## И.М.Белкин

# МОРФОЛОГО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ

АНАЛИЗ СТРАТИФИКАЦИИ ОКЕАНА



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1991

Рецензент: д-р физ.-мат. наук В. А. Рожков (Ленинградское отделение Государственного океанографического института Госкомгидромета СССР)

Изложены методология морфолого-статистической классификации вертикальных профилей океанографических элементов и ее реализация в виде программной системы КЛАСС. Детально рассмотрены вопросы контроля и редактирования данных, вертикальной интерполяции (в основном сплайновой), морфологического анализа профилей, статистической классификации, осреднения ансамблей профилей. Приведены результаты апробации системы КЛАСС при классификации профилей температуры и солености в северной части Тихого океана. Для океанологов и студентов океанологических специальностей.

The book describes the methodology of morpho-statistical classification of oceanographic vertical profiles, also as the program system CLASS based on this methodology. The detailed presentation of principal algorithms is given, namely, data checking/editing, vertical interpolation (mainly, splines), morphological analysis, statistical classification, averaging of profile ensemble. A verification of the CLASS system has been performed with the North Pacific data base.

Б <u>1805040600-034</u> 82-91 ISBN 5-286-00316-8 Гидрэметеорологический и... БИБЛИОТЕНА Л-д 19:105/Малоохтинский по...

Посвящается моей матери, Софье Григорьевне Белкиной

## предисловие

Предлагаемая вниманию читателя книга посвящена детальному изложению методики анализа вертикальной структуры океана и ее реализации в виде системы алгоритмов численной классификации вертикальных профилей океанографических элементов, районирования океана по типам стратификации гидрофизических и гидрохимических полей и статистического анализа типов и элементов стратификации.

Классификация и районирование — одна из центральных проблем океанографии. Важность ее объясняется как чисто научным интересом, так и прикладными потребностями морского транспорта, рыбопромыслового флота, службы погоды. Моделирование циркуляции, изучение взаимодействия океана и атмосферы, освоение ресурсов океана — все эти задачи требуют обобщенного представления о структуре океана в виде районирования, опирающегося на классификацию.

Поскольку результаты любой классификации зависят от положенного в ее основу критерия, возможно бесконечное разнообразие классификационных схем. В связи с этим универсальная классификация неосуществима, и каждая классификация должна быть проблемно-ориентированной. Однако есть критерий, обладающий чрезвычайно большой степенью общности, первостепенно важный для целого круга физико-океанографических задач. Это *тип стратификации* гидрофизического поля, однозначно определяемый формой вертикального профиля данного гидрофизического параметра, поскольку форма профиля — чувствительный индикатор присутствия определенных водных масс и интенсивности различных гидротермодинамических процессов. Поэтому районирование океана по типам стратификации гидрофизических полей является важнейшей задачей исследования вертикальной структуры океана.

Основные закономерности крупномасштабной изменчивости стратификации полей температуры и солености Мирового океана исследовались до сих пор в основном экспертным методом, с помощью визуальной типизации вертикальных профилей [33, 74, 75]. Однако экспертному методу присущи определенные недостатки. Во-первых, он интуитивен и паэтому неалгоритмируем, что затрудняет воспроизведение получённых результатов и их

3

сопоставление с /аналогичными результатами других авторов. Во-вторых, экспертный метод требует огромных затрат времени на визуальный просмотр профилей и поэтому непригоден для обработки больших массивов информации.

Быстрое увеличение объема океанографических данных, необходимость их обработки на ЭВМ, создание банков данных, содержащих сотни тысяч гидрологических станций, и необходимость получения с их помощью климатологической и оперативной информации о структуре океана — все это потребовало создания алгоритмических методов анализа результатов вертикальных зондирований, реализуемых на ЭВМ. Для решения этой задачи автором разработана методология морфолого-статистического объективного анализа стратификации океана, детальному изложению которой и посвящена настоящая работа.

Под «объективным анализом» здесь понимается совокупность методов обработки данных, основанных на некотором алгоритме, т. е. точном, полном и однозначном описании действий, приводящих к одному и тому же результату при одних и тех же входных данных. Объективные методы благодаря заложенному в них алгоритму обычно (хотя и не обязательно) реализуются на ЭВМ. Напротив, субъективные методы, по определению, неалгоритмируемы и потому невоспроизводимы на ЭВМ.

Противопоставление объективных и субъективных методов носит функциональный, а не оценочный характер. Действительно, объективный метод, основанный на неудачном алгоритме, будет неэффективен. В то же время субъективный метод, творчески применяемый экспертом, может качественно превзойти любые компьютерные алгоритмы. Лишь в тех случаях, когда разработчик объективных методов использует весь опыт и интуицию экспертов, он может рассчитывать, что его алгоритмы окажутся не только более быстродействующими (благодаря ЭВМ), но и более эффективными. По-видимому, оптимальная система анализа данных должна гармонично сочетать объективные и субъективные методы.

Настоящая книга состоит из трех глав. В главе 1 дан обзор проблемы объективного анализа стратификации океана. В главе 2 изложена разработанная автором методология морфолого-статистической классификации вертикальных профилей геофизических параметров и статистического анализа элементов стратификации. В главе 3 приведены результаты классификации типов и элементов вертикальной структуры вод северной части Тихого океана, полученные по методике, представленной в главе 2 и реализованной в виде программной системы КЛАСС.

Эта книга подводит итог 15-летней работы автора в области анализа океанографических данных. В процессе обобщения накопленного опыта были использованы практически все доступные публикации за последние 40 лет, полная библиография которых превышает 500 названий. Поскольку значительная часть указанной библиографии уже опубликована [8, 11—14, 16, 20, 22, 23], автор ограничился здесь в основном новейшими работами, стремясь наиболее полно отразить достижения 1980-х годов.

Автор благодарен всем тем многочисленным коллегам, кто способствовал успеху настоящей работы своим сотрудничеством и ценными замечаниями, в особенности Л. И. Галеркину, Ф. М. Гольцману, В. Н. Степанову, В. А. Буркову, Ю. А. Иванову, В. М. Каменковичу, В. Г. Корту, М. Н. Кошлякову, Е. А. Плахину, Д. Г. Сеидову, К. Н. Федорову, С. С. Лаппо, А. Д. Добровольскому, В. А. Рожкову, Б. Н. Филюшкину, Р. П. Булатову, С. Г. Панфиловой, Е. В. Семенову, С. В. Семовскому, Ю. Б. Филюшкину, Ю. А. Аржевикину, Г. В. Исаеву, Г. И. Шапиро, Г. Г. Сутырину, А. Г. Островскому, С. Ю. Касьянову, А. А. Никонову, А. Н. Земцову, А. А. Васильеву. Большую техническую помощь при проведении расчетов на ЭВМ НР-3000 ВЦ ИОАН оказала А. И. Пучкова. Автор искренне признателен также М. И. Ванюшкину, В. В. Борисову, В. В. Филипповой, Е. Н. Синицыной и Л. В. Белкиной, участвовавшим в оформлении работы.

## Глава 1

## ПРОБЛЕМА АНАЛИЗА СТРАТИФИКАЦИИ ОКЕАНА

### 1.1. Исходные данные и пространственно-временные масштабы. Задачи и методы

Проблема анализа стратификации океана чрезвычайно многогранна. С одной стороны, разнообразие океанографических данных, используемых для анализа стратификации, порождает разнообразие методов их обработки, интерпретации и статистического анализа. С другой стороны, разнообразие задач, требующих анализа стратификации в различных пространственно-временных масштабах, обусловливает разнообразие критериев значимости, являющихся входным параметром любого объективного метода и нередко решающим образом определяющих его результаты. Таким образом, необходимо ограничиться рамками определенного типа данных и определенных пространственно-временных масштабов.

