связаны с наличием областей низкого давления над западной частью Черного моря либо над северо-западными, северными или центральными районами ЕЧС. К третьему типу отнесены случаи с ныряющими циклонами, распространяющиеся на восточные районы Черного моря с северо-запада ЕЧС. При этом над Турцией и Балканским п-вом располагается малопродуктивная область высокого давления.

Для каждого типа атмосферных процессов установлены конкретно прогностические признаки возникновения тягуна. При составлении прогноза учитывается, что с момента формирования «предтягунной» синоптической ситуации до появления тягуна проходит не менее 6—8 часов.

Синоптические условия, при которых возникает тягун в порту Батуми, определяются двумя типами атмосферных процессов. Первый связан с выходом на акваторию Черного моря южных циклонов, второй — с распространением на Черное море ложбины глубокого циклона, центр которого расположен над северо-восточными районами ЕЧС.

Эти ситуации характеризуются перемещением циклона со Средиземного моря на северо-восток ЕЧС или с северо-запада на юго-восток ЕЧС, а также прохождением ныряющего циклона с севера на ЕЧС на юг и юго-восток.

Для определения начала, интенсивности и продолжительности тягуна в порту необходимо найти по синоптическим картам следующие параметры:

— разность средних значений атмосферного давления между пунктами Одесса (P_1), Стамбул (P_2), Синоп (P_3), Батуми (P_4), Сухуми (P_5) и Тбилиси (P_6), т. е.

$$\Delta P = (P_1 + P_2 + P_3) / 3 - (P_4 + P_5 + P_6) / 3;$$

— L_1 — расстояние от порта Батуми до оси ложбины циклона;
 — L_2 — расстояние между осями ложбины на картах АТ-700 и АТ-500, совпадающие с шириной зоны максимальных скоростей ветра;

— $\frac{\partial P}{\partial n}$ — барический градиент в гПа на 1° меридиана;

— D — длина разгона.

Далее по значениям ΔP и L_1 (рис. 8.1) определяется время возникновения умеренного тягуна в порту, а по значениям L_1 и L_2 (рис. 8.2) — время развития тягуна от умеренного до сильного;

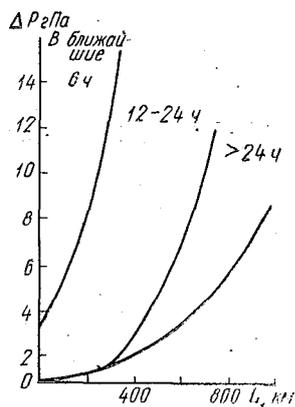


Рис. 8.1. График для определения времени возникновения умеренного тягуна в порту Батуми

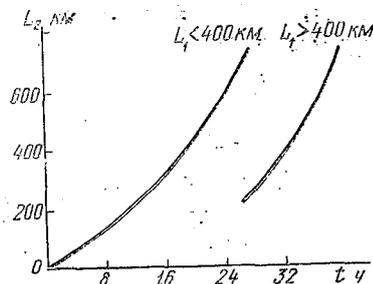


Рис. 8.2. График для определения продолжительности от умеренного до сильного тягуна в порту Батуми

общая продолжительность тягуна в порту рассчитывается по значениям $\frac{\partial P}{\partial n}$ в зависимости от сохранения барического градиента в штормовой зоне. Интенсивность тягуна определяем по положению центра циклона.

При составлении прогноза тягуна в порту Батуми следует учитывать следующие региональные особенности:

— при значительном градиенте атмосферного давления и вторжении холодных масс воздуха на Кавказское побережье, а также если атмосферное давление в Тбилиси выше, чем на Черноморском побережье Грузии, направление западного ветра в районе Батуми сменяется на юго-западное, а в районе Поти — Сухуми — на юго-восточное. В таких случаях интенсивность тягуна ослабевает;

— слабый северный или северо-западный ветер способствует быстрому развитию тягуна и увеличивает его интенсивность;

- сильный или умеренный юго-западный или западный ветер благоприятствует возникновению тягуна в порту;
- сильные юго-восточные, восточные и южные ветры способствуют ослаблению тягуна и быстрому его прекращению;
- слабый восточный ветер приводит к кратковременному усилению тягуна (за счет отражения волн от причалов).

Для других портов разработаны аналогичные методы прогноза тягуна, общим принципом которых является то обстоятельство, что в конечном счете прогноз строится на определении характера синоптической ситуации, учете характеристик поля ветра, атмосферного давления и региональных особенностей тягуна в конкретном порту.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев К. П. Методическое пособие по составлению прогноза тягуна. — Л.: Гидрометеиздат, 1980.

9. ПРОГНОЗ ЦУНАМИ

Цунами — это японское название системы гравитационных волн, возникающих в море вследствие крупномасштабных непродолжительных возмущений свободной поверхности. Этим определением исключаются штормовые нагоны (ветровые приливы) и связанные с ними сейши.

К зонам, подверженным цунами, относятся многие районы земного шара: Япония, Азиатское побережье СССР (Камчатка, Сахалин, Курилы), Алеутские о-ва, Гавайи, западное побережье Южной Америки, США и Канады, восточное побережье Канады, Новая Зеландия, Австралия, Французская Полинезия, Пуэрто-Рико, Виргинские о-ва, Доминиканская республика, Коста-Рика, Азорские о-ва, Португалия, Италия, Сицилия, Греция, Филиппины и др. Это грозное явление зафиксировано на восточном побережье Кавказа (1905, 1966 гг.) в Крыму (1869, 1908, 1919, 1927 гг.).

Цунами чаще всего возникают в результате подводных землетрясений силой более 6,5 балла (по шкале Рихтера) с эпицентрами на глубинах менее 50 км. Однако отмечены случаи, когда цунами возникали при землетрясениях на суше. Цунами могут возбуждаться и несейсмическими причинами, например, такими, как обвалы, оползни и вулканические извержения. Но большинство цунами имеют сейсмическое происхождение. Установлено, что 90—95% всех цунами на Тихом океане вызвано сейсмическими причинами. Здесь следует хотя бы в общих чертах остановиться и на другом виде разрушительных волн, обусловленных метеорологическими причинами, которые называются цунами метеорологического происхождения. Так же как и цунами сейсмического происхождения, эти волны, малозаметные в открытых районах моря, при подходе к берегу резко увеличивают свою высоту и могут причинять ущерб не меньший, чем цунами сейсмического происхождения. Возникновение цунами метеорологического происхождения, связано прежде всего со статическим эффектом неравномерности распределения давления в циклонах. Наиболее разрушительные цунами метеорологического происхождения отмечаются при прохождении тайфунов.

Так, при урагане 4 ноября 1957 г. у побережья Англии возникла барическая волна высотой более 2 м, при перемещении которой к берегам Европы наблюдался рост ее амплитуды за счет значительного уменьшения глубины моря. Воздействие ее на побережье Голландии сопровождалось большими разрушениями.

Крупные цунами, как правило, вызывают значительные разрушения вдоль побережий морей и океанов. Так, 6 октября 1734 г. в районе Курильских о-вов впервые в России было зарегистрировано «моретрясение» — небывалое по разрушительной силе катастрофическое явление. Семидесятиметровые волны, обрушиваясь на берег, сметали все на своем пути.

Механизмы образования цунами могут быть различными. В настоящее время несмотря на большое число работ нет строгой теории, позволяющей полностью описать причины их возникновения, распространения и затухания.

Научное исследование цунами начато в конце XIX в. Первые специальные работы были выполнены в Японии после катастрофического цунами в Санрику (1923 г.), в США после Алеутского цунами (1946 г.), в СССР после Камчатского цунами (1952 г.). Сейчас на Тихоокеанском побережье имеется целый ряд специализированных исследовательских баз службы цунами, которые постепенно влились в Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт. С 1 января 1981 г. в Сахалинском территориальном управлении по гидрометеорологии создан центр цунами.

Основной причиной возникновения цунами считают землетрясения, связанные с внезапным перемещением огромных масс земной толщи. В результате резких поднятий и опусканий океанического ложа в водной среде создаются волны сжатия и растяжения, которые на поверхности океана создают длинные волны, распространяющиеся радиально симметрично во все стороны. Длина их достигает нескольких сотен километров (500—700 км), амплитуда над глубокой частью океана обычно порядка одного метра. Такие волны трудно обнаружить с воздуха или с корабля. Волны распространяются со скоростью, пропорциональной квадратному корню, вычисляемому из значения глубины океана в глубоководных районах скорость может достигать 500—1000 км/ч. Достигнув континентального шельфа, волны цунами замедляют свое движение, а их высота возрастает. Подход цунами к берегу иногда сопровождается отливом, которому могут предшествовать короткопериодные колебания уровня воды малой амплитуды, называемые предвестниками. Цунами состоит из серии гравитационных волн, которые достигают берега с периодом от 5 до 90 минут. Самой высокой обычно бывает не первая волна, но большей частью она оказывается среди первых десяти. За главными волнами цунами следуют вторичные колебания, в основном, связанные с резонансным эффектом в бухтах, удерживающих энергию главных волн. Колебания обычно наблюдаются в течение нескольких часов, а иногда и нескольких дней. Почти всегда выход цунами на побережье связан с материальным ущербом и с человеческими жертвами, которые в ряде случаев могут быть отнесены к катастрофическим. Так, во время цунами 15 июня 1896 г. семь гигантских волн обрушились на северо-восточное побережье о. Хонсю и южное побережье о. Хоккайдо, охватив

полосу побережья протяженностью более 800 км. В результате было разрушено и смыто около 10 тыс. домов и погибло более 27 тыс. человек. Большинство людей имеют хорошие представления о характере и параметрах обычных ветровых волн и весьма слабое — о цунами. Для сравнения приведем некоторые характерные параметры ветровых волн и цунами (табл. 8.1).

