

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ (РГГМУ)

На правах рукописи

НГУЕН ФЫОНГ ДОНГ

**РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ИНДОКИТАЯ ПРИМЕНИТЕЛЬНО
К ОСОБЕННОСТЯМ РАССЕЯНИЯ РАДИОНУКЛИДОВ В АТМОСФЕРЕ
ОТ ГИПОТЕТИЧЕСКИХ АВАРИЙНЫХ ВЫБРОСОВ АТОМНЫХ
ЭЛЕКТРОСТАНЦИЙ**

Специальность 25.00.30 - Метеорология, климатология, агрометеорология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук

НАУЧНЫЙ РУКОВОДИТЕЛЬ
доктор физико-математических наук,
профессор ГАВРИЛОВ А.С.

Санкт-Петербург – 2017

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
1 ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОБЩИЕ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОЛУОСТРОВА ИНДОКИТАЙ.....	10
1.1 Географическое положение полуострова Индокитай.....	10
1.2 Гидрологический режим полуострова Индокитай.....	18
1.3 Климат полуострова Индокитай.....	23
2 МЕТОДИКА РАСЧЕТА ХАРАКТЕРИСТИК НИЖНЕЙ ТРОПОСФЕРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ УСЛОВИЯ РАССЕЯНИЯ РАДИОНУКЛИДОВ.....	34
2.1 Постановка вопроса.....	34
2.2 Методика восстановления вертикальной структуры АПС на основе доступной информации.....	37
2.3 Обоснование возможности использования методики восстановления АПС в тропической зоне.....	40
3 РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ.....	44
3.1 Исходные данные для расчетов.....	44
3.2 Описание форматов входных данных модуля PBLGRAD.....	47
3.3 Результаты расчета характеристик полей ветра по высотам.....	48
3.4 Высота слоя перемешивания.....	52
3.5 Слабые ветры.....	56
3.6 Приземные инверсии температуры и их повторяемость.....	64
3.7 Повторяемость мощности приподнятых инверсий и среднее значение мощности приподнятых инверсий.....	67
3.8 Характеристики термической устойчивости атмосферы.....	69
4 МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ РАЗБАВЛЕНИЯ И ОСАЖДЕНИЯ РАДИОНУКЛИДОВ.....	75
4.1 Расчетные индикаторы факторов разбавления и осаждения.....	75

4.2	Результаты исследования фактора разбавления радионуклидов над территорией Индокитая.....	84
4.3	Результаты исследования факторов осаждения радионуклидов над территорией полуострова Индокитай	91
4.4	Выводы	95
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	97
	СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ.....	98
	СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	99
	ПРИЛОЖЕНИЕ А	103

ВВЕДЕНИЕ

Последние несколько десятилетий в мире наблюдалась тенденция к устойчивому росту потребления электроэнергии, в среднем на 1,5 – 2 % в год. Страны на полуострове Индокитай, как и многие окружающие страны региона (Китай, Бангладеш, Малайзия) показали весьма высокую динамику роста потребления электроэнергии. Действительно, по данным [1] потребность в электроэнергии стран АСЕАН (Ассоциации государств Юго-Восточной Азии) с 2000 по 2013 годы увеличилась более чем на 50%. Этот рост будет продолжаться и дальше, поскольку по состоянию на 2012 год [2] энергообеспечение в Таиланде составляет всего лишь 2243 киловатт часов на одного человека в год, во Вьетнаме – 1034, а в таких странах, как Камбоджа и Мьянма, – менее 150. Для сравнения укажем, что в России среднее потребление электроэнергии за этот год составило 6430, в США – 13394, а в Исландии – рекордные 51439 квт.-час на человека.

Рост потребления электроэнергии, в большей степени, зависящей от импорта ископаемого топлива, а также сопутствующие экологические проблемы, побудили страны региона искать эффективные пути для удовлетворения высокой потребности в ней национальных экономик. Одним из таких путей является ядерная энергетика, которая становится реальной альтернативой, способной в будущем обеспечить человечество количеством энергии.

В настоящее время в 8-ми государствах Азии действуют 103 атомных энергоблока суммарной мощностью 75 ГВт. По различным оценкам, к 2025 г. в Азии планируется сооружение от 40 до 80 новых энергоблоков [3]. В АСЕАН как минимум шесть стран имеют проекты развития атомной энергетике. Это Вьетнам, Таиланд, Мьянма – три страны на полуострове Индокитай, а также Индонезия, Малайзия и Филиппины.

Во Вьетнаме, в соответствии с документами [4, 5], к 2025 году запланирован ввод в эксплуатацию двух атомных электростанций (АЭС) с суммарной мощностью более 4000 мегаватт, которые в ближайшее десятилетие смогут

обеспечивать электроэнергию для развития промышленности на юге Вьетнама. В Таиланде в план развития энергетики включено строительство двух АЭС мощностью 1 000 МВт, которые начнут функционировать к 2036 году [1].

Первые предварительные исследования, посвященные развитию атомной энергетики в Индокитае, были проведены вьетнамским правительством в начале 1980-х гг. Затем в 1995 году было проведено еще одно, именно это последнее исследование и выявило необходимость развития атомной энергетики к 2015 г. [6]. На сегодняшний день Вьетнам обладает самыми активными амбициями в области ядерной энергетики в регионе, хотя он и сталкивается с рядом проблем, в результате нерешенности которых сроки постоянно сдвигаются.

Генеральный план, предусматривающий долю ядерной энергии в производстве электроэнергии в размере около 10 % к 2030 году, был принят правительством в 2011 году. В 2010 году Вьетнам подписал соглашения о строительстве реакторов с Японией и Россией, в которых каждая страна согласилась поставить по два реактора мощностью по 1000 МВт. Россия должна была построить первый, на АЭС Ninh Thuan 1 к 2020 году, а второй – к 2021 году.

В Таиланде, национальный совет по энергетической политике страны запросил технико-экономическое обоснование ядерной энергетики и одобрил строительство ядерного потенциала в своем Плане развития энергетики (ПРЭ) (2007 – 2021 годы). В каждом последующем ПРЭ были пересмотрены и расширены целевые показатели мощности и временные рамки для строительства ядерной энергетики. В 2015 году ПРЭ Таиланда включает в себя проекты двух АЭС мощностью 1 000 МВт, которые начнут функционировать к 2036 году.

Первоначальные идеи создания атомной энергетики в Мьянме начинаются в конце 2000 года, когда делегация Мьянмы во главе с министром науки и технологии посетила в Россию. В феврале 2001 года Мьянма получила официальное предложение России о возможном строительстве исследовательского ядерного реактора [7]. В следующем году Правительством Российской Федерации было принят проект о строительстве Центра ядерных исследований в Мьянме.

Однако, по ряду причин политического и экономического характера, проведение этого проекта было снова отложено.

Все страны Юго-Восточной Азии, заинтересованные в развертывании ядерной энергетики, сталкиваются с серьезными проблемами. Сюда входит поиск необходимого капитала на благоприятных условиях, создание нормативно-правовой базы, соблюдение международных норм и правил, поиск и обучение квалифицированного технического персонала и регулирующих органов, обеспечение общественной поддержки и радиационной безопасности.

Важную роль здесь играет и отсутствие достаточно густой сети метеорологических наблюдений (тем более на малонаселенных территориях), а также наработанных методик гидрометеорологического обеспечения безопасности АЭС для тропической зоны.

Немалое значение для принятия решений имеют и последствия некоторых крупных радиационных аварий в истории развития ядерной энергетики, таких как в 1986 году на Чернобыльской атомной электростанции, в 1979 году на Three Mile Island АЭС в США, на АЭС Фукусима-1 в 2011 году в Японии, а также некоторые другие, меньшего масштаба, которые способствовали большей осторожности в принятии решений и расширению исследований в области радиационной безопасности.

Все это вместе привело к необходимости проведения за последние годы серии исследовательских проектов на территории полуострова Индокитай по оценке последствий гипотетических аварий на АЭС для окружающей среды и населения в случае их размещения на этой территории.

Цель работы является районирование территории Индокитая по условиям атмосферного рассеяния радионуклидов, выбрасываемых от АЭС в результате возможных аварий.

Основные задачи исследований для решения поставленных целей в диссертационной работе:

1. Обосновать принципиальные возможности применения современных методов моделирования атмосферного пограничного слоя (АПС),

отработанных для умеренной зоны, к субэкваториальной зоне полуострова Индокитай.

2. Определить перечень параметров, характеризующих рассеивающие способности атмосферы исходя из сложившейся практики принятия управленческих решений в области природопользования.
3. Провести анализ доступных информационных ресурсов и сформировать архивы исходных данных для расчета в достаточном для статистического и пространственного анализа количестве.
4. Осуществить комплекс численных расчетов для территории полуострова Индокитай применительно к получению характеристик атмосферы, определяющих условия рассеяния радионуклидов.
5. Провести статистический анализ полученных результатов.
6. Построить карты территориального зонирования параметров, определяющих рассеивающие способности атмосферы.

Основными объектами исследования являются территория полуострова Индокитай, районы на юге Китая и территория Бангладеш, где возможно в будущем расположение источников выброса радиоактивных веществ, в том числе, непосредственно от элементов технологического обеспечения АЭС, а также хранилищ радиоактивных отходов.

Методической основой диссертационного исследования послужили современные требования по безопасности АЭС, достижения в области физики атмосферного пограничного слоя и численного моделирования атмосферных процессов.

Методологической основой диссертационного исследования послужили труды российских и зарубежных ученых как в области обеспечения безопасности ядерных объектов (Пэскуилл, Гиффорд), так и в области физики атмосферного пограничного слоя (А.С. Монин, А.М. Яглом, Дж.А. Бузингер, Дж.К. Вингаард, Р.Дж. Лэм, С.Р. Ханна, Д.Л. Лайхтман, С.С. Зилитинкевич, Б.Г. Вагер, А.С. Гаврилов).

Информационной основой диссертационного исследования являлись данные 39 метеостанций региона, а также данные аэросиноптического реанализа для данной территории за период 2005 – 2015 годы.

Научная новизна состоит в том, что впервые для территории полуострова Индокитай проведен комплексный статистический и климатологический анализ, построены климатологические карты факторов разбавления и осаждения радионуклидов от гипотетических аварийных выбросов АЭС, в случае их размещения на территории Индокитая.

Практическая значимость работы заключается в следующем.

Проведенные исследования позволят обеспечить требуемые нормативными документами величины максимальных значений факторов разбавления/осаждения радионуклидов высоких уровней обеспеченности (до 99.5 %) от аварийных выбросов АЭС, необходимых для достижения проектной безопасности функционирования АЭС в течение всего нормативного срока их эксплуатации (до 50 лет).

Положения и результаты, выносимые на защиту:

- результаты исследования сохранения на территории Индокитая закономерностей формирования вертикальной структуры АПС, характерных для умеренной зоны;
- результаты численного моделирования вертикальной структуры АПС и статистического анализа его характерных особенностей, определяющих условия переноса и рассеяния радионуклидов на территории Индокитая;
- результаты статистического анализа выбранных индикаторов турбулентного рассеяния в атмосфере и осаждения радионуклидов на поверхность;
- результаты районирования территории Индокитая по условиям переноса, рассеяния и осаждения радионуклидов от гипотетических аварийных источников их выброса.

Обоснованность и достоверность результатов определяются использованием современных методов численного моделирования АПС, а также

статистической обеспеченностью рассчитанных на основе архивов стандартной гидрометеорологической информации характеристик рассеивающей способности атмосферы.

Апробация результатов. Материалы диссертации докладывались на Итоговых сессиях Ученого Совета РГГМУ в 2015 и 2016 годах, а также научных семинарах кафедры МКОА РГГМУ.

Публикации. По теме диссертации имеется 4 публикации, в том числе 3 работы – в рецензируемых журналах из Перечня ВАК.

Личный вклад автора. Личный вклад автора состоит в формулировке задач работы, разработке и практической реализации позиций, выносимых на защиту, а также проведении комплекса расчетов.

1 ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОБЩИЕ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОЛУОСТРОВА ИНДОКИТАЙ

1.1 Географическое положение полуострова Индокитай

Полуостров Индокитай, расположенный в юго-восточной окраине материка Евразии, вытянут между водными бассейнами Индийского и Тихого океанов, включает такие страны, как Вьетнам, Камбоджа, Лаос, Мьянму и Таиланд. Его площадь составляет около 2 млн. км². На севере полуостров Индокитай граничит с Китаем, на западе граничит с Индией и Бангладеш, а на юге – с Малайзией. Полуостров Индокитай окружены водами Тонкинского залива (залива Бакбо), Южно-Китайского моря и Таиландского залива на юге и востоке. С запада омывается Бенгальским заливом и Андаманским морем, относящимся к Индийскому океану. Отличается от других южных полуостровов Азии изрезанностью береговой линии, сложностью тектонической структуры и разнообразием рельефа.

Рельеф характеризуется субмеридиональным расположением хребтов: на западе – Араканскими горами, в центральной части полуострова Шанским нагорьем и линейным хребтом Танентаунджи, в восточной части хребтом Чыонгшон. Между этими хребтами на севере вклиниваются обширные районы нагорья, а на юге находятся аллювиальные низменные равнины. [8].

Территорию Индокитая можно разделить на шесть основных физико-географических областей: северо-западные горы Мьянмы и долина Иравади, Шанское нагорье и Центральная горная система, горные системы и обширные дельты Вьетнама, нагорья и обширное плато Таиланда, низменности Камбоджи и Таиланда, полуостров Малакка.

Северо-западные горы Мьянмы и долина Иравади. На крайнем западе Индокитая, в пределах территории Мьянмы, протянулась горная система Ракхайн (Араканские горы), которые продолжают далее на Андаманских островах, а

затем на островах Суматра и Ява. Горная система Ракхайн состоит из параллельных хребтов, достигающих высоты до 3053 м (гора Виктория), и характеризует узкими, глубокими ущельями и крутыми склонами. Горы Поткаи, Чин и Нага в этой горной системе образуют естественную границу с Индией.

С востока к ним прилегает низменность реки Иравади, пересеченная низкими хребтами и холмами. Река Иравади, образуемая от слияния двух рек, берущих свое начало в горных районах Китая и Мьянмы. Протекая через центральную часть страны, Иравади, перед впадением в Андаманское море, разбивается на сотни небольших рек и создает большую дельту и кое-где заболоченную низменность. Площадь дельты около 30 тыс. км², протянувшейся вдоль берега Андаманского моря на 240 км. Годовой расход наносов составляет около 250 млн. т., и благодаря этому, в результате выноса огромного количества наносов дельта выдвигается в море за 100 лет на расстояние около 5 км. [9, 10]

Выше обширной Иравадийской равнины, недалеко от города Пьи, начинается гряда невысоких, поросших гор Пегу, преграждающих путь муссонам, что приводит к ограничению поступления влаги в более северные зоны.

На севере Мьянмы, у границы с Китаем, горные системы, известные как горные цепи “подковы”, достигают наибольшей высоты и охватывают центральные низменности и возвышенности. Здесь находится самая высокая точка полуострова Индокитай — вершина Кхакаборази (5881 м). Отсюда, постепенно понижаясь, тянутся к юго-востоку и юго-западу горные хребты Куму, Ганго и др.

Шанское нагорье и Центральная горная система. На востоке Мьянмы расположено Шанское нагорье, продолжающееся на территории Китая (под названием Юньнаньское нагорье), Лаоса и Таиланда, занимая при этом громадную территорию. Шанское нагорье в основном состоит из волнистой равнины, над которыми возвышаются сглаженные, пологие вершины и протягиваются горы центральной зоны Индокитая. Шанское нагорье является частью Индо-Малайской горной системы, поэтому гораздо старше гор центральной Мьянмы.

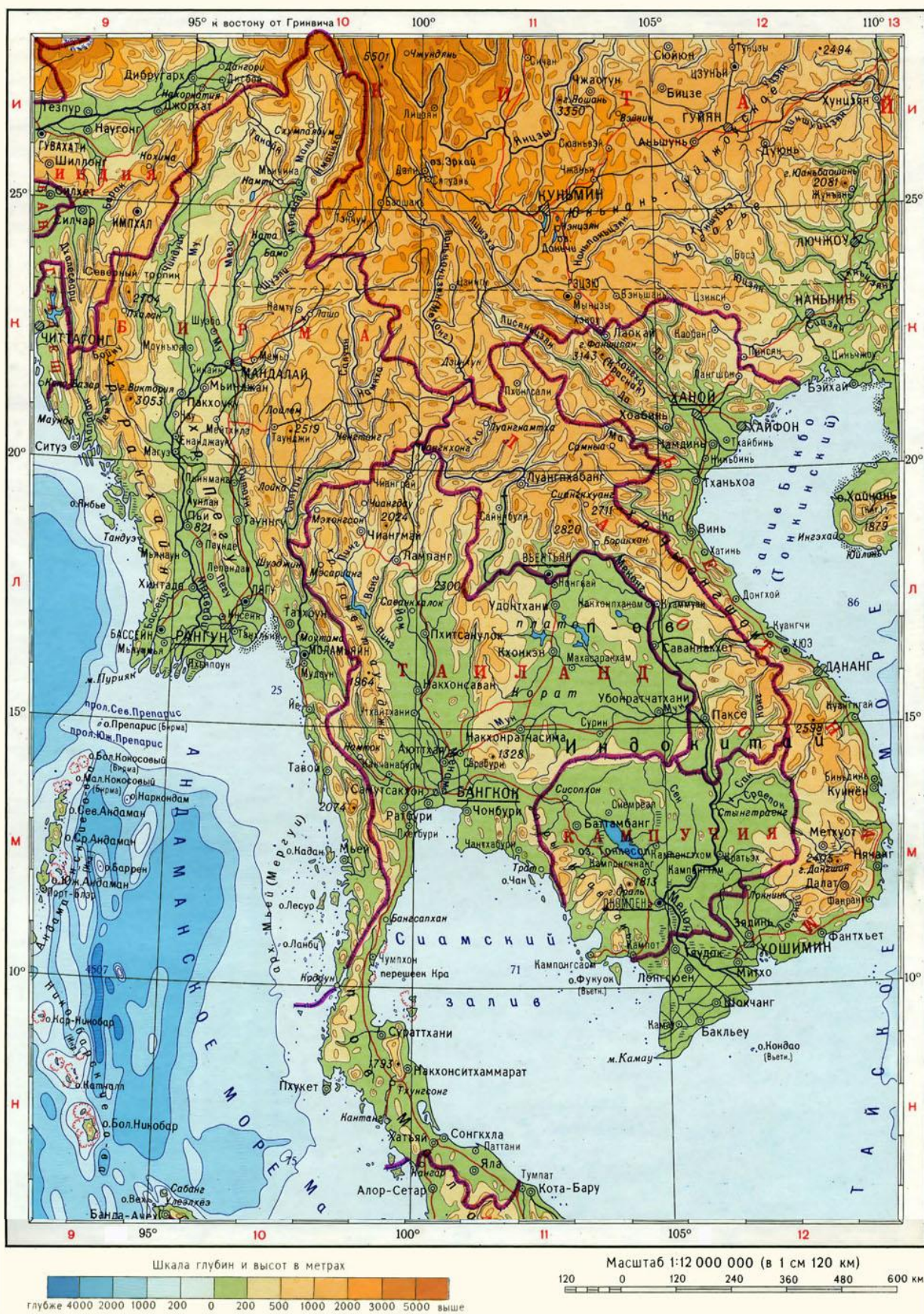


Рисунок 1.1 – Географическая карта полуострова Индокитай [11]

Шанское нагорье в восточной части образует труднодоступный горный район с высотами 2500 – 2600 м. Глубоко залегающая долина реки Салуин отделяет от него менее высокую западную часть нагорья, состоящую в основном из известняка с широким развитием карстовых процессов. К югу от Шанского нагорья тянутся параллельные цепи сильно расчлененных хребтов, достигающих 2000 м и постепенно снижающихся на полуострове Малакка. В Шанском нагорье Центральная горная система Индокитая смыкается с восточной частью, которая тянется через весь полуостров, следуя направлению восточного побережья.

Нагорье продолжается и в Лаосе, где его горный характер предопределяет изолированность отдельных районов Лаоса и затрудняет их связи с внешним миром. На северо-западе Лаоса хребет Пу-Кум, достигающий высоты 2000 м, образует естественную границу с Таиландом. К югу от хребта Пу-Кум находится каменистое плато Сиангкхуанг, отдельные вершины которого достигают 2500 – 3000 м. На юго-востоке плато переходит в цепи Чьонгшон (Аннамские горы), которые простираются до самого юга Лаоса. По ним проходит граница с Вьетнамом. В рельефе Центрального Лаоса преобладают невысокие плато, из которых самым обширным плато является плато Кхаммуан. К югу от его выделяется большая долина Саваннакхета с заливными рисовыми полями.

Центральная горная система, простирающаяся к югу Шанского нагорья, находится вдоль границы с Мьянмой, западнее Таиланда, и далее с севера на юг от Шанского нагорья до южной оконечности полуострова Малакка (между 11° и 19° с. ш.). Здесь много высоких расчлененных гор, в которых бурные потоки прорезали глубокие каньоны и узкие долины.

На территории Мьянмы, западные склоны Центральной горной системы образуют самую южную область Танинтайн. Наивысшей вершиной горной цепи на территории Мьянмы является гора Мулайт с высотой более 2000 м. Западные склоны хребта, открытые приносящим обильные осадки юго-западным муссонам, подвергаются сильной эрозии и денудации. Прибрежная полоса области под западными склонами хребта Танентаунджи неширока, лишь там, где реки впадают в Андаманское море и образовались аллювиальные низменности.

В пределах Таиланда, Центральная горная система разветвляется на три почти параллельные горные цепи. Первая горная цепь находится западнее (хребет Танентаунджи), расположена на рубеже с Мьянмой и тянется вдоль западной границы Таиланда, вплоть до полуострова Малакка. Вторая цепь - горы Меклонг - простирается между долинами рек Квенной и Квеяй. Горы Меклонг наглядно демонстрируют морфологическое родство между Западными горами и их восточными предгорьями, образующими окраинную зону центральной долины. Там, где реки Квеяй и Квенной сливаются, горы совсем исчезают. Здесь высокогорье отступает перед расширяющимися равнинами чисто наносного происхождения. Третья цепь отделяет Квеяй от Центральной долины.

В Центральной горной системе Индокитая берут начало некоторые притоки Чаупхрая, Салуина и Меконга. Горные реки, как правило, текут по крутым ущельям или зажатых горами долинам, с небольшой шириной.

Горные системы и обширные дельты Вьетнама. Вьетнам расположен на востоке полуострова Индокитая, имеет 3260 км длины побережья и разнообразную характеристику топографии. Около 3/4 части территории Вьетнама занимают горные системы, которые характеризуют снижением высоты гор с северо-запада на юго-восток. Из-за особенностей горного рельефа Вьетнама можно разделить на три разные горные системы. [12]

Первая горная система, расположенная на северо-востоке территории Вьетнама, окружает большую равнину нижнего течения реки Хонг. Эта горная система образует сектор с четырьмя дугами – дуга реки Нгам, дуга Нганшон, дуга Бакшон и дуга Донгчьеу. Зимой эти горы препятствуют распространению северно-восточного муссона дальше низовья реки Хонг. Поэтому в этом районе климат характеризует продолжительной холодной зимой.

Вторая система расположена в северо-западной части Вьетнама. Эти северо-западная и юго-восточная горные системы – хребет Хоангльеншон и часть хребта Чьонгшон. Скалистые горы, изрезанные глубокими ущельями, имеют высоту более 2000 м и образуют естественные границы с Лаосом и Китаем. Здесь находится одна из самых высоких гор полуострова Индокитай – Фаншипан

(3143 м). Этот район имеет характеры континентально-тропического климата с маленьким количеством осадков (меньше 1000 мм/год) и теплой зимой.

Третья горная система – самая длинная и самая высокая горная цепь на территории Вьетнама – хребет Чыонгшон, тянущийся вдоль восточной окраины полуострова Индокитай. Этот хребет начинается на территории Лаоса и закачивается на юге центральной территории Вьетнама, а также небольшой участок в северо-восточной части Камбоджи. Общая длина составляет около 1300 км и ширина – до 300 км.

На севере Чыонгшон характеризуется большими скалистыми горами, а в южной части Чыонгшона горные хребты часто чередуются с низкогорными и плато. Летом этот хребет закрывает юго-западный муссон, приходящий с Бенгальского залива. Поэтому на наветренных склонах хребта выпадают большие количества осадков (в год выпадает 2500 – 3000 мм осадков), а на подветренных восточных склонах – очень сухое, жаркое лето.

У подножия хребта Чыонгшон, со стороны Южно-Китайского моря, прибрежная полоса низменности изрезана узкими лагунами на северном побережье. На юге горы, состоящие из хребтов Хоаньшона и Батьма, ближе подходят к берегу, и прибрежная равнина распадается на отдельные участки, разделяемые гористыми выступами. Эти горы преграждают поток северо-восточного муссона на Юг Вьетнама и являются естественной границей двух климатических зон. Как следствие, на Севере существует длинная, холодная зима, а на Юге зимы не бывает, температура здесь имеет высокое значение и мало колеблется за весь год.

Вьетнам имеет 2360 больших и маленьких рек и каналов. Из них самыми большими речными системами являются системы реки Хонг и реки Кыулонг. Река Хонг находится на Севере страны и начинается в китайской провинции Юньнань. Речная система Кыулонг, находящаяся на Юге Вьетнама, является конечной частью речной системы Меконга и впадает в южно-китайское море по 9 гаваням. Соответственно с двумя большими системами этих рек, в низовьях

находятся две крупнейших равнины страны – равнина реки Хонг и равнина реки Кыулонг.

Равнина низовья реки Хонг и ее обширная дельта – один из самых густонаселенных районов не только в пределах Вьетнама, но и на всем земном шаре; они образуют резкий контраст с труднодоступным и редконаселенным нагорьем.

Нагорья и обширное плато Таиланда. Таиланд расположен в Южной части полуострова Индокитай и на полуострове Малакка, с запада омывается Андаманским морем, с востока Сиамским заливом Южно-Китайского моря. Территория Таиланда вытянута от самой северной точки до самой южной точки (около 1860 км). В целом формы рельефа Таиланда можно подразделить на три важнейших физико-географических района: континентальные нагорья, включающие районы северных и западных гор; обширное плато Корат и аллювиальные низменности.

Нагорья тянутся вдоль западных окраинных районов страны и занимают значительную часть территории на севере, северо-западе и западе, вплоть до границ Мьянмы и Лаоса. Топографически на севере страны и части северо-востока - эти горы (общие с Мьянмой и Лаосом) и горные долины состоят из простирающихся параллельно друг другу горных хребтов.

Плато Корат на северо-востоке Таиланда, доходящее почти до Бангкока и составляющее около трети территории Таиланда, занимает центральные районы Индокитая. С севера и востока Корат ограничен рекой Меконг и горами Лаоса, с юга ограничен уступами Санкампенг и Донг-Рек, а с запада окаймлен аллювиальными равнинами реки Чаупхрая. Район Кората представляет собой низкое блюдцеобразное плато, наклоненное к юго-востоку и состоящее из низких холмов и мелких озёр. В дождливый период значительные пространства здесь затопляются, но в засушливое время года этот край страдает от недостатка влаги.

На большей части территории Кората имеется единственная речная система реки Наммун (один из притоков Меконга). Только на северной и восточной окраинах плато дренируется небольшими реками, впадающими в Меконг. В

дождевой сезон реки быстро переполняются и затопляют широкие поймы. В связи с низменным рельефом спад воды происходит очень медленно, и, следовательно, низкие участки плато бесполезны для разведения риса.

От гор Северного Таиланда до Сиамского залива, аллювиальные равнины речной системы Чаупхрая (Чаопрайя) и её притоки образуют обширную центральную долину Таиланда. Центральная долина – это центр Таиланда, здесь сконцентрирована значительная часть населения и сельскохозяйственных земель. Она подразделяется на три основных подрайона: Бангкокская равнина, Верхняя равнина и Краевая равнины.

Бангкокская равнина начинается на севере, где реки Пинг и Нан, сливаясь, образуют Чаупхраю. Это единственная в Таиланде типичная аллювиальная равнина, образовавшаяся в результате накопления отложений реки. Наносы перекрывают толстым слоем эрозионную поверхность, и ежегодно дельтовая равнина покрыта новыми мощными илистыми слоями.

В отличие от других стран Индокитая, Камбоджа преимущественно равнинна. Вся страна, кроме узкой полосы побережья моря, расположена в бассейне реки Меконг и окружена почти со всех сторон горными хребтами: горами Кравань на юго-западе, хребтами Элефан на юге и Дангрек на севере. Она сложена аллювиальными отложениями и озёрными рыхлыми отложениями Меконга и его притоков. Здесь находится самое крупное на полуострове Индокитай озеро Тонлесап. [13]

Около трети территории Камбоджи занимают лесные массивы, которые играют очень важную роль в хозяйстве страны. Горные районы – Кравань и Дангрек – покрыты густыми влажнотропическими лесами, богатыми по видовому составу, около 1000 видов растений. Самая высшая точка страны – гора Ораль, которая находится в восточной части хребта Кравань и достигает 1813 м.

Полуостровная часть Таиланда находится на полуострове Малакка – крупном полуострове в Юго-Восточной Азии, являющимся южной оконечностью полуострова Индокитай. Омывается на западе Андаманским морем, на востоке Южно-Китайским морем и его Сиамским заливом. В средней части рельеф

представляет собой низкие и средневысотные горы. Протяженность изогнутой полумесяцем береговой полосы этой части параллели до малайской границы более 900 км. Ширина её колеблется от 16 до 240 км. Две береговые зоны полуострова формируются из равнинной, а его осевую часть представляют горы Центральной горной системы. Между ними находятся небольшие и сильно расчлененные долины.

Вдоль западного края этой части региона тянется хребет Танаоси, через который проходит граница между Мьянмой и Таиландом. К югу, где ширина полуострова менее 32 км, хребет Танаоси внезапно прерывается, сменяясь узкой береговой равниной. Однако почти сразу же начинается следующий хребет, простирающийся в направлении с север-северо-востока на юг-юго-запад. Наибольшей высоты хребет достигает на севере (1200 м), однако южнее хребет снижается менее 100 м. Хребет разделяется на две ветви: западная ветвь находится в Мьянме, а восточная ветвь, так называемый хребет Пукет, тянется к югу от перешейка Кра и продолжается на острове Пукет.

На востоке главный хребет полуострова начинается на острове Тао, который расположен около восточного побережья на 10°05' северной широты и тянется вдоль побережья вплоть до территории Малайзии. В северной части этого хребта вершины особенно высоки и достигают 1800 м, а в южной части хребта большинство вершин не достигает 1000 м, и местами хребет совершенно исчезает под наносами аллювиальных равнин.

1.2 Гидрологический режим полуострова Индокитай

Полуостров Индокитай имеет густую речную сеть. Все крупные реки Индокитая (реки Меконг, Хонг, Салуин и Иравади) берут начало в горах Гималайско-Тибетской системы на высоте около 4500 метров, пересекают горные хребты и плоскогорья Индокитая, но их нижние течения проходят по обширным низменным равнинам среди собственных отложений. В большинстве в южной части полуострова Индокитая расположены обширные аллювиальные равнины и

дельты, где располагаются крупнейшие порты и города стран Индокитая, являющиеся основными наибольшими районами скопления населения в этом регионе. Например, это Янгон – столица Мьянмы – расположенный в 35 километров от моря и находящийся на одном из главных русел реки Иравади, или город Моламьяйн, находящийся в устье Салуина, а так же город Хошимин Вьетнама, расположенный в нижнем течении реки Меконг [14].

Режим рек Индокитая сильно отличается от режима рек умеренных широт. Из-за большого годового количества осадков, которые интенсивно выпадают в дождевом сезоне, количество воды, поступающее в водосборный бассейн и выносимое в море, в индокитайских реках в несколько раз больше, чем в умеренных широтах. Снос реками большого количества почвы приводит к понижению поверхности почти на всей территории водосборного бассейна. [15].

Все реки полуострова обладают муссонным режимом. Они имеют огромные гидроэнергетические ресурсы, которые практически ещё с трудом освоены. Навигация на этих реках была затруднена из-за потока различных сезонных изменений, с быстрым течением секций и водопадами в горных районах. [16].

1.2.1 Река Меконг

Самой крупной рекой на полуострове Индокитай является река Меконг. Её длина около 4800 км с площадью бассейна 810 тыс. км², средний расход реки составляет 14 тыс. м³/с. Сухой сезон начинается с ноября по апрель, а дождевой сезон начинается с мая по октябрь. Среднегодовое количество осадков выпадает на территории бассейна Меконга достигает 2000 мм.

Река Меконг, протекающая по территории всех стран полуострова Индокитай и частично образующая границу Лаоса с Мьянмой и Таиландом, берёт свои истоки в ледниках хребта Тангла на Тибетском нагорье Китая, на высоте около 6500 м. Она пересекает Юньнаньское нагорье, Шанское нагорье, плато Корат, Камбоджийскую равнину и впадает в Южно-Китайское море.

Течение реки Меконг можно разделить на три части: верхнюю, среднюю и нижнюю. Верхний Меконг в пределах Китая течёт с севера на юго-восток и

протекает преимущественно по дну глубоких ущелий. Средняя часть занимает территории Лаоса, Мьянмы и Таиланда. В Лаосе река сначала течёт на юг, затем на границе с Таиландом изменяет направление на восток. Нижний Меконг в пределах Камбоджи и Вьетнама течёт в южном и юго-восточном направлении. На территории Вьетнама река разделяется на 6 притоков, впадает в Южно-китайское море по 9 гаваням и образует обширную дельту - одну из крупнейших в мире.



Рисунок 1.2 – Основные речные системы на территории Индокитая (1 – река Меконг, 2 – река Хонг, 3 – река Чаупхрая, 4 – река Салуин и 5 – река Иравади)

Климат на территории речного бассейна в целом характеризует для всей территории Индокитая – тропический муссонный. Тропический муссонный режим отличается высокой сезонностью осадков из-за разворота зимнего / летнего воздушного потока. Летом влажный воздух из Индийского океана приносит большие количества осадков, и влажный сезон развивается. Зимой система высокого давления развивается над Азиатским континентом и становится источником очень сухих воздушных масс, который приносит более низкие температуры, но мало осадков. Из-за влияния муссонной циркуляции, режим реки Меконг характеризуется изменением уровня воды по сезонам: в летнее время осадки юго-западного муссона приводят к формированию наводнения, происходящие в низовьях и дельте Меконга; а в сухой сезон поток реки уменьшается и начинает снижаться в ноябре. Самые низкие уровни потока Меконга обычно наблюдаются в апреле, а самые высокие уровни воды происходят в августе или сентябре. [13, 17, 18].

1.2.2 Система реки Хонг

Система реки Хонг (Красная река), находящаяся на севере и северо-востоке Вьетнама, течет от источника в китайской провинции Юньнань и впадает в Тонкинский залив (залив Бакбо) Южно-Китайского моря. На протяжении 1200 км река Хонг протекает через три страны, включая Китай, Лаос и Вьетнам, в общем юго-восточном направлении, совпадающем с простиранием горных хребтов. Река несет большое количество ила, богатого оксидом железа, который придает ей красный цвет.