Основное внимание в настоящей работе уделяется анализу *дискретных вертикальных зондирований* (батометрических станций), поскольку именно с их помощью получена основная часть массива информации о вертикальной структуре всей толщи океана. Вполне определенная, как правило, дискретность батометрических серий ограничивает вертикальное разрешение, поэтому рассматриваются элементы стратификации с характерным вертикальным масштабом не менее 100 м. Ограничимся также рассмотрением крупномасштабной изменчивости стратификации с характерным горизонтальным масштабом не менее 100 км. Главной задачей, связанной с временным масштабом, считается анализ сезонной изменчивости стратификации деятельного слоя океана.

Очерченные выше рамки не являются абсолютно жесткими. Так, например, непрерывные вертикальные СТД-зондирования после проведения специфической первичной обработки [9] могут анализироваться по изложенной ниже методике. В некоторых случаях (например, при полигонных исследованиях) можно изучать изменчивость стратификации на синоптических пространственновременных масштабах. Возможно применение предлагаемой методики для идентификации индивидуальных синоптических вихрей [15], внутритермоклинных линз [21] или других гидрофизических объектов с характерной вертикальной структурой, отличной от окружающего их фона.

Основная задача анализа стратификации океана — классификация вертикальных профилей океанографических элементов и районирование океана по типам стратификации. Вслед за этим возникает задача компактного описания типов стратификации, т. е. задача обобщения ансамблей профилей. Изменчивость стратификации исследуется с помощью статистического анализа однотипных профилей. Наряду с классификацией профилей, важнейшей задачей является выделение водных масс, поскольку именно сочетание по вертикали различных водных масс обусловливает конкретный тип стратификации.

Перечисленные проблемы требуют, в свою очередь, решения ряда вспомогательных задач. Важнейшими среди них являются выделение особых точек вертикальных профилей, необходимое при классификации профилей, их обобщении и анализе изменчивости; интерполяция профилей, сохраняющая форму исходных данных, что обязательно при выделении особых точек; контроль и редактирование исходных данных, являющиеся первым и неотъемлемым этапом любого процесса обработки данных.

### 1.2. Логический контроль гидрофизических зондирований

Ниже под контролем понимается проверка данных, а под редактированием — их исправление или отбраковка. Для краткости иногда говорится только о контроле, хотя, вообще говоря, контроль и редактирование (КиР) всегда должны образовывать единую систему [12].

Важность КиР возрастает в связи с созданием банков данных и систем мониторинга окружающей среды. Использование суперкомпьютеров для численного моделирования глобальной циркуляции, прогноза погоды и климата предъявляет жесткие требования к качеству данных, поскольку различия в результатах объективного анализа геофизических полей объясняются, в первую очередь, различиями в методах КиР [113, 136]. В связи с этим рентабельность разработки эффективного математического обеспечения для КиР чрезвычайно высока [103].

При создании системы КиР океанографических станций [13] автор использовал большое число публикаций по КиР в гидрометеорологии, наиболее важными из которых представляются [34, 35, 90—92, 119, 135]. Обстоятельные описания комплексных систем КиР опубликованы в [3, 48, 70, 127]. Информация о методах КиР, применяемых в различных мореведческих организациях СССР, содержится в [6, 45, 47].

В соответствии с классификацией методов и терминологией КиР [12] далее рассматривается наиболее важный для изучения вертикальной структуры океана вид КиР — семантический вертикальный КиР данных батометрических станций [13]. Заметим, что многие из рассматриваемых ниже методов применимы и к другим типам данных, например к непрерывным вертикальным СТД-зондированиям [9].

Ограничение рамками вертикального контроля связано с тем, что возможности для горизонтального контроля по соседним станциям еще только начинают появляться в океанографии (благодаря детальным синоптическим съемкам в экспериментах типа «Полигон—70», ПОЛИМОДЕ, «Мезополигон», «Мегаполигон»). В этом отношении океанографы находятся в гораздо худшем положении по сравнению с метеорологами, для которых горизонтальный контроль является рутинным [3, 35, 127].

#### Обзор методов контроля и редактирования

1. Контроль паспорта станции. В литературе почти нет сведений по этому вопросу; исключение составляют работы [45, 70, 135]. Очевидно, что основные атрибуты станции — координаты, дата, время, глубина станции и места — должны контролироваться на пределы, а при обработке группы станций одного рейса (съемки) возможен также контроль согласованности (непротиворечивости) атрибутов (например, проверка монотонности возрастания номеров станций и дат, проверка расчетной скорости судна между станциями и др.) (см. п. 2.2).

2. Контроль упорядоченности горизонтов станции. По методике ВНИИГМИ—МЦД станция с нарушенным порядком горизонтов упорядочивается [37, 90]. Заметим, что при ошибочной набивке глубины наблюдения «упорядочение» горизонтов приведет на самом деле к нарушению упорядоченности.

3. Контроль полноты станции. Во ВНИИГМИ—МЦД [37, 90] исключают интерполированные и дублированные горизонты и наблюденные горизонты без T или S, бракуют станции из менее чем четырех наблюденных горизонтов без горизонта 0 м, без Tили S, при интерполяции на два и более стандартных горизонта подряд. В Национальном центре океанографических данных (НЦОД) США [145] интерполяция производится при следующих условиях: а) глубина верхнего наблюдения  $d_1 \leq 400$  м, глубина нижнего наблюдения  $d_2 \leq d_1 + 200$  м; б) 400 м  $< d_1 \leq 1200$  м,  $d_2 \leq d_1 + 400$  м. При  $d_1 \ge 1200$  м интерполируют при любом  $d_2$ .

Заметим, что при специализированном КиР неполные наблюдения (без T или S) иногда выбрасывают во избежание ложных статистических выводов [119]. Однако при базовом КиР они должны сохраняться.

4. Контроль реальности (правдоподобия) данных, т. е. проверка на физически разумные (для Мирового океана в целом) пределы. Контрольные пределы Т и S приведены в табл. 2.2.1, заимствованной из атласа Левитуса [135].

5. Контроль физичности данных, т. е. проверка выполнения некоторых физических законов. Широко используется уравнение гидростатики: постулируют возрастание плотности с глубиной

8

[119, 167] либо допускают небольшую инверсию плотности между соседними горизонтами — до 0,02—0,05 усл. ед. [34, 90, 135]. Неоднократно наблюдались инверсии условной плотности до 0,05 усл. ед. на 100 м глубины и даже до 0,05 усл. ед. на 15—20 м [84]. Отмечались инверсии условной плотности до 0,1—0,2 усл. ед. на 5 м глубины, с временем жизни порядка недели [109].

6. Контроль экстремальности данных. Критерии должны быть региональными, сезонными и зависящими от глубины. Для выбора численных значений критериев можно использовать таблицы диапазонов T и S в 5-градусных трапециях северных частей Атлантического и Тихого океанов, рассчитанные ИО АН СССР и ВНИИГМИ—МЦД (см. Труды ВНИИГМИ—МЦД, вып. 45, 69, 70, 90 и др.). Результаты расчетов автора для T и S по трем океанам (и контрольные пределы для Мирового океана) приведены в табл. 2.2.2—2.2.5.

7. Контроль типичности данных. Используются статистические критерии, ограничивающие диапазон возможных значений, на-пример правило «трех сигм», согласно которому, значение  $T_i$  со-

мнительно при
$$|T_i - \overline{T}| \ge 3\sigma$$
, где  $\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_i - \overline{T})^2}$  [91, 119].

Иногда применяются «плавающие» критерии  $(3-5)\sigma$  в зависимости от региональной изменчивости [48, 135]. Используется также критерий Шовене [77), согласно которому, измерение отбрасывается, если вероятность появления таких или еще больших отклонений не превосходит 1/(2N).

8. Контроль закономерности изменения данных в пространстве и времени. Применяется контроль сравнением с типичной TS-кривой [48, 119], типичными вертикальными профилями T и S [48],  $S\sigma_t$ -кривыми [148, 167],  $O_2\sigma_t$ -кривыми [131, 153],  $TO_2$ -кривыми [138].