Таблица 8.1

Параметры ветровых волн и цунами

Параметры волн	Ветровые	Цунами
Скорость распространения	До 100 км/ч	До 1000 км/ч
Длина	« 0,6 км	« 409 км
Высота в открытом море	« 3 м	« 30 м
Высота заплеска у побережья	« 40 м	« 40 м
Глубина проникновения	« 0,3 км	« дна
Период	« 20 с	« 2,5 ч

Разрушительная сила цунами зависит как от интенсивности породивших их землетрясений и расстояния до очага землетрясения, так и от особенностей рельефа зоны распространения. В некоторых случаях рельеф может явиться определяющим в перестройке волн цунами даже по сравнению с расстоянием до очага их зарождения.

В настоящее время не существует надежных методов прогноза возникновения цунами. Обычно при этом имеют в виду лишь предупреждение об уже возникших цунами, приближающихся к определенному участку побережья. Сложность предсказания цунами усугубляется зависимостью цунами от землетрясения. Поэтому и прогноз следует также подразделять на краткосрочный и долгосрочный.

К краткосрочному относится прогноз цунами от уже происшедшего землетрясения.

К долгосрочному следует отнести предсказание всех тех цунами, которые возникнут в будущем при сильных землетрясениях. Но в этом случае, очевидно, приходится говорить не столько о цунами, сколько о прогнозе землетрясения.

Во многих их описаниях землетрясений указывается на сообщения очевидцев о том, что довольно часто перед землетрясением наблюдаются случаи свечения атмосферы: отдельные вспышки, слабые подсветы самой разной, иногда довольно причудливой, формы, сполохи или единичные яркие шары, отблески на облаках. В случае прохождения цунами обычно ночью наблюдаются и свечения морской воды. При некоторых землетрясениях отме-

чается возникновение гейзеров и песчаных фонтанов, иногда перед толчками — сильное, резкое (до шквального) усиление ветра.

Что касается успешности краткосрочного прогноза цунами, то здесь необходимо знать:

- а) точные координаты эпицентра происшедшего землетрясения;
- б) механизм очага землетрясения;
- в) высоту волны в очаге цунами;
- г) время пробега волны до конкретного пункта побережья;
- д) величину возможной высоты волны на интересующем нас участке побережья;
- е) дальность заплеска волны в глубь суши;
- ж) динамические усилия подошедшего цунами на береговые сооружения.

Каждая из перечисленных выше задач представляет собой самостоятельную большую или малую проблему. К более или менее уверенно решенным можно отнести задачи а) и г); д) и е) относятся к разряду тех, которые могут решаться несколькими путями. Задачи б) и в) наиболее сложные и очень важные, и, по-видимому, они взаимосвязаны. Если бы мы точно знали механизм очага землетрясения, то смогли бы теоретически вычислить и высоту возбуждаемых волн.

Как видно из сказанного, краткосрочный прогноз цунами — и нерешенная задача, и решенная: нерешенная — в том смысле, что требует к себе еще значительного внимания, больших экономических затрат и немалых дополнительных исследований; решенная в своей главной части — спасение жизни людей.

Существуют три основных способа защиты. Это — переселение из сейсмоактивных и цунамиопасных районов, прогнозирование землетрясений и цунами, сейсмостойкое строительство с учетом заранее проведенного районирования.

Первый способ отвергается самими жителями, ибо они тысячелетиями обживали свой район, благоустраивали, осваивали природные богатства, и перспектива потерять все это представляется людям куда более удручающей, чем угроза встретиться с грозной стихией.

Второй способ — прогноз землетрясений — пока еще находится в стадии исследований. Причем его нужно рассматривать в двух аспектах: долгосрочного и краткосрочного предсказания событий. Долгосрочный прогноз землетрясений, а стало быть, и цунами, — дело будущего. Краткосрочный — уже дает положительные результаты.

Остается третий способ — сейсмостойкое строительство. Но, поскольку возведение сооружений с соответствующим запасом прочности — работа дорогостоящая, необходимо, чтобы ей предшествовало четкое микросейсмораионирование, чтобы, с одной стороны, не завышать сейсмичность конкретного района, где будет

проводиться строительство, а с другой — не занижать ее, так как это связано с безопасностью населения.

Разумеется, следует учитывать и использовать по возможности все три способа защиты населения от сейсмической опасности. В некоторых случаях, когда этого достаточно, можно применять и другие: устройство бетонированных заградительных дамб, лесонасаждений, заградительных валов.

Итак, меры защиты от цунами сводятся к выносу из затопляемой полосы строений, инженерным мерам защиты отдельных населенных пунктов и сооружений и, наконец, к организации служб предупреждений о приближении цунами к побережью. Такие службы созданы в США (1946—1949 гг.), Японии (1952—1957 гг.) и СССР (1952—1959 гг.).

Для определения цунамигенности землетрясения используются специальные карты — схемы, которые имеют значение не только для разработки прогноза цунами, но и для рационального размещения и строительства прибрежных сооружений.

При возникновении опасности появления цунами время добегания волны до различных пунктов побережья определяют с помощью специальных предварительно рассчитанных карт времени распространения цунами. Для построения этих карт применяются методы, основанные на теории распространения длинных волн в океане с изменяющимися глубинами. Расчет времени распространения цунами через заданный район океана производится по формуле

$$\tau = S/C, \quad (9.1)$$

где S — длина отрезка, на котором глубина моря принимается неизменной; C — скорость распространения волн, которая для глубоководной части океана рассчитывается по формуле Лагранжа — Эри:

$$C = \sqrt{gH}, \quad (9.2)$$

а на мелководье — по формуле Скотта — Рассела

$$C = \sqrt{g(H \pm h)}, \quad (9.3)$$

где H и h — глубина океана и высота волны.

С уменьшением глубины океана происходит увеличение высоты волн согласно соотношению

$$h_m = h_r \sqrt[4]{H_r/H_m}, \quad (9.4)$$

где h_m — высота волны на мелководье глубиной H_m ; h_r — высота волны на глубине H_r .

Высота волн цунами зависит от конфигурации побережий. Так, для открытых побережий расчет средней высоты волны h производится по формуле И. С. Бровикова:

$$\frac{1}{h} = \operatorname{ctg} \alpha \left\{ \frac{16\gamma_1}{5\pi^3} \left[\frac{1}{H} - \frac{\sqrt[3]{H}}{H_0 \sqrt{H_0}} \right] + \frac{2\gamma_2}{3\sqrt{gH}} \left[\frac{1}{\sqrt{H}} - \frac{\sqrt[4]{H}}{\sqrt{H_0^3}} \right] \right\} + \frac{1}{h_0} \frac{\sqrt[4]{H}}{H_0}, \quad (9.5)$$

где H_0 и H — глубина океана в начале и в конце расчетного отрезка соответственно, h_0 и h — начальная и конечная высота волны; T — период волны; γ_1 — коэффициент трения; γ_2 — коэффициент деформации; α — угол наклона дна к линии горизонта.

Для расчета высоты волн цунами в бухтах любой формы используется эмпирическая зависимость

$$h_0/\bar{h} = 0,6(b_0/b)^{0,7}, \quad (9.6)$$

где h_0/h — отношение искомой высоты цунами к средней высоте ее входа в бухту; b_0/b — отношение поперечного сечения у входа в бухту к поперечному сечению бухты в заданном районе (определяется по батиметрическим картам).

В заключение следует заметить, что применяемый в настоящее время сейсмический метод в службах предупреждения цунами имеет еще недостаточную оправдываемость и нередко приводит к ложным тревогам, однако за все годы службы не пропустили ни одного случая образования разрушительной волны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мурти Т. Сейсмические морские волны цунами. — Л.: Гидрометеониздат, 1981.
2. Теория и оперативный прогноз цунами. — М.: Наука, 1980.
3. Шетников Н. А. Цунами. — М.: Наука, 1981.

10. НАИВЫГОДНЕЙШИЕ ПУТИ ПЛАВАНИЯ СУДОВ В МОРЯХ И ОКЕАНАХ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Последние достижения в области гидрометеорологических прогнозов широко используются для повышения экономической эффективности различных отраслей народного хозяйства. Одним из примеров этого может служить использование прогнозов погоды и состояния моря для обеспечения безаварийности и максимальной экономичности работы транспортного и промыслового флотов.

Из всех гидрометеорологических факторов, определяющих условия плавания судов, особенно большое значение имеют ледовая обстановка, волнение и ветер. Так, при встречном волнении высотой 5—7 м большинство современных судов теряет 30—50% скорости, при этом увеличивается опасность для судов и перевозимых грузов.

Степень воздействия погодных условий определяется не только гидрометеорологическими факторами, но и тактико-техническими данными судов: их мореходностью, характером и способом размещения груза и др.

Для сокращения времени перехода, повышения безопасности мореплавания и сохранности грузов капитаны судов зачастую выбирают маршруты в обход опасных зон льдов, сильных ветров, штормового волнения и туманов.

Учитывая это, оперативные органы Госкомгидромета осуществляют специализированное обслуживание транспортных и промысловых судов, что способствует повышению экономической эффективности работы флота и его безопасности. К такому виду обслуживания относится составление рекомендаций о наивыгоднейших путях плавания в океане.

Понятие «наивыгоднейший путь плавания» не является каким-то новым, возникшим в последние годы. Оно в разных вариантах проходит через всю историю мореплавания. С давних пор судоводителям в различных пособиях давались советы по выбору пути следования, обеспечивающему минимальную затрату времени на переход и его безопасность. Эти рекомендации вырабатывались на основе многочисленных наблюдений за гидрометеорологическими явлениями и величинами (ветром, течением, льдом и др.) и личного опыта капитанов.