Гидрологический режим реки Хонг зависит, больше всего, от особенностей климатических условий, которые характеризуются достаточным увлажнением. Из-за муссонного характера климата с двумя хорошо выраженными влажным и сухим сезонами река имеет нерегулярный поток и подлечит затоплению, особенно в период половодья июнь-октябрь. Ежегодные осадки сильно варьируются в диапазоне 1200 – 3000 мм/год во Вьетнаме. Около 80 % осадков приходится на лето (май-октябрь).

В нижнем течении река образует обширную дельту. Дельта реки Хонг является плоской, треугольной областью, меньшей, но более интенсивно развитой, чем дельта реки Меконга. Почти полностью построено из наносов, Дельтой ранее была продолжением Тонкинского залива, который с тех пор был заполнен отложениями реки Хонг. [19].

1.2.3 Система реки Иравади

Река Иравади является одной из великих рек не только на полуострове Индокитай, но и также в Азии. Это самый важный торговый водный путь Мьянмы протяженностью 2170 км и общую площадью бассейна около 411 000 км² (почти полностью находится на территории Мьянмы). Источник реки берет начало в юго-восточном отроге Гималаев и Тибетского нагорья на высоте около 5000 м. Направление север-юг горных хребтов Мьянмы отражается в потоке ее основных рек. Почти все реки в Мьянме текут с севера на юг, и так же река Иравади течет от самых северных гор до южной равнины через дельтовую зону, доставляя воду и осадки в Бенгальский залив и в Андаманское море. [20].

Бассейн реки Иравади в Мьянме условно разделен на три части, которые включают Верхние, Средние и Нижние течения Иравади. В верховьях Иравади и её притоки текут в глубоких ущельях через джунгли. Река Чиндуин и несколько более мелких притоков впадают в Иравади в бассейне Верхней Иравади. Далее река пересекает западную часть Шанского нагорья, образует три ущелья, ширина русла которых составляет 50 – 100 м. В среднем и нижнем течении Иравади пересекает обширную равнину Иравади, где река образует широкую террасированную долину. У дельты Нижней Иравади 9 рукавов являются главными притоками, через которые воды реки впадают в Индийский океан.

В бассейне реки Иравади преобладает тропический и субэкваториальный муссонный климат. Из-за муссонных дождей, которые начинаются с юго-западного муссона в период с середины мая до середины октября, объем Иравади и ее притоков сильно меняется в течение года. Во время сезона дождей юго-западные муссонные ветры сталкиваются с западными горами и прибрежными

хребтами, чтобы вызвать сильный дождь. В бассейне Нижней Иравади южная часть бассейна испытывает сильные муссонные ливни, и реки несут большие количества осадков. По влиянию муссонного характера дождя, самый высокий уровень воды фиксируется в августе, а самый низкий в феврале. Колебание уровня воды в Иравади составляет 8 – 11 м, а ширина реки во время наводнения иногда увеличивается в 4 – 5 раз.

1.2.4 Река Салуин

Салуин – река большой протяженности, протекающая параллельно с Иравади, начиная с Тибетского нагорья и недалеко от источников Меконга. Река Салуин течет через Китай, Мьянму и Таиланд, пересекает провинцию Юннань, Шанское нагорье, вдоль границы Таиланда и впадает в Андаманское море. Река Салуин приблизительно 2815 км в длину, является второй по длине рекой в Юго-Восточной Азии после реки Меконг. Преимущественное направление Салуина направляет с севера на юг.

На территории бассейна Салуина определяется влиянием северо-восточного муссона зимой и юго-западного муссона летом. Во время дождевого сезона количество осадков на побережье бассейна достигает 4000 мм, и тоже наблюдаются высокие уровни воды.

Во время паводков большой объём воды задерживает течение вод притоков Салуина, вызывая наводнения. Особенно в период летних дождей река затопляет большие площади прибрежной полосы. [20].

1.3 Климат полуострова Индокитай

Существенно, что все страны полуострова Индокитай находятся именно в субэкваториальной зоне. Поэтому климат здесь имеет характерные черты тропической муссонной зоны. Влияние муссонов на территории Индокитай благоприятствуют два основных фактора: географическое положение полуострова между экватором и северным тропиком и особенности рельефа. Регулярное

сезонное чередование направления ветра от северного (зимой) и южного (летом), контролирует практически все аспекты условий климата. Однако, из-за сложной конфигурации рельефа здесь существует целый ряд особенностей локального климата.

Для этого региона на севере можно установить 4 сезона: холодный и сухой сезон длится с ноября по февраль (зима), жаркий сухой и крайне переменных ветров длится с марта по май (весна), сезон юго-западного муссона длится с мая до конца сентября (лето) и прохладный сезон с периодом ослабления муссона (осень). Зимнее полугодие характеризуется низкими температурами и влажностью воздуха, а летнее полугодие характеризуется наиболее высокими.

На юге полуострова характерны только 2 основных сезона: дождевой сезон и сухой сезон.

1.3.1 Тепловой режим

Температурный режим атмосферы формируется под влиянием комплекса климатообразующих процессов и географических факторов климата, таких как: приход-расход солнечной радиации, общая циркуляция атмосферы, географическая высота места над уровнем моря и т.д. Главным из них является солнечная радиация, которая обуславливает в значительной степени общие закономерности температурного режима атмосферы.

Территория полуострова Индокитай находится в субэкваториальной зоне северного полушария, характеризующейся большой высотой солнца и как известно, что в этой зоне существует прохождение солнца через азимут дважды в год. Поэтому большая часть территории Индокитая, за исключением некоторых горных районах, получает огромное количество излучения солнца и высокие температуры в течение всего года. Так, общая суммарная солнечная радиация на юге Индокитая близки экватора достигает 586 – 669 кДж/см² в год, а в северных районах около 502 – 540 кДж/см² в год.

Среднегодовая температура характерна для тропического муссонного климата, с жарким и дождливым летом и теплой сухой зимой, и составляет от

20⁰С до 28⁰С (рисунок 1.3). Наиболее умеренным климатом является северная часть Мьянмы. Температура воздуха над океаном столь же высока и имеет малую годовую амплитуду. А над сушей годовая амплитуда колебания температуры воздуха больше, и растёт с географической широтой.

Различия в широте и влияние рельефа наложили два температурных режима, режим Юга и режим Севера Индокитая: На юге интервал времени между днями прохождения солнца через зенит достаточно большой. Распределение температуры между месяцами равномерно. Это значит, что различия между зимой и летом практически нет. Диапазон температуры между самым холодным (в декабре) и самым жарким месяцами (в апреле) примерно равен 3,6⁰С. Главной отличительной чертой того, что ход температуры имеет вид хода тропической зоны, является существование двух максимумов при прохождении солнца через зенит. В северных районах наблюдают более низкие температуры, и разница температуры между летом и зимой в значительной степени очевидна. В году минимальное значение температуры наблюдается в январе, а максимальное – в июне. Разница между зимой и летом достигает 5 – 10⁰С.

В отличие от Индостана, полуостров Индокитай не отделяется от остальной части континента широтными орографическими преградами. Все его горные системы растягиваются с севера на юг и не препятствуют вхождению в пределах полуострова континентальных воздушных масс с севера. Зима в северной части Индокитая проникает с континентальным муссоном, что вызывает похолодание воздуха. В связи с рельефом, средняя температура на высотах до 1000 м не превышает 16⁰С. В холодные месяцы (декабрь и январь) средняя температура иногда падает до 4⁰С, а в высокогорных районах на севере Мьянмы наблюдаются более низкие температуры, достигающие точки замерзания.

Но к Югу полуострова от 15⁰ с.ш. влияние континентальных воздушных масс уже уменьшается, и средняя температура здесь в холодные месяцы достигает 22 – 24⁰С. Так, например, в Бангкоке средняя температура в феврале равна 28⁰С. Однако самый жаркий месяц почти на всем полуострове не июль, а апрель,

предшествующий началу экваториального муссона. Температура может достигать самого высокого уровня в центральной части Мьянме со средними дневными максимумами в диапазоне от 30° С до 40° С. Например, в Янгоне максимальное значение температуры наблюдается в апреле и равно 40 °С, а в других местах внутренних равнин средняя температура жарких месяцев превышает 30 °С.

1.3.2 Количество осадков

Юго-западные экваториальные муссоны, приносящие основную массу влаги на большую часть полуострова Индокитая, играют важную роль. Связано это с тем, что западное побережье является самым влажным районом полуострова. Годовое количество осадков достигает 3000 мм, и 80 % их выпадает в летние месяцы. А в северной части Индокитая, муссон приходит со стороны Южно-Китайского моря и меняет направление на юго-восточное, что приводит к сильным ливням. Ливни часто сопровождаются тропическими тайфунами, пронесшимися над Индокитаем с июля по сентябрь. [21]

На восточном побережье Индокитая наибольшее количество осадков приходится на осень и зиму (с октября по март), когда зимний муссон (пассат), получающий северо-восточное направление, приносит дожди и влагу. А летом на восточном побережье бывает сухо, когда доступ летнего муссона закрыт горным хребтом ЧыонгШон. Несмотря на это, количество осадков на большей части восточного побережья составляет от 1500 до 3000 мм в год.

На крайнем юге, на Малаккском полуострове, климат постепенно переходит в экваториальный климат. Режим осадков здесь характеризуется двумя периодами максимумов во время осеннего и весеннего равноденствий. Наименьшее количество осадков выпадает на внутренних низменностях и плато Индокитая.

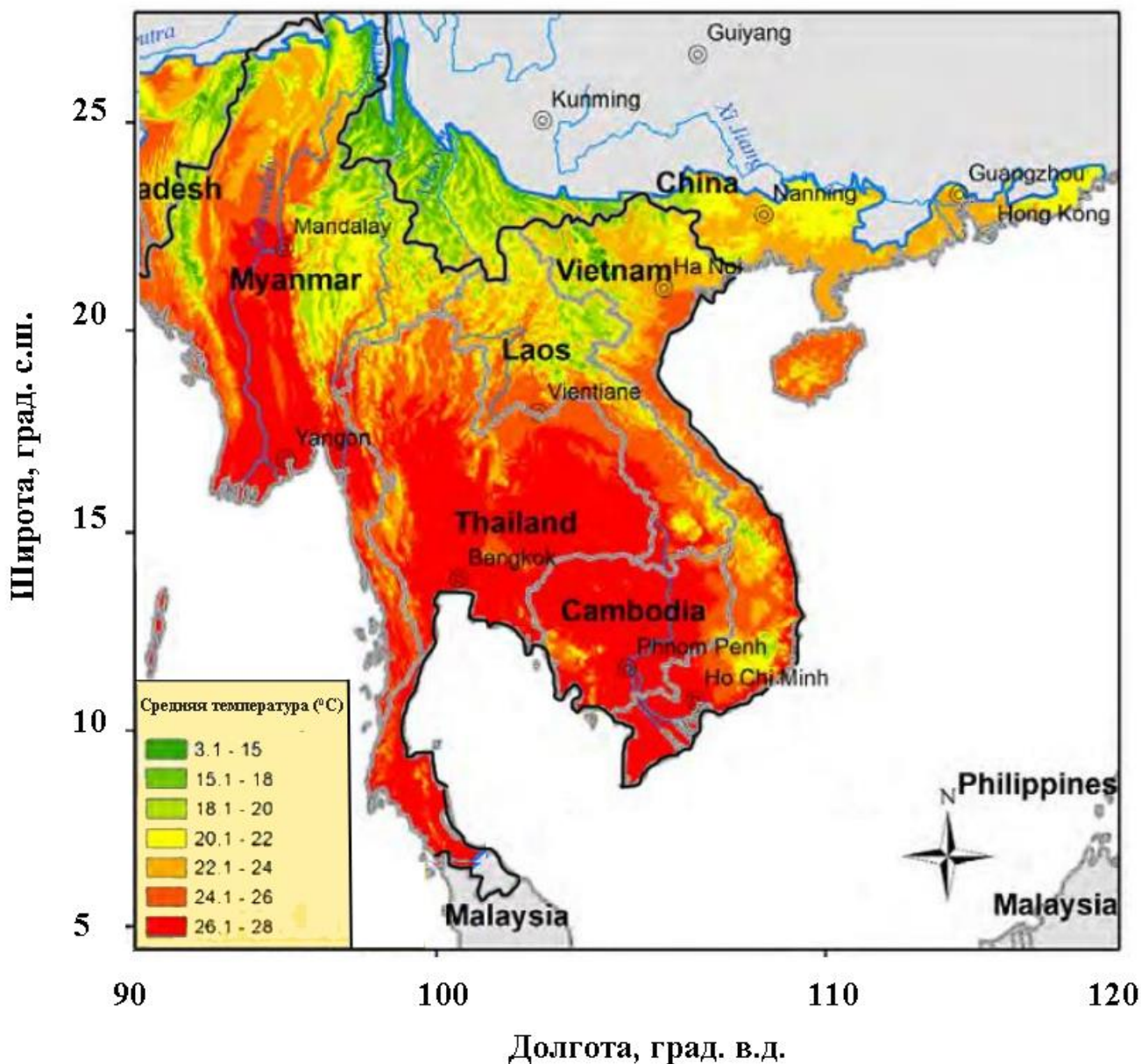


Рисунок 1.3 – Среднегодовая температура на территории Индокитая [22]

Содержание влаги в тропических воздушных массах настолько велико, и восходящие токи так мощны и неизменны, поэтому на некоторых метеорологических станциях отмечались случаи выпадения сильных дождей из-за тайфуна выше 400 мм. Сильные дожди и бурные ливневые потоки, которые вызывают усиленный поверхностный смыв, приводят к мощному выветриванию и развитию оползней на склонах холмов. Кроме того в районах с чередованием сухого и дождливого сезонов, например, в Мьянме и Таиланде, в период засухи почва дает много трещин, и её верхний слой становится рыхлым. Поэтому эти

районы подвержены чрезвычайно сильным поверхностным смывам. Из-за этого реки Индокитая выносят большое количество обломочного материала и быстро увеличивают свои дельты. [23].

1.3.3 Атмосферная циркуляция

Условия давления в Индокитае управляются путем изменения барометрического распределения над Азией и над морями, которые окружают континент на юг и восток. Зимой, Азия является местом хорошо развитой высокого давления с центром вблизи озера Байкал и ветры (северо-восточный муссон) дуют в направлении от суши к области низкого давления в экваториальных широтах. С другой стороны, в летнее время, зона низкого давления расположена над центральной частью Азии, и это вызывает разворот направления ветра с северо-востока на юго-запад. В целом, в связи с сезонными изменениями давления, циркуляция воздуха имеет хорошо выраженные сезонные различия.

На полуострове Индокитай существуют две основные системы циркуляции воздуха – это пассатная и муссонная циркуляции.

Пассатная циркуляция северного полушария – устойчивые ветры дуют из центральной субтропической области высокого давления зоны (30° – 35° с. ш. Тихого океана) к экватору с северо-восточного направления. Но влияние пассатной циркуляции не постоянное из-за влияния центров муссонных циркуляций.

Муссон представляет собой сложную климатическую деятельность вокруг экваториальных зон Земли. Это вызвано изменением положения Солнца вокруг экватора в годовом сезоне. Области высокого и низкого давления и разности температур поверхности земли и воды океана вызывают сильные ветры и чрезмерные воздушные потоки, которые длятся месяцами.

Возникновение муссонов над территорией Индокитая в основе связано с взаимодействием двух морских воздушных масс: южной и северной тропической воздушной масс.

Муссон наиболее заметен в Юго-Восточной Азии. Это связано с тем, что летом азиатское внутреннее пространство нагревается солнцем, и его температура быстро повышается, на Азиатском континенте образуется так называемый теплый циклон с центром, находящимся в южной части Азии, создавая тем самым обширную область низкого давления. Воздушный поток направлен из центра высокого давления Бенгальского залива (Индийский океан) к земле по юго-западному направлению. Этот воздушный поток называется юго-западным муссоном в Азии. Юго-западный муссон, который обычно начинается примерно в мае и длится до октября, приносит влажный океанский воздух во внутреннюю Азию и вызывает непрерывные обильные осадки, что приводит иногда даже к наводнениям на полуострове Индокитай. Особенно при прохождении во Вьетнам через хребет Чыонгшон, воздух становится очень сухим и жарким. За счет эффекта фена на ветреных склонах хребта Чыонгшона (на территории Лаоса) происходят большие сильные дожди, а на восточных склонах, наоборот, стоит сухая и жаркая погода у побережья центральной части Вьетнама. [24]

Муссонная циркуляция северо-восточной Азии охватывает азиатскую часть России, Японию, Северную Корею, Китай и полуостров Индокитай. Большое количество масс холодного сухого воздуха выдувается из центра высокого давления Сибири в центр низкого давления Суматры (Индонезия). Этот преобладающий северо-восточный ветер называется «северо-восточным муссоном». На территории Индокитая, северо-восточный муссон модифицируется на два типа прохождения: через континентальную территорию Китая с севера направления и через Южно-Китайское море с северо-восточного направления.

С северо-восточными ветрами в зимнее время на севере Индокитая поступает холодный и сухой континентальный воздух. Здесь отмечается одна особенность: по мере движения к югу, из-за влияния Гималаи и Тибетского нагорья, которые не только задерживают холодные воздушные массы, и также препятствуют их распространению на юг, ослабевает влияние азиатско-континентального антициклона на образование зимних муссонов над центральной

и южной частью территории Индокитая. Над этими частями зимой важную роль в формировании зимних муссонов играют пассаты.



Рисунок 1.4 – Летний муссон

Муссонная циркуляция юго-восточной Азии. В период с июня по сентябрь, в северном полушарии, воздух нагревается, расширяется и образуется область низкого давления над Центральной Азией. И в тот же период в южном полушарии наступает зима. Низкая температура приводит к тому, что воздух становится холодным и плотным, образуя область высокого давления над Австралией. По этой причине существование воздушной массы направляется из южного полушария через экватор с юго-восточного направления. Ветер начинает направлять от центра высокого давления субтропической зоны южного полушария в центр низкого давления Индия – Мьянма. Фактически, эта пассатная циркуляция южного полушария, и она проходит через экватор и Южно-китайское море, стремясь к восточному побережью Индокитая. По характеру этот муссон

носёт с собой тропический, морской воздух, поэтому он обладает высокой влажностью и высокой температурой, образуя жаркую, влажную и дождливую погоду. Из-за этого муссона летом на территорию Вьетнама нечасто влияет тропический циклон, который формируется над Тихим океаном.



Рисунок 1.5 – Зимний муссон

Таким образом, можно заключить:

1. На климат холодного полугодия (обычно с ноября по март) влияет две основные воздушные массы: это пассат северного полушария и модифицированная полярная воздушная масса. Над территорией Индокитая модифицированная полярная воздушная масса поступает из внутренней Азии, проходящий через территорию Китая, и приносит холодной и сухой воздух, образуя зимний муссон. Этот муссон направлен с севера и северо-востока. Из-за влияния Гималаи и Тибетского нагорья, задерживающего и препятствующего распространению к югу, модифицированная полярная воздушная масса только

проявляется до широты 16 – 17⁰ с. ш. Из-за этого в некоторых районах на севере Лаоса, Мьянмы и Вьетнама может быть довольно прохладно по вечерам и по утрам.

2. Летом юго-западная воздушная масса, направляющаяся от Бенгальского залива в территорию Индокитая, является главной влияющей воздушной массой. Она начинается примерно в мае и длится до октября, приносит сильные дожди и большое количество осадков.

1.3.4 Атмосферные возмущения

Над территорией Индокитая существуют два неоднородных воздушных течения по сезонам: сухой и холодной зимний муссон направлен с континента и летний муссон, содержащий большие количества водяного пара, направляет с океан и сопровождается сильными дождями. В сущности, условия климата в некоторых районах не обязательно формируются таким образом в том случае, если одновременно в атмосфере присутствуют другие циркуляционные факторы, такие как тропические циклоны, тропические депрессии и внутритропическая зона конвергенции (ВЗК).

Тропические циклоны. Тропические циклоны или тайфуны, похожие на ураганы, которые вторгаются в юго-восточные районы США, являются регулярными явлениями в большей части Юго-Восточной Азии, особенно в части Индокитая во Вьетнаме. Тропические циклоны обычно появляются летом в северо-западной части Тихого океана и концентрируются в мае и ноябре в северной части Индийского океана. Они могут вызывать не только сильные ливни, но также большие волны на поверхности моря, штормовые нагоны и смерчи. Прибрежные районы Вьетнама являются наиболее разрушаемыми районами, когда тропические циклоны северо-западного района Тихого океана двигаются на запад от Южно-Китайского моря и перемещаются по суше вдоль восточного побережья Вьетнама [25]. А в южной части Индокитая, на севере Индийского океана Бенгальский залив ежегодно формируется 4 – 6 тропических циклонов, которые доминируют в апреле-мае (до муссонов) и в октябре-ноябре,

сразу после муссонов, и поражают Таиланд и Мьянму. Большинство тропических циклонов происходят в Южном Андаманском море и входят в Бенгальский залив. Иногда тропические циклоны и бури смещаются из Бенгальского залива и пересекают центральную часть Мьянмы.

Тропические депрессии. Тропические депрессии представляют собой относительно небольшие тропические циклоны. Они не сильны, как тропические штормы, однако со временем тропические депрессии могут стать более организованными и более интенсивными. У тропических депрессий ветры имеют скорость менее 60 км/ч. Следствие тропической депрессии вызвано повреждением шквалов близи центра депрессии, сопровождающихся сильными дождями, которые вызывают наводнения на некоторых районах.

Внутритропическая зона конвергенции (ВЗК). Эта зона называется также зоной схождения пассатов, внутритропическим фронтом. Внутритропическая зона конвергенции является характерным возмущением тропической зоны, которая совпадает с зоной низкого атмосферного давления вдоль экватора. В области пассатов над Атлантическим и Тихим океанами внутритропическая зона конвергенции смещается по сезонам в пределах 5 – 7° широты. Над континентом Азии, Индийским и западом Тихого океанов, где преобладает муссонная циркуляция, летом эта зона проявляется как схождение двух потоков воздуха с противоположным направлением - пассатного потока северного полушария и летнего муссона.

Зимой Северного полушария воздушные течения зимнего муссона, перетекшие через экватор, направляют с северо-запада и встречают юго-восточный пассат, образуя зимнюю ВЗК. Таким образом, смещение ВЗК над Индокитаем по экстремальными сезонами весьма значительно (около 25 – 30°).

2 МЕТОДИКА РАСЧЕТА ХАРАКТЕРИСТИК НИЖНЕЙ ТРОПОСФЕРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ УСЛОВИЯ РАССЕЙНИЯ РАДИОНУКЛИДОВ

2.1 Постановка вопроса

Применительно к получению на стадии проектирования АЭС разного рода оценок условий рассеяния радионуклидов действует единая методология, сформулированная в документах по безопасности МАГАТЭ [26,42], предусматривающая три основных направления исследований:

1. Первичный (предпроектный) уровень исследования, включающий:

- сведения о направлении и скорости ветра в приземном слое;
- характеристики термической устойчивости атмосферы в приземном слое.

2. Детализированный уровень - изучение для региона строительства АЭС климатических характеристик вертикальной структуры нижней тропосферы, в частности:

- вертикальные градиенты температуры и скорости ветра;
- высоты приземных инверсий температуры;
- высоты и мощности приподнятых инверсий температуры;
- высоты слоя перемешивания;
- вероятность штилей и слабых ветров.

3. Проектный уровень исследования, включающий расчет факторов разбавления и осаждения высоких уровней статистической обеспеченности (до 99.5 %).

Первичный уровень должен достигаться на предпроектной стадии создания АЭС, так называемом уровне ОБИН (ОБоснование ИНвестиций), на котором должна быть выбрана площадка строительства. Для этой цели оказывается возможным привлечение лишь данных стандартных метеонаблюдений на синоптических станциях, где они проводятся на одном уровне (температура и

влажность измеряются на высоте 2 м, а направление и скорость ветра на высоте 10 м). Расчет термической устойчивости атмосферы осуществляется здесь по упрощенной методике Пэскуилла-Гиффорда, рекомендованной в [26]. При этом вводятся так называемые «литеральные» обозначения для категорий устойчивости:

1. А – предельно неустойчивая или наиболее неустойчивая.
2. В – умеренно-неустойчивая.
3. С – слегка неустойчивая.
4. D – нейтральная.
5. Е – слегка устойчивая.
6. F – умеренно-устойчивая.

Категории “А” и “В” наблюдаются при слабом ветре в дневное время. Категория “С” - при ветре от умеренного до сильного, вечером при ясном небе или днем при слабой облачности. Категорию “D” следует использовать для условий сплошной облачности, как в дневной, так и в ночной периоды, а категории “Е” и “F” – ночью при чистом небе или слабой облачности.

Первоначальный способ распределения классов категорий по данным метеостанции в соответствии с [26] представляет в Таблице 2.1.

Таблица 2.1 – Категории устойчивости Пэскуилла-Гиффорда в соответствии с [26]

Скорость ветра U (м/с) на высоте 10м	Дневной период. Уровень солнечного освещения			Ночной период. Условие облачного покрова	
	Интенсивный	Умеренный	Слабый	Тонкая сплошная облачность или облачность более 5 баллов	Облачность менее 5 баллов
$U < 2$	A	A-B	B	F	F
$2 \leq U < 3$	A-B	B	C	E	F
$3 \leq U < 5$	B	B-C	C	D	E
$5 \leq U < 6$	C	C-D	D	D	D
$6 \leq U$	C	D	D	D	D

Недостатки такого подхода вполне очевидны, поскольку помимо измеренных значений скорости ветра здесь требуются весьма условные данные об уровне солнечного излучения и облачности.

Для устранения указанного пробела в работе [27] была предложена более совершенная методика, увязывающая категорию устойчивости с величиной масштаба L_{MO} в теории подобия Монина-Обухова [28] для приземного слоя (Таблица 2.2), однако для получения L_{MO} требуется, вообще говоря, организация микроструктурных измерений скорости ветра и температуры, или хотя бы градиентных измерений скорости ветра и температуры, на основании которых с использованием положений теории подобия Монина-Обухова можно было бы определить искомый масштаб.

Таблица 2.2 – Соответствие категорий устойчивости диапазонам L_{MO} по [27]

Характеристика стратификации	Наименование категории	L_{MO} , м
Очень неустойчивая	A	$0 > L_{MO} \geq -10$
Умеренно неустойчивая	B	$-10 > L_{MO} \geq -40$
Слабонеустойчивая	C	$-40 > L_{MO} \geq -100$
Безразличная (нейтральная)	D	$ L_{MO} > 100$
Слабо устойчивая	E	$100 \geq L_{MO} > 10$
Умеренно устойчивая	F	$1 \leq L_{MO} < 10$
Сильно-устойчивая *)	G	$L_{MO} < 1$

*) Введен авторами дополнительно к исходным параметрам Таблицы 2.1.

После выбора площадки строительства АЭС на ней размещается специализированная метеостанция, оборудованная градиентной мачтой, а также, по возможности, разнообразные средства вертикального зондирования нижнего слоя тропосферы: оборудование для запуска шаров-пилотов, содары, лидары и профилимеры. За период проектирования и строительства (5-7 лет) здесь в принципе должна накапливаться информация, обеспечивающая детализированный уровень исследования. К сожалению, проектирование и

развертывание такого рода полноценной системы наблюдений также требует времени, так что ряды получаемых в итоге данных оказываются весьма короткими, что препятствует переходу к третьей, проектной стадии. Здесь для достижения уровня статистической обеспеченности результата 99.5 % требуется весьма продолжительные ряды регулярных наблюдений (по оценкам [29] не менее 10 лет ежечасных наблюдений).

Проблема могла бы быть разрешена, если бы имеющиеся в окрестности территории строительства АЭС метеостанции были бы оборудованы градиентными мачтами с измерением на регулярной основе температуры и скорости ветра на различных уровнях. Однако, столь высокий уровень метеорологического обеспечения находится за пределами существующих требований Всемирной Метеорологической Организации (ВМО) и достигается в настоящее время только в США, Японии и странах Европы (в которых, кстати, АЭС строить прекратили).

По этой причине возникают проблемы разработки таких методов расчетов и анализа, которые позволили бы использовать только доступные данные для соответствующего региона. В число доступных помимо данных синоптических метеостанций входят также и данные реанализа аэросиноптических процессов (архивы данных о температуре, влажности и скорости ветра на стандартных изобарических поверхностях).

2.2 Методика восстановления вертикальной структуры АПС на основе доступной информации

В работах [30,31] был впервые предложен метод восстановления вертикальной структуры атмосферного пограничного слоя на основе данных наблюдений на одном уровне в приземном слое с привлечением физически содержательной численной модели атмосферного пограничного слоя, который корректно описывает суточные колебания.

Данный метод дает возможность использовать для расчета характеристик АПС стандартную гидрометеорологическую информацию и позволяет определить категории устойчивости Пэсквилла-Гиффорда на основе совместного использования в модели метеонаблюдений на метеостанции и величин скорости ветра и температуры на стандартных изобарических поверхностях 925, 850 и 700 гПа по данным реанализа атмосферных процессов.

Авторы предполагали использовать этот метод при отсутствии необходимых для расчета категорий устойчивости Пэсквилла-Гиффорда данных градиентных измерений.

В данном разделе кратко излагается суть этого метода по [30,31].

Над однородной подстилающей поверхностью, как известно, в исходных уравнениях гидродинамики можно пренебречь членами, описывающими горизонтальную адвекцию и конвекцию. В этом случае уравнения динамики для отклонений $u = U_1 - U_G$, $v = V_1 - V_G$ запишутся в форме:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_3} K \frac{\partial u}{\partial x_3} + 2\omega_z v \quad (2.1); \quad \frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_3} K \frac{\partial v}{\partial x_3} - 2\omega_z u \quad (2.2)$$

Уравнение для потенциальной температуры записывается при этом с исключением синоптического фона. Так, если исходное уравнение переноса тепла записывается в виде:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_3} K \frac{\partial \theta}{\partial x_3} + \Psi_\theta \quad (2.3)$$

где функция $\Psi_\theta(x_1, x_2, x_3, t)$ – совокупность всех остальных членов уравнения, обусловленных всеми факторами (радиационными, конденсационными, адвективными, конвективными).

В первом приближении можно пренебречь зависимостью этой функции от координат и рассматривать ее лишь как функцию времени:

$$\Psi_{\theta}(t) \equiv \frac{d\tilde{\theta}}{dt} = \frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial t}, \quad (2.4)$$

где $\tilde{\theta}(t)$ – выделенный тренд температуры по данным наблюдений в приземном слое.

В этом случае уравнение (2.3) можно переписать в специальной форме для отклонений температуры от синоптического фона $\vartheta = \theta - \tilde{\theta}$:

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K \left(\frac{\partial \vartheta}{\partial z} + \gamma_{\theta} \right) \quad (2.5)$$

где γ_{θ} – средний вертикальный градиент потенциальной температуры в свободной атмосфере (по данным реанализа).

Для замыкания системы уравнений (2.1), (2.2) и (2.5) требуется рассчитать коэффициент турбулентного обмена. Для этой цели эта система дополняется известным уравнением баланса турбулентной энергии, а также гипотезой для расчета масштаба турбулентных пульсаций Блэкедара (Blackadar A.K, [32]).

Верификация данной модели проведена в работах [29, 33].

Программная реализация описанной методики осуществлена в модуле PBLGRAD, входящего в качестве составной части в аттестованное программное средство (ПС) RiskZone [29,34].

ПС “RiskZone” успешно прошло экспертизу в научно-техническом центре ядерной и радиационной безопасности (НТЦ ЯРБ) при Ростехнадзоре РФ и аттестовано для проектных расчетов факторов разбавления/осаждения радиоактивных выбросов АЭС в окружающую среду (паспорт аттестации № 368 от 18.03.2015г.). ПС применяется для обоснования безопасности объектов инфраструктуры атомных электростанций (ОИАЭ), представляемых в Ростехнадзор в рамках процедуры лицензирования на различных этапах жизненного цикла атомных станций (проектирование, размещение, сооружение, ввод в эксплуатацию и т.д.).

2.3 Обоснование возможности использования методики восстановления АПС в тропической зоне

Из краткого изложения методики восстановления структуры АПС по данным наблюдений на метеостанции и реанализа, представленного в предыдущем разделе, следует, что в качестве одного из базовых допущений в ней является использование геострофического соотношения, на котором базируется вывод упрощенных уравнений динамики (2.1) и (2.2).

В приэкваториальной зоне, где сила Кориолиса мала и обращается в нуль строго на экваторе, геострофического соотношение нарушается. Поскольку нашим объектом исследования является тропическая зона, непосредственно примыкающая к экватору, возникла необходимость в проведении специального исследования по обоснованию применения обсуждаемой методики к территории Индокитая.

Очевидно, что при обращении силы Кориолиса в ноль (на экваторе $\varphi = 0$), такого рода простота описания АПС рухнет, поскольку сила барического градиента должна быть компенсирована множеством других эффектов (адвекцией и конвекцией). В этой ситуации возникает естественный вопрос: в какой степени и в каком диапазоне широт возможно использовать закономерности экмановского пограничного слоя в тропиках, а, следовательно, и возможность переноса на тропики закономерностей АПС, установленных для умеренной зоны?

Чтобы ответить на этот вопрос, мы в работе [35] изучили статистическую взаимосвязь компонент скорости ветра в приземном слое в широтном диапазоне от 0 до 24 градусов северной широты. В качестве исходных данных для решения поставленной задачи использовались данные реанализа атмосферных процессов применительно к изобарической поверхности 850 гПа (высота около 1.5 км) от Национального центра моделирования окружающей среды (National Center for Environment Prediction - NCEP, США). Для этой цели был создан архив компонент скорости ветра и высоты геопотенциала для сроков 03, 09, 15 и 21 часов за период с 1.01.2006 г. по 31.12. 2009 г. с пространственной дискретностью 2.5 дуговых

градуса. Для расчета компонент геострофического ветра использовались при этом соотношения [36]:

$$U_G = -\frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial y}, \quad V_G = \frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial x} \quad (2.6)$$

где: U_G , V_G – компоненты геострофического ветра в декартовой системе координат (для определенности ось x направлена на восток, а ось y – на север),

H – геопотенциал,

ρ – плотность воздуха,

$l = 2\omega \sin \varphi$ – параметр Кориолиса (φ – широта, ω – угловая скорость вращения Земли),

g – ускорение свободного падения.

На рисунке 2.1 приведены примеры сводных широтных взаимосвязей рассчитанной с использованием геострофического соотношения скорости ветра на уровне 850 гПа и данных реанализа для долгот $105^0 - 115^0$.

Как видно из этого рисунка, для широт севернее 7.5^0 с.ш. геострофическое соотношение, в целом, достаточно хорошо выполняется (коэффициенты корреляции выше 0.65). Следует отметить, однако, что для условий суши (примерно, долгота 105^0 и 107.5^0 в.д.) коэффициент корреляции ухудшается и, особенно, оказывается плохой севернее $22,5^0$ с.ш. Подобная ситуация определяется, скорее всего, влиянием на выполнимость геострофического соотношения достаточно высоких и протяженных горных массивов севернее 20^0 с.ш.

Для оценки влияния на выполнимость геострофического соотношения сезонного фактора, отметим, что для рассматриваемой области, как отмечалось в главе 1, характерен муссонный климат с выраженными летним (дождливым) и зимним (сухим) сезонами. Первый, как правило, приходится май-октябрь, а второй – на ноябрь-апрель.