9. Контроль согласованности (непротиворечивости) данных. Отрицательные температуры и соответствующие им солености контролируются условием  $T \ge \tau$ , где  $\tau$  — температура замерзания морской воды:

 $\tau = 0,0086 - 0,064633\sigma_0 - 0,0001055\sigma_0^2,$ 

 $\tau = -0,003 - 0,0527S - 0,00004S^2 - 0,0000004S^3,$ 

где  $\sigma_0$  — условный удельный вес [91].

10. Контроль однородности статистической выборки. Анализ эмпирических распределений вероятностей показывает, что нередко основная масса данных и экстремальные данные принадлежат к разным популяциям, требующим раздельного рассмотрения. В процессе КиР это можно сделать с помощью разбиения многомодальных распределений на одномодальные (см. п. 2.2).

9

### Анализ методов КиР и практические рекомендации

1. О статистических критериях типа «три сигмы». Этот метод предполагает распределение данных по нормальному закону. Тогда в диапазоне ±3 лежит 99,5 % данных наблюдений, и вероятность выйти за его пределы пренебрежимо мала (с точки зрения обычных технических приложений). Геофизические же распределения часто имеют вид, далекий ОТ нормального. Они могут быть сильно ассиметричными или даже многомодальными из-за смешения в выборке представителей разных популяций.

Более того, статистически редкие события с аномальными гидрофизическими характеристиками могут быть чрезвычайно важными в физическом и прикладном отношении. Физическая важность редких событий объясняется тем, что при этих явлениях, как правило, резко обостряются градиенты гидрофизических характеристик, вызывая резкое увеличение переносов тепла, соли и т. п. [116]. Считается, что почти все важные процессы переноса в океане связаны с интенсивными редкими событиями («ключевое слово — перемежаемость»), причем возможно, что процессы, преобладающие при средних условиях, вообще могут игнорироваться [143].

В связи с этим при базовом контроле должны отвергаться (и по возможности исправляться) лишь абсурдные значения (например, температура поверхности, превышающая 100°С). Все остальные данные не должны браковаться до тех пор, пока не доказано, что они неверны. Ясно, что, смягчая критерии контроля, мы рискуем пропустить неверные данные. Наоборот, ужесточая эти критерии, мы рискуем отфильтровать информацию о редких, но важных событиях, поскольку «многие важные научные открытия сначала выглядели как аномальные результаты измерений, которые походили скорее на ошибки» [77, с. 149].

Приведем только два примера. Первый пример относится к тонкой структуре океана. «Многие океанографы-практики, знакомые лишь с классическими представлениями, до самого недавнего времени либо браковали данные наблюдений, содержащие необычные неоднородности термохалинной структуры, либо искусственно сглаживали их. Особенным гонениям и недоверию подвергались вертикальные инверсии температуры и плотности» [84]. Известно, что «инверсии плотности вовсе не являются новым фактом. Они были зарегистрированы несколькими океанографическими экспедициями, а кроме того, есть основания подозревать что о них сообщалось бы гораздо чаще, если бы их не уничтожали потихоньку простым росчерком пера на том основании, что они могли быть ошибками того или иного сорта» [118] (цит, по [84, с. 24]):

Второй пример — история открытия внутритермоклинных вихрей [21], принятых вначале за ошибки наблюдений [117]. Известно, что критерий типа (3—5) о отфильтровывает такие вихри [135], поскольку, например, в вихре «Медди» аномалия температуры достигала 7о, а аномалия солености — 12о [139].

Безусловно, подобные примеры слишком поучительны, чтобы ими пренебрегать.

2. О соотношении базового и специализированного контроля.

Базовый КиР производится лишь однажды (при усвоении новых данных) и притом безотносительно к последующей специализированной обработке. Поэтому он должен быть предельно тщательным (включая экспертный КиР сомнительных данных), мягким и беспристрастным [34]. Экономия времени, сил и средств на этом этапе недопустима. Вопрос не в том, позволительно ли расходовать процессорное время и память ЭВМ, а в том, можно ли рисковать, не делая этих проверок. Экономить можно лишь на специализированном КиР, т. е. при создании проблемно-ориентированных баз данных. В зависимости от исходных данных и решаемой задачи специализированный КиР может быть жестким и субъективным (см., например, [119], где использована батарея из шести контрольных тестов).

3. Об экспертном КиР. Здесь возникают две проблемы: 1) субъективизм эксперта; 2) как правило, большой объем редактируемых данных. Рассмотрим их в отдельности.

Субъективизм эксперта неизбежен, но его необходимо минимизировать и учитывать. Для этого, во-первых, эксперту нужен максимум информации о гидроклимате района в виде атласов, графиков, таблиц; желательна справочная система, выдающая по запросу на дисплей климатолого-статистические данные (подобный человеко-машинный интерфейс уже реализован в рамках экспертной системы XCOR [165], предназначенной для классификации, проверки и исправления океанографических данных); во-вторых, экспертные решения должны документироваться; все значения океанографических элементов, являющиеся результатом экспертного редактирования, должны помечаться.

Вследствие увеличения объема и скорости накопления океанографических данных, проблема экспертного КиР начинает бросать вызов человеческим возможностям. Эббесмейер и Тафт [119], решившие подвергнуть экспертному КиР все батометрические станции НЦОД США в районе 22-36° с. ш., 66-74° з. д., признаются: «Мы начали проверять каждую станцию на подозрительные наблюдения. Однако большое число станций обескуражило нас и мы были вынуждены использовать объективные фильтры». Поэтому для минимизации экспертного КиР рекомендуется: 1) заранее получить информационную статистику о распределении данных по акватории, глубине, времени, рейсам и т. п., о полноте и упорядоченности станций; рассчитать диапазоны переменных и распределения вероятностей; 2) применять объективные фильтры, как правило, последовательно, начиная с грубых и кончая тонкими [119], особенно при базовом КиР, когда в первую очередь ищутся грубые ошибки; 3) иногда, особенно при специализированном КиР, применять объективные фильтры параллельно, что

облегчает диагностику незначительных ошибок и экспертный КиР. При последовательном применении объективных фильтров поступающие на экспертный КиР данные должны удовлетворять следующим требованиям: а) являться результатом прогона исходного массива через один фильтр; б) находиться в отдельном файле; в) иметь порядковый номер, заменяющий всю призначную информацию, что существенно уменьшает объем ввода редактирующей информации после экспертного КиР.

Изложенная выше классификация методов и критериев КиР, вместе с приведенными практическими рекомендациями, использована при создании программной системы КЛАСС, предназначенной для объективного анализа вертикальной структуры вод океана (см. главу 2), в частности при разработке программ контроля данных батометрических станций СЕЛЕКОНТ и КОНВАС (см. п. 2.2).

## 1.3. Интерполяция вертикальных кривых

Несмотря на внедрение СТД-зондов, дающих непрерывные профили гидрофизических параметров, батометрические наблюдения остаются основным источником информации о всей толще океана. Одна из главных задач при обработке батометрических станций — интерполяция на стандартные горизонты [8].

Простейшая интерполяция — линейная. Ее недостатки очевидны: нарушение гладкости в узлах, плохая аппроксимация. При использовании линейной интерполяции в гидроакустике отмечалось появление петель годографа, ложных каустик и разрывов амплитудной кривой вследствие разрыва градиента скорости звука на границах слоев [28, 62].

Интерполяция полиномами Лагранжа 2-й степени (по трем точкам) и 3-й степени (по четырем точкам) дает лучшую аппроксимацию, однако приводит к появлению ложных экстремумов и ложных точек перегиба.

Логарифмическая интерполяция не решает проблемы, поскольку вводимая искусственная кривизна всегда имеет одйнаковый знак на любом интервале между узлами [52]. В итоге средние погрешности логарифмической и линейной интерполяций близки.