Появившиеся в последние годы карты, атласы и пособия по наивыгоднейшим путям плавания хотя и способствовали улучше-

нию гидрометеорологического обеспечения мореплавания, однако полностью не решили проблему обеспечения рекомендациями об оптимальных путях плавания. Это объясняется тем, что наивыгоднейшие пути, рассчитанные по климатическим пособиям, не учитывают динамику гидрометеорологических процессов, формирующих климатические характеристики. Они отражают лишь средние их значения. Поэтому использование средних величин, не отражающих многообразия реальных погодных ситуаций, часто приводит к тому, что плавание по таким путям проходит с неожиданными трудностями и риском, а выбранный путь не всегда будет наивыгоднейшим.

Наивыгоднейшим путем называется траектория, по которой движется судно, проходя расстояние между двумя заданными пунктами с наименьшими затратами, в частном случае, за минимальное время.

В настоящее время имеется ряд методов, которые позволяют рассчитать наивыгоднейший путь. Эти методы в зависимости от постановки задачи и способа ее решения можно разделить на две группы.

К первой группе относятся методы, в которых, наивыгоднейший путь выбирается (рассчитывается) по климатическим данным. Ко второй группе — методы, в основе которых лежит принцип расчета наивыгоднейшего пути в зависимости от ожидаемых гидрометеорологических условий.

10.1. Влияние гидрометеорологических условий на плавание судов в океане и способы их учета при расчете рекомендованного пути

Воздействие гидрометеорологических условий затрудняет плавание судов и приводит к увеличению времени, затрачиваемого на переход, ухудшает условия сохранности грузов, к перерасходу топлива и моторесурсов, а в отдельных случаях создает угрозу безопасности самого судна.

Из мировой практики мореплавания известно, что в настоящее время суда любого класса не гарантированы от аварий и гибели при действии на них таких опасных явлений погоды, как ураганный ветер, штормовое волнение, обледенение и т. п. Рассмотрим основные особенности влияния на судно опасных гидрометеорологических явлений и способы их учета.

Ветер. Действие ветра на судно во время шторма приводит к таким нежелательным явлениям, как смещение судна с курса, разворачивание его и крен. Ветер оказывает на судно косвенное влияние посредством образовавшихся волн и течений. В прибрежных районах морей ветер обуславливает еще понижение или подъем уровня моря (сгон или нагон), что может создать угрозу посадки судна на мель.

В зависимости от силы и направления ветра скорость судна может либо уменьшаться, либо увеличиваться. При встречном ветре резко возрастает сопротивление воздуха и скорость судна уменьшается. При попутном сопротивление воздуха падает, скорость судна несколько возрастает. Однако при силе ветра 5 баллов и более даже при попутном ветре скорость судна уменьшается, так как вызываемое ветром волнение увеличивает сопротивление воды движению судна, уменьшает остойчивость судна.

Сильный ветер затрудняет швартовку, стоянку судов у причалов, производство погрузочно-разгрузочных работ, промысел рыбы. Ураганная сила ветра нередко приводит к авариям, порче и срыву груза, потерям орудий лова и даже к гибели судна. При штормовом ветре многие суда не в состоянии продолжать плавание по заданному курсу и вынуждены искать укрытие или обходить штормовую зону, а при невозможности таких маневров — ложиться в дрейф («штормовать»).

Из всех воздействий ветра на судно наиболее неблагоприятным является снос его с курса: дрейф и рыскание. Угол дрейфа (поправку на дрейф) определяют навигационным способом или по номограмме, рассчитанной в зависимости от коэффициента дрейфа (K). По соответствующим формулам определяют направление и скорость ветрового дрейфа. Определив давление ветра на надводные части судна, можно судить о величине дрейфа. Давление ветра и вызываемый им дрейф порождает рыскание, т. е. вращение судна около вертикальной оси. Рыскание судна снижает точность исчисления пути и скорость хода судна, увеличивает время перехода через океан.

Морские волны. Ветровое волнение является одним из основных гидрометеорологических факторов, определяющих безопасность и экономичность мореплавания. Волна заливаает палубу и надстройки судна, уменьшает скорость хода. Качка создает опасные крены, затрудняет определение места судов и в результате может вести к их опрокидыванию или перелому корпуса.

Качка приобретает наиболее неблагоприятный (опасный) характер в условиях:

- резонанса;
- потери остойчивости судна на встречном и попутном волнении;
- заливаемости;
- слеминга и разгона гребного винта.

Под *резонансом* понимают совпадение периодов собственных колебаний судна с вынужденным кажущимся периодом волны (*кажущимся периодом волны* называется ее период, наблюдаемый с движущегося судна). Если кажущийся период волны оказывается равным периоду собственных поперечных колебаний судна, наблюдается резонанс бортовой качки, а если периоду собственных продольных колебаний — килевой.

Принято считать, что влияние резонанса сказывается в тех случаях, когда период собственных колебаний судна отличается от кажущегося периода волны меньше чем на 30%.

Путем целесообразного выбора безопасных курса и скорости хода судна (по специальным диаграммам) можно добиться значительного различия между кажущимся периодом волны и периодом собственных колебаний судна и, уклонившись таким образом от резонанса, провести штормование судна в сравнительно благоприятных условиях.

Остойчивость судна зависит от курсового угла волны, отношения между скоростью волны и скоростью судна, а также от периода волны и периода собственных колебаний судна. Курс по встречному волнению, с точки зрения устойчивости, не опасен судну, так как при любой скорости судна продолжительность пребывания его в районе гребня волны является кратковременной.

Курс на попутном волнении в штормовую погоду, в особенности для судов длиной до 35 м, опасен. Для судов длиной более 35 м следует изменить курс судна или рекомендовать уменьшить скорость судна, чтобы избежать оголения кормы. В противном случае судно может потерять управляемость и развернуться лагом к волне. Следовательно, выбор благоприятного курса и скорости хода на попутной волне являются решающими факторами, обеспечивающими безопасность плавания. Поэтому информация судоводительского состава об элементах штормовых волн, которые могут быть встречены на маршруте перехода, важна и необходима для выбора безопасного курса и скорости судна.

Слемингом называются сильные удары носовой частью днища судна о волны. Как правило, слеминг возникает в процессе продольной качки при оголении носовой оконечности судна и последующем соударении ее с волной. При этом судно испытывает большие динамические нагрузки, которые могут привести к серьезным повреждениям конструкции корпуса и оборудования.

Интенсивность слеминга зависит от курса судна и элементов волн. Вычислив период килевой и вертикальной качки судна и кажущийся период волны, можно определить их отношение и тем самым судить о возможности возникновения слеминга. При отношении, равном единице — слеминг очень опасный. Замечено, что плавание судна с малой осадкой или осадкой носом, часто сопровождается слемингом.

Перечислим основные факторы, влияющие на скорость хода судна на ветровом волнении. Это скорость судна, степень волнения моря (высота волны), коэффициент общей полноты корпуса судна (отношение объема погруженной части судна к произведению длины, ширины и осадки судна), отношение длины волны к длине судна и курсовой угол волны. Потери скорости хода при высоте волн 3—4 м могут составлять до 30—40%. Потери скорости судна на волнении зависят также от его водоизмещения (обратно пропорциональны ему).

Принимая во внимание сложность учета всех перечисленных факторов, влияющих на скорость хода судна, в практической работе используют упрощенные зависимости (номограммы) для определения потерь скорости судна с учетом гидрометеорологических условий и типа судна.

При расчете наивыгоднейшего курса судна важен учет течений. Разработаны способы определения скорости течения по градиенту температуры воды (Р. Джеймс), по величине градиента давления (ГМЦ СССР). Получены графические зависимости, номограммы.

Ограничения видимости. Плавание в условиях плохой видимости является опасным даже для современных судов, оборудованных радиотехническими средствами судовождения, и может принести большой вред судам. В тумане приходится значительно снижать скорость хода. Особенно осложняется плавание в проливах и узкостях, швартовка судов к причалу. Нередко туман полностью парализует работу морского порта.

При прокладке (рекомендации) курса необходимо ознакомиться с современным изменением наивыгоднейшего пути, чтобы судно могло обойти район с плохой видимостью и тем самым избежать опасность и сэкономить время. Если это сделать невозможно (при обширных адвективных туманах), следует заблаговременно предупредить капитана об ухудшении видимости на маршруте перехода.

Морской лед. При расчете наивыгоднейшего пути следует обратить особое внимание на районы, где возможна встреча судна с дрейфующим или неподвижным льдом и айсбергами. Рассчитанный путь нужно проложить в обход опасной зоны. Капитану сообщаются координаты кромки льда и границы распространения айсбергов.

Обледенение. Обледенение судна в штормовых условиях при низких температурах воздуха — это особо опасное явление. Оно приводит к увеличению веса судна, снижению запаса плавучести, ухудшению маневренности и к потере остойчивости. Обледенение пагубно отражается на работе электронavigационных приборов, приводит к нарушению и даже прекращению радиосвязи.

При возникновении обледенения необходимо рекомендовать судну следовать курсом «под ветер», при этом обледенение будет меньше, чем при курсе «на ветер».