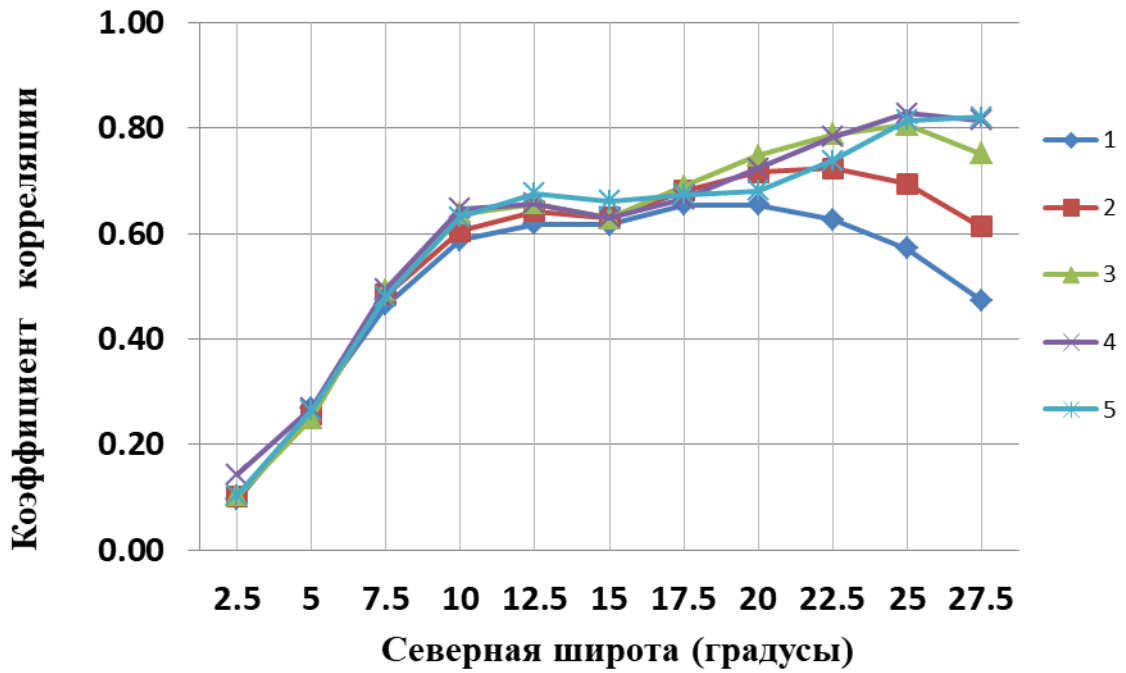


Рисунок 2.1 – Широтные зависимости рассчитанных коэффициентов корреляции для различных долгот (1 – 105° , 2 – $107,5^{\circ}$, 3 – 110° , 4 – $112,5^{\circ}$, 5 – 115° в.д.)

На рисунке 2.2 представлены широтные зависимости для того и другого сезона для долготы $107,5^{\circ}$ в.д.

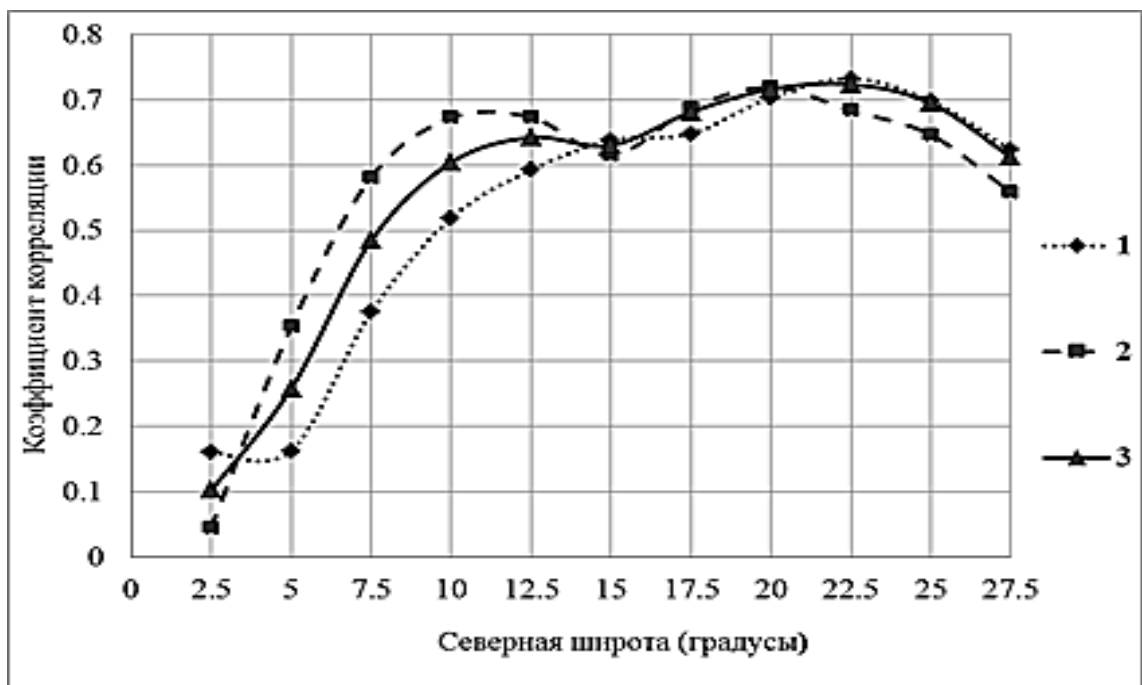


Рисунок 2.2 – Широтные зависимости коэффициентов корреляции для сухого (1), влажного (2) сезонов и в целом за год (3) для долготы $107,5^{\circ}$ в.д.

Как можно видеть из данного рисунка, влияние сезонного фактора не столь значительно, как можно было это ожидать. В сухой сезон (зимний муссон), когда ветер направлен с суши на море и пересекает горные хребты, коэффициент корреляции оказывается ниже (около 0.5), чем в дождливый сезон (летний муссон), когда ветер направлен с моря на сушу (около 0.7).

Подводя итоги проведенного исследования, можно с уверенностью утверждать, что для территории Индокитая в диапазоне от 7.5° до 27.5° с.ш. геострофические соотношения выполняются с достаточной точностью (хотя и несколько хуже, чем в умеренной зоне), а значит и закономерности формирования атмосферного пограничного слоя остаются такими же, как и в областях, для которых справедливы, в частности, методические материалы [37], разработанные для умеренной зоны.

3 РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ

3.1 Исходные данные для расчетов

В качестве исходных данных стандартных метеорологических наблюдений привлекались ряды 8-срочных наблюдений скорости и направления ветра (на уровне 10 м), а также температуры (на уровне 2 м) на 39 метеорологических станциях на территории Индокитая за период с 01.01.2005 по 31.12.2015 годы. Метеорологические данные находятся в доступе на интернет-ресурсе www.rp5.ru. На основании этих данных была подготовлена база данных метеорологических измерений для модуля PBLGRAD, упомянутого в разделе 2.2.

Систематизированные метеорологические данные «реанализа» в широтно-долготной сетке $2,5^0 \times 2,5^0$ применительно к климатологическим исследованиям и совершенствованию методов прогнозов доступны на сервере Национального центра моделирования окружающей среды (NCER, США), причем за 4 срока в сутки (0, 6, 12 и 18 GMT) и за период с 01.01.2005 по 31.12.2015 годы.

Основным способом представления информации при анализе (реанализе) атмосферных процессов является использование так называемых «стандартных изобарических поверхностей»: 1000, 925, 850, 700 гектопаскалей (гПа). Карты высот расположения таких поверхностей (карты барической топографии) – основной инструмент аэросиноптического анализа атмосферных процессов.

Загруженный для выполнения настоящей работы с сервера NCER, США архив содержит информацию за период 2005 – 2015 гг. для стандартных изобарических поверхностей 1000, 925, 850 и 700 гПа для всего Северного полушария за 4 срока в день (0, 6, 12 и 18 GMT) в следующем составе:

- U-компонента скорости ветра (вдоль широтного круга);
- V-компонента скорости ветра (вдоль меридиана);
- Температуры на стандартных изобарических поверхностях.

Описанное выше информационное покрытие территории Индокитая представлено на рисунке 3.1. Перечень всех метеорологических наблюдений с указанием их географических координат приведен в Таблице 3.1.

На основании указанной информации нами были сформированы массивы синхронизированных по времени входных данных за период 2005 – 2015 гг. в специальных форматах обмена модуля PBLGRAD, описанных далее в разделе 3.2.

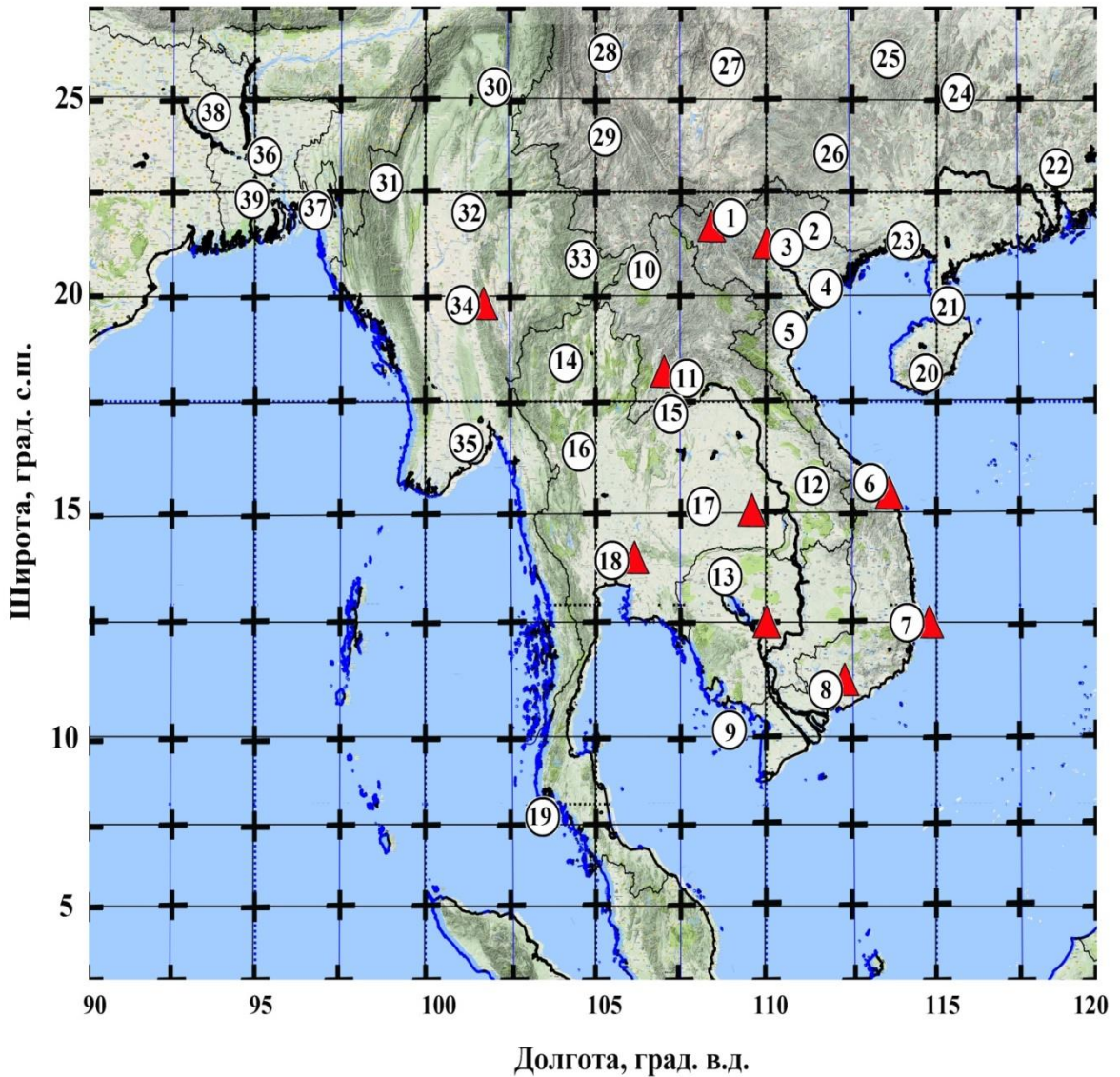


Рисунок 3.1 – Карта информационного покрытия территории Индокитая. Кружки с номером – метеостанции ВМО, крестики – узлы регулярной сетки с данными реанализа.

Таким образом, для решения задачи восстановления структуры АПС с использованием модуля PBLGRAD используются оба входных формата одновременно, а результатами решения задачи были ежечасные профили компонент скорости ветра и температуры на всех уровнях до высоты 3000 м за каждый синоптический срок в период 2005 – 2015 гг.

Таблица 3.1 – Месторасположения метеостанций ВМО на территории полуострова Индокитай

№ на рисунке	Именованье метеостанция	Страна	Северная широта	Восточная долгота
1	Лаокай	Вьетнам	22.50	103.97
2	Лангшон	Вьетнам	21.83	106.77
3	Тхайнгуен	Вьетнам	21.60	105.83
4	Хайфон	Вьетнам	20.82	106.72
5	Тханьхоа	Вьетнам	19.80	105.78
6	Дананг	Вьетнам	16.04	108.18
7	Нячанг	Вьетнам	12.25	109.20
8	Хошимин	Вьетнам	10.82	106.67
9	Фукуок	Вьетнам	10.23	103.97
10	Луангнамхта	Лаос	21.05	101.47
11	Вьентьян	Лаос	17.98	102.57
12	Салаван	Лаос	15.68	106.43
13	Сиенмреап	Камбоджа	13.40	103.81
14	Лампанг	Таиланд	18.32	99.28
15	Нонгбуалампху	Таиланд	17.22	102.42
16	Кампхэнгкет	Таиланд	16.48	99.53
17	Бурирам	Таиланд	15.23	103.25
18	Бангкок	Таиланд	13.70	100.57
19	Пхукет	Таиланд	7.88	98.40
20	Санья	Китай	18.23	109.59
21	Хайкоу	Китай	20.03	110.35
22	Гуанчжоу	Китай	23.40	113.30
23	Бэйхай	Китай	21.48	109.10
24	Гуйлинь	Китай	25.22	110.03
25	Гучжоу	Китай	25.97	108.53
26	Байсэ	Китай	23.90	106.60
27	Сипин	Китай	25.60	103.82

№ на рисунке	Именование метеостанция	Страна	Северная широта	Восточная долгота
28	Чэн И	Китай	25.70	100.18
29	Линьцан	Китай	23.95	100.22
30	Мьичин	Мьянма	25.37	97.40
31	Фалам	Мьянма	22.92	93.68
32	Мандалай	Мьянма	21.98	96.10
33	Кенг-Тунг	Мьянма	21.30	99.62
34	Найпьидо	Мьянма	19.73	96.21
35	Янгон	Мьянма	16.91	96.13
36	Дакка	Бангладеш	23.77	90.38
37	Читтагонг	Бангладеш	22.25	91.81
38	Раджшахи	Бангладеш	24.37	88.70
39	Кхулна	Бангладеш	22.78	89.53

3.2 Описание форматов входных данных модуля PBLGRAD

3.2.1 Файл METEOST.DAT

Файл **METEOST.DAT** представляет собой стандартный текстовый файл, содержащий строку заголовка и таблицу данных. Допустимые разделители между значениями: пробел, табуляция, запятая. Разделитель целой и дробной части – точка «.».

Первая строка файла, заголовок, содержит информацию о местоположении станции, широту и долготу, любую другую информацию:

LL.LL DD.DD TTTTTT...TTTTTT,

где LL.LL – значение широты, а DD.DD - долготы до сотых долей градуса, далее – произвольный текст, идентифицирующий файл данных (не считывается).

Порядок остальных полей таблицы данных приведен в таблице 3.2.

Таблица 3.2 – Порядок полей таблицы файла METEOST.DAT

Значение	Тип
Год	Целый
Месяц	Целый
День	Целый
Час	Целый

Значение	Тип
Температура воздуха, °С	Вещественный
Модуль скорости ветра, м/с	Вещественный
Направление ветра, град.	Вещественный
Балл общей облачности (N по КН-01)	Целый
Балл нижней облачности (Nh по КН-01)	Целый
Количество осадков, мм/ч	Вещественный
Погода в срок (WW по КН-01)	Целый

3.2.2 Файл GRIB.DAT

Файл **GRIB.DAT** представляет собой стандартный текстовый файл, содержащий таблицу данных. Допустимые разделители между значениями: пробел, табуляция, запятая. Разделитель целой и дробной части – точка «.».

Порядок полей таблицы данных приведен в таблице 3.3.

Таблица 3.3 – Порядок полей таблицы файла GRIB.DAT

Значение	Тип
Год	Целый
Месяц	Целый
День	Целый
х-компонента геострофического ветра, м/с	Вещественный
у-компонента геострофического ветра, м/с	Вещественный
Температура воздуха на 925 гПа, °С	Вещественный
Температура воздуха на 850 гПа, °С	Вещественный
Температура воздуха на 500 гПа, °С	Вещественный

3.3 Результаты расчета характеристик полей ветра по высотам

Расчет средних значений скалярной скорости ветра (модуля ветра) и направления осуществлялся путем предварительного осреднения за каждый период его вектора \vec{V} с компонентами u, v :

$$\langle \vec{V} \rangle = \vec{i} \langle u \rangle + \vec{j} \langle v \rangle \quad (3.1)$$

где векторы \vec{i}, \vec{j} суть орты декартовой системы координат, угловые скобки – признак осреднения, а u, v – компоненты вектора скорости ветра. После этого средние значения модуля $\langle V \rangle$ и направления ветра $\langle R \rangle$ определялись как:

$$\langle V \rangle = \sqrt{\langle u \rangle^2 + \langle v \rangle^2}, \quad \langle R \rangle = \arctg\left(\frac{\langle u \rangle}{\langle v \rangle}\right), \quad (3.2)$$

Как мы узнали, что высота пограничного слоя тем больше, чем интенсивнее турбулентность, и из-за того скорость ветра увеличивается с высотой, а устойчивость атмосферы уменьшается.

Увеличение скорости ветра с высотой, как показано в таблице 3.1 и на примерном рисунке 3.2 для месторасположения станции Нячанг, имеет вполне закономерный характер изменения скорости ветра по высотам. По-видимому, как следует из рисунка, в осенний период весьма отчетливо прослеживается образование так называемого «струйного течения малых высот» (высота 1000 – 1500 м) с достижением значений скорости ветра до 7 м/с. Значительно более низкие значения скорости на верхней границе АПС наблюдаются в летний период.

Примерные расчеты средних значений направления ветра (0 градусов – северный ветер) по высотам до 3000 м для различных сезонов и за год в местоположении метеостанции Нячанг представлены в таблицах 3.4, 3.5 и на рисунках 3.2 и 3.3.

Как можно видеть из рисунка 3.3, поворот ветра с высотой в Нячанг носит вполне стандартный характер для северного полушария: в летний период изменение направления ветра с высотой имеет вполне регулярный характер с поворотом вправо примерно на 90 градусов. В осенне-зимний период поворот ветра также остается правым и достигает около 45 градусов. Если обратится к описанию климата в главе 1, можно выяснить, что в летний период в районе основными ветрами являются юго-западные муссонные ветры и нечастные юго-восточные ветры. А в осенне-зимний период ветровой режим складывается из зимних муссонов, имеющих северно-восточное направление и пассатов северного

полушария. Эти две системы ветров следуют одна за другой, или обе действуют одновременно.

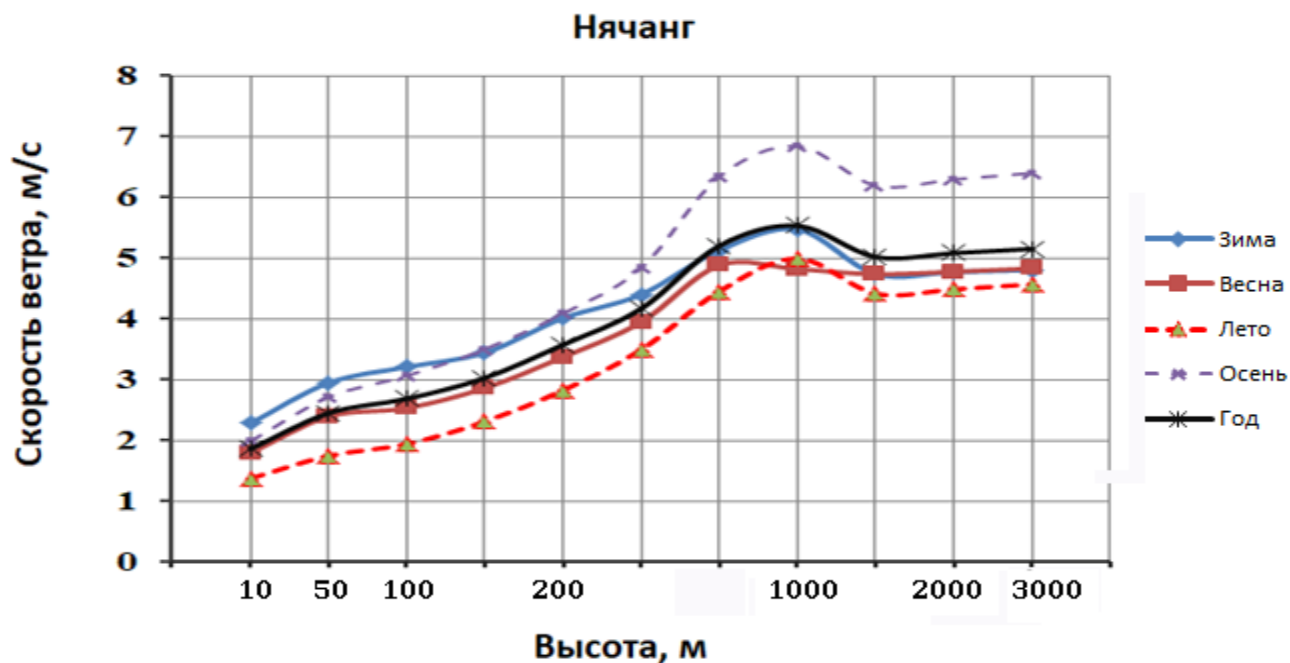


Рисунок 3.2 – Пример средних значений модуля скорости ветра по сезонам и за год по высотам на метеостанции Нячанг за период 2005-2015 гг.

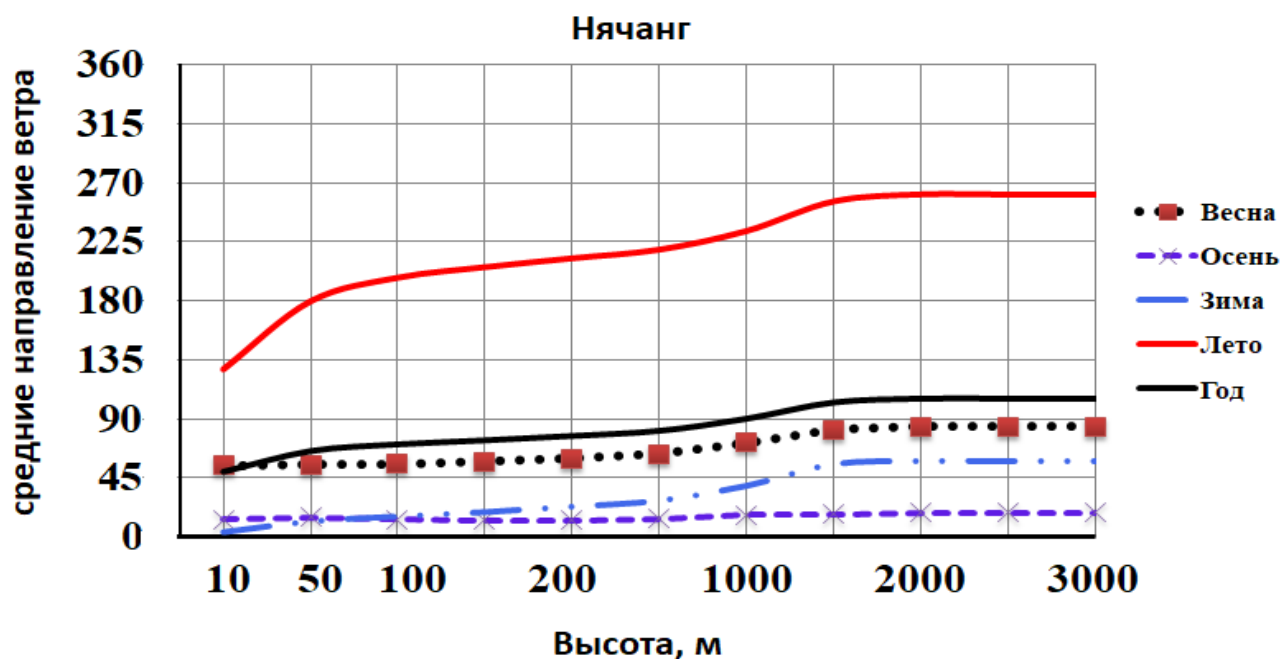


Рисунок 3.3 – Пример средних значений направления ветра по сезонам и за год на метеостанции Нячанг за период 2005 – 2015 гг.

Таблица 3.4 – Расчетные средние значения модуля скорости ветра по высотам до 3000 м по сезонам и за год на метеостанции Нячанг

Сезон	Средняя скорость ветра (м/с) по высотам (м)										
	10	50	100	150	200	300	500	1000	1500	2000	3000
Зима	2.28	2.95	3.21	3.44	4.01	4.40	5.13	5.47	4.73	4.77	4.80
Весна	1.79	2.39	2.53	2.86	3.37	3.95	4.88	4.82	4.73	4.78	4.83
Лето	1.37	1.74	1.94	2.31	2.82	3.49	4.45	4.99	4.41	4.49	4.57
Осень	1.98	2.71	3.06	3.50	4.09	4.84	6.34	6.84	6.19	6.30	6.40
Год	1.86	2.45	2.68	3.03	3.57	4.17	5.20	5.53	5.02	5.08	5.15

Таблица 3.5 – Средние значения направления ветра по высотам до 3000 м по сезонам и за год на метеостанции Нячанг

Сезон	Высота (м)										
	10	50	100	150	200	300	500	1000	1500	2000	3000
Зима	3.6	11.7	15.6	18.9	23.0	27.6	38.9	55.4	57.8	57.7	57.7
Весна	54.4	55.1	55.7	57.3	59.6	63.0	71.6	81.8	84.0	83.9	83.9
Лето	127.8	179.6	197.6	205.6	212.4	218.9	233.2	255.8	261.1	260.9	260.9
Осень	12.9	15.1	13.3	12.6	12.8	13.7	16.6	16.9	18.6	18.6	18.6
Год	49.6	65.4	70.5	73.6	77.0	80.8	90.1	102.5	105.3	105.3	105.3

3.4 Высота слоя перемешивания

В пограничном слое атмосферы ясно проявляется влияние подстилающей поверхности на распределение метеорологических элементов. В этом слое происходит наиболее полное перемешивание примесей, выбрасываемых от источников загрязнения. В метеорологической практике, одной из характеристик устойчивости пограничного слоя атмосферы является высота слоя перемешивания (ВСП) до которой градиент потенциальной температуры меньше или равен нулю, (градиент температуры – равен или менее сухоадиабатического градиента):

$$\frac{\partial T}{\partial z} \leq \gamma_a \quad (3.3)$$

Мощность вертикального слоя, в котором происходит конвективное и турбулентное перемешивание, зависит от времени суток, сезона, а также топографии местности. Чем больше высота слоя перемешивания, тем больше объем атмосферы, в котором могут разбавляться загрязнения [38].

В таблице 3.6 приведены осредненные значения ВСП за десятилетний период для каждой станции наблюдения. На рисунках 3.4 и 3.5 представлены карты осредненных значений высоты слоя перемешивания для летнего и зимнего периода. Их анализ показывает, что над территорией Индокитая существуют значительные различия в средних значениях высоты перемешивания. Зимой наблюдаются максимально значения средних ВСП, которые достигают 312 м, и наоборот, минимальные – летом.

В зимний период средние значения высоты слоя перемешивания в 1,5 – 2 раза выше, чем летом. Зимой значительные средние значения ВСП (200 – 312 м) получены в горных районах Китая и Мьянмы (например в районах Найпидо, Фалам и Линьцан) – район III. В большинстве случаев средние значения ВСП зимой составляют в среднем 100 – 200 м, включая район II. Низкие средние значения ВСП за зимний период (до 100м) в основном наблюдаются в низменных районах и вдоль побережья Юго-восточного Китайского моря (район I).

Особенности вариаций ВСП на территории Индокитая во многом связаны с изменением воздушных потоков и конфигурацией горного рельефа. В зимний период суша охлаждается значительно быстрее моря, причем Юго-Восточная Азия оказывается в зоне сравнительно высокого давления. Направление ветров - с суши на море. Горный массив Индокитая ослабляет зимние муссоны. Этот же горный массив оставляет без дождей большую часть Мьянмы в зимние месяцы. Северо-восточный муссон, спустившись по склонам этих гор, несет над континентальным полуостровом Индокитай совершенно сухой воздух. В зоне действия северо-восточного муссона, который непосредственно перед этим пересекает обширную водную поверхность и может принести зимние осадки, оказывается лишь восточное побережье полуострова. Из-за этого высоты слоя перемешивания наблюдаются на восточном побережье полуострова в зимний период ниже, а в центральной части Мьянмы ВСП достигает максимума.

Летом солнце проходит через экватор и перемещается в сторону северного тропика (тропика Рака). Самой высокой северной широтой, которую солнце достигает в 22 июня – это северный тропик с широтой $23^{\circ}30'$. Вместе с кажущимся движением солнца радиационный режим на всей территории Индокитая и пояса с юго-западными ветрами перемещаются на север. В зависимости от этого, область с юго-западными ветрами расширяется и охватывает южную часть Индокитая. С увеличением широты места, и из-за влияния горный массив вдоль меридиана, интенсивность и мощность экваториальных юго-западных ветров уменьшаются.

Таким образом, в летний период наименьшие значения высоты слоя перемешивания (24 – 60 м) наблюдаются в южных прибрежных районах Индокитая (например, в Фукуоке, Ягоне, Фукете, Нячанге и Хошимине) – район I. Большинство территории Индокитая в летний период находится в районе II, где наблюдаются средние значения ВСП от 60 до 90 м. Высокие её значения отмечаются в центральной части Мьянмы (Найпидо, Фалам). Летом повторяемость средних значений высоты слоя перемешивания ≤ 100 м над территорией Индокитая составляет около 90 %.

Таблица 3.6 – Средние значения высоты слоя перемешивания Н, м.

Метеостанция	Зима	Весна	Лето	Осень
Байсэ	104.1	111.7	96.6	109.2
Бангкок	70.5	68.9	50.8	57.1
Бурирам	143.3	135.6	84.5	95.3
Бэйхай	79	63.9	52	86
Вьентьян	182.6	166.8	97.3	127.9
Гуанчжоу	113.9	92.7	90	114.3
Гуйлинь	81.4	82	86.5	106.7
Гучжоу	96.8	126.9	134.2	127.7
Дакка	125.8	114.3	60.4	99.1
Дананг	42.4	57.1	65	55.4
Кампхэнгкет	134.4	131.6	69.4	91.6
Кенг-Тунг	134.2	134.6	62.3	99.3
Кхулна	127.4	121.1	59.4	111.5
Лампанг	212.8	172.8	95.2	130.8
Лангшон	70.2	53.3	64.6	77.5
Лаокай	48.2	54.6	63.2	59.5
Линьцан	229.4	200.8	94.1	149.1
Луангнамхта	157.3	149.3	65.9	98
Мандалай	153.5	129.3	73.8	93.3
Мьичин	140.5	120	60.1	98.4
Найпидо	311.9	291.1	127.1	194.4
Нонгбуалампху	142.7	133.8	66.2	93.4
Нячанг	38.5	46.5	42.9	40.9
Пхукет	69.4	76.9	54.6	60.9
Раджшахи	169.4	185.4	90.9	139.6
Салаван	152.6	127.2	64.8	89.1
Санья	60.7	59.5	50.4	65.1
Сиёмреап	63.6	60.5	49.3	60.5
Сипин	207.8	212	113.4	137.5
Тхайнгуен	53.6	49.9	61.9	52.6
Тханьхоа	35.5	41.9	48.2	40.9
Фалам	221.8	224	103.4	148.7
Фукуок	57.8	51.9	30.5	39.9
Хайкоу	57.6	92.3	89.5	59.7
Хайфон	90	92.1	123	111
Хошимин	22.9	24.9	24	25.1
Читтапонг	145	119.5	62.4	103.8
Чэни	183.4	163.8	113	154.8
Янгон	136.4	114.7	42.3	74.5

широта, град. с.ш.

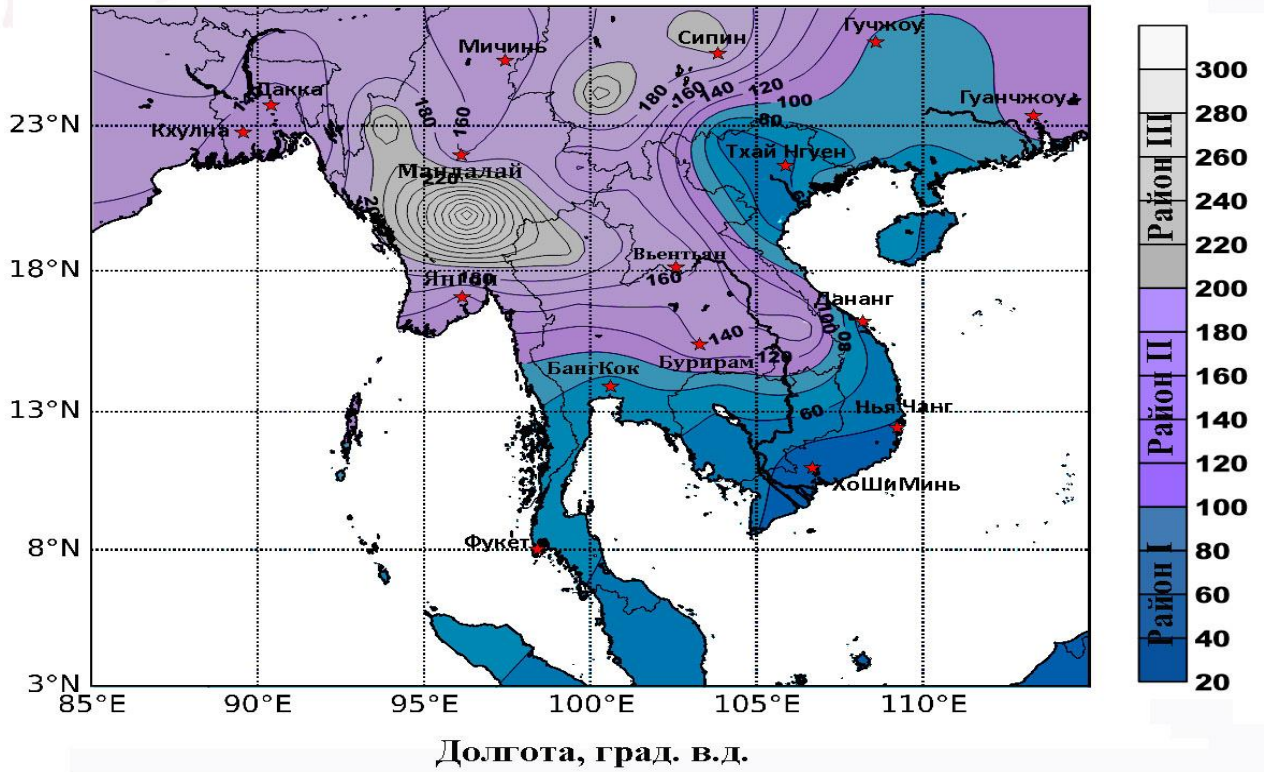


Рисунок 3.4 – Средняя высота слоя перемешивания (м) над территорией Индокитая зимой

Широта, град. с.в.