Ратри [149] использовал для интерполяции среднее арифметическое двух парабол 2-й степени, рассчитанных по трем точкам, одна из которых лежит выше, а две — ниже стандартного горизонта, либо наоборот (идентичный метод независимо предложил Хеннион [130]). Достоинство этого метода — возможность объективной оценки погрешности интерполяции. Она в большинстве случаев существенно меньше, чем при линейной, логарифмической и простой параболической (по одной параболе) интерполяции. Однако при резком изменении вертикального градиента метод Ратри, как и лагранжева интерполяция, приводит к вычислительным экстремумам и ложным перегибам. Для минимизации этого эффекта Рейниджер и Росс [150] предложили метод взвешенных парабол (МВП), основанный на том, что при резком изломе профиля плохое интерполированное значение дает лишь одна парабола, а значение, которое дает другая парабола, вполне приемлемо. Поэтому в МВП вычисляют интерполированное значение как сумму парабол, взятых с некоторыми весами. Эмпирическая оценка [150] показывает, что погрешность МВП не больше, чем погрешность метода Ратри. Авторы МВП считают, что он полностью устраняет вычислительный экстремум, однако это утверждение спорно [52].

Л. Н. Клюквин [51] предложил при наличии резко выраженного слоя скачка использовать раздельную лагранжеву интерполяцию на участках с однородным вертикальным распределением. Этот метод полностью ликвидирует вычислительный экстремум. Однако для его применения необходима предварительная локализация участков с неоднородным распределением. Позднее Л. Н. Клюквин [52] разработал способ определения особых точек (излома, разрыва и экстремума), который, хотя и не дает полного описания вида особых точек, позволяет произвести их локализацию и избежать ложных экстремумов.

Перечисленные выше методы имеют следующие общие недостатки:

1) относительно плохие аппроксимирующие свойства;

2) нарушение непрерывности производных интерполирующей функции в узлах, вызывающее ощутимые погрешности при расчете вертикальных градиентов;

3) отсутствие связи с физикой среды (процесса); исключение составляет адаптивный метод Клюквина [51, 52].

Актуальные задачи интерпретации вертикальных профилей требуют применения более совершенных методов интерполяции, а внедрение мощных ЭВМ облегчило использование гораздо более сложных вычислительных процедур, в частности сплайн-функций (см. п. 2.4).

Особняком стоит метод интерполяции, предложенный Франкиньюлом [125], заметившим, что все вышеперечисленные методы не используют априорную информацию об изменении интерполируемого океанографического элемента с глубиной и каждый профиль интерполируется независимо от других. Если учесть, что ниже деятельного слоя, непосредственно подверженного сезонной изменчивости, значения гидрофизических характеристик сравнительно устойчивы, можно полагать, что более точные результаты даст интерполяция отклонений от среднего профиля. Именно эта идея и была реализована в методе Франкиньюла, который состоит из двух этапов:

1) гладкая непрерывная *аппроксимация* ансамбля профилей в данном районе (квадрате), т. е. построение среднего профиля;

2) вертикальная интерполяция отклонений индивидуальных профилей от среднего профиля (в [125] для этого использовалась

линейная интерполяция; в областях с редкими данными оправдано использование более сложных методов интерполяции).

Данный метод превосходит по точности линейную и лагранжеву интерполяции, особенно в регионах с редкими станциями [125].

## 1.4. Выделение особых точек

Главная задача, которой служит выделение особых точек, это *выделение элементов стратификации* гидрофизических полей. При этом, как правило, реализуются два случая:

1) особая точка отождествляется с «ядром» элемента стратификации; например, промежуточный минимум солености в северной части Тихого океана обычно интерпретируется как признак ядра северотихоокеанских промежуточных вод [55];

2) особая точка отождествляется с поверхностью раздела между двумя элементами стратификации; например, выделяется точка максимальной кривизны, обычно разделяющая верхний перемешанный слой и слой скачка [53].

Большинство авторов делят всю толщу океана на поверхностные. промежуточные. глубинные и придонные воды; иногда дополнительно выделяются подповерхностные воды. Однако определения этих слоев у разных авторов либо существенно различаются, либо вовсе отсутствуют. Зачастую нет единого принципа выделения слоев. В зависимости от обстоятельств (района, сезона, глубины) для этой цели анализируются вместе или порознь профили температуры, солености, плотности, устойчивости, содержания растворенного кислорода и их первых двух производных. Безусловно, рассмотрение совокупности нескольких параметров облегчает выделение слоев. Однако при этом, как правило, процедура анализа становится субъективной, что иногда затрудняет сопоставление результатов разных авторов. Более того, применение различных критериев для выделения одного и того же структурного элемента может повлечь существенные расхождения в результатах и их физической интерпретации.

В качестве примера рассмотрим *верхний перемешанный слой* (ВПС), называемый также квазиоднородным, квазигомогенным, изотермическим (в зарубежной литературе — «upper mixed layer»). Для выделения ВПС предложены самые разные критерии (они приведены автором (с указанием библиографических источников) в [8]; см. также [134, 140]).

1. Температурные критерии. Используются пороговые значения градиента dT/dz в диапазоне от 0,006 до 0,1 °С/м, или применяются пороговые значения разности  $T_0 - T_z$  ( $T_0$  — температура поверхности океана,  $T_z$  — температура нижней границы ВПС), варьирующие от 0,2 до 1,1 °С.

2. Соленостные критерии. Пороговые значения dS/dz: от 0,001 до 0,01 ‰/м.

3. Плотностные критерии. Пороговые значения  $d\sigma_t/dz$ : от 0,004 до 0,025 усл. ед./м. Пороговое значение  $\sigma_t(z) - \sigma_t(0)$  равно 0,125 усл. ед. [135].

4. Универсальные критерии: а) статистическое равенство  $T_0$  и  $\overline{T}_z$ , где  $\overline{T}_z = \frac{1}{3}(T_{z-5} + T_z + T_{z+5})$  (оценка значимости — по критерию Стьюдента) [106]; б) пересечение касательных к профилю в ВПС и слое скачка [111]; в) точка перегиба (максимум градиента) [56]; г) точка максимальной кривизны [10, 18—20, 23, 53, 54] (впервые применил критерий, основанный на кривизне,



Рис. 1.4.1. Характерные профили температуры с выделенным на них методами 1-6 верхним квазиоднородным слоем [53].

по-видимому, Базен [106], однако он не искал максимум кривизны, а пользовался пороговым значением 2-й производной:  $d^2T/dz^2 = 0,004 \,^\circ\text{C/m^2}$  (шаг  $\Delta z = 5 \,\text{ м}$ )).

Определенные различия в числовых значениях одних и тех же критериев неизбежны, поскольку их выбор зависит от района, сезона и характера данных (батометрические серии, батитермограммы, ХВТ, СТД и т. д.).

Выбор критерия существен [140]. Так, например, максимальная глубина зимней конвекции в северной части Тихого океана, определенная по максимальной толщине ВПС, составляет согласно работе [106] 180 м, а согласно [154] 120 м. Причина расхождения состойт в использовании разных критериев выделения ВПС.

Сравнительный анализ различных критериев выделения ВПС, выполненный А. А. Кузнецовым [53], показал, что наилучшим является *метод максимальной кривизны* (метод 6 на рис. 1.4.1). Именно этот метод применялся автором при объективном анализе





вертикальных профилей гидрофизических параметров [10, 18—20, 23]. Детально разработанный алгоритм определения глубины ВПС, основанный на методе максимальной кривизны, дан в [54].

Для объективного выделения ансамблей особых точек, характеризующих вертикальные профили, предложены методы характерных, опорных и базисных точек. Рассмотрим их основные черты.

Метод характерных точек (МХТ) [27, 57, 58] предполагает априорное разбиение всей толщи океана в данном районе на определенное число слоев с учетом, в частности, TS-кривых. Затем каждый профиль скорости звука C(z) аппроксимируется ломаной линией, с градиентом, постоянным в пределах каждого слоя (рис. 1.4.2). Погрешность аппроксимации не должна превосходить заданного значения. Точки излома ломаной и являются «характерными». Алгоритм аппроксимации кривых C(z) дан в [86].