10.2. Методы расчета наивыгоднейшего пути плавания

По климатическим данным. Расчет наивыгоднейшего пути плавания этим методом следует проводить, если маршрут перехода будет пересекать районы океана, по которым гидрометеорологические прогнозы не составляются или не поступают, а также отсутствует текущая информация о состоянии моря и погоде. В этом случае, проложив на бланке карты маршрут пе-

перехода (обычно кратчайшее расстояние), необходимо изучить по климатическим пособиям гидрометеорологические условия на всем маршруте перехода и прилегающим к нему районам. С этой целью маршруты перехода разбивают на отдельные участки (однородности гидрометеорологических условий), затем определяют значения гидрометеорологических параметров, влияющих на судно, их наибольшую повторяемость (основные параметры — ветер и волнение). Сведения о течениях, тумане, ледовых условиях и возможности обледенения используются для внесения коррективов в рассчитываемый наивыгоднейший путь. Затем вычисляют величины потерь скорости судна на каждом участке маршрута, суммарную потерю скорости на всем переходе и среднюю скорость судна. Последнюю сопоставляют с технической скоростью судна и определяют, какой путь будет наиболее эффективным.

Штурманский метод. Расчет наивыгоднейшего пути плавания этим методом ведется относительно кратчайшего расстояния (по ортодромии). На бланк карты наносят фактическое и ожидаемое положение центров циклонов и антициклонов, атмосферных фронтов, зон штормового волнения. Определяют скорость и направление смещения барических образований и зон штормового волнения, районы сильных ветров, крупной зыби, плохой видимости и обледенения. Затем анализируют гидрометеорологические условия на проложенном кратчайшем пути. Если его пересекают штормовые зоны и районы с опасными гидрометеорологическими явлениями, то прокладывают новый маршрут в обход опасных зон. Ежедневно уточняют прогнозы и при необходимости корректируют рекомендации судну. Если по гидрометеорологическим условиям невозможно проложить маршрут судна, минуя опасные зоны, то рекомендуют задержаться с выходом в океан.

На основании анализа синоптической обстановки и ожидаемых погодных условий вдоль ортодромий — дуги большого круга (ДБК), локсодромии (с постоянным кругом) и сезонного океанского пути судну рекомендуется наиболее выгодный путь плавания.

Метод изохрон. Сущность метода изохрон, предложенного Г. Джиблеттом и примененного для обслуживания судов Р. Джеймсом, заключается в следующем.

На бланк карты наносят точки *A* и *B* (пункты отправления и прихода), соединяют их прямой линией, представляющей ДБК. Из точки *A* по обе стороны от ортодромии чертят расходящиеся лучи (с одинаковыми углами между ними), представляющие возможные пути судна на следующие сутки (рис. 10.1).

Затем с прогностической карты волнения на первые сутки (24 ч) снимаются высоты волн и их направление на каждом из возможных путей. Если карта волнения отсутствует, то предварительно по прогностическим картам давления определяется скорость ветра и высота волн (рис. 10.2). По номограмме (рис. 10.3)

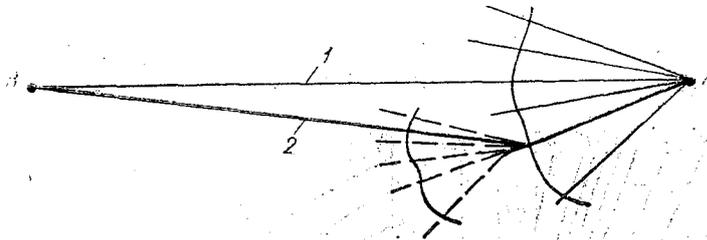


Рис. 10.1. Построение наивыгоднейшего пути методом изохрон:
 1 — кратчайший путь (по ДБК); 2 — рекомендованный путь

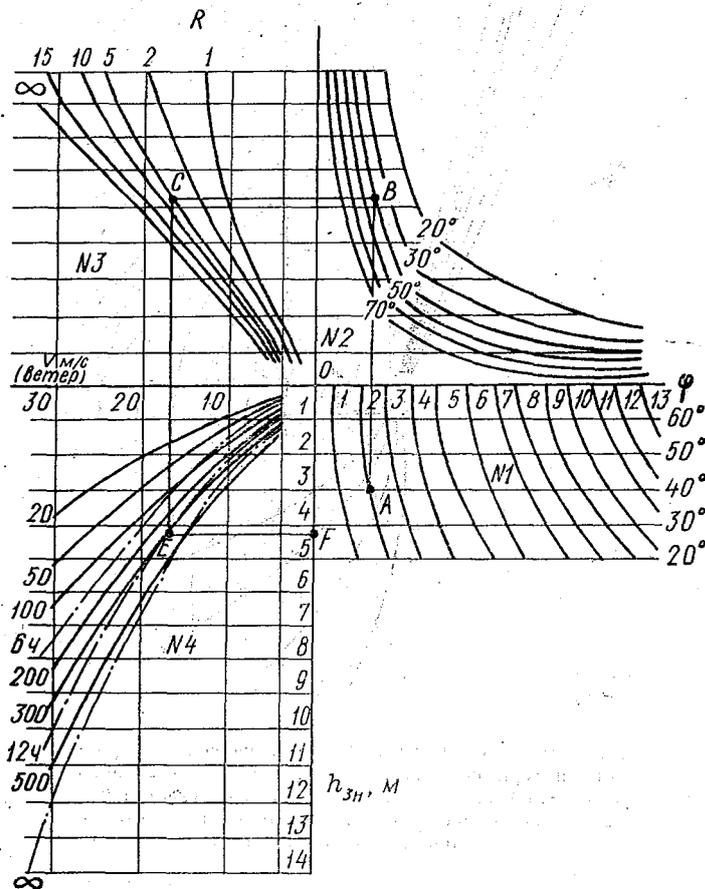


Рис. 10.2. Номограмма для расчета высоты волн по В. С. Красноку

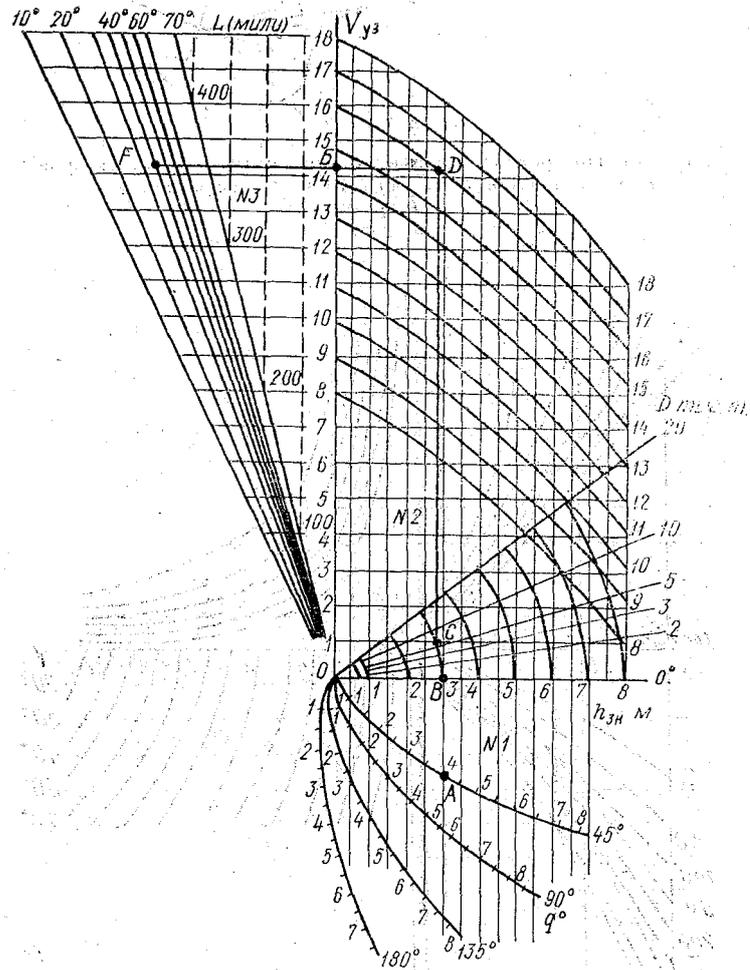


Рис. 10.3 Номограмма В. С. Красюка для расчета потери скорости хода судна и пройденного расстояния за сутки в зависимости от высоты h и направления распространения α волн с учетом водоизмещения судна

рассчитывается скорость судна при данной высоте волны и ее курсовом угле на каждом предполагаемом пути. Находится расстояние, которое пройдет судно за первые сутки на каждом направлении. Полученные точки соединяются плавной линией (изохроной).

Возможные положения судна к концу вторых, третьих и т. д. суток рассчитываются аналогичным образом, пока изохрона не пройдет через пункт назначения. Проведя ломаную линию через выгнутые части изохрон (если смотреть из точки *A*) или через точки касания окружностей с изохронами, проведенными из центра, находящегося в точке *B*, получим траекторию наивыгоднейшего пути плавания, где затрата времени на переход будет минимальной. При этом расчет наивыгоднейшего пути может быть сделан как графическим, так и численным методом.

Так как прогноз поля волнения составляется на 3—5 суток, то и расчет рекомендованного пути делается на то же время. В рассчитанный путь вводят коррективы на ледовые условия, течения, видимость и навигационные опасности.

10.3. Расчет высоты волн и скорости судна

Для расчета высоты волн можно использовать номограмму, приведенную на рис. 10.2. Исходными материалами являются прогностические карты давления. Диаграмма состоит из 4-х частей (квадрантов). В квадранте № 1 дается градусная сетка, каждое деление которой по горизонтали соответствует 1° меридиана от 20 до 70° северной широты. В квадранте № 2 находятся кривые, отражающие зависимость скорости ветра от барического градиента и широты места. В квадранте № 3 приведены кривые зависимости скорости ветра от кривизны изобар. Кривые, находящиеся в квадранте № 4, учитывают зависимость высоты волны от скорости ветра, разгона (сплошные линии) и продолжительности действия ветра (штриховые). $R = \infty$ означает, что изобары прямолинейные.