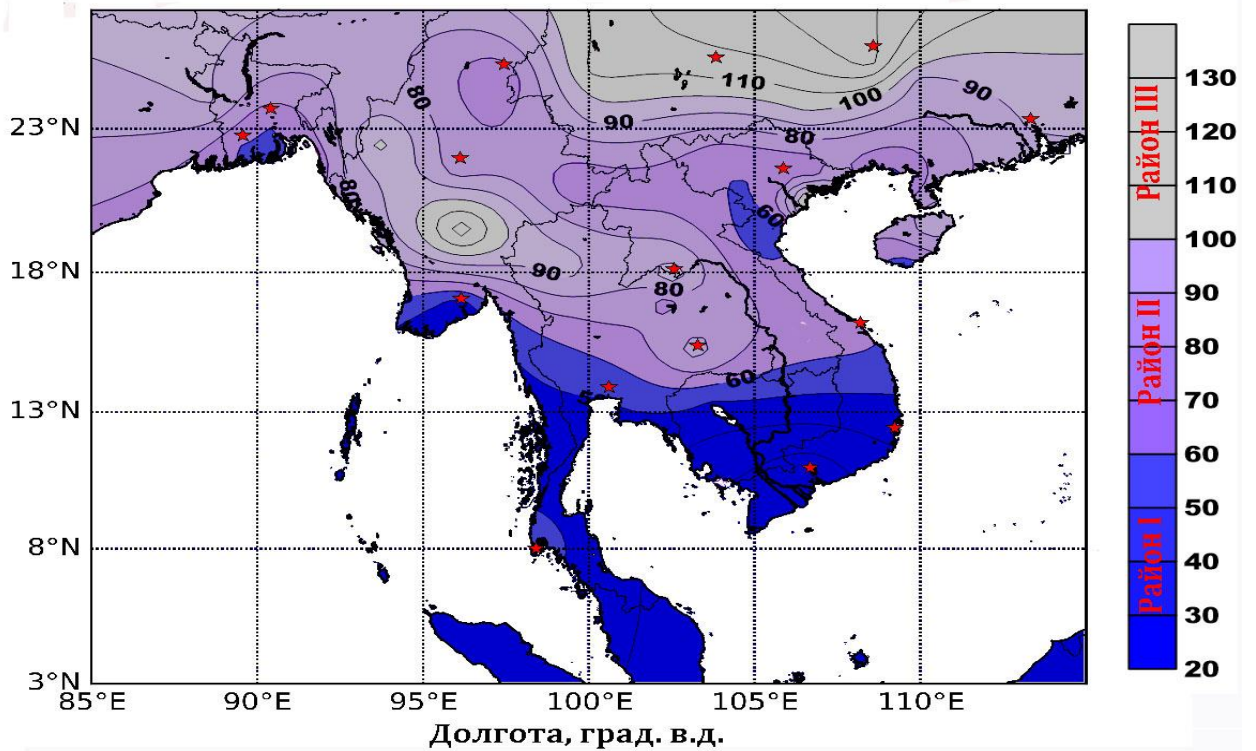
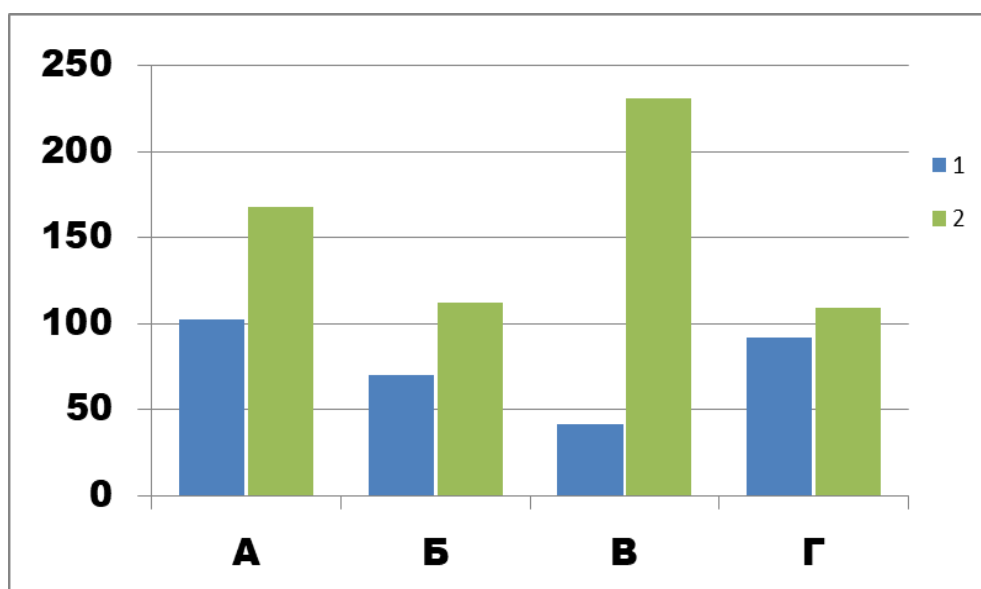


Рисунок 3.5 – Средняя высота перемешивания над территорией Индокитая летом



А – Южная часть Китая: 1- Гуанчжоу, 2- Линьцан; Б – Северная часть Индокитая: 1 – Лангшон, 2- Мандалай; В – Центральная часть: 1- Тханьхоа, 2- Найпиньдо; Г – Южная часть Индокитая: 1- Ягон, 2- Нонмбуалампу

Рисунок 3.6 – Среднегодовая высота слоя перемешивания на береговых (1) и на континентальных (2) станциях

3.5 Слабые ветры

3.5.1 Распределение зон штилевых ветров над территорией Индокитая

Ветры оказывают наиболее существенное влияние на перенос и рассеивание примесей в атмосфере, особенно слабые ветры (0 – 1 м/с). При слабом ветре концентрация примеси оказалась выше на 30 – 80%, чем при других скоростях ветра [39].

Для изучения режима штилевых ветров на территории Индокитая были использованы данные о повторяемости ветра со скоростью 0-1 м/с на всех станциях наблюдений, и также его продолжительность, представленная в таблице П.А.1 в приложении.

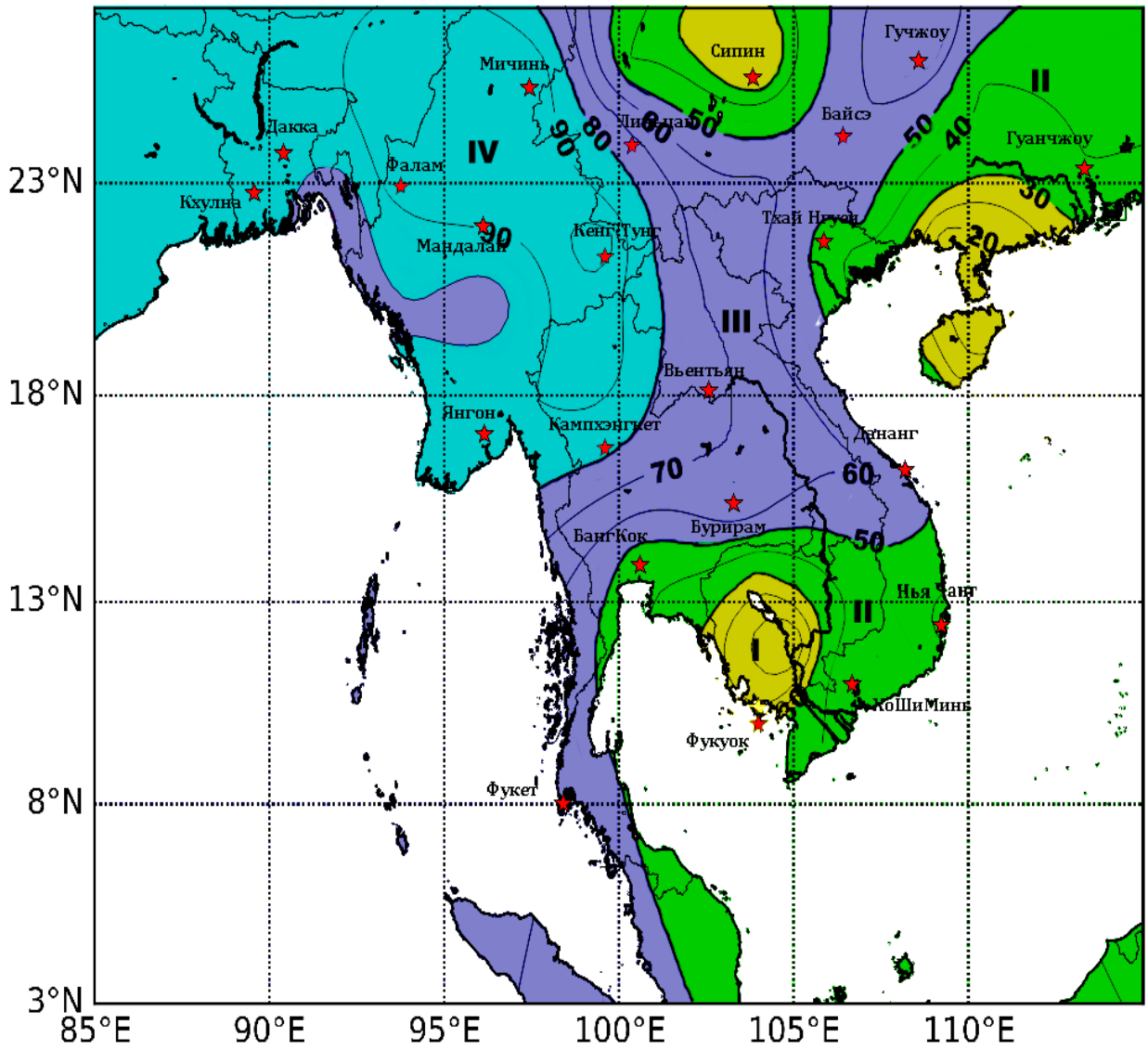
На основании анализа повторяемости скорости ветра 0-1 м/с на территории Индокитая за десятилетний период, можно выделить четыре района I-IV с различными значениями его повторяемости, показаны на рисунке 3.7. Как видно из рисунка, районы, находящиеся в южной части Камбоджа, характеризуются

сильными ветрами. Ветер скоростью 0 – 1 м/с здесь имеет повторяемость менее 30 % (район I). А на юго-востоке Индокитая (Хошимин, Бангкок, Нячанг) повторяемость штилевых ветров возрастает до 40 – 50 % (район II). Район II также занимает некоторые прибрежные районы и близости моря Севера Вьетнама.

В защищенных условиях (Центральна горная систем полуострова Индокитай, горные системы Северной части Лаоса и Вьетнама, плато Корат Таиланда) уменьшается скорость ветра и, следовательно, повторяемость слабых ветров возрастает и достигает 65 – 70 % (район III). С удалением от побережья Юго-восточного моря, в высокогорье, повторяемость слабых ветров увеличивается. Особенно на местоположениях станций, расположенных на 300 км, она увеличивается и составляет около 60 %. Внутри района III значения повторяемости слабых ветров могут быть различаться довольно существенно в зависимости от месторасположения станции (защищенная или открытая местность).

Территория Мьянмы относится к районам с самой высокой повторяемостью слабых ветров более 70 % (районы III и IV).

На рисунке 3.8 приведены средние значения скорости ветра над территорией Индокитая, данные которых представлены в таблице П.А.2. Из представленных материалов можно видеть, что район IV повторяемости слабых ветров относится к зоне ветров со средним скоростью не выше 1 м/с (зона I). Район III повторяемости слабых ветров соответствует районам ветрам, средние годовые скорости при которых составляют в диапазоне 1 – 1.8 м/с (зона II на рисунке 3.8). И также как в районе II колебание годовых средних скоростей ветров находятся в диапазоне 1.8 – 2.4 м/с, а со средними скоростями выше 2.4 м/с относятся к району I.



Район	Повторяемость скорости ≤ 1 м/с, %
I	≤ 30
II	31 - 50
III	51 - 80
IV	> 80

Рисунок 3.7 – Районы различной повторяемости ветров скоростями ≤ 1 м/с

Широта, град с.в.

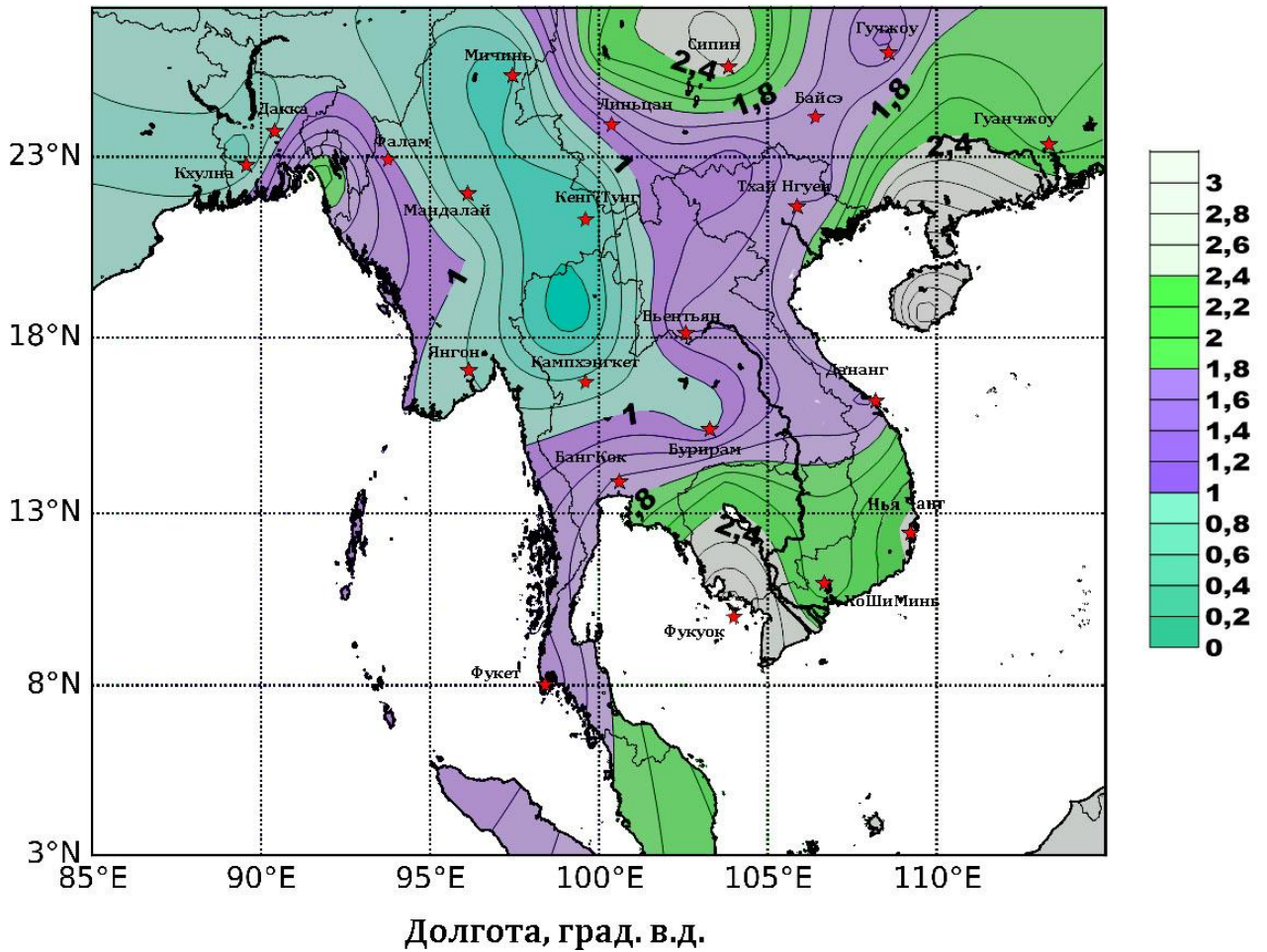


Рисунок 3.8 – Средние годовые скорости ветра над территорией Индокитая

Как отмечалось в разделе 1.3, значительная протяженность рельефа с севера на юг и горные системы создают довольно выраженные климатические различия. Известно, что горные массивы влияют на скорость потока, создавая барьер для его прохождения. Из-за этого в южной части Индокитая, где находятся обширные низменности, средние скорости ветра оказываются более высокими.

В зимний период на севере Мьянмы высокие нагорья “подковы” закрывают континентальный воздушный поток в центральную территорию, где находится область бирманских саванн. Поэтому ослабевают влияние азиатско-континентального антициклона на атмосферные процессы, в частности на скорости ветра. На территории Вьетнаме и Лаосе, горные системы Чьонгшон, которые начинаются с севера Лаоса и протягивают вдоль границы этих стран, препятствуют распространению северно-восточных муссонов.

В летний период западные горы Мьянмы, хребет Танентаунджи, а также хребет Чыонгшон закрывают путь юго-западному муссону из Индийского океана.

Таким, образом, на открытом южном и юго-восточном побережье полуострова Индокитай характеризуется сильными ветрами. Повторяемость ветра со скоростью 0–1 м/с в этих местах менее 50%. С удалением от побережья и в защищенных условиях горных систем повторяемость слабых ветров значительно увеличивает. А на севере Мьянме, лишь в отдельных, наиболее защищенных местах повторяемость слабых мест достигает 80–90%.

3.5.2 Вертикальная протяженность приземных штилевых слоев

В таблице П.А.3 представлены средние значения повторяемости приземных штилевых слоев в градациях 0 – 50, 51 – 100, 101 – 150, 151 – 200, 201– 300, 301 – 500 м, при условиях штилевой ситуации $v \leq 1$ м/с. Отметим, что незначительный процент штилей приходится и на высоты более 500 м, поэтому суммы повторяемостей в строках этих таблиц менее 100 %.

На рисунке 3.9 представлены примерные расчеты значения повторяемости слабых ветров на некоторых метеостанциях наблюдений в градациях высот до 500 м. Как выше показано, что скорость ветра увеличивается с высотой, поэтому повторяемость слабых ветров уменьшается по высотам. Согласно результатам, в большинстве случаев повторяемость слабых ветров со скоростью ≤ 1 м/с наблюдается около 90 % на высотах менее 300 м. Наиболее часто встречаются слабые ветры на высоте до 100 м. Реже от 100 и 150 м.

3.5.3 Временной ход штилей ветров над территорией Индокитая

Как указано выше, над территорией полуострова Индокитай существуют различия в особенностях сезонных изменений повторяемости скорости ветра 0 – 1 м/с. В таблице П.А.4 представлены значения повторяемости штилевых ветров ≤ 1 м/с по месяцам на всех метеостанциях наблюдений.

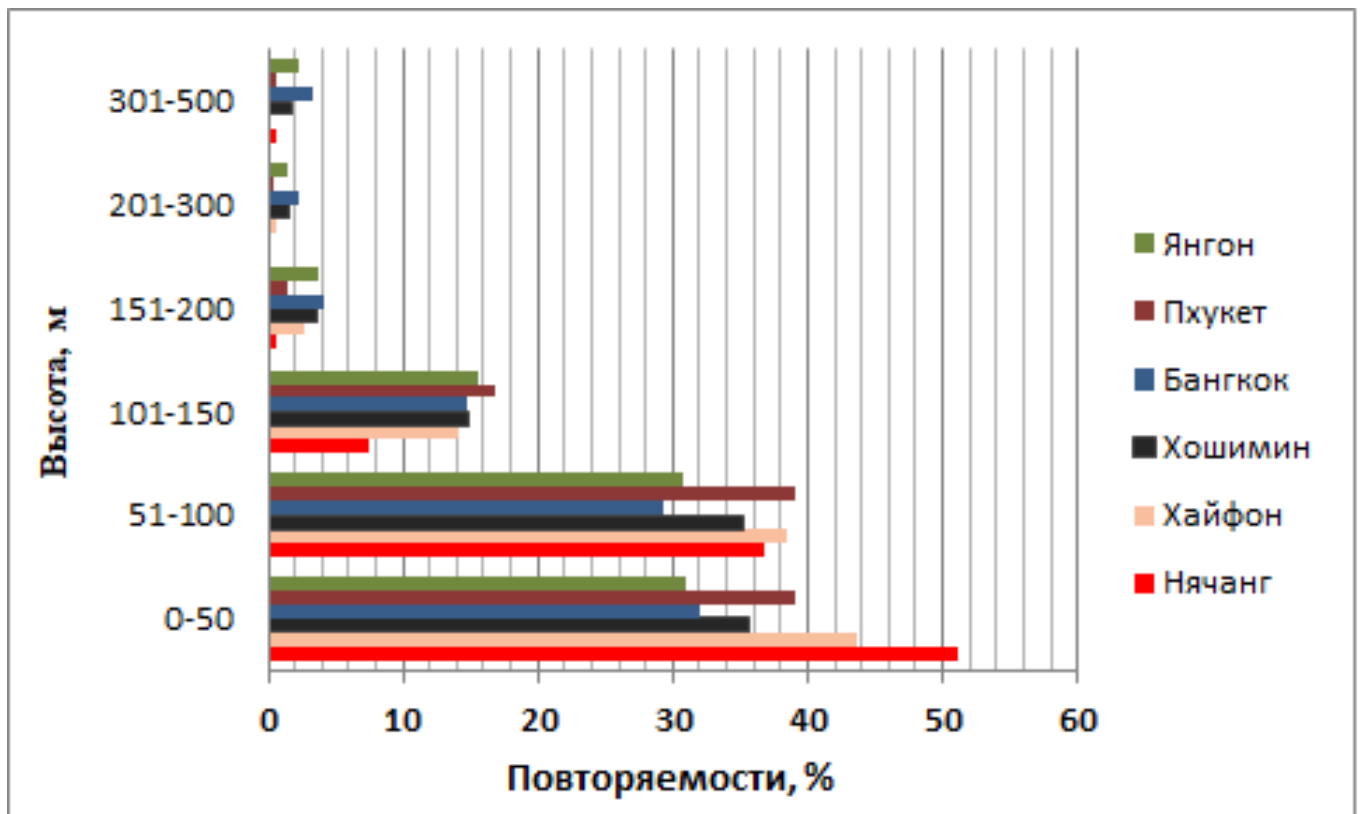


Рисунок 3.9 – Примерные расчеты повторяемости слабых ветров ≤ 1 м/с в приземном слое до высот 300 м

Почти над всем полуостровом Индокитая отмечается увеличение повторяемости слабых ветров от лета к зиме. В некоторых местах может отмечаться увеличение повторяемости летом.

Вдоль побережья Юго-восточного китайского моря, годовой ход слабых ветров в некоторых районах зависит от режима муссонной циркуляции. Максимум их может наблюдаться летом или в любой другой сезон.

Таким образом, на территории Индокитая можно выделить три основные типа временного хода повторяемости слабых ветров ≤ 1 м/с:

Тип 1 – один зимний период максимум (октябрь - ноябрь) и весной минимум повторяемости слабых ветров (март – май) наблюдается в районах Линьцан, Лаокай и Сиенреап.

Тип 2 – летний максимум (июль – сентябрь) и зимний минимум повторяемости слабых ветров (декабря - февраля) наблюдаются в местах Хайфон, Чэни, Лангшон, Бангкок и Сипин (в районах слабых ветров I и II).

Тип 3 – повторяемость слабых ветров мало изменена за целый год. Это тип наблюдается в районах, находящихся в штилевом районе IV.

Первая причина изменения хода повторяемости слабых ветров – это время появления муссонных ветров и их переменное время над территорией Индокитая. Известно, что муссонные ветры направлены часть года в одном направлении, а в остальное время меняют противоположное направление. Исходя из этого определения, можно разделить четыре сезона изменения муссонных ветров:

1) Зимний сезон с ноября до февраля с ветрами северо-восточного направления, который приносят холодный и сухой континентальный воздух.

2) Период переходный жаркой погоды с марта до мая и приводит к формированию летних ветров противоположного направления с зимними ветрами. В этот период начиная с марта, частота северо-восточных ветров уменьшается и частота юго-восточного ветра увеличивается.

3) Экваториальные западные ветры под названием “юго-западного муссона” с мая до октября.

4) В октябрь и ноябрь происходит период ослабевающего муссона.

Амплитуда повторяемости слабых ветров весьма различна и зависит не только от времени года, так и от географического расположения. Например, районы находятся в защищенных условиях гор от юго-западного ветра (хребет Танентаунджи и хребет Чыонгшон), то летом эти районы характеризуются слабыми ветрами, и повторяемость слабых ветров возрастает и достигает максимума. А в зимнее полугодие влияние в этих районах северо-восточного муссона, и повторяемость слабых ветров достигает минимума.

3.5.4 Средние значения продолжительность штилевых ветров

(по сезонам и за год)

Средняя продолжительность штилевых ветров представлена в таблицах П.А.5. Выбирали дни, когда в течение времени сроки наблюдений на станциях отмечена скорость ветра ≤ 1 м/с. Анализ этих случаев показал, что продолжительные периоды слабых ветров обычно наблюдаются одновременно

на нескольких станциях в одном регионе и связаны, главным образом, с малоподвижными антициклонами. Поэтому такие ситуации могут служить одним из критериев повышенного загрязнения воздуха при макромасштабном прогнозе. На территории Индокитая можно выделить три зоны с различной непрерывной продолжительности периодов штилевых ветров ≤ 1 м/с.

В первую зону входят обширные части территории Индокитая, включая всю территории Вьетнам, Камбоджи, большинство части южного Таиланда, южное побережье Мьянмы, где находится низовье реки Иравади, и побережья восточных морей. Средние непрерывные продолжительности штилевых ветров (≤ 1 м/с) над территорией Индокитая наблюдаются до двух дней. Так, например, значения получены на расположениях метеостанцией Нячанг, Тханьхоа, Тхайнгуен, Хошимин (во Вьетнаме), Вьентьян, Бангкок и Бурирам. Самые низкие значения средней непрерывной продолжительности штилевого ветра (≤ 1 м/с) в этой зоне получен в Фукуоке (6.55 ч.) и Хайфоне (7.63 ч.).

Во вторую зону входят часть Шанского нагорья, внутренние районы центра Мьянмы, северо-западные континентальные районы Таиланда и Лаоса, где непрерывная продолжительность слабых ветров составляет 3 – 10 дней в месяц. Такая же их продолжительность отмечается на западных и восточных склонах гор Центральной системы.

В третью входят северные районы, северо-западные горные цепи Мьянмы и горные цепи вдоль границы между Мьянмой и Китаем, где непрерывная продолжительность штилевых ветров наблюдается более 11 дней.

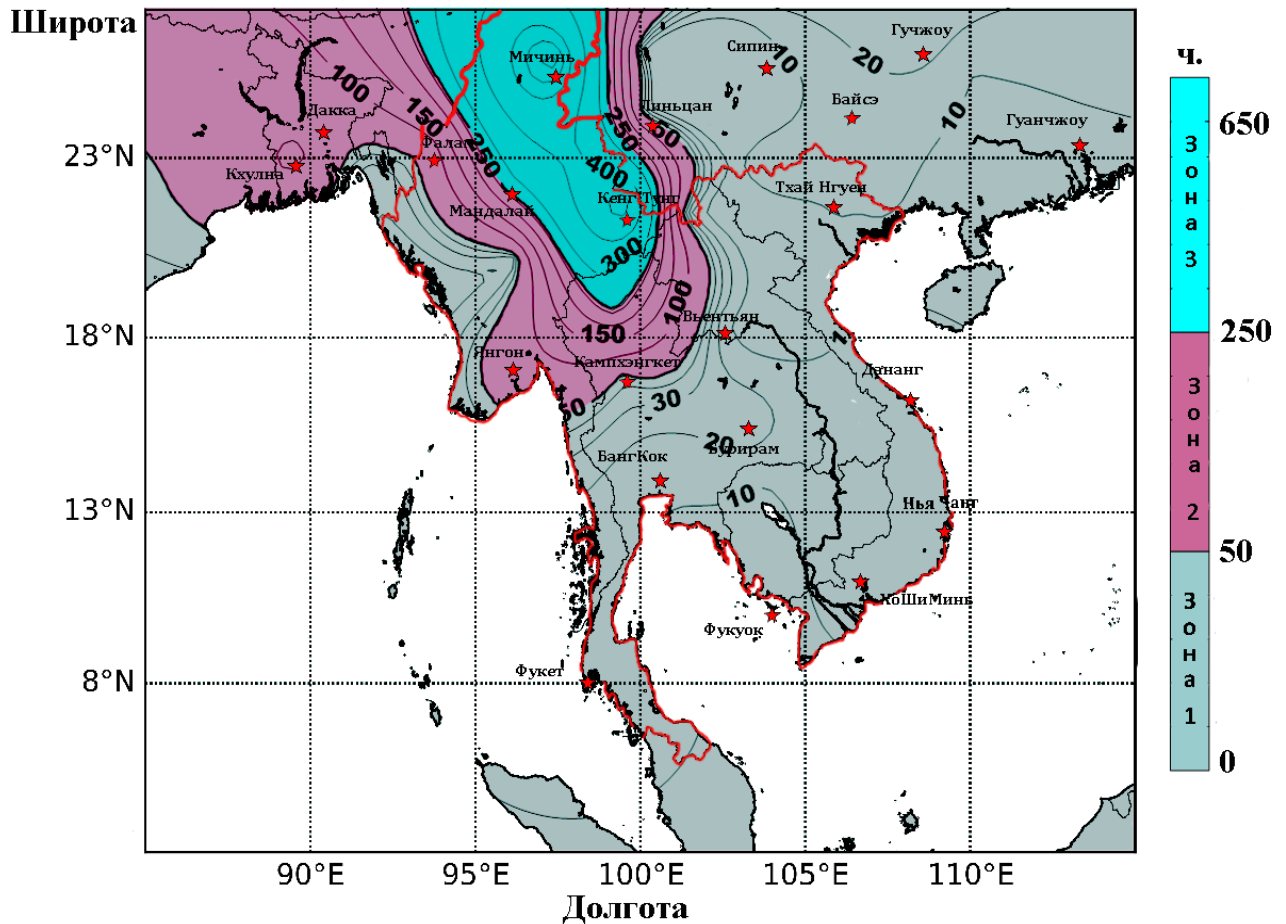


Рисунок 3.10 – Зоны различной непрерывной продолжительности штилей (скорость ветра ≤ 1 м/с) над территорией Индокитая за год, примерно в градации высот 0 – 50 м

3.6 Приземные инверсии температуры и их повторяемость

В атмосферном пограничном слое повышения концентрации загрязняющих примесей отмечается в неблагоприятных метеорологических условиях, одним из которых является приземная инверсия температуры. Инверсия представляет собой задерживающий слой теплого воздуха, который препятствует рассеиванию примесей по вертикали.

Особый интерес представляет исследование приземных инверсий температур, расположенных непосредственно на поверхности земли, а также низких приподнятых инверсий.

Повторяемость приземных инверсий рассчитана в процентах от общего числа значений. Средние значения повторяемости рассчитаны при наличии наблюдений за все 4 срока в сутки по сезонам.

В таблице 3.6 представлены значения повторяемости приземных инверсий над территорией Индокитая по сезонам и за год.

В таблице 3.7 приводятся значения повторяемости приземных инверсий на всех наблюдаемых метеостанциях на территории Индокитая, которые дают в процентах в данный срок и сезон по высотам для некоторых градаций границы приземных инверсий: 0 – 50, 50 – 100, 100 – 150, 150 – 200, 200 – 300, 300 – 500 м и выше. Средние значения повторяемости за сутки рассчитаны при наличии наблюдений за все 4 срока для каждого сезона.

Согласно этим результатам, можно сказать, что средняя высота приземных инверсий в большинстве случаев находится на высоте до 50 м, иногда достигает до 200 м.

Ниже на рисунке 3.11 представляется распределение повторяемости высоты (мощности) приземных инверсий температуры в среднем за год над территорией Индокитая.

Согласно рисунку, частота их появления, в основном, увеличивается с востока на запад. Из рисунка 3.11, можно выделить три основные зоны повторяемости приземных инверсий в этом слое:

Зона I охватывает некоторые районы низменности в юго-восточной части Индокитая, включая Хошиминь, Сиемриеп и Нячанг, и также районы Беихай, Санья и Хайкоу Китая. Согласно результатам исследования в этой зоне приземные инверсии образовывались чаще высотных (до 1500 м).

Зона II включает Северо-восточную и Центральную части Вьетнама (например Лангшон, Тхайнгуен, Хайфон и Тханьхоа) и большую часть территории Лаоса, и также территории центральной и северо-восточной Таиланда. Здесь значения повторяемости приземных инверсий меняют в пределах 48- 56%. Высоты слоя приземных инверсий в этой зоне чаще всего образовывались до 200 м.

Широта, град. с.ш.

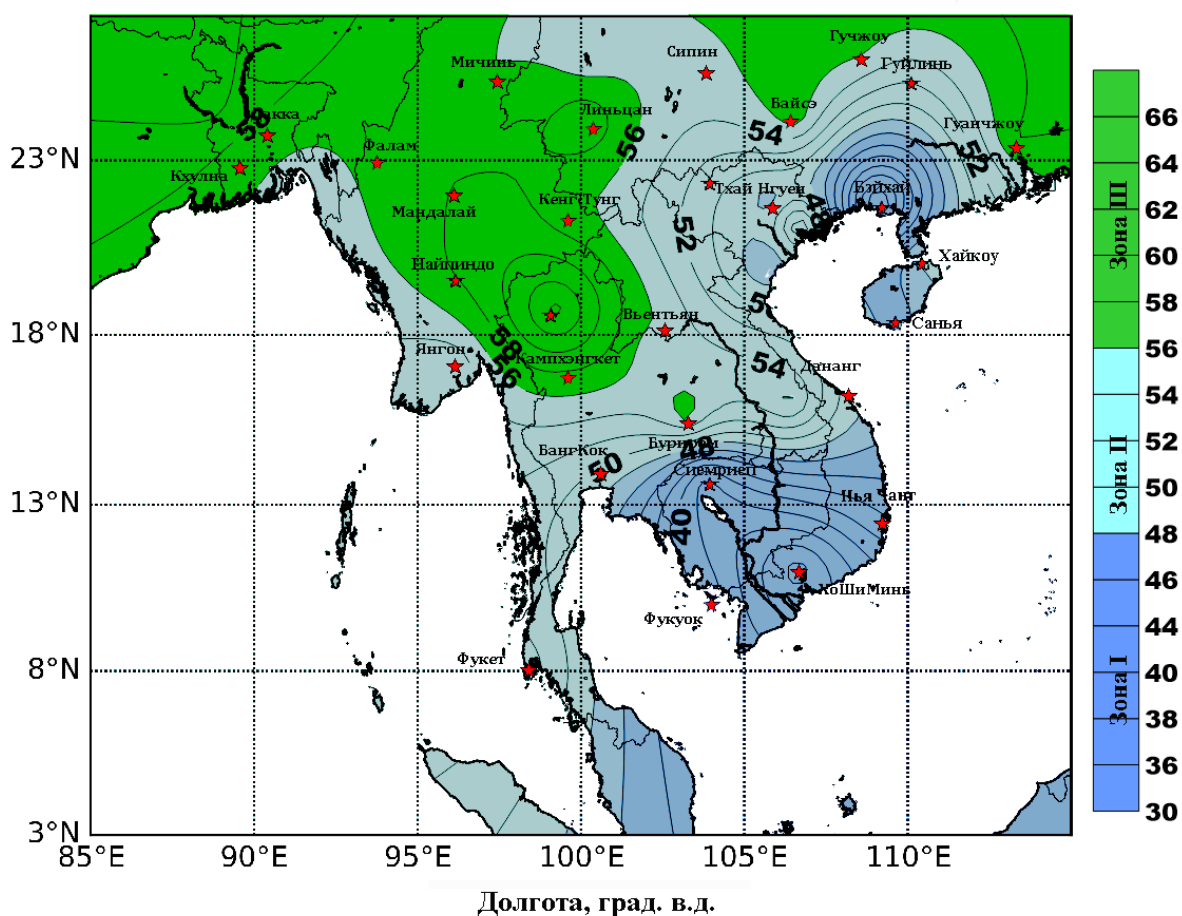


Рисунок 3.11 – Повторяемость приземных инверсий (%) за год в приземном слое

Мощности и высоты приземных инверсий в зоне I и II в значительной степени можно объяснить их происхождением. Зимой Сибирский антициклон оказывает сильное воздействие на её территорию и его заполнение происходит за счет вторжения холодных масс воздуха с Юго-Восточного Китайского моря – это является дополнительным фактором, определяющим образование глубоких и мощных инверсий температуры в этом слое. Значительное усиление выхолаживания поверхности приводит к утолщению слоя инверсии.