В методе опорных точек (МОТ) [40, 87—89] вначале профиль параметра T(z) аппроксимируется ломаной с узлами в точках экстремума и перегиба (рис. 1.4.3). Эти точки вместе с начальной и конечной и называются «опорными». Если полученная ломаная  $L_1(z)$  не воспроизводит профиль T(z) с заданной точностью, то берутся дополнительные точки между двумя соседними опорными точками на кривой T(z), там, где величина  $|T(z) - L_1(z)|$  максимальна. Затем строится ломаная  $L_2(z)$  и т. д. Итерационный процесс построения ломаных  $L_i(z)$  прекращается при достижении заданной точности.

Метод базисных точек (МБТ) [99]— вариант метода опорных точек. «Базисные» точки, по определению, суть экстремумы, изломы и концевые точки профиля. «Изломы» определяются как точки профиля, максимально удаленные от отрезков, соединяющих экстремумы. В число базисных точек включаются только те изломы, расстояние от которых до указанных отрезков больше заданного значения. Алгоритм поиска базисных точек дан в [1] (рис. 1.4.4).

Вариант МБТ (МОТ), предложенный в [32], можно было бы назвать *методом дальних точек* (рис. 1.4.5).

Аппроксимация профилей ломаными подвергается обоснованной критике [28]. Другой недостаток МОТ и МБТ — их «глобальность» (локальное возмущение профиля меняет параметры всех особых точек). Необходим «локальный» метод выделения особых точек (см. п. 2.5). Наконец, для корректного применения понятия «расстояние» в МБТ требуется предварительное приведение профилей к безразмерному виду, для чего, вообще говоря, не существует универсального алгоритма.

### 1.5. Группировка данных

Каждый элементарный объем воды характеризуется набором значений физических, химических и других параметров («признаков»). Этот набор значений признаков можно изобразить точкой в соответствующем многомерном пространстве признаков. Под объективной группировкой данных понимается выделение отдельных кластеров (сгущений точек) в пространстве признаков, осуществляемое на основе некоторого алгоритма. Для изложения этого подхода полезно применить терминологию распознавания образов [81].

Первая задача, возникающая при распознавании образов, связана с представлением исходных данных, являющихся результатами измерений подлежащего распознаванию объекта. Каждая измеренная величина служит некоторой характеристикой образа или объекта. Результаты измерений можно представить в виде вектора измерений («вектора образа», или просто «образа»). Процесс измерения характеристик объектов можно рассматривать как процесс кодирования, заключающийся в присвоении каждой характеристике символа из множества элементов некоторого алфавита. Когда результаты измерений представляются действительными числами, часто полезно рассматривать векторы образов как точки многомерного евклидова пространства. Множество образов одного класса соответствует совокупности точек, рассеянных в некоторой области пространства измерений.

Вторая задача распознавания образов связана с выделением характерных признаков или свойств из полученных исходных данных и снижением размерности векторов образов (задача предварительной обработки и выбора признаков). Если результаты измерений позволяют получить полный набор различительных признаков для всех классов, собственно распознавание и классификация не вызовут особых затруднений. Однако «в большинстве практических задач определение полного набора различительных признаков оказывается делом исключительно трудным, если вообще не невозможным. К счастью, из исходных данных обычно удается извлечь некоторые из различительных признаков и использовать их для упрощения процесса автоматического распознавания образов» [81, с. 24].

Третья задача распознавания образов состоит в отыскании оптимальных решающих процедур, необходимых при классификации. Пространство образов можно считать состоящим из совокупности областей, каждая из которых содержит точки, соответствующие образам из одного класса. Задача распознавания может рассматриваться как построение границ областей решений, разделяющих эти классы.

В физической океанографии представление исходных векторов может осуществляться по-разному. Поскольку подавляющее большинство наблюдений представляет собой вертикальные зондирования, постольку в большинстве случаев вектор измерений представляет собой упорядоченную совокупность значений одного или нескольких гидрофизических параметров, соответсвующую одной вертикали.

Как правило, для классификации используются признаки, являющиеся результатами стандартных (следовательно, массовых)

 $2^*$ 

океанографических измерений, — в первую очередь, температура и соленость, а также гидрохимические параметры: pH, содержание кислорода, кремния, фосфатов, нитратов и др. Используются и расчетные величины, например скорость звука (обзор работ 1960— 1970-х годов по объективному выделению водных масс сделан автором ранее [11]; новейшие результаты см. в (29, 49, 69, 73, 79, 80, 166]).

Для выделения водных масс используется и объемный TS-анализ (построение TSV-диаграмм) [24, 59, 60]. Этот метод позволил не только осуществить «перепись» водных масс всего Мирового океана, но и определить их объемы [168]. Если значения объемов, нанесенные на TSV-диаграмму, поделить на полный объем рассматриваемой области, то полученные значения дадут вероятности попадания в соответствующие TS-ячейки, а TSV-диаграмма превратится в гистограмму двумерных вероятностей p(T, S) [59, 60]. Модальные области этой гистограммы (т. е. области повышенных значений двумерной плотности вероятности) интерпретируются как образы водных масс (см. п. 2.15).

Из сказанного ясно, что группировка может производиться на основании различных сочетаний признаков. При этом не следует полагать, что увеличение числа исходных признаков автоматически улучшит качество классификации. Исследователь обычно полагает, что в принципе каждый признак может быть полезен для классификации. В случае статистически независимых признаков теоретически это действительно так, поскольку, как отмечают Дуда и Харт [43], «каждый из признаков влияет на уменьшение вероятности ошибки (ошибка заключается в принятии неверного решения при классификации — И. Б.). Наилучшими в этом смысле являются те признаки, у которых разность средних значений велика по сравнению со стандартными отклонениями. Вместе с тем ни один из признаков не бесполезен, если его средние значения для разных классов различны. Поэтому для дальнейшего уменьшения уровня ошибки надо, очевидно, ввести новые, независимые признаки... К сожалению, на практике часто наблюдается, что вопреки ожиданиям добавление новых признаков ухудшает, а не улучшает качество работы... В целом же данный вопрос требует сложного и тонкого анализа». Нередко присоединение нового признака не дает новой информации о расположении объектов в призначном пространстве из-за сильной корреляции между новым и некоторыми из старых признаков [71].

Учитывая приведенные выше аргументы, автор разработал алгоритм статистической классификации (см. п. 2.15), использующий всего лишь два любых количественных признака. Такое ограничение числа признаков позволило дать всем операциям наглядную геометрическую иллюстрацию. К тому же в большинстве задач используются сочетания именно двух параметров (например, температура—соленость, температура—глубина, плотность соленость). Наконец, в принципе возможно обобщение данного метода и на многомерный случай. Методы объективной группировки существенно используются при морфолого-статистической классификации вертикальных профилей (см. главу 2) на этапе статистической классификации (см. п. 2.1, 2.7, 2.9).

### 1.6. Применение теории распознавания образов для анализа структуры океана

В п. 1.5 описаны основные задачи, возникающие при распознавании образов. В данном разделе излагаются *методы*, с помощью которых описываются и разделяются классы образов. Возможны несколько основных вариантов [81].

1. Если класс характеризуется перечнем входящих в него членов, распознавание образов может быть основано на принципе принадлежности к этому перечню, т. е. на принципе перечисления членов класса. Этот способ предполагает существование эталонов и реализацию процесса распознавания путем сравнения с эталонами.

2. Если класс характеризуется некоторыми общими свойствами, присущими всем его членам, распознавание может основываться на принципе общности свойств. Задание класса с помощью свойств, общих для всех его членов, предусматривает выделение подобных признаков; при этом предполагается, что образы одного класса обладают общими свойствами, отражающими их подобие. Эти общие свойства и вводятся в память системы распознавания. Когда ей предъявляется неклассифицированный образ, то выделяется набор описывающих его признакое, которые затем сравниваются с признаками, заложенными в память системы.