Скорость ветра и высоту волн по этой номограмме определяют следующим образом:

1. На прогностических приземных картах приземного давления наносят точки, для которых необходимо произвести расчет (карты масштаба 1 : 15000000).

2. Для каждой выбранной точки определяют с помощью измерителя радиус кривизны (R) таким образом, чтобы дуга, проведенная из найденного центра, совпала с участком изобары, проведенной через точку. Затем, приложив измеритель на широте точки расчета к меридиану, определяют, сколько градусов меридиана составляет R . (Например, $R = 5^\circ$ для точки расчета с координатами 40° с. ш., 15° з. д.).

3. Измеряют кратчайшее расстояние между двумя изобарами, где располагается точка расчета, раствором измерителя и нахо-

дят градиент давления в градусах меридиана на широте точки расчета (например, $n=2^\circ$).

4. По найденному значению n в квадранте № 1 по горизонтальной линии, соответствующей широте точки расчета, находят точку A . Из точки A поднимаются по вертикали вверх в квадрант до пересечения с кривой широты точки расчета (например, $\varphi=40^\circ$), получают точку B . Из точки B перемещаются параллельно горизонтальной оси до кривой в квадранте № 3, соответствующий радиусу кривизны R (точка C). Из точки C опускаются на горизонтальную ось (V м/с) и снимают значение скорости ветра (точка D). В нашем примере $V=17$ м/с.

5. По прогностическим картам в каждой точке расчета определяют действия ветра и разгон волн (например, время действия ветра 12 ч, разгон 350 м).

6. По скорости ветра рассчитывают высоту волны для соответствующих значений продолжительности действия ветра и разгона волны. Опустившись из точки D по вертикали до пересечения с интересующей кривой в квадранте № 4, находят точку E . Переместившись из точки E до пересечения с вертикальной осью в точке F , определяют высоту значительной волны h_{zn} (в данном примере $h_{zn}=4,3$ м).

7. Направление волнения соответствует направлению ветра, которое определяется по касательной к изобаре.

Для расчета скорости судна применяют номограмму, показанную на рис. 10.3. По ней определяют потерю скорости хода судна в зависимости от высоты (h_{zn}) и направления волнения, а также пройденное судном расстояние L .

Расчет по номограмме осуществляется следующим образом.

В правом нижнем углу номограммы (квадрант № 1) на кривой, соответствующей курсовому углу q , находят точку, соответствующую высоте волны (точка A). Курсовой угол и высота волны снимаются с прогностических карт или рассчитываются с помощью номограммы. От точки A (например, $h_{zn}=4$ м, $q=45^\circ$) перемещаются вверх (параллельно вертикальной оси) до пересечения с горизонтальной осью (точка B). Веер линий внизу квадранта № 2 показывает потерю скорости судна соответствующего тоннажа для определенных высот волн.

Из точки B перемещаются в квадрант № 2 параллельно дуге до прямой линии, соответствующей тоннажу судна D в тыс. тонн.

От точки C поднимаются вертикально вверх до пересечения с кривой, соответствующей максимальной скорости судна (верхняя часть квадранта № 2). Например, $(V_C)_{max}=16$ узлов. От полученной точки D перемещаются по горизонтали до пересечения с вертикальной осью (точка E), где и снимают значение скорости судна с учетом волнения. В нашем примере $V_C=14,2$ узлов.

В квадранте № 3 дано расстояние L (в милях), которое пройдет судно за сутки. Из точки E по горизонтали перемещаются в квад-

рант № 3 до линии, соответствующей широте судна (точка F) и определяют значение L в милях. В нашем примере $L=500$ миль. Этот отрезок и откладывается на рабочей карте расчета рекомендованного пути.

Аналогичным образом рассчитывают рекомендованный путь на вторые, третьи и т. д. сутки.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абузяров З. К., Кудрявая К. И.* и др. Морские прогнозы. — Л.: Гидрометеиздат, 1988.
2. *Васильев К. П.* Наивыгоднейшие пути плавания судов в морях и океанах в зависимости от заданных гидрометеорологических условий. — Тр. Гидрометцентра, 1972, вып. 97.
3. *Скриптунова Л. И.* Методы морских гидрологических прогнозов. — Л.: Гидрометеиздат, 1984.

11. ПРОГНОЗ ГОЛОЛЕДА, ИЗМОРОЗИ И ГОЛОЛЕДИЦЫ

11.1. Виды наземного обледенения

Замерзание продуктов конденсации водяного пара на поверхности земли и наземных предметах может приводить к образованию гололеда, изморози, гололедицы, наста, обледенелого мокрого снега, твердого налета.

Гололед представляет собой слой плотного матового или прозрачного льда, нарастающего на поверхности земли и на предметах (преимущественно с наветренной стороны) в результате замерзания капель переохлажденного дождя, мороси или тумана. Плотность отложения гололеда велика и составляет $0,5-0,9 \text{ г/см}^3$. Он обычно образуется при температуре воздуха от $0,5$ до -3°C , иногда до -8 и -10°C .

Изморозь — отложение льда на ветвях деревьев, проводах и других предметах при тумане в результате сублимации водяного пара (кристаллическая изморозь) или намерзания капель переохлажденного тумана (зернистая изморозь).

Кристаллическая изморозь обычно состоит из кристалликов льда, нарастающих главным образом с наветренной стороны предметов при любом ветре и температуре воздуха ниже -15°C . Она легко осыпается при встряхивании. Плотность кристаллической изморози мала и составляет от $0,01-0,05 \text{ г/см}^3$. Возникает она в результате сублимации водяного пара при тумане (дымке) и температуре воздуха от -11 до -25°C . В Сибири — и при более низких температурах.

Зернистая изморозь также образуется преимущественно на наветренной стороне предметов, но при довольно сильном ветре. Она представляет собой снеговидный, рыхлый снег. Плотность ее существенно больше, чем плотность кристаллической изморози и составляет $0,1-0,4 \text{ г/см}^3$. Часто по внешнему виду напоминает гололед и близка к нему по плотности. Возникает в результате намерзания на предметы капель переохлажденного тумана при температурах более высоких, чем кристаллическая изморозь (обычно от -3 до -8°C).

Гололедица — лед на поверхности земли, образовавшийся по разным причинам:

— вследствие замерзания переохлажденного дождя или мороси на поверхности земли (по существу гололед на земной поверхности);

— вследствие замерзания мокрого снега, дождя или мороси при сокращении с сильно охлажденной поверхностью земли;

— вследствие замерзания слоя воды на поверхности земли, возникшего после оттепели или выпадения дождя, в результате наступления похолодания.

Наст — это гололедица, возникающая на поверхности снежного покрова. После очередного снегопада наст покрывается свежим снегом и оказывается внутри снежного слоя. В результате неоднократного образования наста снежный покров приобретает слоистую структуру с чередованием плотных и рыхлых слоев.

Обледенелый мокрый снег — ледяная масса, по внешнему виду напоминающая очень плотную зернистую изморозь. Образуется при быстром замерзании мокрого снега, при положительной температуре воздуха до 2 °С и скорости ветра до 6 м/с. По размерам отложения может превосходить гололед.

Твердый налет представляет собой белый тонкий слой из мелких ледяных кристалликов, образующийся вследствие сублимации водяного пара на холодных поверхностях (каменных стенах, колоннах) преимущественно с наветренной стороны. Возникает при ослаблении мороза, часто при оттепели, обычно в пасмурную погоду. Толщина твердого налета не превышает нескольких миллиметров.

Все виды наземного обледенения, за исключением твердого налета и кристаллической изморози, могут создавать опасные для различных сооружений нагрузки, затруднять работу транспорта, влиять на перезимовку сельскохозяйственных культур.

11.2. Прогноз гололеда

При прогнозе гололеда следует исходить из того, что он образуется при определенных метеорологических условиях, а следовательно, и при определенных синоптических ситуациях. Он может быть как внутримассовым, так и фронтальным.

Внутримассовые гололеды возникают при синоптических положениях, обеспечивающих образование низкой внутримассовой слоистой облачности или плотного адвективного тумана. Обычно это западные и северные периферии малоподвижных антициклонов, восточные и южные периферии стационарных циклонов, а также теплые секторы подвижных циклонов.

Фронтальные гололеды чаще всего связаны с теплыми фронтами и теплыми фронтами окклюзии и возникают в связи с выпадением переохлажденного дождя (рис. 11.1). Наиболее интенсивные фронтальные гололеды образуются при больших контрастах температуры между холодным и теплым воздухом (более 10 °С на 500 км) и при скорости движения фронта не более 20—25 км/ч.

Иногда гололед образуется в зоне медленно перемещающегося холодного фронта (первого рода), а также на квазистационарных фронтах.