Более значительная часть всей территории Мьянмы находится в зоне III, при которой повторяемость приземных инверсий в приземном слое возрастает до 70 %. Высота слоя приземных инверсий в этой зоне не превышает 100 м.

Если наложить карту повторяемости приземных инверсий (Рисунок 3.11) на карту средних значений скорости ветра (Рисунок 3.8), то можно заметить, что формирование приземных инверсий сопровождается ослаблением скорости ветра. Зона I, характеризуемая низкими значениями повторяемости приземных инверсий относится с зоной повторяемости ветра со скоростью $\leq 1\text{ м/с}$ не превышает 40 %. А при увеличении повторяемости скорости ветра $\leq 1\text{ м/с}$, значения повторяемости тоже увеличивается и составляет в 56 – 70 %. Это можно объяснить, что при слабом ветре радиационные факторы способствуют более резкому выхолаживанию земной поверхности, поэтому интенсивность инверсий возрастает.

3.7 Повторяемость мощности приподнятых инверсий и среднее значение мощности приподнятых инверсий

Приподнятые инверсии тесно связаны образованием туманов. Когда под влиянием понижения температуры в инверсионном слое образовался туман, он начинает оказывать обратное влияние на профиль температуры. В связи с толщиной тумана только до 200 – 300 м от поверхности Земли, перестает действовать основной фактор, поддерживающий низкую температуру вблизи поверхности. Таким образом, в развитом радиационном тумане разрушаются приземные инверсии и образуются приподнятые инверсии.

Над территорией полуострова Индокитай приподнятые инверсии появляются незначительно, по сравнению с приземными инверсиями. Пример средних значений повторяемости приподнятых инверсий за год представлены в таблице П.А.8 Согласно расчетам исследования, в большинстве случаев повторяемость мощности приподнятых инверсий лежала в диапазоне 100 – 200 м, но иногда достигала 300м.

Широта, град. с.ш.

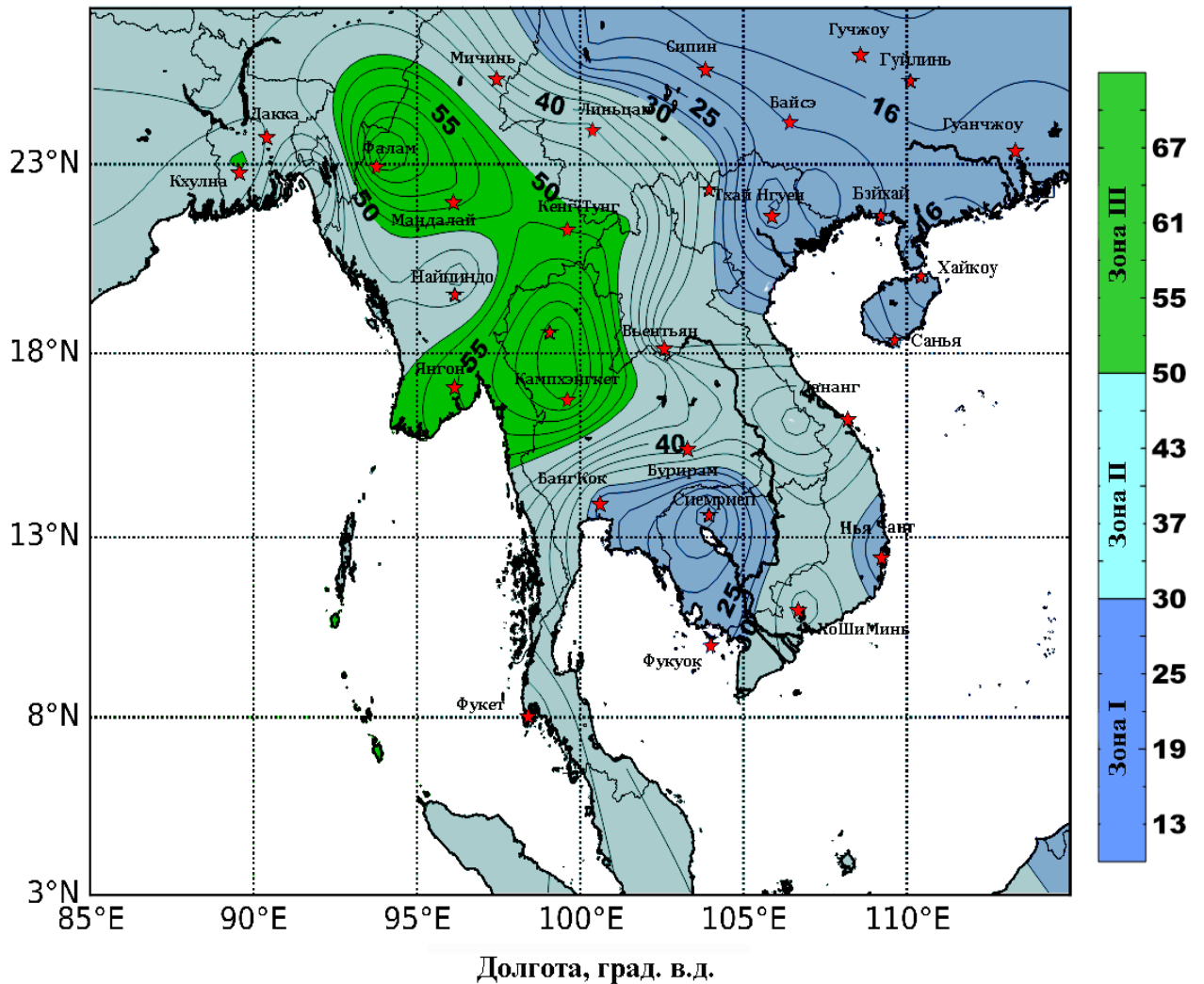


Рисунок 3.12 – Повторяемость приподнятых инверсий за год (%)
в диапазоне высот 0 – 50 м

На рисунке 3.12 представлены среднегодовые значения повторяемости приподнятых инверсий над территорией Индокитая в диапазоне высот 0-50 м.

Сочетание низких приподнятых инверсий и слабых ветров является наиболее неблагоприятным условием для рассеяния примесей в атмосфере. В континентальных районах полуострова в большинстве случаев низкие приподнятые инверсии возникают в утренние часы в результате разрушения приземной инверсии при интенсивном радиационном прогреве земной поверхности.

3.8 Характеристики термической устойчивости атмосферы

В качестве исходной, для оценки категорий устойчивости Пэскуилла-Гиффорда привлекалась методика их получения на основе расчетных значений параметра длины в теории подобия Мони́на-Обухова, описанная в разделе 2.1 (Таблица 2.2). Последние, соответственно, рассчитывались в рамках восстановления общей вертикальной структуры АПС с привлечением модуля PBLGRAD.

На основе статистической обработки результатов подобных расчетов для изучаемой территории были построены гистограммы повторяемости категорий устойчивости Пэскуилла-Гиффорда. Характерное распределение стабильности атмосферы в течение дня для наблюдаемых точек представлено в таблице П.А.9–П.А.13 и на рисунке 3.13– 3.17 для различных сезонов и за год.

Видно из рисунков 3.13 – 3.17, распределение состояний устойчивости атмосферы в течение суток весьма отличается. Состояние атмосферы днем более неустойчивое, а ночью – нейтральное или стабильное. Зимний период, как известно, характеризуется коротким днем и длинной ночью, поэтому в этот сезон доминируют нейтральное и стабильное состояния атмосферы. А в летний период день характеризуется более неустойчивым состоянием атмосферы, а ночью – устойчивым.

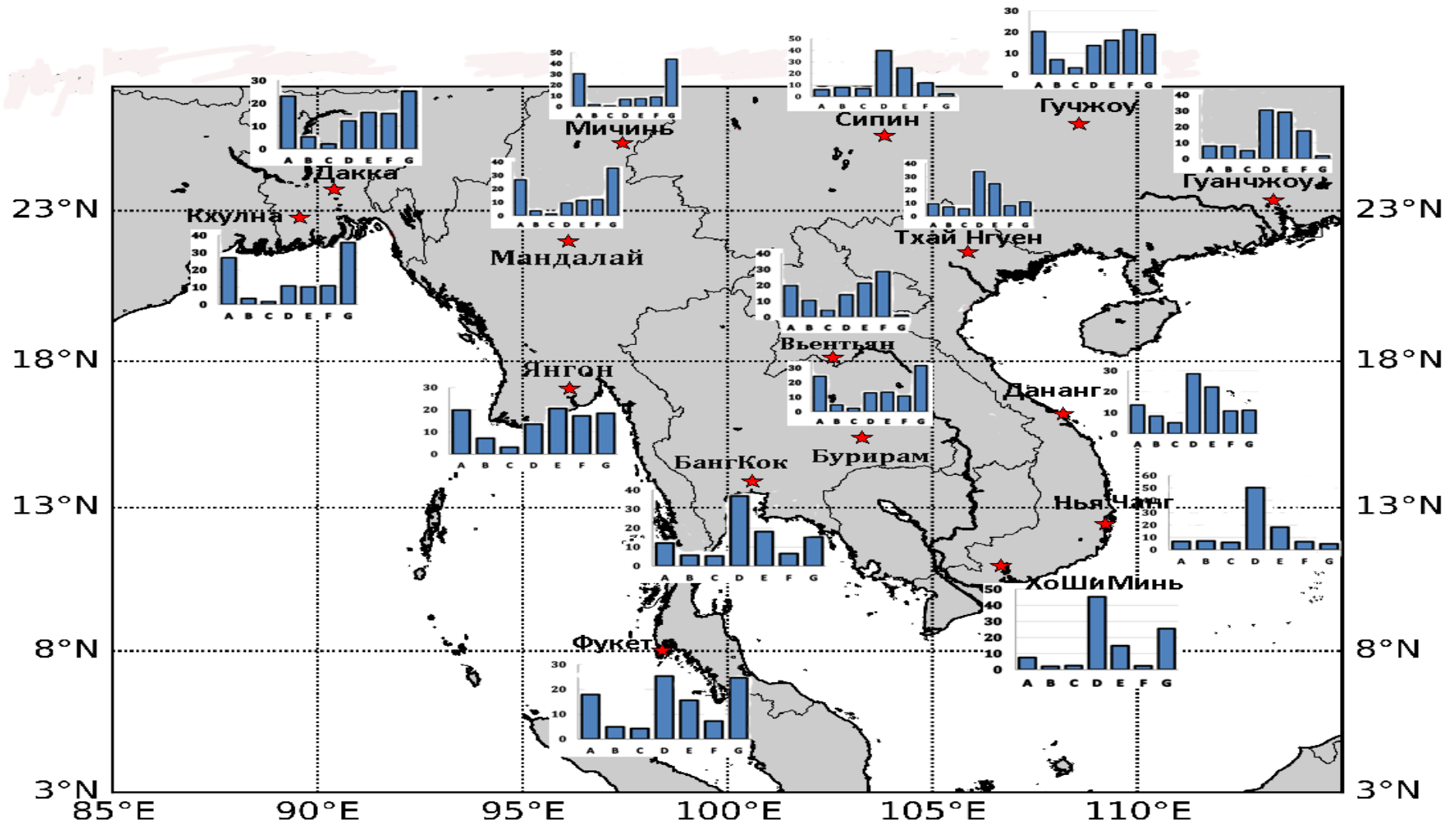


Рисунок 3.13 – Сопоставление гистограмм повторяемости категорий устойчивости Пэскуилла-Гиффорда, рассчитанных по модели АПС данным за период 2005 – 2015 гг. на территории полуострова Индокитая

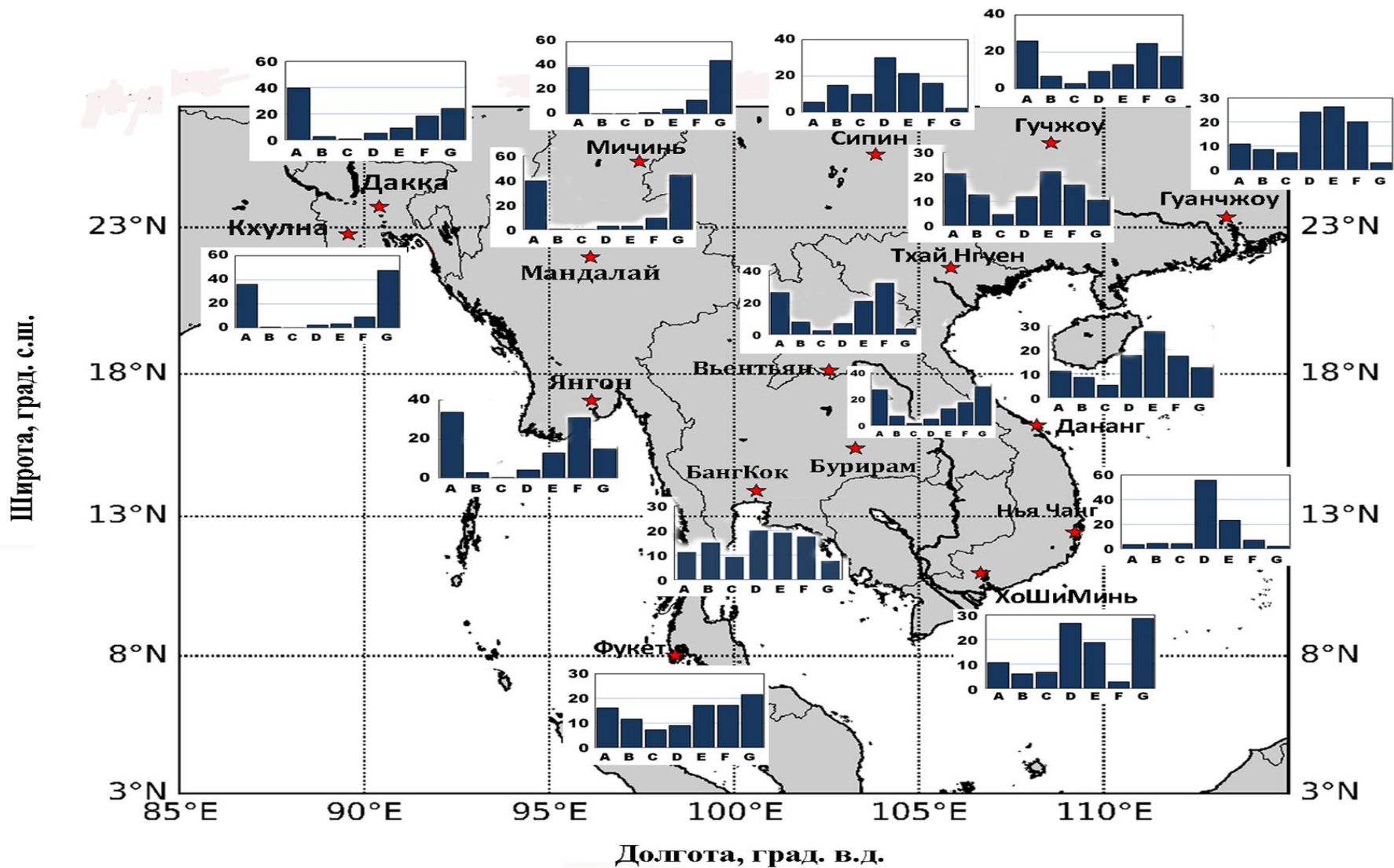


Рисунок 3.14 – Характерное распределение стабильности атмосферы зимой в течение дня для примерных точек станций наблюдения, рассчитанное по модели АПС данным за период 2005 – 2015 гг. на территории полуострова Индокитая

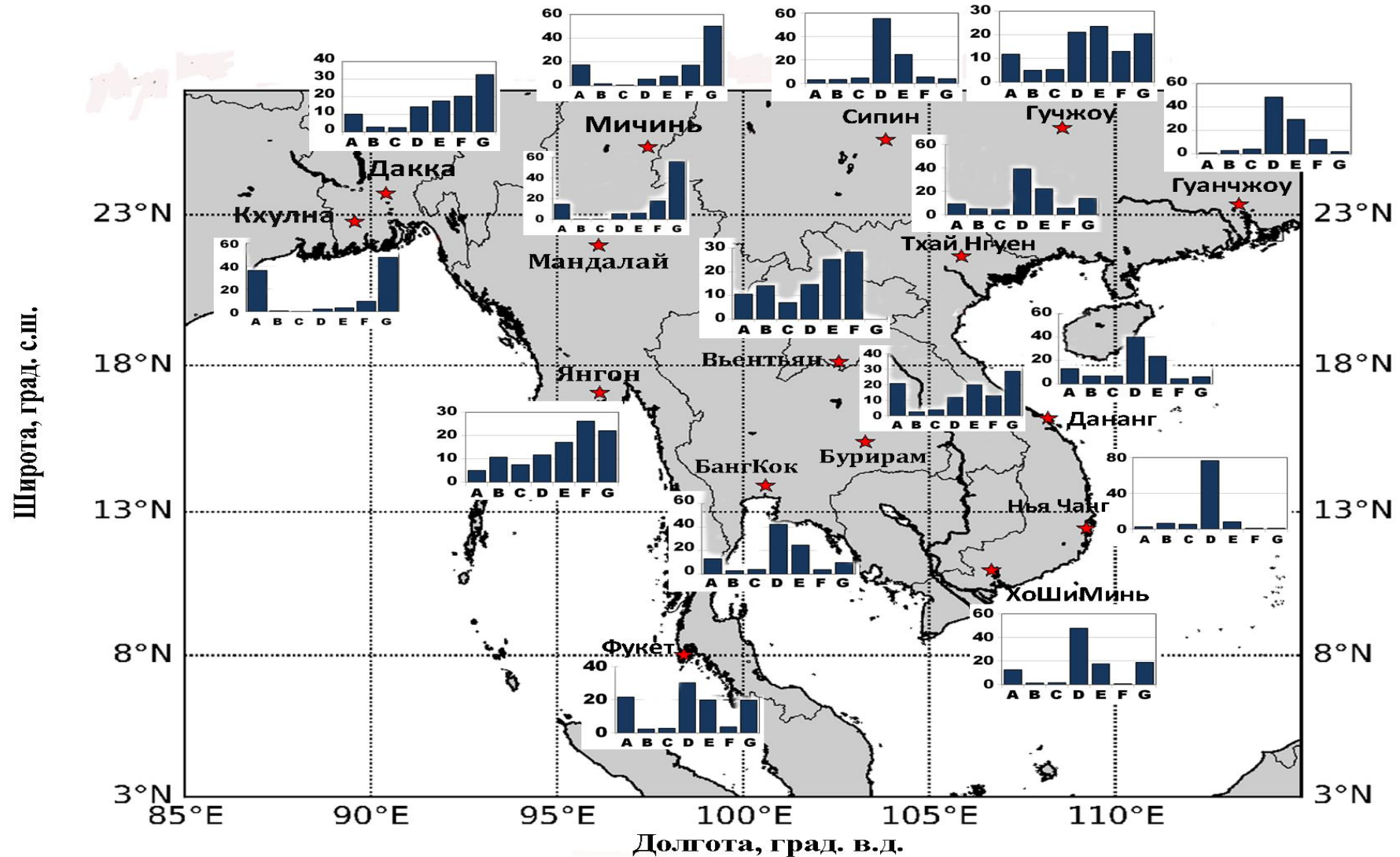


Рисунок 3.15 – Характерное распределение стабильности атмосферы зимой в течение ночи для примерных точек станций наблюдения, рассчитанное по модели АПС данным за период 2005 – 2015 гг. на территории полуострова Индокитая.

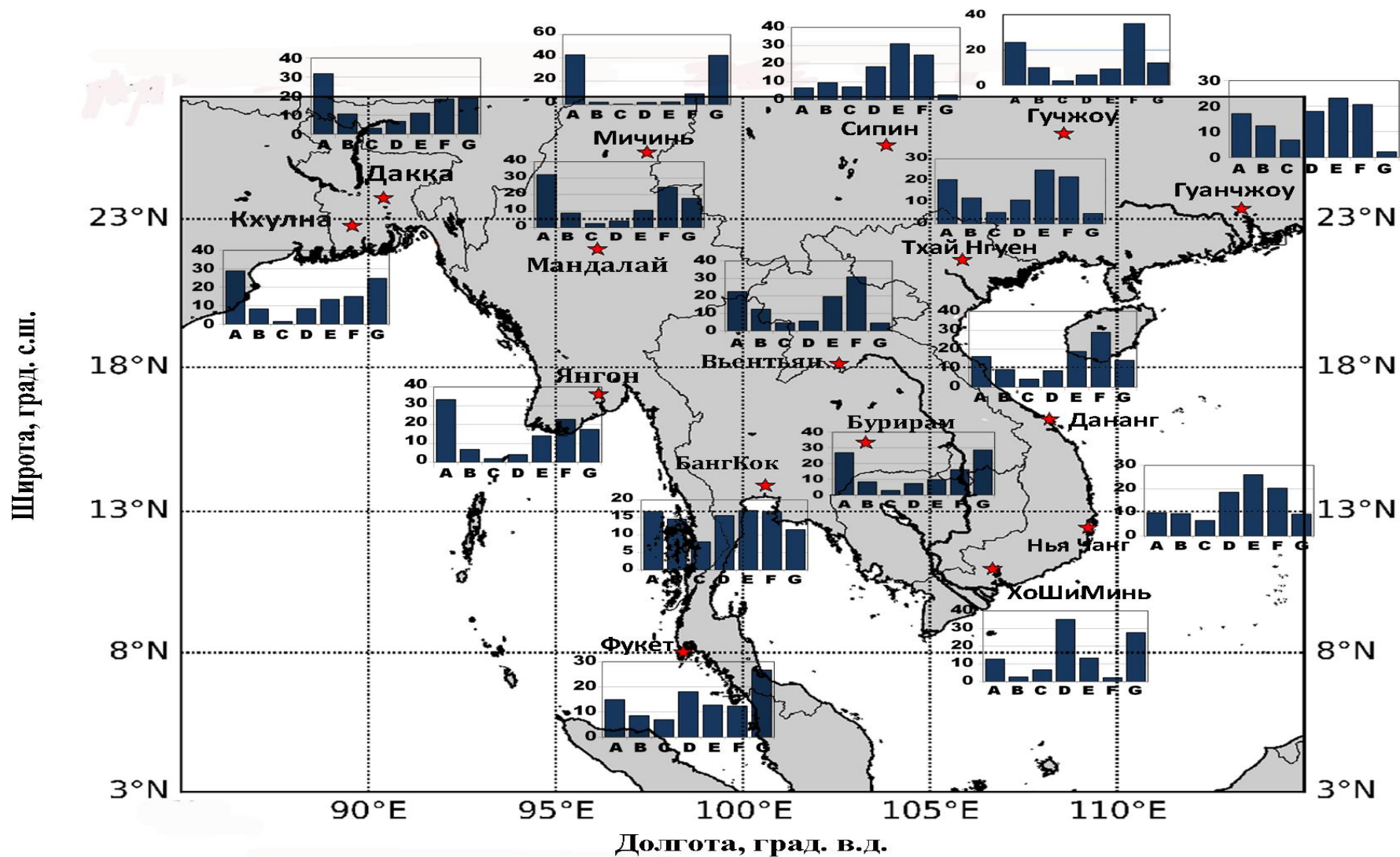


Рисунок 3.16 – Характерное распределение стабильности атмосферы летом в течение дня для примерных точек станций наблюдения, рассчитанное по модели АПС данным за период 2005 – 2015 гг. на территории полуострова Индокитая

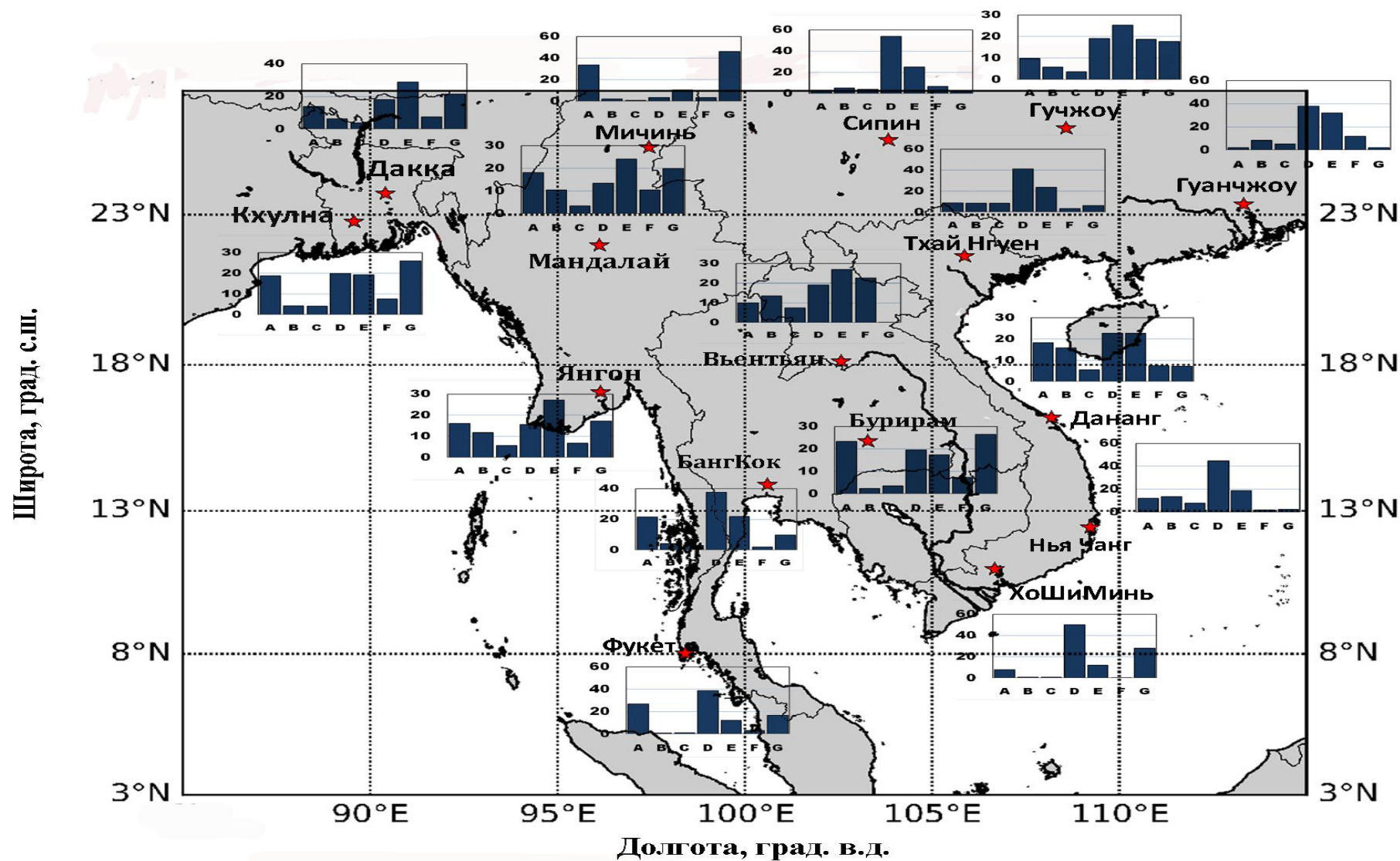


Рисунок 3.17 – Характерное распределение стабильности атмосферы летом в течение ночи для примерных точек станций наблюдения, рассчитанное по модели АПС данным за период 2005 – 2015 гг. на территории полуострова Индокитая

4 МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ РАЗБАВЛЕНИЯ И ОСАЖДЕНИЯ РАДИОНУКЛИДОВ

4.1 Расчетные индикаторы факторов разбавления и осаднения

4.1.1 Методика МПА-98

В основе современной системы оценки последствий гипотетических аварий на стадии проектирования АЭС для всех регионов их проектирования и строительства с участием России применяется методика МПА-98 [37].

МПА-98 применяется, в первую очередь, для оценки радиационной обстановки на местности, которая может сложиться при проектных авариях, причем при этом следует ориентироваться на наихудшие условия их рассеяния в атмосфере.

В алгоритмах методики МПА-98 используется специальная система декартовых координат, где ось x направлена вдоль вектора ветра на уровне геометрической высоты источника выброса, ось y - в поперечном направлении, а ось z – вертикально вверх.

Для оценки радиационных последствий прохождения облака выброса в точке x по ветру необходимо знать временной интеграл концентрации радионуклидов в этой точке $C_{v,r}(x)$ (Бк·с/м³). Его находят, интегрируя мгновенную объемную активность примеси по времени t :

$$C_{v,r}(x) = \int_0^{\infty} Q_{o,r} G'_{o,r}(x,t) dt = Q_{o,r} \cdot G_{o,r}(x), \quad (4.1)$$

где

$$G'_{o,r}(x,t) = \frac{2F_r(x)}{(2\pi)^{3/2} \sigma_x \sigma_y \sigma_z} \exp\left[-\frac{(x-Ut)^2}{2\sigma_x^2}\right] \exp\left[-\frac{h(x)^2}{2\sigma_z^2}\right], \quad (4.2)$$

$$G_{o,r}(x) = \int_0^{\infty} G'_{o,r}(x,t) dt = \frac{F_r(x)}{\pi \sigma_y \sigma_z U} \exp \left[-\frac{h_{эфф}^2(x)}{2\sigma_z^2} \right], \quad (4.3)$$

$Q_{o,r}$ – величина мгновенного выброса радионуклида r , Бк,

$G'_{o,r}(x,t)$ – фактор разбавления мгновенного выброса в атмосфере, м^{-3} ,

$G_{o,r}(x,t)$ – временной интеграл от мгновенного фактора разбавления (далее «фактор разбавления»), $\text{с}/\text{м}^3$,

$h(x)$ – высота центра облака выброса над поверхностью земли на расстоянии x от точки выброса, м,

$h_{эфф}(x)$ – эффективная высота источника выбросов, м,

U – скорость ветра на высоте выброса, м/с,

$F_r(x)$ – фактор истощения радиоактивного облака для радионуклида r на расстоянии x по ветру,

$\sigma_x = \sigma_y$ и σ_z , – зависящие от расстояния дисперсии облака выброса в направлении движения облака по ветру x , в горизонтальном направлении поперек ветра y и в вертикальном направлении z .

Формула (4.3) дает максимально возможные в данных условиях значения интеграла концентрации на расстоянии x от места выброса (на оси траектории движения облака выброса).

В методике МПА-98 используется следующая аппроксимация для расчета σ_z и σ_y :

$$\sigma(x, z_0, P) = \frac{x}{\sqrt{a(z_0, P) + b(z_0, P)x}}, \quad (4.4)$$

где z_0 – параметр шероховатости подстилающей поверхности, задаваемый таблично для различных типов поверхностей, а P – параметр устойчивости Смита, представленный в таблице 4.1.

Таблица 4.1 – Соотношение между категориями устойчивости и значением параметра устойчивости Смита

Категория	А	В	С	Д	Е	Ф	Г
Интервал Р	0 – 1	1 – 2	2 – 3	3 – 4	4 – 5	5 – 6	6 – 7
Характерные значения Р	0,5	1,5	2,5	3,5	4,5	5,5	6,5

Выражения для вычисления функций $a, b(z_0, P)$ задаются методикой МПА-98, имеющиеся следующий вид:

$$\begin{aligned}
 a(z_0, P) &= a_0 \cdot a_1(P) \cdot (z_0)^{a_2(P)}, \\
 a_1(P) &= P^{\alpha_1 + \alpha_2 P + \alpha_3 P^2}, \\
 a_2(P) &= \beta_1 + \beta_2 P + \beta_3 P^2, \\
 b(z_0, P) &= 10^{b_1(P) + b_2(P) \lg(z_0) + b_3 \lg^2(z_0)}, \\
 b_1(P) &= \gamma_1 + \gamma_2 P + \gamma_3 P^2, \\
 b_2(P) &= \delta_1 + \delta_2 P + \delta_3 P^2,
 \end{aligned} \tag{4.5}$$

где численные значения всех входящих коэффициентов, также как и z_0 , задаются таблично (отдельно для σ_z и σ_y).

В связи с тем, что имеющиеся методики расчета характеристик устойчивости атмосферы ориентированы на вычисление категорий устойчивости Паскуилла-Гиффорда, в МПА-98 предлагается использование таблицы взаимосвязи параметра Р и категорий устойчивости.

Интенсивность вымывания на землю примеси, содержащейся в облаке зависит от ее интегрального содержания в столбе воздуха:

$$G^{z_{o,r}}(x) = \int_0^{\infty} G_r(x, z) dz = \frac{F_r(x)}{\sqrt{2\pi\sigma_y} U}, \tag{4.6}$$

где $G_r(x,t)$ – разовый фактор разбавления концентрации на высоте z над уровнем земли.

Разовые выпадения на поверхность земли радионуклида r на расстоянии x от источника выброса рассчитываются по формуле:

$$C_{s,r}(x) = Q_{o,r} \left[V_{g,r} G_{o,r}(x) + \Lambda G_{o,r}^z(x) \right], \quad (4.7)$$

где: $V_{g,r}$ – скорость сухого осаждения на поверхность земли (м/с),

Λ – постоянная вымывания примеси из атмосферы осадками (1/с), рассчитываемая по формуле:

$$\Lambda(I) = k_r k_0 I \quad (4.8)$$

в зависимости от интенсивности осадков I (мм/час), $k_r = 1 \cdot 10^{-5}$ ч/(мм·с) – стандартной величины абсолютной вымывающей способности дождя (для всех радионуклидов, кроме инертных газов) и k_0 – относительной вымывающей способности осадков других типов [37].

Функция истощения облака $F_r(x)$ за счет влажного вымывания в соответствие с формулой (3.37) МПА-98 [38]:

$$F_r(x) = \exp(-\Lambda \cdot x / U) \quad (4.9)$$

Полная функция истощения облака (с учетом сухого и влажного осаждения) принимает вид:

$$F_r(x) = \exp \left[-\Lambda \cdot x / U - \sqrt{\frac{2}{\pi}} \frac{V_g}{U} \int_0^x \frac{1}{\sigma_z(x)} \exp\left(-\frac{h^2}{2\sigma_z^2(x)}\right) dx \right], \quad (4.10)$$

Применительно к расчету характеристик рассеяния радионуклидов эта модель была применена в работе [40, 41], причем вся технология подобного рода была реализована в форме специализированного программного комплекса RiskZone v.1.0, прошедшего верификацию и аттестацию в соответствие с требованиями Росатома РФ [34].