3. Если при рассмотрении класса обнаруживается тенденция к образованию кластеров (сгущений образов) в пространстве образов, распознавание может осуществляться на основе принципа кластеризации, т. е. выделения в пространстве образов компактных в некотором смысле областей. Построение систем распознавания, основанных на этом принципе, определяется взаимным пространственным расположением отдельных кластеров. Если они разнесены достаточно далеко, то можно пользоваться простыми схемами, например классификацией по принципу минимального расстояния. Если же кластеры перекрываются, необходимы более сложные методы разбиения пространства образов [2, 146, 162].

Для реализации рассмотренных выше принципов существуют три основных типа методологии: эвристическая, математическая и лингвистическая (синтаксическая). Нередко системы распознавания создаются на основе их комбинации.

За основу эвристического подхода взяты интуиция и опыт человека; в нем используются принципы перечисления членов класса и общности свойств. Эвристические системы распознавания обычно включают набор специфических процедур, разработанных применительно к конкретным задачам; следовательно, структура и качество эвристической системы в значительной степени определяются опытом разработчиков в данной прикладной области.

В основу математического подхода положены правила классификации, которые формулируются и выводятся в рамках определенного математического формализма с помощью принципов общности свойств и кластеризации. Математические методы делятся на два класса: детерминистские и статистические. Детерминистский подход базируется на математическом аппарате, не использующем в явном виде статистические свойства изучаемых классов образов. Статистический подход основывается на математических правилах классификации, которые формулируются и выводятся в терминах математической статистики.

Если же образы можно описать с помощью иерархической структуры подобразов, аналогичной синтаксической структуре языка, то применяется лингвистический (синтаксический) подход с использованием принципа общности свойств. Это позволяет применять при решении задач распознавания образов теорию формальных языков. Основным отличием синтаксического распознавания образов от всех остальных является непосредственное использование структуры образов в процессе распознавания. В то же время все аналитические методы отличаются строго количественным подходом, почти полностью игнорирующим взаимосвязи между компонентами образа.

Выбор метода синтеза системы распознавания еще не решает проблему реализации. В большинстве случаев у нас имеются репрезентативные образы каждого класса. Тогда пользуются методами распознавания, называющимися обучением с учителем. Ключевыми элементами такого подхода являются обучающие множества образов, классификация которых известна, и реализация соответствующей процедуры обучения. Однако в наиболее интересных и сложных задачах, возникающих в океанологии, в частности при объективной классификации вертикальных профилей гидрофизических параметров, иногда разумнее применять распознавание без учителя, при котором отсутствует обучающая выборка и число классов неизвестно.

При разработке методологии морфолого-статистической классификации типов стратификации вод океана (см. главу 2) за основу был взят эвристический подход с использованием самых общих идей синтаксического (структурного) распознавания образов.

При практическом построении системы распознавания вертикальных профилей на первом этапе классификации применялся принцип общности свойств и распознавание без учителя. На втором этапе — при формировании эталонов — использовался принцип кластеризации. На третьем этапе производилась классификация по эталонам с использованием принципа общности свойств, т. е. решалась так называемая задача идентификации.

## 1.7. Обобщение совокупностей вертикальных профилей

Методы обобщения ансамблей профилей предназначены для сжатия информации и получения компактного представления о типах стратификации. Все они, за исключением метода стандартных горизонтов, представляют собой разновидности метода особых точек (см. п. 1.4). Рассмотрим их основные черты.

Метод стандартных горизонтов (МСГ). В этом методе произволится статистическое обобщение (например, осреднение или выбор модального значения) всех значений гидрофизического параметра, относящихся к данному стандартному горизонту [33]. Достоинства метода — простота и объективность. Недостатком его является ярко выраженный формализм [41]. Обобщению подвергаются точки вертикальных кривых, принадлежащие разным элементам слоистой структуры океана и случайно попавшие на одингоризонт. Это приводит, в частности, к сильным искажениям в слоях максимальных градиентов характеристик: как правило. градиенты оказываются существенно заниженными [78]. Это, в. свою очередь, приводит к грубым ошибкам при определении характеристик элементов стратификации в тех случаях, когда для этого применяются градиентные критерии (см. п. 1.4). Более того, при определенных условиях (например, когда ансамбль профилей состоит из нескольких групп разных видов, т. е. разной формы, или нескольких подгрупп одного вида, но существенно смещенных глубине) формальное погоризонтное осреднение вызывает искажение формы типового профиля, который уже не будет качественно представительным для данного ансамбля (см. п. 2.12, рис. 2.12.1. 2.12.2).

Метод характерных точек (МХТ). В этом методе обобщению подвергаются одноименные характерные точки. Основное достоинство МХТ — отсутствие формализма, присущего МСГ. Однако МХТ имеет и серьезные недостатки. Во-первых, это субъективизм при выборе характерных точек. Во-вторых, фактически только после выделения однородной выборки можно перейти к кусочнолинейной аппроксимации ансамбля кривых данного типа [58]. В-третьих, вопрос о точности аппроксимации в МХТ оставлен открытым [57].

Метод опорных точек (МОТ). Этот метод, так же как и МХТ, предполагает предварительный качественный анализ индивидуальных профилей (типизация и районирование). Типизация профилей состоит в отнесении их к той или иной модели среды, описываемой строго определенным числом слоев с градиентом постоянного знака [88]. В качестве способа отнесения профилей к определенной модели среды может применяться кусочно-линейная аппроксимация с узлами в опорных точках [40]. После проведения типизации статистическому обобщению подвергаются координаты одноименных опорных точек. Алгоритмы МОТ изложены в [38, 90].

23

Метод базисных точек (МБТ). Так же как и в МОТ, в МБТ вначале производится типизация, затем — пространственно-вре менное районирование и только после этого — статистическое обобщение однотипных кривых [99]. При этом обобщению подвергаются одноименные базисные точки.

Метод эластичного осреднения (МЭО). Этот метод, предложенный Загером [157], позволяет точнее рассчитывать такие обобщенные характеристики совокупности профилей, как глубины залегания точек экстремума, перегиба, максимальной кривизны, максимального градиента и значения гидрофизических параметров в этих точках.

Способы статистического обобщения. Чаще всего применяются осреднение, расчет распределений вероятностей и моментов распределений [7]. Иногда вместо среднего значения используется мода или медиана. Характерные, опорные и базисные точки обрабатываются как двумерные случайные величины, характеризующиеся значением гидрофизического параметра и глубиной залегания. Для-них рассчитываются двумерные плотности вероятности [14, 16, 40]. эллипсы рассеяния и матрицы корреляции [58].

Сравнение различных методов обобщения совокупностей профилей провел Р. Е. Василевский [31]. Он рассчитал типовые кривые скорости звука для одного района Тихого океана по девяти методам — модификациям МСГ и МХТ. Для сравнения методов использовался дисперсионный анализ. Автор [31] пришел к выводу о том, что МХТ следует применять для выделения однородных гидрологических районов, а вся дальнейшая обработка должна проводиться по МСГ как наименее субъективному и найболее простому. Однако, поскольку методика работы изложена им недостаточно подробно, вопрос о сравнительных достоинствах различных методов остается открытым.

При разработке методологии объективного анализа вертикальной структуры океана (см. главу 2) нами реализованы оба подхода к обобщению ансамблей профилей: метод стандартных горизонтов (см. п. 2.11) и метод особых точек (см. п. 2.12, где изложен новый метод осреднения однотипных профилей — гомеоморфное (формосохраняющее) осреднение, т. е. осреднение, сохраняющее форму индивидуальных профилей). Подчеркнем, что оба метода применяются автором только для совокупностей однотипных вертикальных кривых.

## Глава 2

## МОРФОЛОГО-СТАТИСТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ И СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЭЛЕМЕНТОВ СТРАТИФИКАЦИИ

## 2.1. Основы методологии

Данная методология основана на идеях теории распознавания образов, изложенных в общем виде в п. 1.5, 1.6. Здесь они используются и формулируются применительно к описываемой ниже системе морфолого-статистической классификации вертикальных профилей гидрофизических параметров [14, 16].