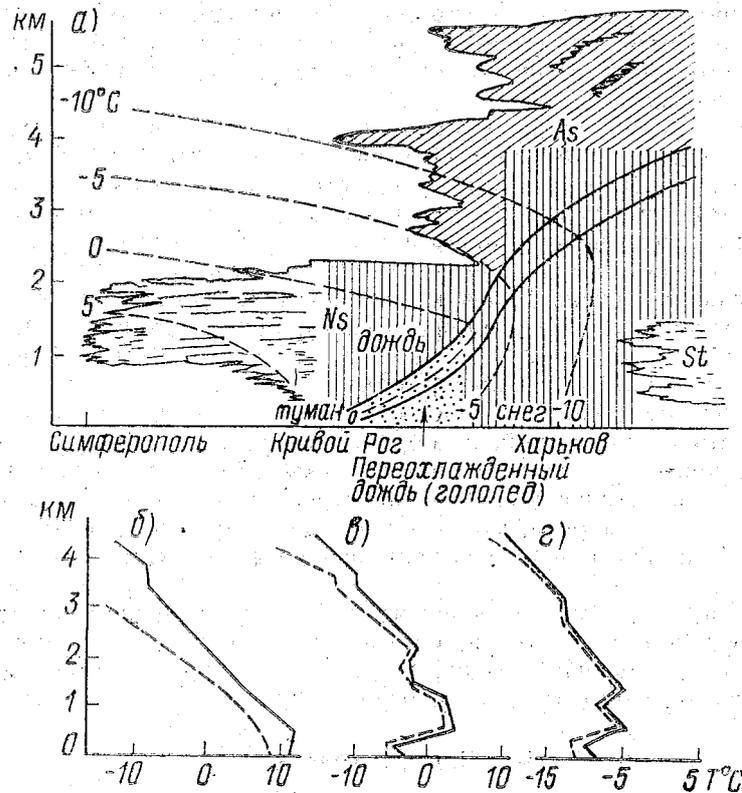


Рис. 11.1. Вертикальный разрез через теплый фронт при возникновении гололеда (а) и кривые стратификации температуры и точки росы в теплом воздухе (б) и перед фронтом (в, г)

Следует иметь в виду, что наибольшая повторяемость гололеда характерна для районов с резкими изменениями погодных условий, где часто наблюдается переход от морозной погоды к оттепели и наоборот. На повышенных участках рельефа, особенно на его наветренных склонах, повторяемость гололеда выше, чем над равниной.

Прогноз гололеда следует разрабатывать тогда, когда можно ожидать следующие благоприятные для его возникновения метеорологические условия:

- выпадение переохлажденного дождя или мороси;
- наличие переохлажденного адвективного тумана;

- адвекция тепла в приземном слое;
- мощные слои инверсии в пограничном слое атмосферы;
- температура воздуха у поверхности земли от 0,5 до -3°C , а на изобарической поверхности 850 гПа от 5 до -5°C ;
- суммарный дефицит точки росы в слое земля — 850 гПа менее $3-5^{\circ}\text{C}$;
- температура воздуха на нижней границе первого от земли слоя инверсии от $-0,5$ до -8°C ;
- на изобарической поверхности 850 гПа имеется очаг теплого воздуха;
- умеренные и сильные ветры в пограничном слое.

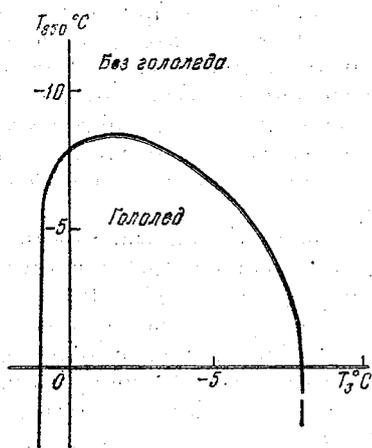


Рис. 11.2. Демаркационный график Р. Я. Ягудина для прогноза гололеда

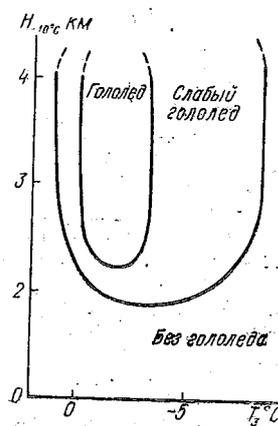


Рис. 11.3. Демаркационный график Р. Я. Ягудина для прогноза интенсивности гололеда

Прогноз фронтального гололеда обычно основывается на экстраполяции перемещения его зоны вместе с фронтом с учетом возможной эволюции интенсивности и фазового состояния осадков. Кроме того, фронтальный гололед может быть предсказан с заблаговременностью от 12 до 36 ч с помощью демаркационных графиков, приведенных на рис. 11.2 и 11.3. По первому дается альтернативный прогноз, а по второму — прогнозируется интенсивность гололеда. Метод разработан как региональный для юго-восточной части Западной Сибири, но может, как показал опыт его использования, применяться и в других районах СССР. Он основан на том, что вероятность образования гололеда зависит не только от температуры у земли и на уровне 850 гПа, но и от положения уровня кристаллизации, на котором в холодное полугодие над Западной Сибирью температура равна примерно -10°C .

Графики, представленные на рис. 11.2 и 11.3 показывают, что наибольшая вероятность образования гололеда в момент прохождения фронта отмечается при температуре воздуха у поверхности земли и на изобарической поверхности 850 гПа в интервале от 1 до -6°C , т. е. тогда, когда в зоне фронта часть осадков выпадает в виде переохлажденных дождя и мороси, а также мокрого снега. Кроме того, большая часть гололеда образуется тогда, когда изотерма -10°C находится на высоте 2—3 км. При более низком положении этой изотермы осадки обычно выпадают в виде снега, а при более высоком — в виде дождя с положительной температурой. Если один из графиков указывает на отсутствие гололеда, а другой на его появление, то в формулировке прогноза указывается «слабый гололед».

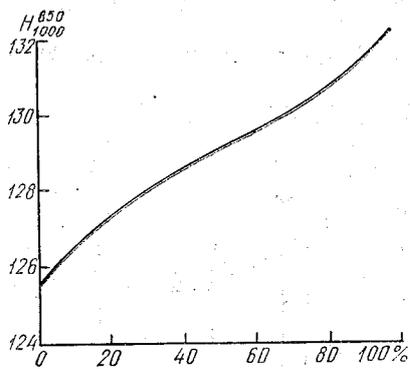


Рис. 11.4. График для прогноза вероятности образования гололеда

Для прогноза внутримассового гололеда можно использовать эмпирическую связь вероятности его образования с ожидаемой толщиной (температурой) слоя воздуха между изобарическими поверхностями 850 и 1000 гПа: чем больше ожидаемое значение H_{1000}^{850} , тем вероятнее образование гололеда. Для оценки вероятности образования гололеда через 24 ч по графику, приведенному на рис. 11.4, нужно предварительно дать прогноз адвективного и трансформационного изменения H_{1000}^{850} . Адвективное значение H_{1000}^{850} определяется путем переноса поля изогипс по осредненной между уровнями 1000 и 850 гПа траектории. Для расчета трансформационных изменений H_{1000}^{850} сначала определяются трансформационные изменения температуры у поверхности земли (без учета суточного хода) и на изобарической поверхности 850 гПа. По осредненному по двум этим уровням значению трансформационного за 24 ч изменения температуры по формуле

$$(\Delta H_{1000}^{850})_T = 0,47 \Delta T_T \quad (11.1)$$

рассчитывается трансформационное изменение относительного геопотенциала H_{1000}^{850} . После этого определяется ожидаемое через 24 ч H_{1000}^{850} как сумма адвективного значения и трансформационного изменения:

$$(H_{1000}^{850})_{пр} = (H_{1000}^{850})_a + (\Delta H_{1000}^{850})_T \quad (11.2)$$

Альтернативность гололеда позволяет использовать при разработке методов его прогноза аналитические подходы, в частности, построение линейной дискриминантной функции. Примером является функция следующего вида:

$$L_r = 0,044 T_3 + 0,411 T_{850} - 0,219 \sum_3^{850} \Delta T_d - 0,128 \nabla^2 T_{850} + 0,358 V_3 - 0,029 (V_3 - V_{850}) + 0,98, \quad (11.3)$$

где T_3 — температура воздуха у поверхности земли; T_{850} — температура воздуха на изобарической поверхности 850 гПа; $\sum_3^{850} \Delta T_d$ — суммарный дефицит точки росы у поверхности земли и на изобарической поверхности 850 гПа; $\nabla^2 T_{850}$ — лапласиан температуры на изобарической поверхности 850 гПа; V_3 — скорость ветра у поверхности земли; V_{850} — скорость ветра на изобарической поверхности 850 гПа.

При расчете дискриминантной функции берутся прогностические значения предикторов.

В формулировке прогноза «гололед» указывается при $L_r \geq L_{r, \text{кр}}$ и гололед не указывается при $L_r < L_{r, \text{кр}}$. Критическое значение $L_{r, \text{кр}}$ равно нулю.

11.3. Прогноз изморози

Условием образования изморози является возникновение тумана при отрицательных температурах. При этом происходит сублимация водяного пара и осаджение капелек тумана, замерзающих при соприкосновении с ледяными частицами, находящимися на предметах.

Синоптические условия образования зернистой изморози точно такие же, как и при возникновении внутримассового гололеда. Вид наземного обледенения (гололед или изморозь) зависит от преобладающего размера капель тумана; если они меньше 20 мкм, то образуется зернистая изморозь, а если больше, то — гололед.

Кристаллическая изморозь появляется при радиационных и адвективно-радиационных туманах чаще всего в условиях мало-градиентного барического поля, т. е. в центральных частях антициклона, перемычках высокого давления, в циклонах и ложбинах, находящихся в конечной стадии заполнения.

Прогноз кристаллической изморози основывается на предсказании благоприятных для ее возникновения синоптических усло-

вий, радиационного или адвективно-радиационного тумана, ожидаемого после возникновения тумана дальнейшего понижения температуры, обычно связанного с уменьшением в ночные часы облачности до 1—4 баллов, появления приземной инверсии температуры с дефицитом точки росы у поверхности земли менее 2°C , а на верхней ее границе — более 2°C .

11.4. Прогноз гололедицы

Образование гололедицы зависит не только от атмосферных условий, но и от состояния подстилающей поверхности и, в первую очередь, от ее температуры. Учитывая, что гололедица представляет большую опасность для движения автомобильного транспорта, при прогнозе гололеда обычно считают, что подстилающей поверхностью является транспортная магистраль — ровная автомобильная дорога.