4.1.2 Методы статистической обработки

Основная проблема интерпретации расчетов факторов разбавления/осаждения, полученных с использования методики МПА-98, состоит в том, что расчетные величины необходимо получить для так называемых «наихудших условий», которые, не только для каждого конкретного проекта неизвестны, но зависят еще и от расстояния от источника.

Единственный способ их получения – на основе некоторой выборки результатов расчета за длительный срок и для каждого расстояния от источника. Требования МАГАТЭ на этот счет (раздел 2 [42]) подразумевают получение не просто максимального значения по всему ряду (так называемой «оггибающей»), которое, вообще говоря, не является статистической характеристикой, а максимальной величины заданного уровня обеспеченности: 95 или 99.5% (процентилей).

Получение статистически обеспеченных процентилей такого рода требует очень длинных исходных рядов. В работе [29] показано, что для обеспечения требуемой точности для однородного ряда требуется не менее 50 тысяч значений.

Иначе говоря, если проводить обработку результатов расчетов факторов разбавления/осаждения на основании ежечасных метеорологических наблюдений требуется, как легко показать, иметь такие наблюдений примерно за 6 лет.

Между тем, на метеостанциях наблюдения проводятся 8 раз в сутки (на многих метеостанциях Индокитая – всего 4 раза в сутки), так что если основываться только на данных метеостанций, определяя необходимые для расчетов параметры устойчивости Пэскуилла-Гиффорда с использованием, например, простейшей методики раздела 2.1 (Таблица 2.1), то для этого потребуются такие наблюдения почти за 20 лет. Однако, за столь длительный период вследствие климатических изменений ряды наблюдений уже не будут однородными и получение искомым процентильных оценок возможно лишь с очень большими допущениями.

Для наших расчетов мы опирались на 10-летний ряд наблюдений с 2005 по 2015 год на 39 метеостанциях региона (Таблица 3.1) с одновременным

привлечением синхронных рядов данных реанализа и использованием технологии восстановления структуры АПС, описанной в разделе 3.1 с получением, в итоге ежечасных значений входных параметров методики МПА-98: скорости ветра и параметров устойчивости Пэскуилла-Гиффорда, оцениваемых уже по масштабу длины в теории подобия Монино-Обухова в соответствии с Таблицей 2.2. [27,28].

Контрольные примеры приводятся для результатов расчета дистанционных зависимостей процентилей 95 и 99.5% факторов разбавления и осаждения применительно к ядерным объектам на территории Индокитая с осреднением за 1 час для двух расстояний от источника 5км (ближняя зона влияния) и 10км (дальняя зона влияния).

Для возможности дальнейшего климатологического районирования территории по данным индикаторам, в расчет были заложены единообразные условия выбросов:

- высота источника: 50 м;
- диаметр трубы источника: 1м;
- скорость истечения газов из источника: 0,1 м/с;
- температура исходящих газов: 30⁰С;
- радиус размера частиц примесей: 10 мкм;

Уровень шероховатости подстилающей поверхности принимался для всей территории одинаковым - 0.2 м.

Первоначально с использованием исполняемого модуля PBLGRAD (раздел 3) осуществлялся пересчет всех метеорологических наблюдений и данных реанализа в синтезированный файл градиентных измерений, который являлся входной информацией для последующего расчета дистанционных зависимостей процентильных оценок факторов разбавления/осаждения с использованием программного средства RiskZone v.1.0 [34].

Для осреднения используется		1 записей файла					
----- 95.0-ый процентиль -----							
----- фактор разбавления,с/м3 -----							
Румб	0.25	0.50	1.00	2.00	5.00	10.00	15.00
1	4.9E-05	2.7E-05	1.7E-05	1.4E-05	6.3E-06	2.9E-06	1.8E-06
2	4.9E-05	2.7E-05	1.7E-05	1.4E-05	6.3E-06	2.9E-06	1.8E-06
3	4.9E-05	2.7E-05	1.7E-05	1.4E-05	6.3E-06	2.9E-06	1.8E-06
4	5.9E-05	3.1E-05	3.5E-05	2.0E-05	6.3E-06	2.9E-06	1.8E-06
5	4.9E-05	2.7E-05	1.7E-05	1.4E-05	6.3E-06	2.9E-06	1.8E-06
6	4.9E-05	2.7E-05	1.7E-05	1.4E-05	6.3E-06	2.9E-06	1.8E-06
7	4.9E-05	2.7E-05	1.7E-05	1.4E-05	6.3E-06	2.9E-06	1.8E-06
8	5.9E-05	3.1E-05	3.5E-05	2.0E-05	6.3E-06	2.9E-06	1.8E-06
9	4.9E-05	2.7E-05	1.7E-05	1.4E-05	6.3E-06	2.9E-06	1.8E-06
10	4.9E-05	2.7E-05	3.5E-05	2.0E-05	6.3E-06	2.9E-06	1.8E-06
11	4.9E-05	2.7E-05	1.7E-05	1.4E-05	6.2E-06	2.7E-06	1.7E-06
12	5.9E-05	3.1E-05	2.6E-05	1.7E-05	6.3E-06	2.9E-06	1.8E-06
13	4.9E-05	2.7E-05	1.7E-05	1.4E-05	8.3E-06	5.4E-06	3.8E-06
14	4.9E-05	2.7E-05	1.7E-05	1.4E-05	6.3E-06	2.9E-06	1.8E-06
15	5.9E-05	3.1E-05	1.7E-05	1.4E-05	6.3E-06	2.9E-06	1.8E-06
16	4.9E-05	2.7E-05	1.7E-05	1.4E-05	6.3E-06	2.9E-06	1.8E-06
----- фактор осаждения,1/м2 -----							
Румб	0.25	0.50	1.00	2.00	5.00	10.00	15.00
1	3.9E-05	2.2E-05	1.4E-05	1.2E-05	5.0E-06	2.3E-06	1.5E-06
2	3.9E-05	2.2E-05	1.4E-05	1.2E-05	5.0E-06	2.3E-06	1.5E-06
3	3.9E-05	2.2E-05	1.4E-05	1.2E-05	5.0E-06	2.3E-06	1.5E-06
4	4.7E-05	2.4E-05	2.8E-05	1.6E-05	5.0E-06	2.3E-06	1.5E-06
5	3.9E-05	2.2E-05	1.4E-05	1.2E-05	5.0E-06	2.3E-06	1.5E-06
6	3.9E-05	2.2E-05	1.4E-05	1.2E-05	5.0E-06	2.3E-06	1.5E-06
7	3.9E-05	2.2E-05	1.4E-05	1.2E-05	5.0E-06	2.3E-06	1.5E-06
8	4.7E-05	2.4E-05	2.8E-05	1.6E-05	5.0E-06	2.3E-06	1.5E-06
9	3.9E-05	2.2E-05	1.4E-05	1.2E-05	5.0E-06	2.3E-06	1.5E-06
10	3.9E-05	2.2E-05	2.8E-05	1.6E-05	5.0E-06	2.3E-06	1.5E-06
11	3.9E-05	2.2E-05	1.4E-05	1.1E-05	5.0E-06	2.2E-06	1.4E-06
12	4.7E-05	2.4E-05	2.1E-05	1.4E-05	5.0E-06	2.3E-06	1.5E-06
13	3.9E-05	2.2E-05	1.4E-05	1.2E-05	6.7E-06	4.3E-06	3.1E-06
14	3.9E-05	2.2E-05	1.4E-05	1.2E-05	5.0E-06	2.3E-06	1.5E-06
15	4.7E-05	2.4E-05	1.4E-05	1.2E-05	5.0E-06	2.3E-06	1.5E-06
16	3.9E-05	2.2E-05	1.4E-05	1.2E-05	5.0E-06	2.3E-06	1.5E-06

Рисунок 4.1 – Пример заполнения файла результатов, создаваемого по завершении работы (с обеспеченностью 95 %, осреднение – 1 час)

Ниже на рисунках 4.2 показаны примеры расчетов максимальных значений фактора разбавления по 16 основным румбам ветра для некоторых примерных источников (с обеспеченностью 95 %, осреднение – 1 час).

Из сопоставления результатов расчетов факторов разбавления на рисунке 4.2 видно, что наиболее значительное (более чем на порядок величины) снижение значений фактора разбавления на расстояниях более 5 км от источника.

В некоторых случаях, существует увеличение значения фактора разбавления в непосредственной близости к источнику. Причиной такого поведения являются взаимосвязи от характеристик устойчивости атмосферы, смещающих ближе к источнику выбросов, или с учетом скорости ветра, его повторяемости по направлениям. На расстояниях 10 км от источника максимальные значения фактора разбавления уменьшается почти 2 раза, чем на расстоянии 5 км от источника.

На рисунке 4.3 построены изолинии расчета максимальных значений фактора разбавления обеспеченности 95 % с осреднением 1 час в радиусе 15 км от источника. Из рисунка видно, что на расстоянии 5 км от источника Байсэ, максимальное значение фактора разбавления (умноженного на 10^6 , $\text{с}/\text{м}^3$) не превышает 10, и на расстоянии 10 км не выше 6.5. При этом используется (в главе 4.2) описанный подход построения зона максимального значения фактора разбавления для расположения 5 км и 10 км от источника, то этот источник находится в зоне низких значений фактора разбавления ($< 25 \text{ с}/\text{м}^3$, при умножении на 10^6) – зона 1.

Согласно данным многолетних метеорологических наблюдений и результатам повторяемости категории устойчивости атмосферы (в таблице П.А.9), в районе месторасположения источника Байсэ наиболее вероятным является условие нейтральной и слабоустойчивой стратификации (категории D и E) – 42.27 %. Устойчивое состояние атмосферы (категории устойчивости F и G, сумма вероятности которых в течение года составляет 29.25 %). Неустойчивые и близкие к таковым состояния атмосферы – категории A, B и C – имеют вероятность проявления 28.48 %. Среднегодовая скорость ветра на местоположении станции достигает 1.4 м/с, и повторяемость слабых ветров со скоростью ≤ 1 м/с более 50 %.

Также, для источника Тханьхоа, на расстоянии 5 км, максимальное значение фактора разбавления (умноженного на 10^6 , $\text{с}/\text{м}^3$) менее 50, и на расстоянии 10 км от источника, менее 40 – зона 2 (средних значений фактора разбавления).

Максимальные значения фактора разбавления от источника Мандалай находится в зоне высоких значений фактора разбавления (значение фактора разбавления умноженного на 10^6 больше 50 на расстоянии 5 км, и 40 на расстоянии 10 км от источника). В этом районе, наиболее вероятным является устойчивое состояние атмосферы (категории устойчивости F и G, для которых сумма вероятности в течение года составляют 47.3 %). Неустойчивые и близкие к таковым состояния атмосферы – категории A, B и C – имеют вероятность 31.82%. Еще более редки нейтральное и слабоустойчивое состояния атмосферы – 20.88%. Среднегодовое значение скорости ветра в этом районе менее 0.9 м/с, и значение повторяемости слабых ветров со скоростью ≤ 1 м/с очень высоко.

4.2 Результаты исследования фактора разбавления радионуклидов над территорией Индокитая

В данной работе в качестве индикаторов для анализа радиационных последствий аварий в проектах новых АЭС используются результаты расчетов максимальных за период 2005 – 2015 гг. значений факторов разбавления (формула (4)) обеспеченности 95 % и 99.5 % для единичного источника выбросов высотой 50 м на удалении 5 км и 10 км от источника. Эти индикаторы определяют районы и месторасположения источников выбросов на географической карте с наибольшей опасностью.

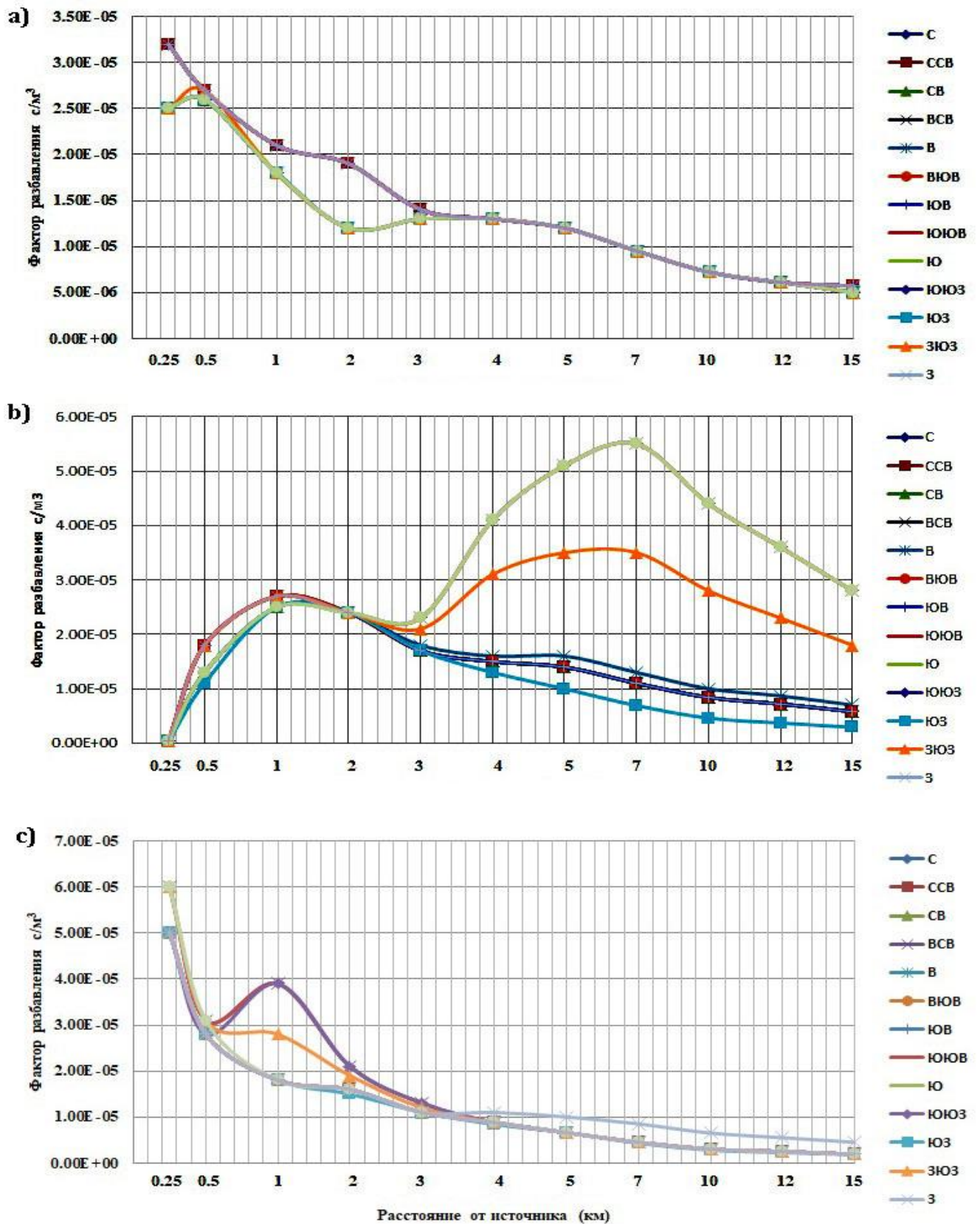


Рисунок 4.2 – Результаты расчета максимальных значений фактора разбавления обеспеченности 95 % с осреднением 1 ч по 16 основным румбам ветра для источников: а) Байсэ; б) Тханьхоа и с) Мандалай

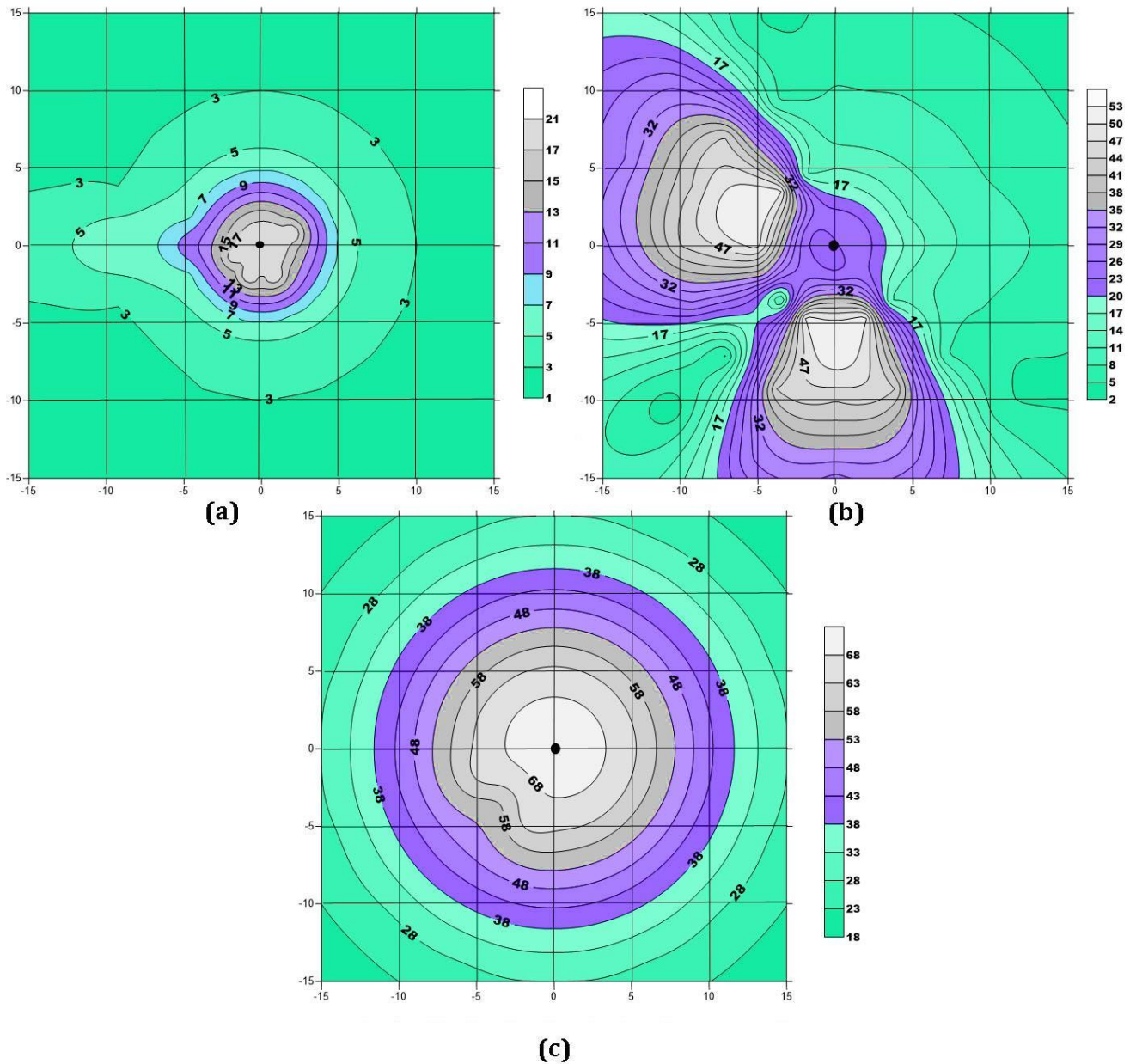


Рисунок 4.3 – Распределение максимальных значений фактора разбавления обеспеченности 95 % (умноженного на 10^6 , с/м^3), для высоты источника 50 м в приземном слое воздуха в радиусе 15 км от источника:

(a) – Байсэ, (b) – Тханьхоа и (c) – Мандалай

Рисунки 4.4 – 4.7 демонстрируют выраженную пространственную изменчивость выбранного индикатора условий рассеяния. Их величины варьируют в интервале от 10^{-6} до 10^{-4} с/м^3 . Согласно результатам расчетов максимальных значений фактора разбавления, и также результатам излучения климатических характеристик, определяющих условия перенос, рассеивания и

вымывания примесей в атмосфере. Районирование для территории Индокитая по этим индикаторам позволяет вполне отчетливо выделить три основные зоны значений факторов разбавления: зона низких значений (зона 1), зона средних значений (зона 2) и зона высоких значений (зона 3). Границы этих зон показаны на рисунках 4.4 – 4.7.

На рисунках 4.4 и 4.5 представлены результаты расчета максимальных значений факторов разбавления с обеспеченностью 95 % (умноженного на 10^6 , $\text{с}/\text{м}^3$) на удалении 5 км (Рисунок 4.4) и 10 км (Рисунок 4.5) от источника. Для этих значений факторов зона I характеризуется низким значениям, которое составляет от 0 до 25 (на удалении 5 км от источника) и до 20 (на удалении 10 км от источника). Эта зона охватывает обширные территории низменности на юге Индокитая, а также большие районы юго-восточной части Китая. Здесь, в среднем за год, повторяемость слабых ветров ≤ 1 м/с не превышает 50 %, а повторяемость приземных инверсий температуры за год составляет 30 – 48 %.

Зона II, при которой максимальные значения составляют в диапазоне 25–50 (на удалении 5 км) и 20–40 (на удалении 10 км), включает обширную территорию Лаоса, Центральной части Вьетнама, большинство северной и полуостровной частей Таиланда, а также часть центральной области Мьянма. Что касается зоны высоких значений - III, то как видно из рисунков, она располагается главным образом в северной и центральной частях Индокитая.

Зона и средние значения метеорологических параметров, определяющих зону значений факторов разбавления, представлены в Таблице 4.2.

Таблица 4.2 – Зависимости зоны значений факторов разбавления от среднегодовых значений метеорологических параметров

Зона и её характеристика	Повторяемость приземных инверсий (%)	Повторяемость слабых ветров (м/с)	Высота слоя перемешивания (м)
Зона I – низкие значения	30 – 48	≤ 50 %	30 – 130
Зона II – средние значения	48 – 58	40 – 90 %	70 - 150
Зона III – Высокие значения	48 – 68	50 – 90 %	70 – 230

Широта, град. с.ш.

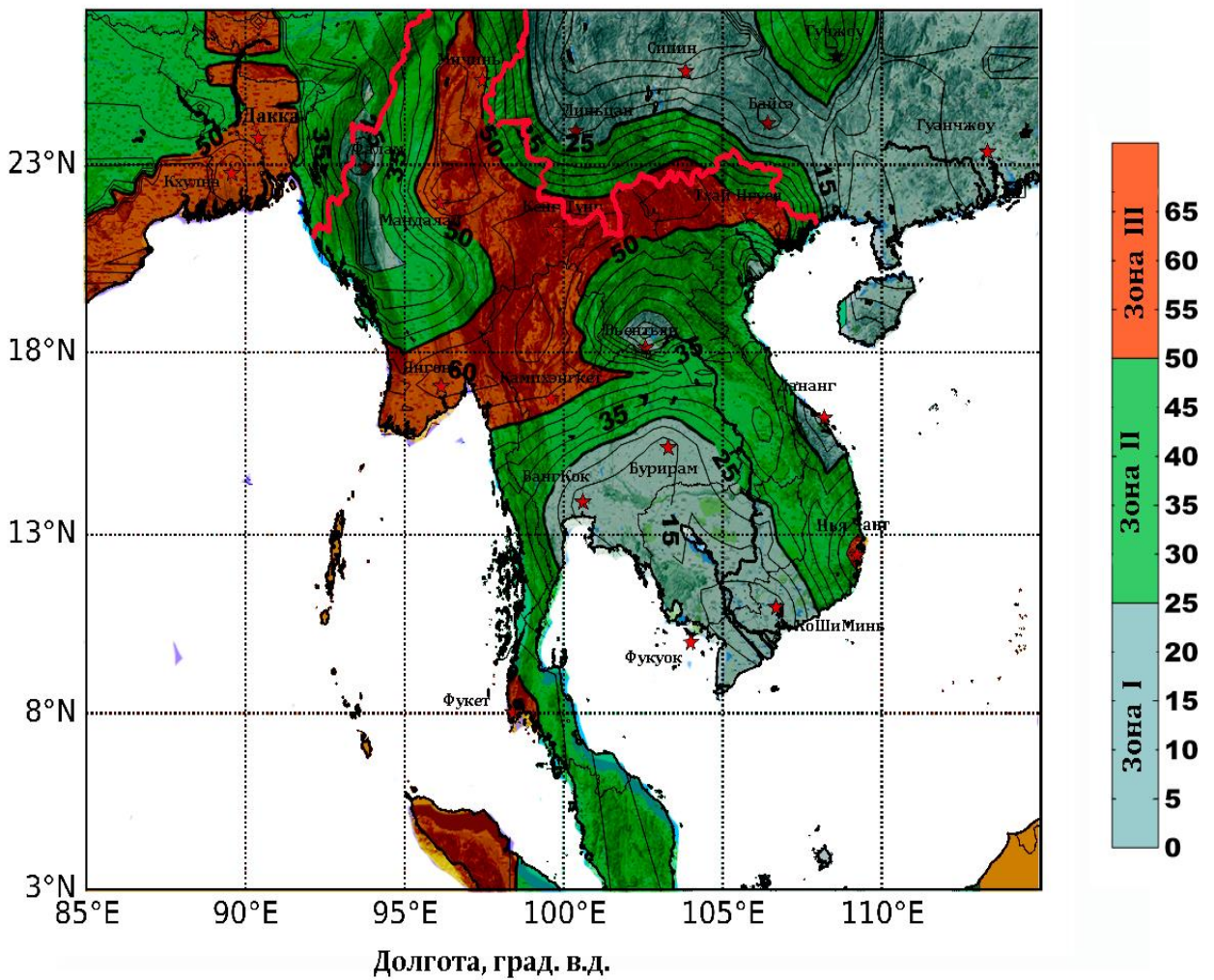


Рисунок 4.4 – Пример карты Индокитая с расчетными значениями максимальных факторов разбавления с обеспеченностью 95 % (умноженного на 10^6 , $\text{с}/\text{м}^3$) на удалении 5 км от источника

Рисунки 4.6 и 4.7 представляют значения факторов разбавления обеспеченности 99.5 % для высоты вентиляционной трубы 50 м на удаления 5 км и 10 км от источника.

Широта, град. с.ш.

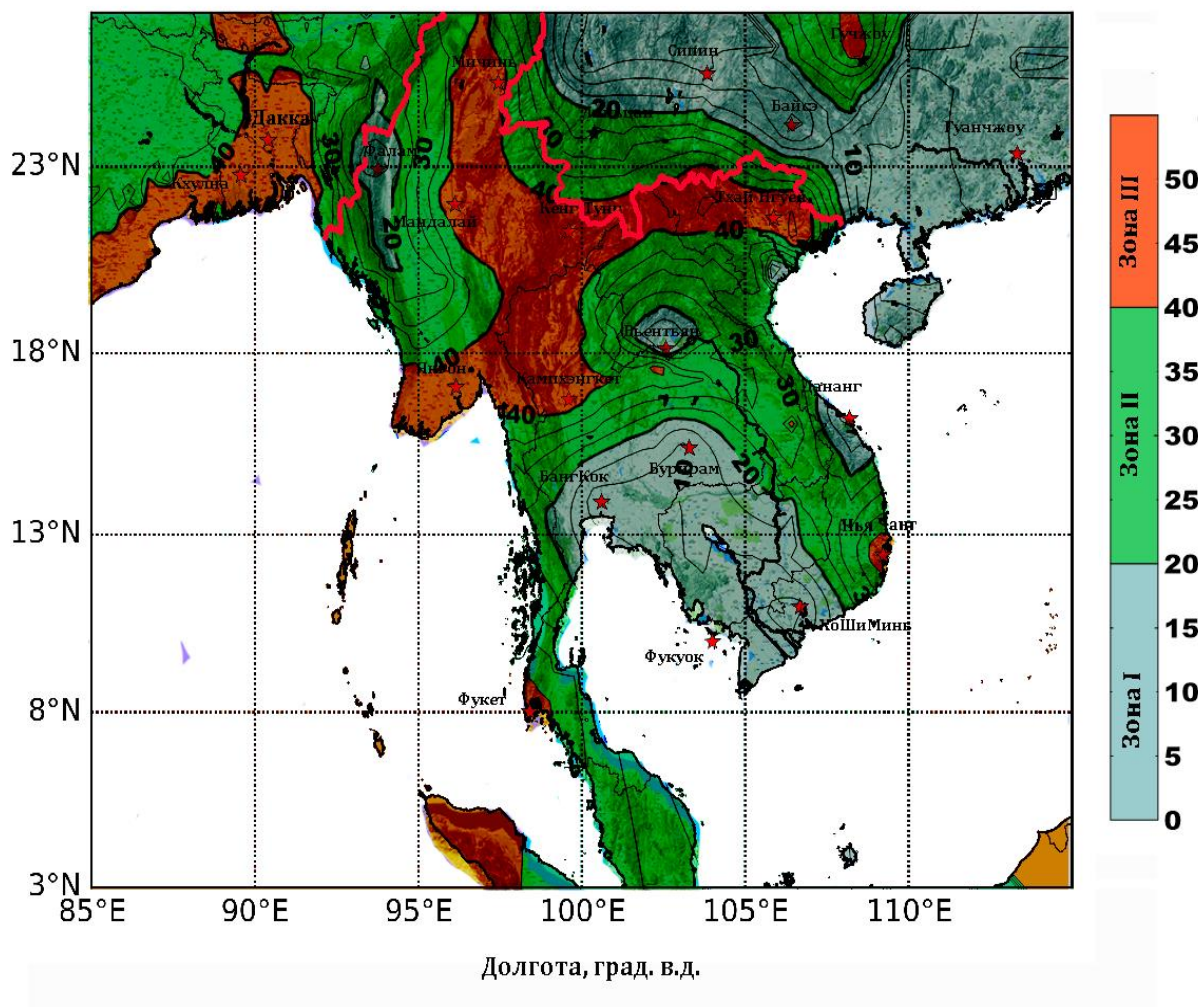


Рисунок 4.5 – Пример карты Индокитая с расчетными значениями максимальных факторов разбавления с обеспеченностью 95 % (умноженного на 10^6 , с/м^3) на удалении 10 км от источника

Как видно из рисунков 4.5 и 4.7, территория зоны высоких значений факторов разбавления с обеспеченностью 99.5 % на расстоянии удаления 5 км от источника больше, чем обеспеченности 95 %, но очень невелика. А для зоны низких значений, верхнее ограниченное значение зоны с обеспеченностью 99.5 % больше 1,2 раза, чем обеспеченности 95 %.

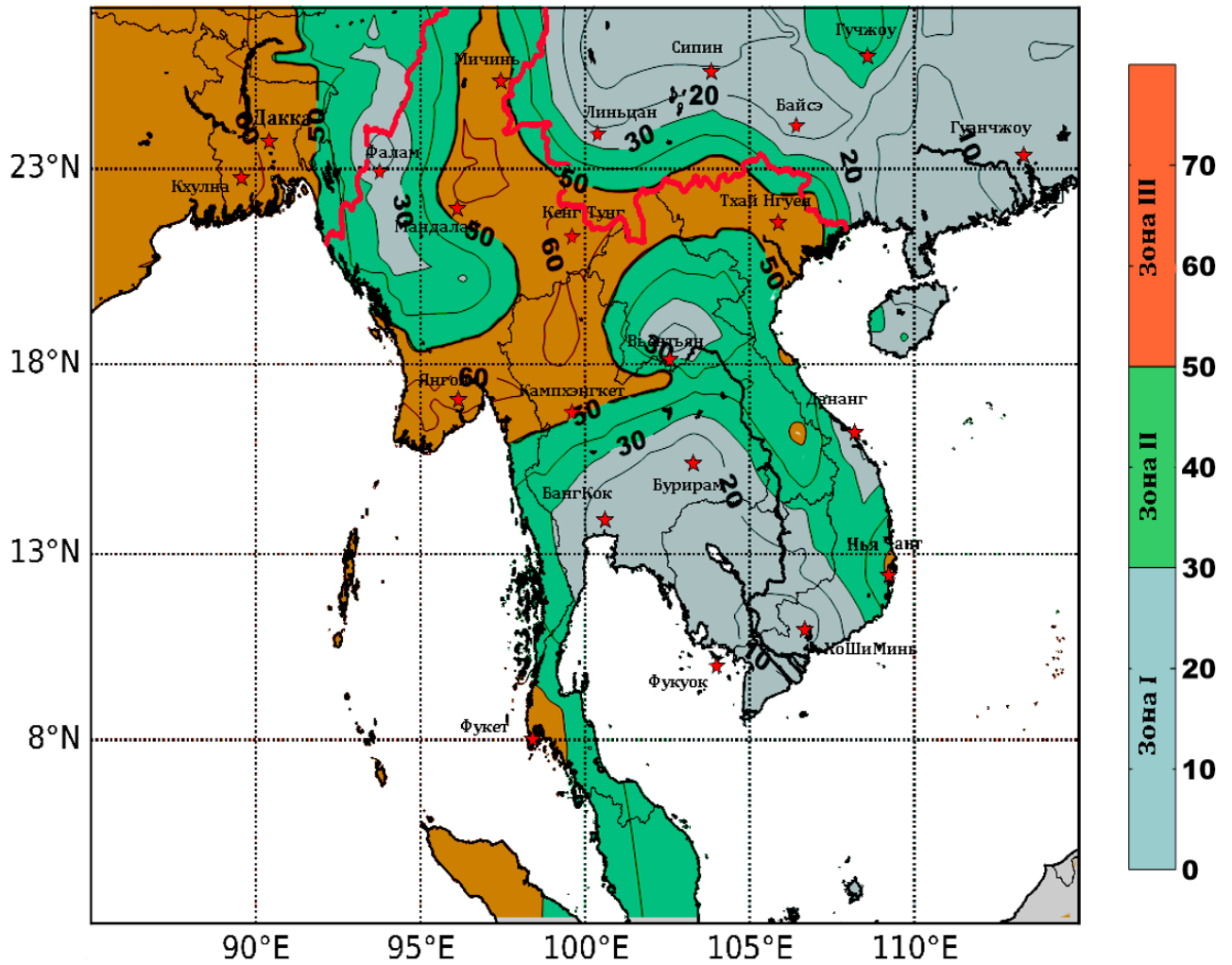


Рисунок 4.6 – Пример климатологической карты расчета максимальных значений факторов разбавления с обеспеченностью 99.5 % (умноженного на 10^6 , с/м³), для высоты вентиляционной трубы 50м на удалении 5 км от источника

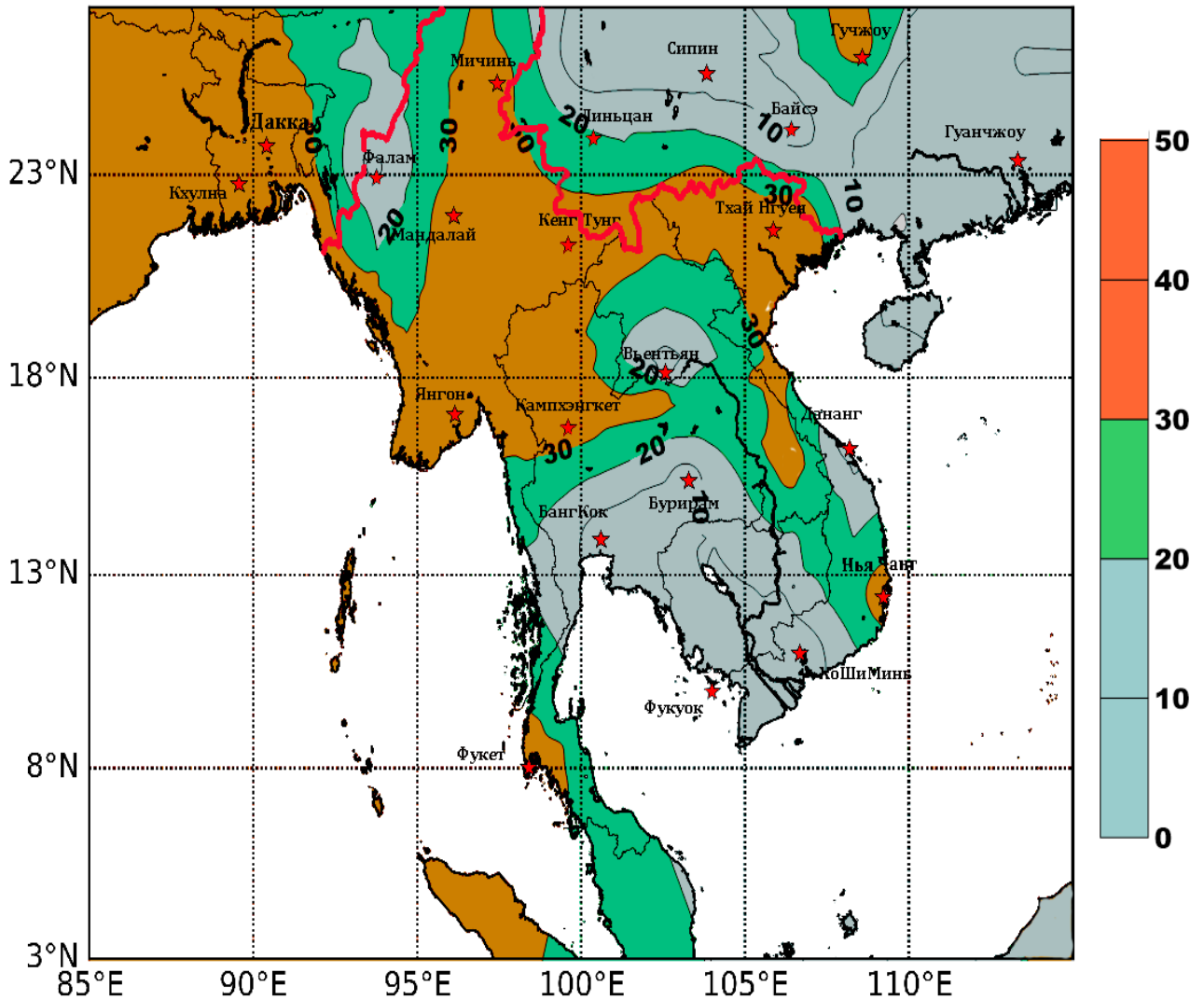


Рисунок 4.7 – Пример климатологической карты расчета максимальных факторов разбавления с обеспеченностью 99,5% (умноженного на 10^6 , с/м³), для высоты вентиляционной трубы 50 м на удалении 10 км от источника

4.3 Результаты исследования факторов осаждения радионуклидов над территорией полуострова Индокитай

По результатам расчетов максимальных значений факторов осаждения для территории Индокитая можно также как и для фактора разбавления выделить три основные зоны: низких значений (зона 1), средних значений (зона 2) и высоких значений (зона 3). Границы этих зон показаны на рисунках 4.8 – 4.9.