Главный принцип этой методологии (и одновременно первый этап классификации) — классификация профилей по их форме (морфологическая классификация). Форма профиля, по определению, полностью описывается набором (вектором) его особых точек. Особые точки, по определению, суть экстремумы функции и ее первых двух производных, а также крайние точки профиля (верхняя и нижняя) (рис. 2.1.1, 2.1.2, табл. 2.1.1). Таким образом, морфологическая классификация профилей сводится к классификации векторов их особых точек (см. п. 2.3, 2.6).

Габ	лица	2.1	.1	

Критерии выделения типичных элементов стратификации

№ п/п	Элемент стратификации	Критерий выделения			
1	Нижняя граница ВПС	max кривизны			
2	Ядро ВТК (ВХК)	max grad			
3	Подповерхностный экстремум	max, min			
4	Нижняя граница ВТК (ВХК)	max кривизны			
5	Промежуточный экстремум	max, min			
6	Главный ТК (ХК) — ядро	max grad			
7	Нижняя граница ГТК (ГХК)	max кривизны			
8	Глубинный экстремум	max, min			
9	Нижняя граница ТС (ХС)	max кривизны			

Примечание. ВПС – верхний перемешанный слой, ВТК (ВХК) – верхний термо (хало) клин, ГТК (ГХК) – главный термо (хало) клин, ТС (ХС) – термо (хало) стад.

Важная особенность данного подхода — отказ от применения (в качестве руководящего принципа классификации) принципа

кластеризации, использующего формальные методы разбиения пространства образов. Тем самым снимаются две трудные проблемы, рассмотренные в п. 1.5, 1.6: 1) выбор адекватной метрики в пространстве образов; 2) отыскание оптимальных решающих процедур, необходимых при кластеризации.

Остается одна ключевая проблема — выделение значимых особых точек (см. п. 2.5). Оно может осуществляться двумя способами.



Рис. 2.1.1. Осообые точки вертикального профиля. 1-экстремумы функции, 2-экстремумы первой производной, 3-экстремумы второй производной; светлые символы-максимумы, темные-минимумы. Рис. 2.1.2. Гипичные элементы стратификации солености (a) и температуры (б).

Критерии выделения элементов стратификации и их обозначения см. табл. 2.1.1.

Первый способ заключается в построении интерполирующей функции (интерполянта), ее дифференцировании, позволяющем найти все особые точки, и отборе значимых особых точек на основе некоторых критериев значимости. При этом, однако, выбор критериев значимости, зачастую решающим образом определяющих результаты классификации, остается весьма субъективным, что существенно снижает ценность всей работы.

Поэтому нами избран другой способ, заключающийся в предварительном *сглаживании* профиля с целью фильтрации всех *незначимых* особых точек (см. п. 2.5.1). Все оставшиеся особые точки считаются *значимыми*. Они распознаются и классифицируются специальным детектором особых точек (см. п. 2.5.2). Каждой особой точке присваивается числовой морфологический признак (код), совокупность которых образует вектор кодов, полностью описывающий форму профиля. Классификация векторов кодов завершает процесс морфологической классификации профилей.

Подчеркнем, что классификация профилей по их форме производится в режиме «распознавания без учителя», т. е. без предварительного обучения и без предварительного задания числа классов.

Опыт показывает, однако, что морфологическая классификация не всегда до конца решает задачу классификации. Дело в том, что в океане нередко одинаковую форму имеют профили, полученные в весьма удаленных и обособленных друг от друга районах и (или) обладающие принципиально различными характеристиками одноименных особых точек, т. е. качественно разными глубинами залегания и (или) значениями гидрофизического параметра. Очевидно, что эти морфологически подобные профили представляют собой совершенно разные физико-океанографические типы, разделение которых должно осуществляться на основе неморфологического подхода.

Пля решения этой задачи применяется статистический подход. а именно кластеризация в пространстве признаков особых точек (см. п. 2.7, 2.9, 2.10). Идея данного подхода аналогична метолу локализации модальных областей вероятностных гистограмм (см. п. 2.15). Действительно, очевидно, что одноименные особые точки профилей определенного физико-океанографического типа, отличающегося изолированным ареалом и уникальным генезисом, должны группироваться в кластеры (сгущения) в пространстве своих признаков. Поскольку таких признаков всего два (глубина, залегания особой точки и соответствующее значение гидрофизического параметра), задача сводится к расчету гистограмм двумерных вероятностей сочетаний «глубина — гидрофизический параметр» для каждой особой точки каждого морфологического типа (см. п. 2.7) и локализации модальных областей этих гистограмм, т. е. областей повышенных вероятностей (см. п. 2.15). Благодаря ограничению числа признаков двумя, данный метод позволяет дать наглядную геометрическую иллюстрацию и применить неформальные процедуры кластеризации.

Таким образом, после выделения модальных областей в пространстве признаков особых точек можно описать все типы, присутствующие в исходных данных, не только морфологически, но и статистически, задав диапазоны допустимых значений для каждого признака каждой особой точки каждого типа, и, если необходимо, задав диапазоны допустимых географических координат (т. е. задав ареалы) для каждого типа (см. п. 2.9). Эта процедура описания типов называется формированием эталонов (эталонированием), поскольку указанные описания являются эталонами на втором, заключительном этапе классификации, основанном на принципе сравнения исходных профилей с эталонами и называемом поэтому классификацией по эталонам или идентификацией (см. п. 2.10).

В итоге процесс морфолого-статистического анализа стратификации океана состоит из следующих основных этапов (рис. 2.1.3):

- 1) контроль и редактирование исходных данных (п. 2.2).
- 2) интерполяция вертикальных профилей (п. 2.4),
- 3) выделение значимых особых точек (п. 2.5).
- 4) классификация векторов типов особых точек (п. 2.6).



Рис. 2.1.3. Основные этапы морфолого-статистического анализа вертикальной структуры океана.

5) статистический анализ особых точек (п. 2.7),

6) картирование ареалов (предварительное районирование) (п. 2.8),

7) формирование эталонов (п. 2.9),

8) идентификация (классификация по эталонам) (п. 2.10),

9) картирование ареалов и характеристик особых точек идентифицированных профилей (повторное районирование) (п. 2.8),

10) статистика особых точек идентифицированных профилей (п. 2.7),

11) статистика на горизонтах (по типам) (п. 2.11),

12) гомеоморфное осреднение профилей (по типам) (п. 2.12). После выделения значимых особых точек (этап 3), в качестве независимой задачи, может осуществляться пространственное прослеживание одноименных особых точек, общих для различных типов стратификации, т. е. сквозное прослеживание элементов стратификации (п. 2.13).

Этапы 2—4 составляют морфологическую классификацию (см. п. 2.3), а этапы 5—10 — статистическую классификацию.

Для детализации классификации (районирования), процесс статистической классификации может повторяться многократно (см. рис. 2.1.3).

Все дальнейшее изложение в настоящей главе построено в соответствии с приведенной выше схемой и представляет собой подробное описание реализации отдельных ее этапов. В конце главы рассмотрены вопросы численного моделирования объективной классификации (п. 2.14) и программной реализации алгоритмов классификации в виде системы КЛАСС (п. 2.16).

### 2.2. Статистическое редактирование данных

Анализ существующих методов контроля и редактирования данных океанографических станций (см. п. 1.2) [12, 13] показывает, что эта задача еще не решена надлежащим образом. Для контроля данных используется либо сравнение с диапазоном



Рис. 2.2.1. Определение критерия отбраковки грубых выбросов.

Т-контролируемый океанографический элемент, Р-вероятность, К-пороговое значение критерия отбраковки, В-грубый выброс.