Наиболее опасные отложения льда на дорожных покрытиях образуются при замерзании жидкой влаги. В этих случаях появляется тонкая стекловидная и прозрачная ледяная пленка с гладкой поверхностью, значительно ухудшающая условия движения автотранспорта.

Возникновение гололедицы возможно при температуре поверхности дороги ниже 0°C , что обеспечивает замерзание на ней выпадающих жидких осадков, мокрого снега или имеющейся на ней до замерзания талой воды. Гололедица может возникать и после выпадения твердых осадков (снега) в результате появления снежного наката (спрессованного колесами снега, с гладкой поверхностью), таяния и последующего замерзания верхнего слоя снежного дорожного покрытия — оледенелого снега.

Атмосферные процессы, которые приводят к образованию гололедицы, характеризуются адвекцией теплого и влажного воздуха. При этом наиболее благоприятными синоптическими и метеорологическими условиями гололедицы являются те же, что и для образования гололеда и др. видов обледенения.

Рассмотренные выше синоптические и метеорологические условия, благоприятные для возникновения всех видов наземного обледенения, особенно гололеда и зернистой изморози, также благоприятны для образования гололедицы.

Таким образом, если ожидается синоптическая ситуация, при которой будет наблюдаться адвекция теплого влажного воздуха при температуре поверхности почвы несколько ниже 0°C , а также дождь, снег, дождь со снегом, морось, туман или низкие слоистые облака и на поверхности почвы имеется или предполагается наличие талой или дождевой воды, то следует приступить к оценке возможности возникновения гололедицы.

Прогноз может разрабатываться с использованием демаркационного графика, приведенного в Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды. Предикторами являются ожидаемые значения температуры воздуха $T^{\circ}\text{C}$ и дефицита точки росы $(T - T_d)^{\circ}\text{C}$ у поверхности земли. Прогноз дается с заблаговременностью от 12 до 36 часов.

Основным прогностическим признаком исчезновения гололеда является повышение температуры поверхности почвы до положительных значений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бучинский В. Е. Гололед и борьба с ним. — Л.: Гидрометеонздат, 1955.
2. Гуляев Ю. Н. О продолжительности нарастания гололедно-изморозевых отложений. — Тр. ГГО, 1973, вып. 425.
3. Драневич Е. П. Гололед и изморозь. — Л.: Гидрометеонздат, 1971.
4. Раевский А. Н. Влияние рельефа на распределение гололедно-изморозевых отложений. — Тр. ОГМИ, 1961, вып. 23.

12. ПРОГНОЗ ОБЛЕДЕНЕНИЯ МОРСКИХ СУДОВ

В северных и умеренных широтах при неблагоприятных условиях (низкая температура воздуха, сильный ветер, волнение и т. д.) наблюдается одно из опасных явлений на море — обледенение судов. Рост объема рыболовства потребовал разработки способов прогноза обледенения морских судов. Первые обобщения были сделаны в ГМЦ СССР в 1967 г., затем в ГМЦ, ГГО и ААНИИ окончательно доработано соответствующие методические указания (1972 г.).

Кроме синоптических условий, определяющих возможность обледенения, получены зависимости обледенения от температуры воздуха приводного слоя, направления и скорости ветра, высоты волн. Хотя оправдываемость прогнозов обледенения морских судов составляет около 70%, однако, благодаря своевременным предупреждениям, попадания судов в катастрофические условия обледенения практически прекратились.

Необходимым условием для обледенения судов является отрицательная температура воздуха, сопровождающаяся сильными (особенно штормовыми) ветрами и переохлажденными осадками.

Обледенению в той или иной степени подвергаются суда почти всех типов, независимо от их размеров, водоизмещения и конструкции. Однако особую опасность это явление представляет для малотоннажных рыболовных судов длиной менее 40 м с низким надводным бортом, так как отложение льда происходит на высоких частях судна: мачтах, антеннах и др., в результате чего повышается центр тяжести судна и оно теряет устойчивость. Известны случаи обледенения и более крупных судов, включая ледоколы. Так, 25.01.1955 г. северо-западнее Исландии при скорости ветра 8—11 баллов, температуре воздуха — 5 °С и снегопаде перевернулись и затонули 2 английских судна «Родерико» и «Лорелла» водоизмещением 810 и 559 тонн. Их обледенения продолжались около суток, за это время на них выше верхней палубы образовалось около 50 т льда. Обледенение судов было вызвано попаданием на палубу и замерзанием забортной воды, ускорил замерзание воды интенсивный снегопад.

Известны случаи сильного обледенения рыбопромысловых судов в тумане парения, переохлажденных жидких осадках.

Обледенение судов в северном полушарии отмечается осенью, зимой и весной. Оно продолжается примерно три месяца в морях

Северной Атлантики и четыре на Дальнем Востоке. В арктических морях обледенение судов возможно даже в летнее время (при отрицательной температуре воздуха и развитом штормовом волнении).

Во время движения судна от ударов корпуса о волны образуются брызги, которые оседают на нем и замерзают. Одновременно с забрызгиванием судна может происходить также заливание палубы водой, часть которой замерзает. Распределение льда на различных частях судна при брызговом обледенении крайне неравномерно.

Различают три вида обледенения:

— обледенение при забрызгивании и заливании судна забортной водой в результате сильного ветра и волнения моря. Этот тип обледенения встречается наиболее часто (91%) и представляет серьезную опасность;

— обледенение (3%) при выпадении переохлажденных осадков дождя, мороси или мокрого снега; а также частиц воды во время тумана или парения моря; интенсивность мала, однако образуется пресный лед, который обладает большой прочностью и силой сцепления;

— смешанное обледенение (6%), которое образуется при сочетании первого и второго видов обледенения.

Синоптический анализ свыше 3000 случаев обледенения рыбопромысловых судов показывает, что его основной причиной является забрызгивание морской водой (90% случаев). При этом быстрое обледенение происходит при встречном и боковом ветре (83% случаев).

Для характеристики скорости обледенения судов по степени его опасности различают три градации: слабое, умеренное, сильное. Эти категории различны для разных типов судов (табл. 12.1).

Таблица 12.1

Степень обледенения промысловых судов от интенсивности обледенения, т/ч

Типы судов	Обледенение, т/ч		
	слабое	умеренное	сильное
РС	0,7	0,7—1,8	1,8
СРТ	1,5	1,5—4,0	4,0
СРТМ	3,5	3,5—8,0	8,0

В табл. 12.2 приведена интенсивность обледенения судов в зависимости от гидрометеорологических факторов.

Таблица 12.2

Интенсивность обледенения судов типа СРТ в зависимости от гидрометеорологических факторов

Интенсивность обледенения	Скорость ветра, м/с	Температура, °С
Медленное обледенение	0—9	—1 ... —3
Быстрое обледенение	9—15	—3 ... —8
Очень быстрое обледенение	15	—3
	9—15	—8

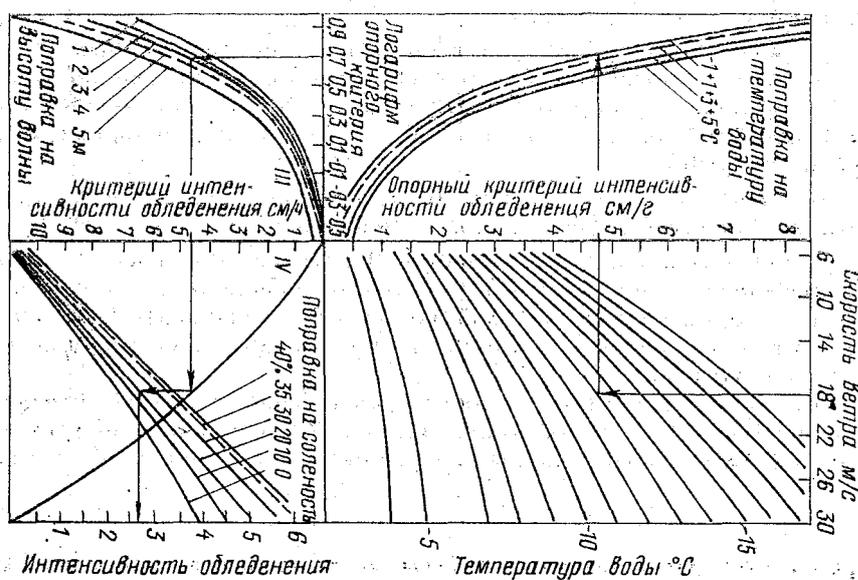


Рис. 12.1. Номограмма для определения интенсивности обледенения морских судов РС, СРТ и СРТМ

Одним из главных синоптических процессов, определяющих обледенение судов, является адвекция холодного воздуха в тылу циклона при достаточно сильных ветрах. Зона обледенения в этом случае обычно начинается не сразу после прохождения холодного фронта, а на некотором удалении от него. Объясняется это, во-первых, тем, что непосредственно за холодным фронтом температура холодной воздушной массы еще не достигает таких низких значений, которые требуются для обледенения; во-вторых, в зоне прохождения холодного фронта вследствие изменения на-

правления и скорости ветра происходит ослабление волнения. Было установлено, что наиболее опасная зона обледенения создается в районе расположения ложбины холода, ось которой на карте АТ-850 проходит за линией холодного фронта.

Вторым типом синоптических процессов, обуславливающих обледенение, является прохождение теплых фронтов или соответствующих фронтов окклюдии. Эти случаи наиболее типичны для района Баренцева и Норвежского морей, причем особо важную роль здесь играет предфронтальное усиление ветра. Фронты могут быть ориентированы в зависимости от направления движения циклона в широтном или меридиональном направлении. В первом случае обледенение происходит при северо-восточных ветрах, дующих со стороны центральных районов Арктики; во втором при южных или юго-западных ветрах, дующих со стороны выходного континента Евразии.