Если наложить карту распределения значений факторов осаджения на карту факторов разбавления для полуострова Индокитая, то можно сказать, что они во многом совпадают.

Поскольку в осаджение радионуклидов основной вклад вносят жидкие осадки, остановимся кратко на их пространственном анализе.

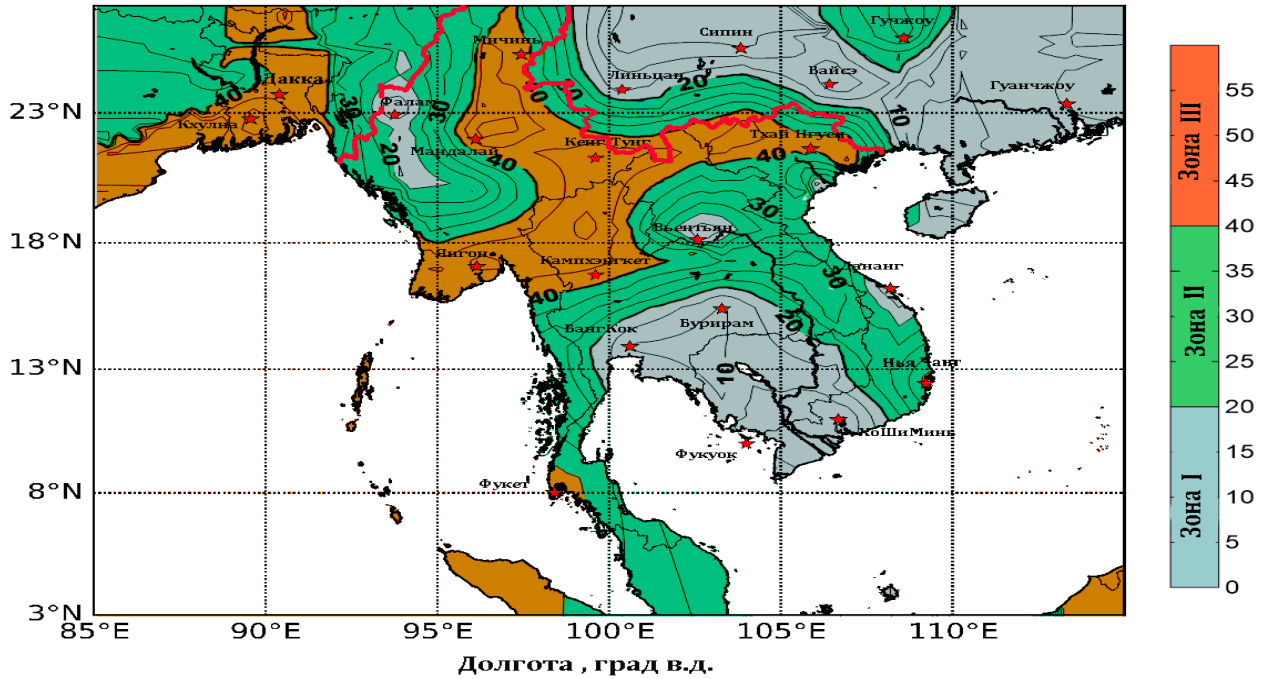
По сведениям большинства станций, расположенных у западных склонов хребта Танентаунджи на территории Мьянмы, показывают, что здесь выпадает количество осадков более 3000 мм осадков в год. К очертаниям зон наибольших осадков являются долина реки Салуин, склоны Ракхайна, Танинтайн, здесь тоже совпадают области влажных тропических лесов в Мьянме.

В Лаосе получено значительное количество осадков но неравномерно, в горных районах и на высоких плато, среднее количество осадков ежегодно выпадает до 3500 мм, а на равнинах и невысоких плоскогорьях, а также например, в Вьентьяне количество осадков выпадает 1000 – 2000 мм в год.

В Таиланде на восточной стороне хребта Танентаунджи выпадает ежегодное количество осадков не выше 2000 мм. В восточной части равнины Бангкока, где путь ветрам препятствует вертикальный уступ плато Корат, сумма осадков составляет около 2000 мм. Аналогичное увеличение осадков характерно и для наиболее высоких густо облесенных горных склонов вокруг Кората. В горах северной части Таиланда вдали от океана среднее количество осадков ежегодно выпадает не высоко (около 2000 мм в год). В долинах, как правило, осадков выпадает значительно меньше – около 1500 мм. Наибольшее количество осадков выпадает на Западном побережье полуострова в Пхукете. В этом районе выпадают обильные дожди и годовое количество осадков достигает 4000 мм.

В Камбодже с зимний период (с ноября по апрель) северо-восточные муссоны приносят с материка сухой воздух, и почти не дающий осадков. А в летний период (с мая по октябрь), в стране господствуют юго-западные муссоны, но за влияние Центральной горной системы, количество осадков в год выпадает мало. В равнинной территории количество осадков составляет от 750 до 1500 мм.

Широта, град. с.ш.



Широта, град. с.ш.

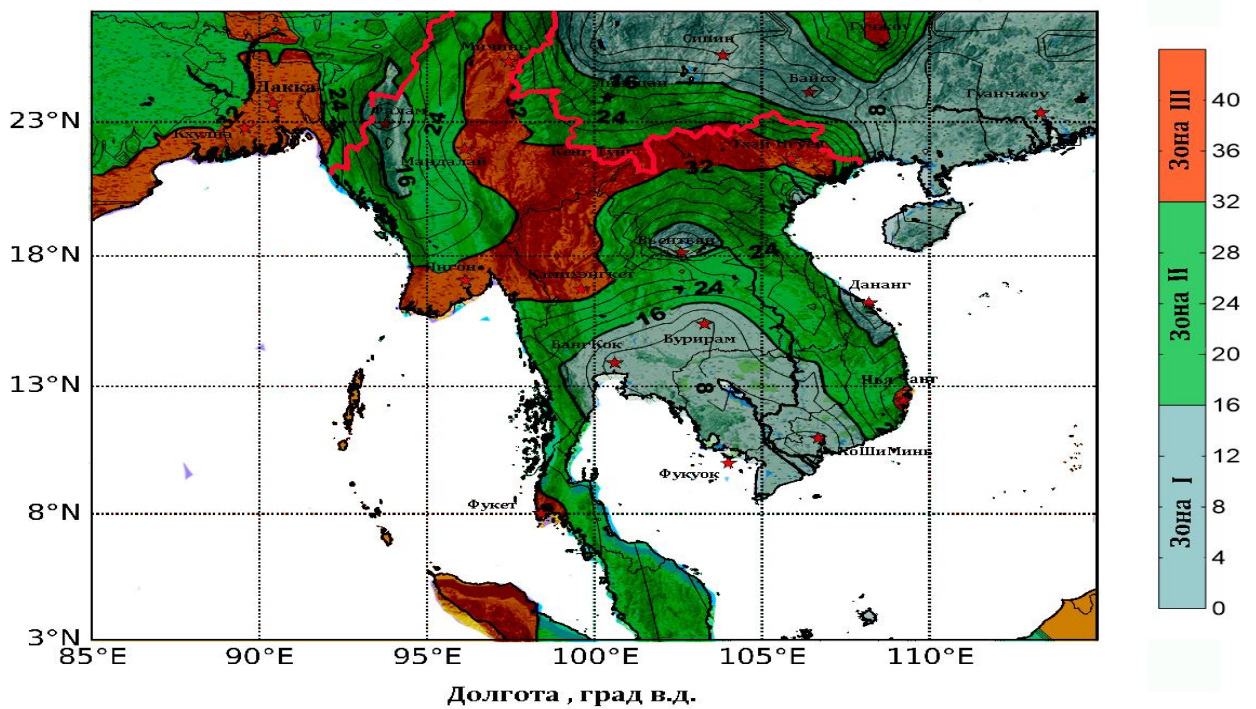
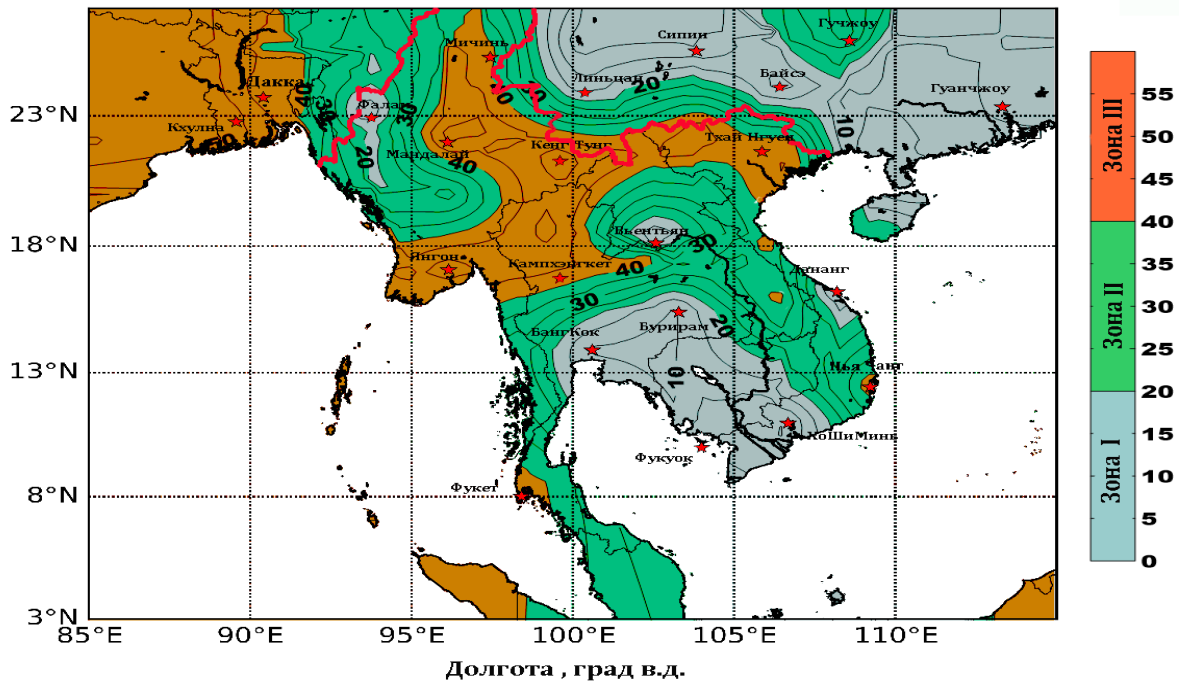


Рисунок 4.8 – Пример расчетных карт максимальных значений факторов осадчения с обеспеченностью 95% (умноженного на 10^6 , $1/m^2$) на удаленностях 5 км (верху) и 10 км (внизу) от источника.

Проводя сравнение местоположения областей с высокими нормами атмосферных осадков (более 2000 мм в год) с представленными картами факторов

осаждения, можно подтвердить высказанное выше суждение об их основной роли в процессах осаждения радионуклидов.

Широта, град. с.ш.



Широта, град. с.ш.

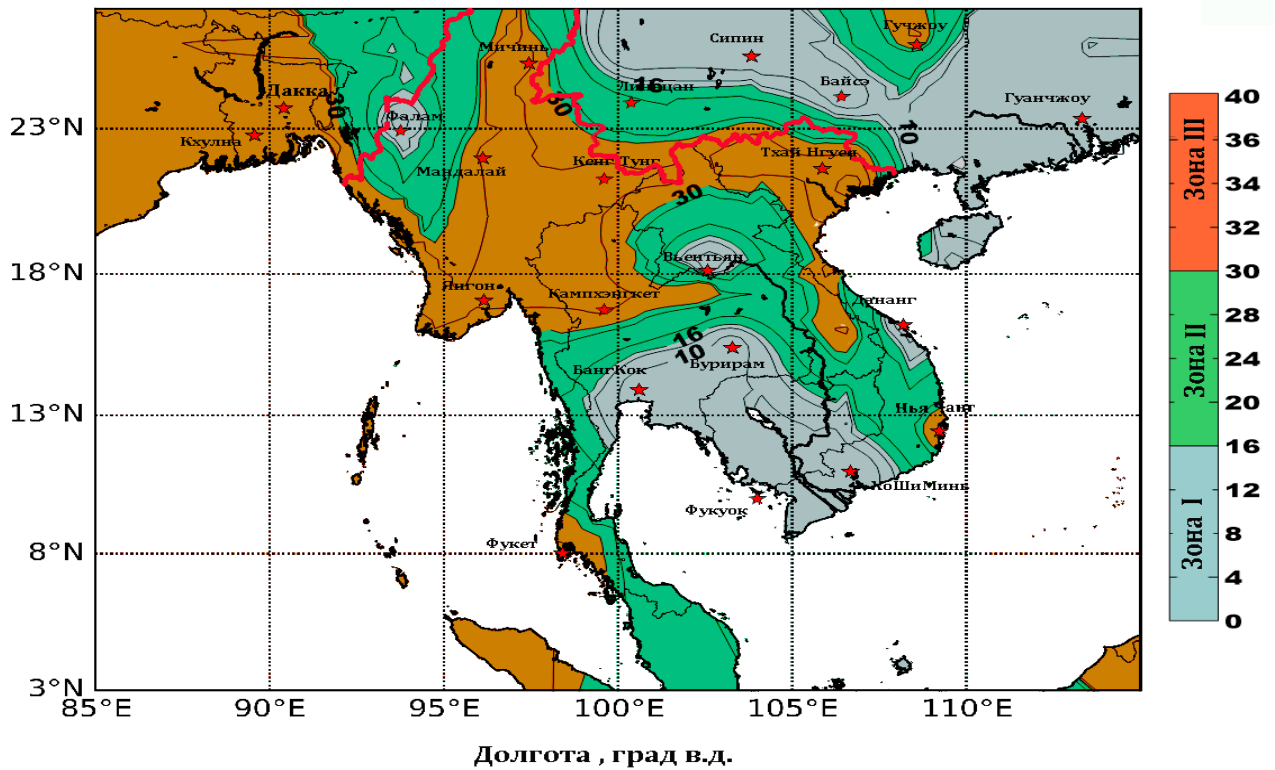


Рисунок 4.9 – Пример расчетных карт максимальных значений факторов осаждения с обеспеченностью 99.5% (умноженного на 10^6 , $1/\text{м}^2$) на удалениях 5 км (верху) и 10 км (внизу) от источника

4.4 Выводы

Сопоставляя топографию Индокитая (Рисунок 1.1) с расчетными картами факторов разбавления/осаждения, можно сделать вывод, что низкие значения используемых индикаторов совпадают, преимущественно, с расположением долин со сравнительно незначительной высотой рельефа.

Особенно это проявляется на юге области (Бурирам, Бангкок, Сиенриеп и Хошимин), а также в Центральной части Индокитая (Вьентьян) и в юго-восточных районах Китая (Бэйхай, Санья, Хайкоу и Гуанчжоу). Климат местности характеризуется здесь наличием выраженной муссонной циркуляции, обилием инсоляции и высокой температурой с весьма незначительной суммой осадков за год (достигает 1500 мм).

Зона средних значений находится в невысоких горных местностях или в долинах. В этой зоне преобладает, в основном, субэкваториальный климат. Для него характерны жаркий влажный сезон с апреля по ноябрь и прохладный сухой сезон в декабре – марте. Среднее количество осадков от 1500–2500 мм.

Что касается зоны высоких значений, то, как видно из рисунка, она располагается, главным образом, в северной и центральной частях Индокитая, где находятся сравнительно высокие горные массивы. В пределах Лаоса и Мьянмы имеется Шанское нагорье, которое образует труднодоступный горный район с высотами 2000–2500 м. В северной части Вьетнама на границе с Китаем, а также на крайнем западе области располагаются горные массивы высотой до 3000 м. Зона средних значений индикатора занимает, как можно видеть, промежуточные территории с переходными формами климата.

Все эти особенности отчетливо проявляются и в расчетных повторяемостях категорий устойчивости Пэскуилла–Гиффорда (рисунок 3.12). В зоне низких значений индикатора превалируют, в основном, условия нейтральной или слабоустойчивой стратификации (категории D и E). Основной причиной здесь является высокое значение скорости ветра на равнинах.

Для высоких уровней значений индикатора характерны, наоборот, очень низкие уровни повторяемостей нейтральной и слабоустойчивой стратификации, но зато резко возрастают вероятности условий конвекции (категории А и В), а также умеренной и сильной устойчивости (категории F и G), так что гистограммы повторяемости в этих областях становятся бимодальными. Причины подобного явления – наличие сравнительно слабого ветра в горных долинах и выраженный суточный ход температуры воздуха.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение сформулируем основные результаты проведенных исследований.

1. Обоснована принципиальная возможность применения современных методов моделирования атмосферного пограничного слоя (АПС), отработанных для умеренной зоны, к субэкваториальной зоне полуострова Индокитай севернее 7.5° с.ш.

2. Определен перечень параметров, характеризующих рассеивающие способности атмосферы исходя из сложившейся практики принятия управленческих решений в области природопользования. Обоснован выбор индикаторов атмосферы, определяющих условия рассеивания в атмосфере радионуклидов от гипотетических выбросов АЭС.

3. Проведен анализ доступных информационных ресурсов и сформированы архивы исходных данных для расчета в достаточном для статистического и пространственного анализа количестве.

4. Осуществлен комплекс численных расчетов для территории полуострова Индокитай применительно к получению характеристик нижней тропосферы, определяющих условия рассеяния радионуклидов.

5. Проведен статистический анализ полученных результатов.

6. Построены карты территориального зонирования параметров, определяющих рассеивающие способности атмосферы над территорией Индокитая.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

АПС – атмосферный пограничный слой

АЭС – атомная электростанция

БД – база данных

ВМО – Всемирная метеорологическая организация

МАГАТЭ – Международное агентство по атомной энергии

НТЦ ЯРБ – Научно-технический центр ядерной и радиационной безопасности

ПС – программное средство

ЭВМ – электронная вычислительная машина

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. IEA (International Energy Agency) (2015). Southeast Asia Energy outlook: World Energy Outlook special Report , OECD/IEA, Paris.
2. Международное энергетическое агентство. Рейтинг стран мира по уровню потребления электроэнергии / Electric Power Consumption. Режим доступа: <http://gtmarket.ru/ratings/electric-power-consumption/info>
3. Ключанская С.А. Основные направления развития ядерной энергетики стран ассоциации государств юго-восточной Азии в конце XX начале XXI в.// Вестник Томского государственного университета 2010. № 333 – С. 71–73.
4. Ратификация № 2241/QĐ-TTg 2014 г. “Утверждение генерального плана развития ядерной энергетики инфраструктуры до 2020 года” от Председателя Правительства Вьетнама // Quyết định 2241/QĐ-TTg năm 2014 phê duyệt Kế hoạch tổng thể phát triển cơ sở hạ tầng điện hạt nhân giai đoạn đến năm 2020 do Thủ tướng Chính phủ ban hành.
5. Ратификация № 580/QĐ-TTg 2010 г. “Создание государственного руководящего комитета по проекту строительства атомной электростанции Ниньтхуан” от Председателя Правительства Вьетнама// Quyết định 580/QĐ-TTg năm 2010 thành lập Ban Chỉ đạo Nhà nước Dự án điện hạt nhân Ninh Thuận do Thủ tướng Chính phủ ban hành.
6. Emerging Nuclear Energy Countries. Режим доступа: <http://www.world-nuclear.org/info/inf102.html>
7. Соглашение между Правительством Российской Федерации и Правительством Союза Мьянма о сотрудничестве в строительстве Центра ядерных исследований в Союзе Мьянма.
8. Зарубежная Азия. Юго-Восточная Азия. - М.: Мысль, 1979. 129- 131 с.
9. Власова Т.В., Аршинова М.А., Ковалёва Т.А. Физическая география материков и океанов. М.,2005.
10. Э.П. Романова, Н.Н.Алексеева, М.А.Аршинова. Физическая география материков. Том 1 – М.: Издательский центр “Академия”, 2014, 427-431 с.

11. Сборник “Географический атлас для учителей средней школы”
\\Ответственный редактор атласа Л.Н. Колосова. Четвёртое издание - Москва:
Главное управление геодезии и картографии при совете министров СССР, 1982.
12. Vũ Tự Lập. Địa lý tự nhiên Việt Nam (phần đại cương). Trường ĐHSP Hà Nội I, 1995.
13. Нгуен Динь Тиен. Формирование и режим стока рек бассейна Меконга. Автореферат диссертации канд. географических наук. М.: МГУ, 1980.
14. Притула Т.Ю. Физическая география материков и океанов. М.,2001.
15. Э.П. Романова, Н.Н.Алексеева, М.А.Аршинова. Физическая география материков. Том 1 – М.: Издательский центр “Академия”, 2014, 427-431 с.
16. Природные ресурсы зарубежных территорий Европы и Азии. М.,1976.
17. Mekong River Commission (2010). "State of the Basin Report, 2010". MRC, Vientiane, Laos.
18. Михайлов В.Н., Нгуен Нгок Хуан. Особенности водного режима приливной дельты р.Меконг в сухой сезон // Вестник МГУ. Сер.5. География. 1988.
19. Кузнецов А.Г. На берегах Меконга и Красной реки. М.,1988.
- 20.Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л: Гидрометеоздат, 1974, 638 с.
21. Алексеева Н.Н. Современные ландшафты Зарубежной Азии. М.,2000. 366-399 с.
22. Ecosystem Profile: Indo-Burma Biodiversity Hotspot, 2011 Update. – Washington DC: Critical Ecosystem Partnership Fund, 2011. – 381 p.
23. Власова Т.В. Физическая география материков. М.,1986.
24. Trần Đức Hạnh, Văn Tất Tuyên, Đoàn Văn Điềm, Trần Quang Tộ. Giáo trình khí tượng nông nghiệp. NXB nông nghiệp Hà Nội, 1997.
- 25.Nguyễn Đức Ngữ, Nguyễn Trọng Hiệu. Khí hậu và tài nguyên khí hậu Việt Nam. NXB Nông nghiệp, 2005.

26. Руководство МАГАТЭ по безопасности № 50-SG-S3 "Учет дисперсионных параметров атмосферы при выборе площадок для атомных электростанций», Вена, 1982.

27. Бызова Н.Л., Гаргер Е.К., Иванов В.Н. Экспериментальные исследования атмосферной диффузии и расчеты рассеяния примеси. – Л.: Гидрометеиздат, 1991, 274 с.

28. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика, т. 1. СПб.: Гидрометеиздат, 1992, 694 с.

29. НИР. Верификационный отчет для программного средства RiskZone версия 1.0. ЗАО «Ленэкософт+». Арх. номер: НИР-Ф-21289 от 12.09.2014 г. СПб, 2014.

30. Василенко С.В., Гаврилов А.С., Мханна А., Липовицкая И.Н. Моделирование атмосферного пограничного слоя применительно к проблемам климатологии // МНМС «Математическое моделирование. Численные методы и комплексы программ». Вып. 13. СПбГАСУ – Санкт-Петербург. 2006.

31. Василенко С.В., Гаврилов А.С., Мханна А., Липовицкая И.Н. Метод климатологического анализа вертикальной структуры атмосферного пограничного слоя с использованием численной модели // Ученые записки РГГМУ 2006. Вып. 2. – С. 53–65.

32. Blackadar A.K. The vertical distribution of the wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. I. Geophys. Res., 1962, vol.67, №80, p.3095-3102.

33. Гаврилов А.С., Мханна А., Харченко Е.В. Верификация модели атмосферного пограничного слоя применительно к задачам прогноза загрязнения атмосферы от очагов лесных пожаров. - Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. – СПб: РГГМУ, 2013. - №32. С. 119-129.

34. Гаврилов А.С., Баранова М.Е., Карасева М.А., Фролов А.С., Харченко Е.В. ПС «RiskZone v.1.0.» Свидетельство о гос. регистрации № 2015611710 от 04.02.2015 г. Аттестационный паспорт № 368 от 18.03.2015 г.

35. Гаврилов А.С, Донг Н.Ф., Хи Н.Д. О возможностях использования геострофического соотношения в тропической зоне// Ученые записки РГГМУ 2016. Вып. 42. – С. 104–108.

36. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы // Гидрометеиздат, Л.: 1984, 751 с.

37. Методологические указания по расчету радиационной обстановки в окружающей среде и ожидаемого облучения населения при кратковременных выбросах радиоактивных веществ в атмосферу (МПА-98).– М.: Минатом России, 1999. – 207 с.

38. Берлянд М.Е., Безуглая Э.Ю. Климатические характеристики условий распространения примесей в атмосфере - Л. Гидрометеиздат, 1983, 328 с.

39. Безуглая Э.Ю. Метеорологический потенциал и климатические особенности загрязнения воздуха городов / Э.Ю. Безуглая. — Л: ГМИ, 1980. - 184с.

40. Гаврилов А.С, Харченко Е.В., Донг Н.Ф., Хи Н.Д. Управление рисками при авариях на атомных электростанциях с использованием математических моделей переноса и рассеяния нуклидов в атмосфере/ Естественные и технические науки, №3, 2015.

41. Баранова Е.М., Гаврилов А.С, Донг Н.Ф. Климатологические аспекты обеспечения безопасности ядерных объектов применительно к территории Индокитая// Ученые записки РГГМУ 2017. Вып. 46. – С. 71–78.

42. NRC Regulatory Guide 1.145 – Atmospheric Dispersion Models for Potential Accident Consequence Assessments at Nuclear Power Plants. Rev.1. 1982, 132 с.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

**РЕЗУЛЬТАТЫ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ
РАСЧЕТНЫХ ПАРАМЕТРОВ АПС**

Таблица П.А.1 – Повторяемость приземных штилевых слоев при условии штилевой ситуации $v \leq 1$ м/с, % за год и по сезонам

Метеостанция	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Лаокай	60.55	57.12	63.40	71.00	62.99
Лангшон	45.52	49.99	64.78	52.33	53.33
Тхайнгуен	53.26	37.93	44.37	55.56	47.48
Хайфон	30.63	24.21	37.22	42.69	34.23
Тханьхоа	48.73	44.53	54.98	47.73	49.00
Дананг	59.28	60.57	66.05	62.83	62.12
Нячанг	25.81	47.37	48.18	27.58	37.03
Хошимин	48.73	54.83	55.67	63.79	55.78
Фукуок	33.56	20.17	13.24	31.26	24.40
Луангнамхта	68.70	61.84	73.93	84.42	72.37
Вьентьян	67.27	63.22	69.40	66.80	66.62
Салаван	56.97	57.87	72.67	52.49	60.07
Сиенреап	29.60	22.16	25.93	39.74	29.88
Лампанг	96.10	94.01	95.44	98.14	95.93
Нонгбуалампху	60.18	64.91	72.94	65.79	66.04
Кампхэнгкет	83.95	80.19	84.84	86.70	83.95
Бурирам	74.19	72.80	77.13	80.81	76.33
Бангкок	38.27	41.31	50.53	48.21	44.72
Пхукет	57.03	61.87	56.09	63.98	59.80
Санья	19.93	23.35	24.36	19.47	21.78
Хайкоу	10.21	15.52	20.66	14.98	15.39
Гуанчжоу	36.48	43.73	45.52	38.41	40.92
Бэйхай	15.72	18.76	22.52	17.49	18.64
Гуйлинь	36.96	49.94	46.17	30.51	40.85
Гучжоу	73.99	74.20	73.28	78.81	75.10
Байсэ	54.38	48.87	62.44	72.14	59.61
Сипин	19.31	19.38	31.98	27.68	24.68
Чэн И	23.84	32.37	55.85	44.41	39.35
Линьцан	67.98	64.76	73.29	77.98	71.09
Мьичин	98.67	98.54	98.82	99.69	98.93
Фалам	97.67	98.85	98.08	99.59	98.67
Мандалай	98.07	88.03	86.79	99.50	93.12
Кенг-Тунг	95.34	95.36	98.75	99.14	97.16
Найпидо	71.69	68.41	74.73	77.91	73.20
Янгон	91.32	90.22	91.91	92.19	91.41
Дакка	87.44	77.93	87.42	96.62	87.29
Читтапонг	76.66	59.51	61.95	81.98	69.76
Раджшахи	80.56	76.05	80.09	90.98	82.16
Кхулна	97.26	81.74	87.20	97.82	90.80

Таблица П.А.2 – Среднее значение скорости ветра за период наблюдения

Метеостанция	Средняя скорость (м/с)	Метеостанция	Средняя скорость (м/с)
Байсэ	1.5	Найпидо	1
Бангкок	1.6	Нонгбуалампху	1.1
Бурирам	0.8	Нячанг	1.7
Бэйхай	3	Пхукет	1.2
Вьентьян	1.5	Раджшахи	0.9
Гуанчжоу	2	Салаван	1.5
Гуйлинь	2.1	Санья	4.2
Гучжоу	1.1	Сиенреап	2.3
Дакка	0.7	Сипин	2.8
Дананг	1.3	Тхайнгуен	1.6
Кампхэнгкет	0.6	Тханьхоа	1.7
Кенг-Тунг	0.2	Фалам	1
Кхулна	0.5	Фукуок	3.1
Лампанг	0	Хайкоу	3.3
Лангшон	1.5	Хайфон	1.8
Лаокай	1	Хошимин	1.2
Линьцан	1.3	Читтапонг	2.2
Луангнамхта	1.1	Чэн И	2.3
Мандалай	0.5	Янгон	0.8
Мьичин	0.3		

Таблица П.А.3 – Повторяемость мощности приземных штилевых слоев по высотам за год при условии штилевой ситуации $v \leq 1$ м/с, %

Меетеостанция	Высота, м					
	0 – 50	51 – 100	101- 150	150 -200	200 -300	300- 500
Байсэ	46.0	38.1	11.5	1.7	0.5	0.5
Бангкок	36.9	33.8	12.0	2.5	1.3	2.0
Бурирам	34.7	36.2	14.6	2.1	1.0	1.5
Бэйхай	43.7	27.4	12.5	4.4	1.8	1.9
Вьентьян	39.6	29.8	13.0	3.4	1.3	1.7
Гуанчжоу	13.3	10.2	6.5	3.4	2.3	5.3
Гуйлинь	39.5	29.6	11.1	3.4	1.6	2.1
Гучжоу	40.7	39.0	11.0	1.6	0.6	0.9
Дакка	33.5	32.0	13.1	2.6	1.2	2.0
Дананг	36.0	31.4	11.3	2.4	1.1	1.9
Кампхэнгкет	33.5	35.6	14.3	2.5	1.1	1.6
Кенг-Тунг	34.3	39.0	14.9	1.7	0.7	1.1
Кхулна	35.5	36.7	14.1	1.9	0.8	1.3
Лампанг	32.7	38.0	15.4	3.0	1.2	1.6
Лангшон	37.1	37.2	11.6	2.3	1.0	1.3
Лаокай	38.5	40.8	12.4	1.3	0.6	0.8
Линьцан	33.4	30.2	11.8	2.8	1.3	2.3
Луангнамхта	36.8	34.3	12.7	2.4	1.0	1.5
Мандалай	36.6	36.7	13.7	1.9	0.8	1.2
Мьичин	36.1	40.4	13.8	1.5	0.6	0.9
Найпидо	38.0	35.0	16.0	3.8	1.4	1.7
Нонгбуалампху	33.1	32.9	12.7	2.5	1.2	2.0
Нячанг	41.2	32.5	9.9	2.2	1.0	1.5
Пхукет	36.1	37.5	15.5	1.7	0.7	1.2
Раджшахи	35.0	32.6	13.3	2.9	1.2	1.8
Салаван	37.1	28.7	11.9	4.1	1.7	2.3
Санья	44.6	31.3	10.4	3.0	1.4	2.1
Сиёмреап	35.5	26.7	11.9	5.0	3.2	5.6
Сипин	29.7	23.0	14.9	5.0	2.2	3.4
Тхайнгуен	43.1	37.2	12.1	2.4	0.8	0.8
Тханьхоа	36.6	33.0	12.4	2.5	1.0	1.5
Фалам	35.3	30.0	13.7	4.2	1.6	2.2
Фукуок	33.7	24.7	11.3	4.2	2.1	3.3
Хайкоу	28.5	18.3	6.1	2.3	1.3	2.8
Хайфон	43.1	35.4	14.3	3.5	1.3	1.2
Хошимин	35.4	35.1	13.8	2.5	1.3	1.8
Читтапонг	34.9	32.7	13.8	3.1	1.2	1.7
ЧэНИ	38.4	30.8	16.5	4.6	1.5	1.6
Янгон	37.6	34.0	11.4	2.6	1.0	1.6

Таблица П.А.4 – Повторяемость приземных штилевых слоев (%) при условии штилевой ситуации $v \leq 1$ м/с для каждого месяца на некоторых метеостанциях

Метеостанция	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Лаокай	68.95	59.59	53.47	52.33	57.26	61.86	62.10	64.09	64.05	69.44	70.22	73.34
Лангшон	39.25	50.13	47.16	45.33	48.59	56.21	62.56	70.20	61.39	56.89	54.82	43.85
Хайфон	34.96	28.44	28.00	22.39	22.73	27.63	31.41	35.75	43.36	42.71	41.82	43.53
Дананг	64.58	57.89	55.75	56.84	60.44	64.56	64.17	65.20	68.93	62.43	58.14	67.63
Нячанг	18.92	26.61	31.63	45.05	46.86	50.26	49.02	50.10	45.27	34.85	30.65	17.18
Хошимин	63.34	47.14	35.62	42.68	61.62	59.05	53.58	54.86	58.68	66.98	63.04	61.29
Фукуок	31.95	38.03	31.32	31.64	16.60	12.14	13.14	14.55	11.96	29.57	36.45	28.07
Луангнамхта	74.49	63.53	68.65	63.82	62.86	58.85	67.17	76.03	78.63	85.73	86.08	81.07
Вьентьян	68.40	68.32	65.51	63.55	62.25	63.92	69.40	71.48	67.25	68.90	68.42	62.41
Салаван	51.28	62.38	56.73	50.54	61.08	61.71	73.55	73.02	71.41	56.51	53.69	46.33
Сиенреап	32.33	31.77	25.21	24.29	19.89	21.35	20.01	24.51	32.52	39.62	42.55	36.78
Лампанг	97.45	96.24	94.74	93.33	95.58	93.07	94.51	94.80	97.06	97.94	98.35	98.17
Нонгбуалампху	59.16	60.21	61.19	59.08	66.12	69.41	71.29	73.18	74.29	71.51	67.34	59.12
Кампхэнгкет	86.33	82.98	82.46	76.69	79.62	84.30	83.15	85.53	85.86	86.59	88.68	85.06
Бурирам	71.23	79.51	71.94	69.98	78.09	70.25	66.47	76.52	88.46	83.99	82.76	76.10
Бангкок	44.33	36.43	33.95	40.33	41.04	42.53	48.02	49.30	54.29	54.98	47.93	41.97
Пхукет	53.93	58.56	58.71	65.85	66.79	52.71	50.96	61.63	55.65	67.55	69.00	56.28
Санья	16.85	20.31	22.54	21.48	24.20	24.34	23.26	24.59	25.27	21.04	20.80	16.78
Хайкоу	10.04	9.92	10.66	11.24	15.93	19.35	18.22	21.74	22.07	20.68	13.90	10.59
Гуанчжоу	29.61	36.16	43.46	43.42	42.87	44.95	39.38	50.00	47.21	40.35	38.99	36.05
Бэйхай	13.51	15.80	17.80	19.06	19.52	17.68	17.15	26.57	23.86	22.70	14.90	14.96
Гуйлинь	30.41	34.28	45.69	47.88	47.60	54.42	52.01	48.15	38.12	28.44	33.73	29.51

Метеостанция	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Гучжоу	78.04	69.91	73.81	70.98	74.26	77.35	70.97	73.08	75.89	78.54	79.81	78.12
Байсэ	64.88	52.78	45.73	44.38	46.03	56.26	53.26	64.85	69.38	73.76	71.91	70.82
Сипин	21.06	19.02	17.92	18.23	18.47	21.48	28.96	34.54	32.47	31.62	28.80	22.87
Чэн И	29.59	22.05	20.02	24.45	31.25	41.44	53.44	54.76	59.44	53.80	44.17	35.64
Линьцан	78.80	65.37	59.87	61.24	63.64	69.43	73.89	71.93	74.06	75.87	78.17	79.80
Мьичин	99.81	99.19	97.27	98.57	98.53	98.51	98.75	98.94	98.77	99.51	99.66	99.91
Фалам	99.37	97.74	95.65	98.25	98.54	100.00	94.52	100.00	99.59	99.60	100.00	99.19
Мандалай	99.26	99.00	96.29	94.25	90.47	79.21	77.14	88.77	94.27	99.05	99.66	99.83
Кенг-Тунг	98.35	94.58	93.62	94.63	94.28	97.19	98.32	98.53	99.39	99.60	99.30	98.44
Найпьи́до	82.80	65.94	65.03	68.62	73.88	61.57	67.92	76.40	79.67	79.58	80.32	73.90
Янгон	93.02	92.70	88.66	91.72	88.34	90.59	90.44	92.71	92.56	90.69	92.53	93.45
Дакка	91.43	86.15	85.31	77.29	74.35	83.07	82.36	86.94	92.64	95.84	98.31	95.68
Читтапонг	73.78	67.50	59.83	56.80	61.85	61.34	63.13	61.34	72.75	82.66	91.56	86.17
Раджшахи	79.94	79.81	82.11	77.30	73.51	77.46	75.72	78.64	86.08	92.54	93.03	87.58
Кхулна	98.03	96.66	97.00	86.20	79.48	79.77	83.40	84.49	92.21	95.84	99.34	98.24

Таблица П.А.5 – Средние значения непрерывной продолжительности штилей (час) по слоям при условии штилевой ситуации $v \leq 1$ м/с за год

Метеостанция	Высота, м					
	0 – 50	51 – 100	101-150	150 - 200	200 - 300	300-500
Байсэ	16.0	7.0	3.3	3.2	3.5	4.6
Бангкок	12.1	16.6	3.7	5.2	6.4	5.6
Бурирам	29.6	29.1	4.2	5.3	7.3	12.8
Бэйхай	5.4	5.6	3.8	3.3	3.2	3.9
Вьентьян	13.9	6.7	5.9	4.4	4.8	6.4
Гуанчжоу	8.5	7.6	5.0	7.1	9.9	14.1
Гуйлинь	10.5	6.4	4.0	4.0	4.0	4.2
Гучжоу	27.5	11.8	3.4	3.9	5.3	8.6
Дакка	63.1	16.0	5.2	5.8	8.8	14.4
Дананг	17.9	10.3	4.3	4.8	6.7	9.5
Кампхэнгкет	47.1	26.1	4.5	4.9	6.9	11.3
Кенг-Тунг	554.2	57.3	3.7	4.5	8.1	16.7
Кхулна	119.8	26.0	4.0	4.3	7.4	13.8
Лампанг	257.3	91.2	5.7	4.1	7.1	9.3
Лангшон	19.6	19.8	3.0	4.1	5.3	6.7
Лаокай	20.9	33.7	2.6	4.1	6.4	8.5
Линьцан	21.8	10.7	4.2	5.9	8.2	15.3
Луангнамхта	25.3	12.6	4.2	4.8	6.9	10.2
Мандалай	281.2	26.4	4.3	4.8	8.3	15.5
Мьичин	630.7	40.9	3.6	4.0	7.0	19.3
Найпидо	18.4	14.3	5.6	4.6	4.2	5.1
Нонгбуалампху	20.6	19.1	4.2	5.1	6.5	9.3
Нячанг	12.5	8.1	4.0	3.9	4.6	5.4
Пхукет	19.9	31.5	3.7	3.8	4.9	5.9
Раджшахи	35.1	12.9	5.0	5.0	5.8	9.1
Салаван	13.4	7.0	6.0	5.0	6.0	8.3
Санья	9.5	6.2	4.2	3.2	3.3	2.7
Сиёмреап	10.0	6.9	4.6	4.0	4.4	3.7
Сипин	6.2	9.5	4.8	3.7	3.9	4.7
Тхайнгуен	10.9	11.0	3.3	3.5	4.5	5.3
Тханьхоа	13.1	12.4	3.9	4.2	5.1	8.4
Фалам	67.3	8.2	10.1	6.7	14.8	53.4
Фукуок	6.6	8.1	4.7	4.5	4.7	4.5
Хайкоу	6.7	5.4	3.5	3.4	4.5	5.6
Хайфон	7.6	12.8	3.3	3.5	3.0	3.1
Хошимин	15.3	22.2	3.8	4.7	6.0	6.3
Читтапонг	23.9	12.5	5.0	4.1	5.5	8.1
ЧЭНИ	9.1	8.8	4.7	3.8	3.6	4.3
Янгон	79.9	10.4	5.5	5.7	7.7	16.2

Таблица П.А.6 – Средние значения повторяемости приземных инверсий над территорией Индокитая по сезонам и за год, %

Метеостанция	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Байсэ	55.3	58.5	58.4	55.9	57.0
Бангкок	51.5	48.5	48.2	50.8	49.7
Бурирам	59.4	58.3	52.4	56.7	56.7
Бэйхай	40.3	33.6	24.9	23.4	30.5
Вьентьян	57.9	54.2	54.3	56.2	55.6
Гуанчжоу	58.1	60.6	55.9	57.5	58.0
Гуйлинь	52.9	49.7	53.7	53.7	52.5
Гучжоу	53.6	56.6	58.9	56.9	56.5
Дакка	62.0	55.5	52.7	59.8	57.5
Дананг	47.5	49.1	51.2	49.0	49.2
Кампхэнгкет	61.1	59.7	53.7	56.1	57.6
Кенг-Тунг	57.5	55.3	52.3	60.2	56.3
Кхулна	61.3	56.3	51.3	59.2	57.0
Лампанг	70.8	66.6	59.3	62.6	64.8
Лангшон	48.9	47.9	50.2	48.0	48.7
Лаокай	51.3	51.0	51.3	52.1	51.4
Линьцан	63.1	61.4	54.4	59.9	59.7
Луангнамхта	55.5	55.0	51.0	56.6	54.5
Мандалай	63.2	56.1	52.8	60.1	58.0
Мьичин	61.6	54.8	49.5	58.2	56.0
Найпидо	66.7	57.1	53.3	56.7	58.4
Нонгбуалампху	55.3	54.4	51.9	54.5	54.0
Нячанг	34.0	42.3	47.7	42.6	41.7
Пхукет	53.6	55.7	50.8	52.1	53.1
Раджшахи	63.6	59.1	56.4	64.1	60.8
Салаван	62.5	59.8	50.9	53.3	56.6
Санья	45.7	47.2	44.4	42.8	45.0
Сиенреап	34.6	38.6	38.9	36.5	37.2
Сипин	55.4	53.1	55.9	56.1	55.1
Тхайнгуен	48.7	45.4	46.6	47.8	47.1
Тханьхоа	45.0	44.8	46.4	46.7	45.7
Фалам	57.0	57.2	52.5	60.7	56.8
Фукуок	43.9	43.2	29.8	39.0	39.0
Хайкоу	49.3	50.6	46.5	47.0	48.3
Хайфон	56.8	55.5	56.1	58.1	56.6
Хошимин	31.4	31.8	31.0	30.2	31.1
Читтапонг	59.3	53.8	51.1	55.3	54.9
Чэни	56.1	52.5	53.2	56.8	54.6
Янгон	59.5	55.7	45.0	50.6	52.7

Таблица П.А.7 – Примеры расчетов повторяемости высоты приземных инверсий за год, %

Метеостанция	Высота (м)						
	0-50	50-100	100-150	150-200	200-300	300-500	500-1000
Байсэ	62.14	17.26	6.97	4.13	7.07	2.39	0.03
Бангкок	86.59	8.77	2.54	1.20	0.71	0.18	0.03
Бурирам	80.44	9.50	4.55	2.96	2.37	0.14	0.00
Бэйхай	80.44	9.5	4.55	2.96	2.37	0.14	0
Вьентьян	65.88	18.38	7.64	3.67	3.78	0.64	0.00
Гуанчжоу	37.69	14.57	13.24	6.28	8.35	5.76	0.46
Гуйлинь	56.51	13.37	9.70	5.94	7.59	3.43	1.75
Гучжоу	69.36	17.06	5.14	2.38	3.97	1.69	0.04
Дакка	92.01	5.33	1.54	0.91	0.21	0.04	0.00
Дананг	81.99	9.18	4.02	2.61	2.00	0.17	0.00
Кампхэнгкет	86.86	7.30	2.49	1.91	1.38	0.10	0.00
Кенг-Тунг	97.93	1.48	0.23	0.23	0.13	0.00	0.00
Кхулна	94.50	3.54	1.03	0.59	0.25	0.04	0.00
Лампанг	91.36	7.01	0.92	0.43	0.31	0.00	0.00
Лангшон	77.88	8.57	3.85	2.96	4.19	1.70	0.18
Лаокай	86.83	5.87	2.50	2.38	2.32	0.09	0.00
Линьцан	79.22	13.26	3.73	1.70	1.89	0.18	0.00
Луангнамхта	85.28	8.06	2.63	1.72	2.21	0.11	0.00
Мандалай	95.96	3.21	0.49	0.18	0.15	0.01	0.00
Мьичин	97.91	1.83	0.11	0.11	0.04	0.00	0.00
Найпьидо	83.95	10.61	3.30	1.22	0.85	0.06	0.00
Нонгбуалампху	79.53	9.63	4.98	3.16	2.50	0.17	0.00
Нячанг	89.55	5.54	2.91	1.24	0.63	0.11	0.00

Метеостанция	Высота (м)						
	0-50	50-100	100-150	150-200	200-300	300-500	500-1000
Пхукет	85.66	6.92	4.53	2.49	0.43	0.00	0.00
Раджшахи	88.39	7.37	2.25	1.24	0.66	0.09	0.00
Салаван	88.39	7.37	2.25	1.24	0.66	0.09	0
Санья	69.50	10.13	6.86	4.23	6.49	1.78	0.14
Сиенреап	88.8	7.6	2.8	0.4	0.3	0.1	0.0
Сипин	57.73	15.35	12.98	6.60	6.38	0.94	0.00
Тхайнгуен	80.96	9.89	3.60	2.04	2.55	0.66	0.13
Тханьхоа	85.26	7.00	3.16	2.16	1.91	0.39	0.00
Фалам	91.46	6.91	1.28	0.08	0.28	0.00	0.00
Фукуок	85.60	7.78	3.84	2.08	0.69	0.05	0.00
Хайкоу	59.96	10.88	7.32	5.01	7.80	3.70	0.53
Хайфон	60.20	14.34	8.70	6.94	7.68	1.71	0.16
Хошимин	97.55	1.29	0.90	0.16	0.09	0.02	0.00
Читтапонг	79.49	11.44	3.85	2.44	2.38	0.43	0.00
ЧэНИ	65.43	16.13	8.70	4.89	4.50	0.33	0.00
Янгон	90.58	6.23	1.65	0.79	0.66	0.08	0.00

Таблица П.А.8 – Повторяемость высоты (мощности) приподнятых инверсий за год, %

Метеостанция	Высота (м)								
	0-50	50-100	100-150	150-200	200-300	300-500	500-1000	1000-1500	1500-2000
Байсэ	18.4	28.8	18.9	11.5	13.2	2.6	0.4	0.3	6.0
Бангкок	26.8	59.0	10.1	1.7	0.6	0.2	0.4	0.0	1.1
Бурирам	41.9	33.8	8.2	4.1	1.3	2.9	0.9	0.0	7.0
Бэйхай	19.5	16.2	7.7	5.2	9.6	17.9	13.3	10.1	0.6
Вьентьян	18.4	28.8	18.9	11.5	13.2	2.6	0.4	0.3	6.0
Гуанчжоу	18.0	12.6	7.2	6.0	19.8	19.1	10.6	6.6	0.1
Гуйлинь	13.7	13.3	8.7	6.5	15.6	22.0	8.6	9.7	2.0
Гучжоу	13.9	17.8	10.2	6.2	9.2	7.3	5.5	15.3	14.6
Дакка	45.7	40.4	9.1	2.5	0.9	0.8	0.7	0.0	0.0
Дананг	39.7	37.5	6.3	2.6	1.2	0.4	0.0	0.0	12.3
Кампхэнгкет	66.0	21.9	6.0	1.3	0.6	0.7	3.3	0.0	0.0
Кенг-Тунг	50.2	28.0	9.8	4.3	4.1	3.1	0.4	0.0	0.0
Кхулна	51.5	32.0	12.4	1.1	0.5	2.5	0.0	0.0	0.0
Лампанг	65.8	22.5	7.3	3.7	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0
Лангшон	25.1	25.8	9.3	4.5	5.3	5.1	4.7	3.2	17.0
Лаокай	32.0	38.7	9.0	3.5	2.5	0.8	0.0	1.8	11.9
Линьцан	42.2	32.8	12.0	6.7	6.0	0.3	0.0	0.0	0.0
Луангнамхта	50.4	40.0	7.6	1.1	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0
Мандалай	58.1	22.6	5.9	4.8	5.1	2.8	0.7	0.0	0.0
Мьичин	37.8	34.9	9.3	1.6	7.9	4.5	0.8	0.0	0.0
Найпидо	40.7	30.8	25.6	0.9	1.8	0.0	0.0	0.0	0.0
Нонгбуалампху	46.5	38.3	10.0	2.6	1.3	0.0	0.0	0.0	1.4
Нячанг	24.6	52.8	18.1	3.5	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0
Пхукет	48.5	45.2	4.9	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Метеостанция	Высота (м)								
	0-50	50-100	100-150	150-200	200-300	300-500	500-1000	1000-1500	1500-2000
Раджшахи	42.0	36.6	12.2	4.2	3.4	1.7	0.0	0.0	0.0
Салаван	44.9	35.5	6.3	2.4	1.2	0.1	0.5	0.0	9.0
Санья	17.9	35.5	20.9	8.3	10.7	5.1	1.1	0.0	0.5
Сиенреап	88.8	7.6	2.8	0.4	0.3	0.1	0.0	0.0	0.0
Сипин	17.0	47.7	17.3	7.8	8.4	1.7	0.1	0.0	0.0
Тхайнгуен	14.1	24.8	12.0	5.2	2.9	1.3	0.9	1.2	37.7
Тханьхоа	24.1	37.0	10.3	4.1	5.5	3.9	0.2	7.3	7.6
Фалам	72.4	17.5	2.3	0	7.8	0	0	0	0
Фукуок	24.5	54.9	15.9	4.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0
Хайкоу	14.0	19.9	9.4	5.6	9.8	20.8	7.9	12.3	0.4
Хайфон	21.3	38.0	15.9	7.0	8.1	2.3	2.6	0.0	4.9
Хошимин	39.1	54.3	5.9	0.3	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0
Читтапонг	29.3	40.1	14.7	8.6	4.4	1.2	0.3	0.0	1.4
ЧЭНИ	19.0	37.3	19.2	11.2	11.4	1.9	0.0	0.0	0.0
Янгон	55.1	35.6	4.3	1.6	1.7	1.7	0.0	0.0	0.0

Таблица П.А.9 – Повторяемость категорий по методу определения класса устойчивости Пэскуилла-Гиффорда за год

Станция	A	B	C	D	E	F	G
Байсе	14.82	9.39	4.27	18.15	24.12	24.06	5.19
БангКок	12.15	5.68	5.27	36.94	18.08	6.59	15.29
Бурирам	24.23	4.66	2.4	12.94	13.48	10.74	31.56
Бейхай	2.77	5.83	5.97	53.09	23.6	7.56	1.18
Вьентьян	19.79	10.54	4.29	14.01	21.37	28.72	1.29
Гуанчжоу	7.93	7.83	5.2	30.54	29.2	17.45	1.85
Гуйлинь	9.01	8.46	5.21	33.85	25.75	14.99	2.74
Гучжоу	20.18	6.98	3.18	13.67	16.1	21.07	18.83
Дакка	23.12	5.3	2.26	12.39	16.01	15.6	25.33
Дананг	13.67	8.38	5.24	28.51	22.23	10.83	11.15
Кампхэнгкет	25.77	5.03	2.02	9.52	12.42	11.91	33.34
Кенг-Тунг	30.93	1.2	0.5	6.95	6.08	6.54	47.79
Кхулна	27.11	3.47	1.68	10.78	10.2	10.88	35.88
Лампанг	31.23	0.86	0.31	5.78	3.88	5.12	52.83
ЛангШон	15.62	4.95	3.96	33.59	15.14	6.44	20.3
Лаокай	21.09	4.91	3.96	21.59	13.94	5.19	29.33
ЛиньЦан	19.44	7.31	3.1	12.02	17.98	25.4	14.75
Луангнамхта	18.49	7.53	3.39	17.29	22.29	14.25	16.76
Мандалай	26.74	3.64	1.44	9.46	11.42	11.95	35.35
Мьичин	30.51	1.93	0.66	6.78	7.31	8.88	43.91
Найпидо	22.63	6.74	2.67	11.56	16.8	20.74	18.85
Нонгбуалампху	20.47	6.74	3.69	17.73	17.3	11.54	22.53
Нячанг	6.82	7.2	5.91	50.34	18.39	6.58	4.76
Пхукет	17.91	4.93	4.25	25.34	15.6	7.24	24.72
Раджшахи	21.39	7.25	2.72	11.22	15.51	20.76	21.16
Салаван	12.32	10.22	4.73	22.36	30.38	18.15	1.83
Санья	3.63	4.23	3.47	64.89	13.76	9.01	1
Сипин	6.08	7.98	6.9	39.78	24.87	11.89	2.49
Тхайнгуен	9.4	7.15	5.68	33.94	24.67	8.14	11.02
Тханьхоа	10.29	6.29	5.26	39.99	20.89	6.76	10.53
Фалам	26.02	6.75	2.08	10.38	20.49	30.48	3.8
Фукуок	26.02	6.75	2.08	10.38	20.49	30.48	3.8
Хайкоу	3.32	5.33	5.38	59.45	19.6	5.83	1.09
Хайфон	10.92	10.8	7.29	24.11	26.2	9.78	10.89
ХоШиМин	7.59	2.1	2.51	45.25	14.82	2.29	25.43
Читтапонг	18.23	7.99	3.71	18.16	21.1	19.48	11.35
ЧэИ	13.09	8.93	5.02	27.52	23.57	17.35	4.52
Янгон	19.83	7.18	3.13	13.53	20.62	17.3	18.4

Таблица П.А.10 – Повторяемость категорий устойчивости по методу определения класса устойчивости Пэскуилла-Гиффорда в течение дня зимой.

Станция	A	B	C	D	E	F	G
Байсе	21.66	10.63	4.24	10.23	19.82	24.14	9.27
БангКок	11.27	15.1	9.22	20	19.12	17.65	7.65
Бурирам	27.18	7.08	1.53	4.88	12.63	17.32	29.38
Бейхай	2.85	5.78	5.23	46.04	29	9.83	1.27
Вьентьян	26.22	7.82	2.44	7	20.85	32.08	3.58
Гуанчжоу	10.8	8.48	7.25	24.13	26.3	20.07	2.97
Гуйлинь	8.29	4.7	3.75	33.89	30.86	14.83	3.67
Гучжоу	25.84	6.76	2.87	9.46	13.01	24.49	17.57
Дакка	39.57	2.79	0.82	5.25	9.2	18.39	23.97
Дананг	11.03	8.55	5.28	17.64	27.58	17.4	12.51
Кампхэнгкет	27.75	6.66	1.3	4.63	7.4	16.47	35.8
Кенг-Тунг	41.29	1.3	0.13	2.41	4.03	11.64	39.21
Кхулна	36.22	0.73	0.29	2.49	3.37	9.24	47.65
Лампанг	27.16	0.82	0.07	4.46	4.94	5.35	57.2
ЛангШон	11.25	6.33	5.08	35.67	13.92	9.25	18.5
Лаокай	11.75	7.83	3.53	11.6	12.9	12.6	39.78
ЛиньЦан	30.07	9.31	1.75	8.75	16.31	24.9	8.91
Луангнамхта	31.92	6.73	0.87	4.52	11.15	34.04	10.77
Мандалай	39.7	0.6	0.06	2.94	2.82	9.37	44.5
Мьичин	38.56	0.42	0.24	1.21	3.87	11.44	44.25
Найпьио	43.52	6.48	0	4.63	20.37	20.37	4.63
Нонгбуалампху	21.3	11.33	4.07	10.65	16.84	18.1	17.72
Нячанг	3.35	4.36	4.28	55.72	23.19	7.08	2.02
Пхукет	16.12	11.56	7.36	8.95	17.24	17.24	21.53
Раджшахи	29.56	5.37	2.3	4.41	14.4	23.8	20.15
Салаван	25.61	9.91	3.45	8.57	17.48	30.51	4.45
Санья	6.62	3.99	3.83	63.85	10.93	8.86	1.92
Сипин	5.57	15.01	9.86	30.02	21.36	15.95	2.23
Тхайнгуен	21.44	12.66	4.6	11.94	22.16	16.69	10.5
Тханьхоа	9.08	7.45	6.13	28.57	28.26	12.19	8.31
Фалам	66.36	6.54	0.93	4.67	10.28	11.21	0
Фукуок	6.17	8.98	8.05	30	28.52	14.38	3.91
Хайкоу	2.69	4.44	6.26	59.9	19.97	5.63	1.11
Хайфон	11.24	5.92	7.4	26.04	23.37	14.2	11.83
ХоШиМин	10.58	6.06	6.72	26.58	18.73	2.79	28.54
Читтапонг	33.91	6.25	1.87	5	14.53	28.44	10
ЧэиИ	21.47	11.04	5.82	20.19	19.67	20.27	1.54
Янгон	33.69	2.88	0.43	4.26	12.85	30.97	14.93

Таблица П.А.11 – Повторяемость категорий устойчивости по методу определения класса устойчивости Пэскуилла-Гиффорда в течение ночи зимой.

Станция	A	B	C	D	E	F	G
Байсе	8.47	7.99	5.2	27.9	29.5	14.63	6.31
БангКок	12.94	2.75	3.82	42.35	24.61	3.73	9.8
Бурирам	20.67	2.39	3.73	11.87	19.81	12.82	28.71
Бейхай	0.79	1.9	2.38	67.12	20.68	6.26	0.87
Вьентьян	10.59	14.17	7	14.66	25.24	28.34	0
Гуанчжоу	0.87	2.9	4.13	48.33	29.42	12.39	1.96
Гуйлинь	2.55	4.07	4.07	56.86	22.57	7.5	2.39
Гучжоу	11.74	4.98	5.32	21.03	23.56	12.92	20.44
Дакка	10.02	2.79	2.46	14.29	17.57	20.36	32.51
Дананг	12.98	6.6	6.6	39.94	23.47	4.35	6.06
Кампхэнгкет	19.7	2.68	1.2	10.08	17.48	15.63	33.21
Кенг-Тунг	20.81	0.46	0.52	8.52	8.32	10.79	50.59
Кхулна	24.78	1.03	0	6.16	6.01	11.58	50.44
Лампанг	14.13	0.14	0.14	7.75	7.61	4.8	65.43
ЛангШон	14.25	1.75	1	48.08	13.75	4.33	16.83
Лаокай	30.57	0.38	1.77	26.04	14.36	3.07	23.81
ЛиньЦан	6.13	3.9	1.35	11.22	24.5	28.64	24.26
Луангнамхта	14.42	7.69	3.27	14.04	34.23	13.17	13.17
Мандалай	14.65	0.24	0.06	5.47	6.01	17.72	55.86
Мьичин	17.43	1.45	0.48	5.45	7.81	17.19	50.18
Найпьидо	0.93	1.85	1.85	7.41	37.96	13.89	36.11
Нонгбуалампху	18.2	4.55	4.16	21.59	24.49	10.94	16.07
Нячанг	2.41	6.3	5.37	76.42	8.09	0.7	0.7
Пхукет	21.53	2.33	2.8	30.2	19.85	3.54	19.76
Раджшахи	8.45	5.37	3.84	13.05	18.23	19.96	31.09
Салаван	5.01	5.35	3.67	20.6	41.43	20.71	3.23
Санья	0.24	0.88	1.92	78.45	11.81	5.99	0.72
Сипин	3	3.17	4.55	55.23	24.61	5.49	3.95
Тхайнгуен	9.35	5.18	4.46	38.99	22.3	5.61	14.1
Тханьхоа	8.93	3.88	3.49	49.69	21.04	1.4	11.57
Фалам	2.8	5.61	4.67	13.08	38.32	33.64	1.87
Фукуок	4.22	7.27	7.34	56.02	17.81	3.36	3.98
Хайкоу	0.71	2.14	1.51	80.9	12.84	1.11	0.79
Хайфон	8.28	7.99	6.21	27.51	25.44	13.02	11.54
ХоШиМин	12.43	1.25	1.49	47.8	17.6	0.65	18.79
Читтапонг	10.78	5.78	3.44	12.19	26.41	27.81	13.59
ЧэнИ	4.45	3.68	3.25	46.45	28.06	11.21	2.91
Янгон	4.96	10.71	7.41	11.62	17.11	26.17	22.01

Таблица П.А.12 – Повторяемость категорий устойчивости по методу определения класса устойчивости Пэскуилла-Гиффорда в течение дня летом.

Станция	A	B	C	D	E	F	G
Байсе	24.37	11.87	4.14	5.7	14.69	32.73	6.48
БангКок	16.68	14.57	8.05	15.53	16.97	16.68	11.51
Бурирам	26.86	8.32	2.87	7.36	9.85	16.16	28.59
Бейхай	5	9.69	8.12	38.36	29.14	8.75	0.94
Вьентьян	22.43	12.41	4.65	5.64	19.61	30.75	4.51
Гуанчжоу	17.11	12.27	6.8	17.97	23.05	20.62	2.19
Гуйлинь	14.66	10.53	4.13	9.98	25.43	31.05	4.21
Гучжоу	24.26	10.15	2.72	5.86	9.32	34.98	12.71
Дакка	31.63	10.5	3.07	6.66	10.88	18.44	18.82
Дананг	16.15	9.17	4.2	8.61	18.92	28.88	14.08
Кампхэнгкет	30.29	5.54	1.85	2.77	6.09	12.1	41.37
Кенг-Тунг	42.08	1.21	0.29	1.04	2.37	7.63	45.38
Кхулна	28.86	8.19	1.48	8.32	13.42	15.03	24.7
Лампанг	39.86	2.22	0.33	1.44	1.83	2.87	51.47
ЛангШон	15.14	10.52	5.69	9.52	14.85	17.34	26.94
Лаокай	15.66	10.7	5.1	8.08	15.17	14.1	31.18
ЛиньЦан	34.17	12.25	4.45	7.49	10.06	21.68	9.91
Луангнамхта	22.97	12.61	4.09	9.27	13.2	24.56	13.28
Мандалай	32.07	8.84	2.47	4.02	10.44	24.44	17.73
Мьичин	42.54	1.95	0.41	1.65	2.18	9.14	42.12
Найпидо	35.62	8.9	2.74	3.42	13.7	28.08	7.53
Нонгбуалампху	23.79	9.19	5.42	5.51	11.7	16.92	27.47
Нячанг	9.88	9.45	6.54	18.62	26.01	20.26	9.24
Пхукет	14.94	8.53	6.86	18	12.71	12.34	26.62
Раджшахи	25	7.14	4.29	6.79	15.89	27.32	13.57
Салаван	23.74	15.38	5.03	5.51	17.09	29.63	3.61
Санья	7.33	6.94	6.79	47.19	18.1	12.32	1.33
Сипин	6.61	9.5	7.19	18.26	30.99	24.71	2.73
Тхайнгуен	20.39	11.94	5.26	11	24.81	21.71	4.89
Тханьхоа	12.06	10.21	6.24	19.72	23.76	16.6	11.42
Фалам	38.93	6.87	0.76	3.82	10.69	30.53	8.4
Фукуок	2.49	2.92	4.42	66.74	16.95	5.2	1.28
Хайкоу	9.07	8.68	6.18	27.99	34.09	12.67	1.33
Хайфон	12.78	14.06	7.03	13.1	32.91	10.22	9.9
ХоШиМин	12.63	2.57	6.57	35.14	13.18	2.2	27.7
Читтапонг	24.22	12.3	4.14	7.4	20.2	21.08	10.66
Чэни	17.37	18.95	8.73	20.86	15.54	16.54	2
Янгон	33.24	6.79	1.94	4.04	13.9	22.68	17.4

Таблица П.А.13 – Повторяемость категорий устойчивости по методу определения класса устойчивости Пэскуилла-Гиффорда в течение ночи летом.

Станция	A	B	C	D	E	F	G
Байсе	8.98	7.11	4.92	21.56	31.17	23.28	2.97
БангКок	21.57	4.22	3.07	37.68	21.86	1.92	9.68
Бурирам	23.33	2.39	3.54	19.6	17.4	7.27	26.48
Бейхай	0.94	4.45	3.36	71.56	16.72	2.19	0.78
Вьентьян	10.01	13.54	7.48	19.18	26.94	22.71	0.14
Гуанчжоу	2.27	8.36	5.31	38.12	32.19	11.72	2.03
Гуйлинь	4.52	10.22	6.24	34.48	28.86	12.87	2.81
Гучжоу	9.82	5.78	3.63	19.06	25.33	18.65	17.74
Дакка	13.96	6.27	3.84	18.05	28.81	7.43	21.64
Дананг	18.21	15.93	5.62	22.83	22.83	7.4	7.18
Кампхэнгкет	32.87	3.97	2.22	8.13	16.53	11.08	25.21
Кенг-Тунг	32.49	1.1	0.69	4.45	6.71	4.16	50.4
Кхулна	18.79	4.3	4.16	20	19.33	7.52	25.91
Лампанг	30.01	0.07	0.07	4.37	4.76	1.57	59.17
ЛангШон	24.88	3.77	3.91	25.23	18.12	5.12	18.98
Лаокай	33.81	1.63	2.55	19.77	19.56	1.84	20.84
ЛиньЦан	8.81	7.57	4.37	20.59	27.15	14.12	17.39
Луангнамхта	19.13	8.19	2.92	23.14	31.41	6.35	8.86
Мандалай	18.13	10.5	3.38	13.48	24.1	10.44	19.97
Мьичин	33.63	2.06	0.71	3.54	10.44	3.36	46.25
Найпьио	4.79	13.01	9.59	16.44	10.96	19.86	25.34
Нонгбуалампху	26.98	4.35	2.61	19.44	20.12	7.35	19.15
Нячанг	11.94	13.36	7.53	44.49	18.48	1.78	2.42
Пхукет	26.99	0.93	1.11	38.87	12.24	3.15	16.7
Раджшахи	7.86	7.14	5.36	23.21	30.36	14.29	11.79
Салаван	2.56	16.43	6.93	20.04	45.96	7.98	0.09
Санья	0.16	0.78	1.56	73.87	16.46	5.77	1.4
Сипин	2.89	5.21	3.88	54.05	25.12	6.86	1.98
Тхайнгуен	8.65	8.46	8.27	41.17	23.87	3.38	6.2
Тханьхоа	14.54	9.36	5.74	40.43	18.87	3.48	7.59
Фалам	7.63	9.92	6.11	7.63	29.01	29.77	9.92
Фукуок	2.64	4.13	2.78	80.98	7.41	0.93	1.14
Хайкоу	0.7	3.75	3.13	68.8	17.75	4.69	1.17
Хайфон	11.82	9.58	8.95	19.17	31.63	10.22	8.63
ХоШиМин	7.9	0.92	0.78	49.93	12.03	0.18	28.25
Читтапонг	10.04	7.53	7.9	27.35	30.87	7.15	9.16
Чэни	4.66	4.49	3.74	50.21	24.94	8.81	3.16
Янгон	16	11.75	5.66	15.52	27.05	6.84	17.19