К третьему типу синоптических процессов, определяющих обледенение, относится передняя часть мощного антициклона, вдоль которой осуществляется адвекция очень холодного арктического воздуха. Если при этом антициклон располагается над восточными районами Европейской территории СССР, а над южными существует область пониженного давления, то создается зона очень сильных северо-восточных и восточных холодных ветров, охватывающих Каспийское, Азовское и Черное моря. В результате этого в северных районах указанных морей могут возникнуть зоны опасного обледенения. Аналогичная ситуация нередко отмечается в районах других морей, в частности, Баренцева и Охотского.

В Балтийском море наиболее часто обледенение происходит при ветрах восточных направлений в передней части циклона или юго-восточной периферии антициклона. Для дальневосточных морей характерны случаи очень быстрого обледенения судов в зимнее время в результате активных синоптических процессов. Обледенению судов в Японском и Охотском морях наряду с циклонами способствует муссонная циркуляция, которая приводит к вторжению холодных масс воздуха по восточной периферии азиатского антициклона. В районе Новороссийска обледенение судов происходит под воздействием борьбы, т. е. вторжения холодных воздушных масс с севера.

Синоптический метод прогноза обледенения судна базируется на статистическом анализе и прогнозе типовых синоптических условий, при которых наблюдается обледенение в различных районах Мирового океана. Наиболее часто обледенение морских судов отмечается в тыловой части циклона (табл. 12.3). Особенно характерна такая ситуация для Охотского и Японского морей и запада Тихого Океана.

Расчет интенсивности обледенения судов удобно вести с помощью номограммы, разработанной Качуриным Л. Г., Гашиным Л. И. и Смирновым И. А. (рис. 12.1).

Таблица 12.3

Повторяемость обледенения судов при различных синоптических ситуациях, %

Море	Синоптические ситуации, %			число случаев
	тыл циклона	передняя часть циклона	прочие условия	
Баренцево	57	32	11	442
Охотское	70	23	7	312
Японское	93	3	4	140
Западная часть Тихого океана	75	19	6	182
Норвежское	40	50	10	596
Балтийское	4	66	30	44
Черное, Азовское	79	16	5	18
В среднем	60	30	10	1734

Кривые в квадранте I выражают зависимость критерия интенсивности обледенения N от скорости ветра V и температуры воздуха $T_{вх}$ при температуре воды $T_{в}=1^{\circ}\text{C}$, солёности $S=35\text{‰}$ и высоты волны $H_{в}=4$ м. Во втором квадранте (II) учитывается поправка на отличие температуры воды от опорной. Каждая кривая соответствует определенному значению температуры воды.

В III квадранте учитывается поправка на высоту волны. Каждая кривая соответствует определенному значению высоты волны.

В IV квадранте учитывается поправка на солёность. Здесь же показаны линии между фактической интенсивностью обледенения судов и критерием интенсивности обледенения N для 3 типов судов: РС, СРТ, СРТМ. Правила и последовательность пользования номограммой на рис. 12.1 показана стрелками.

Прогноз обледенения судов состоит из двух этапов. На первом производится подготовка исходных данных: прогнозируемое направление и скорость ветра V , высота волн $H_{в}$, температура воздуха $T_{вх}$ и воды $T_{в}$. На втором этапе путем использования расчетной номограммы (рис. 12.1) и соответствующих рекомендаций составляется сам прогноз обледенения. Такими рекомендациями служат:

— угроза обледенения судов чаще возникает в тыловой части циклона и реже в передней. В обоих случаях должны наблюдаться: заток холодного воздуха на высотах 1,5—3,0 км, сильный ветер и отрицательные температуры воздуха;

— забрызгивание судна происходит при сильном ветре, дующем 6 ч и более в одном направлении. При ветре в прибрежной

зоне шириной 1—2 мили обледенение судов не наблюдается и чем выше берег, тем шире зона отсутствия обледенения;

— основным фактором обледенения судов является адвекция холодного воздуха в тыловой части циклона, сопровождаемая сильными ветрами северной четверти. Реже наблюдается обледенение в циклонах при ветрах восточных, юго-восточных и южных направлений;

— зона обледенения в тылу циклона обычно располагается на некотором удалении от холодного фронта;

— зона сильного обледенения судов возникает в области ложбины холода на уровне поверхности 850 гПа;

— в дальневосточных морях сильное обледенение наблюдается после прохождения глубоких циклонов. При вторжении холодных масс воздуха по восточной периферии сибирского антициклона обледенение часто наблюдается при ясной и малооблачной погоде.

Прогноз обледенения судов составляется на срок от 6 до 36 ч и зависит от заблаговременности краткосрочных прогнозов погоды. Прогноз представляется в виде карты или текста с указанием интенсивности и степени обледенения и составляется отдельно для судов водоизмещением 150—300, 300—500, 500—1200 т.

Предупреждения об угрозе обледенения составляются оперативными подразделениями морских управлений Госкомгидромета, обслуживающих суда морского и рыболовского флотов.

В предупреждении об угрозе обледенения судов указывается: время начала и район обледенения; его интенсивность, ожидаемое направление и скорость ветра, высота волн, температура воздуха, рекомендуемый курс судна для выхода из зоны обледенения.

Построение прогностических карт производится в следующем порядке:

1. Для расчета ожидаемого поля обледенения выбирается несколько десятков характерных точек в зависимости от акватории и изменчивости прогностических значений метеорологических величин.

2. По прогностическим картам полей ветра, волнения, температуры воздуха над морем и температуры воды поверхности моря определяют величины V , H_v , $T_{вх}$, T_v в характерных точках путем интерполяции.

3. По найденным выше значениям и солености воды (S , ‰) в данном участке акватории определяют с помощью номограммы (рис. 12.1) интенсивность обледенения.

4. По полученным данным проводятся изолинии интенсивности обледенения через 0,5 т/ч и выделяются зоны различной степени обледенения: слабое, умеренное, быстрое. Пример карты приведен на рис. 12.2.

В заключение заметим, что прогноз обледенения полностью основывается на прогнозе метеорологических величин, поэтому заблаговременность и надежность прогноза обледенения находятся в прямой зависимости от точности прогноза полей атмосферного давления, ветра, температуры воздуха над морем и т. д.

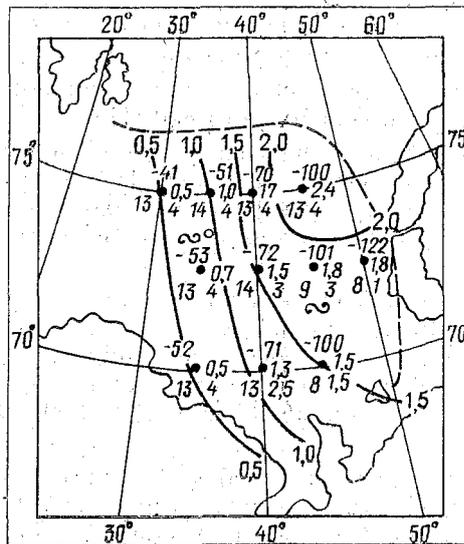


Рис. 12.2. Прогностическая карта на 03 ч 24.1 1973. В узлах сетки даны прогностические значения температуры воздуха (вверху слева), воды (вверху справа), скорости ветра (внизу слева), высоты волны (внизу справа) и рассчитанные значения интенсивности обледенения (в середине справа) и отмечены места, где были зафиксированы случаи соответственно медленного и быстрого обледенения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Качурин Л. Г., Смирнов И. А., Гашин Л. И. Обледенение судов. — Л., изд. ЛПИ, 1980. — 56 с. (ЛГМИ).
2. Методические указания по предупреждению угрозы обледенения судов. — Л., изд. ААНИИ, 1972. — 83 с.

CONTENTS

	P
1. Snowstorm forecast	4
2. Duststorm forecast	18
3. Big wind forecast	28
4. Basic long-range air pollution forecast	32
5. Avalanche danger forecast	52
6. Mudflow danger forecast	61
7. Forest fire danger forecast	67
8. Forecast Long period waves in ports	72
9. Seismic sea wave (tsunami) forecast	79
10. Optimal sea and ocean sailing routes in different hydrometeorological conditions	85
11. Glazed frost and white frost forecast	96
12. Ship icing forecast	104

*Угрозы → Сильные → Цунами,
бури*

СОДЕРЖАНИЕ

*146
Конт*

	Стр.
1. Прогноз метелей	4
2. Прогноз пыльных бурь	18
3. Прогноз сильного ветра	28
4. Прогноз фонового загрязнения атмосферы	32
5. Прогноз лавиноопасности	52
6. Прогноз селеопасности	61
7. Прогноз пожарной опасности в лесах	67
8. Прогноз тягуна	72
9. Прогноз цунами	79
10. Наивыгоднейшие пути плавания судов в морях и океанах в зависимости от гидрометеорологических условий	85
11. Прогноз гололеда, изморози и гололедицы	96
12. Прогноз обледенения морских судов	104

*наводнение
Танго
наводнение*

СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫЕ ПРОГНОЗЫ ПОГОДЫ

Учебное пособие

Редактор *О. С. Крайнова*

Корректор *С. В. Холина*

Сдано в набор 3.10.90. Подписано в печать 25.04.91.
Формат бумаги 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая.
Печ. л. 7,0. Уч.-изд. л. 7,0. Тираж 600 экз. Темплан 1991 г., поз. 203.
Зак. 3. Цена ~~1 р. 00 к.~~

ЛГМИ. 195196, Малоохтинский пр., 98.

6-30

Типография ВСОК ВМФ