их допустимых значений, либо статистические критерии типа «три сигмы», основанные на нереалистичном допущении о нормальности распределений вероятностей гидрофизических параметров. Поэтому нами применяется существенно более тонкий инструмент контроля, а именно метод анализа распределения вероятностей (APB), состоящий из трех этапов.

1. Контролируемый гидрофизический параметр рассматривается как случайная величина и для данной выборки его значений рассчитывается эмпирическая функция распределения вероятностей (рис. 2.2.1). Как правило, грубые выбросы оказываются отделенными от основного «тела» гистограммы несколькими «пустыми» интервалами (с нулевыми вероятностями). 2. Устанавливается пороговое значение критерия отбраковки. Рекомендуется полагать его равным середине «пустого» интервала, ближайшего к грубому выбросу.

3. Контролируемая выборка просматривается заново и все значения, выходящие за установленный предел, либо автоматически бракуются, либо выдаются на экспертный контроль вместе с необходимой призначной информацией. В обоих случаях возможно автоматическое исправление сомнительных значений. Разница состоит лишь в том, что после экспертного контроля потребуется еще один прогон данных для окончательной отбраковки и исправления сомнительных значений.

Метод АРВ разработан и апробирован в 63-м рейсе НИС «Витязь» (1978 г.). Первый и третий этапы алгоритма реализованы в виде программ СТАТИСТИКА и РЕДАКТОР, написанных на языке Бейсик. Ввод пороговых значений критерия отбраковки на втором этапе производился в диалоговом режиме с терминала ЭВМ. Комплекс из указанных двух программ применялся для контроля и редактирования данных СТД-зонда АИСТ с помощью бортовой микроЭВМ НР-9830А. Благодаря внедрению этого комплекса время, затрачиваемое на контроль и редактирование, сократилось в 15—20 раз и резко улучшилось качество контроля. Особенно эффективным оказался контроль методом АРВ *градиентов* рассматриваемой величины.

Аналогичный метод контроля с помощью гистограмм использовался также А. И. Перескоковым [66].

Идея метода APB использована при создании подсистемы контроля и редактирования (КиР) в системе КЛАСС. Подсистема КиР представляет собой реализацию методики КиР (см. п. 1.2) [12, 13] и состоит из двух частей.

Первый этап КиР — базовый КиР грубых выбросов с помощью программы СЕЛЕКОНТ, отбирающей станции в заданных координатах, удовлетворяющие следующим критериям:

1) глубина первого наблюденного горизонта станции  $z_1 \leq 10$  м;

2) максимальная глубина станции z<sub>max</sub> ≥ 500 м;

3) расстояние между горизонтами dz (м) не превосходит заданных пределов: dz < 35 при  $0 \le z_i \le 170$ , dz < 75 при  $170 < z_i \le 330$ , dz < 150 при  $330 < z_i \le 650$ , dz < 300 при  $650 < z_i \le 1300$ , dz < 600 при  $1300 < z_i \le 2100$ ;

4) допускается ограниченная инверсия плотности между соседними наблюденными горизонтами:

$$\sigma_t(z_i) - \sigma_t(z_{i-1}) > -0,05$$
 усл. ед.;

5) Т и S лежат в заданных диапазонах (табл. 2.2.1).

Для более строгого контроля предназначена программа КОН-ВАС. Она проверяет T и S на попадание в сравнительно узкие диапазоны (изменяющиеся с глубиной), основанные на проведенных автором расчетах статистик термохалинных полей [7] (табл. 2.2.2) и определенные для Атлантического, Индийского и Тихого океанов (табл. 2.3.3). Второй этап КиР — статистическое редактирование — выполняется после морфологической классификации и статистического анализа особых точек. Статистическое редактирование — неотъемлемый элемент эталонирования (см. п. 2.9), при котором опреляются диапазоны параметров особых точек и формируются эталоны. Тем самым отсеиваются «шумы», т. е. незначимые объекты

и грубые выбросы, поскольку при классификации по эталонам (см. п. 2.10) отфильтровываются все профили, характеристики особых точек которых находятся за пределами эталонных диапазонов.

### Контроль паспорта станции

1. Все атрибуты станции (координаты, дата, время, номера станции,

рейса и квадратов, глубина океана и максимальная глубина наблюдений, число наблюденных горизонтов и т. п.) контролируются на пределы.

2. Координаты станции и номера квадратов (марсденовских или «канадских») контролируются на согласованность (если они введены независимо, что необходимо для контроля). Для этого по координатам станции рассчитывается номер квадрата и сравнивается с введенным номером.

3. Максимальная глубина наблюдений z и глубина океана H контролируются на согласованность: z < H.

4. Моменты выполнения  $T_i$  (дата + время) и номера́ станций  $N_i$  одного рейса контролируются на согласованность: из  $T_i < T_j$  следует  $N_i < N_j$ .

5. Моменты выполнения  $T_1$ ,  $T_2$  и координаты ( $\lambda_1$ ,  $\varphi_1$ ), ( $\lambda_2$ ,  $\varphi_2$ ) двух последовательных станций одного рейса контролируются на согласованность:

$$L/(T_2-T_1) \leqslant V_{\max},$$

где L — расстояние между станциями,  $T_2 - T_1$  — интервал времени,  $V_{\text{max}}$  — максимальная скорость судна.

Расстояние между станциями L (км) вычисляется по приближенной формуле

$$L = 111, 12 \sqrt{(\varphi_1 - \varphi_2)^2 + (\lambda_1 - \lambda_2)^2 \cos^2 \frac{\varphi_1 + \varphi_2}{2}}$$

6. Моменты выполнения  $T_i$ , номера станций  $N_i$  и номера рейсов p и q одного судна контролируются на согласованность: из

Таблица	2.2.1

Допустимые значения T и S [135]

Глубина, м	T°C	S º/06		
0— 50 50— 100 100— 250 250— 400 400— 600 600—1000 1000—1100 1100—1750 более 1750	От —3 до 35 От —3 до 35 От —3 до 30 От —3 до 28 От —3 до 28 От —3 до 28 От —3 до 28 От —3 до 18 От —3 до 13	От 0 до 40 От 20 до 40 От 30 до 40 От 30 до 40 От 33 до 38 От 33 до 38		

#### Таблица 2.2:3

### Контрольные пределы Т и S в Мировом океане

Океан								- ,				
Атлантический			Индийский				Тихий					
T °C		S %/00		T °C		S	S º/00		T °C		S %00	
min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	
$\begin{array}{c} -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 $	$\left \begin{array}{c} 35\\ 33\\ 30\\ 27\\ 27\\ 26\\ 25\\ 24\\ 21\\ 20\\ 19\\ 18\\ 17\\ 16\\ 12\\ 11\\ 11\\ 9\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\ 5\\$	$\begin{array}{c} 30\\ 31\\ 31\\ 32\\ 32\\ 32\\ 32\\ 33\\ 33\\ 33\\ 33\\ 33\\ 33$	38 38 38 38 38 38 38 37 37 37 37 37 37 37 37 37 37 37 37 37	$\begin{array}{c} -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 $	35 33 30 29 28 25 23 22 21 19 17 15 14 13 11 9 6 5 5 5 5	31 32 33 33 33 33 33 33 34 34 34 34 34 34 34	40 37 37 37 37 37 37 37 37 37 37 37 37 36 36 36 36 36 35 35 35	$ \begin{vmatrix} -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2$	35 33 30 29 29 29 28 27 24 22 19 15 13 11 8 7 5 4 4 4 4 4	30 31 31 31 32 32 32 32 33 33 33 33 33 34 34 34 34 34	37 37 37 37 37 37 37 37 37 36 36 36 36 36 35 35 35 35 35 35 35 35	
1	5	34	35	-1	5	34	35	0	4	34	35	
	$\begin{array}{c} & T \\ \hline T \\ min \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -2 \\ -$	Атлант $T \circ C$ min         max           -2         35           -2         30           -2         27           -2         26           -2         21           -2         20           -2         11           -1         12           -1         15           -1         5           -1         5           -1         5           -1         5           -1         5           -1         5           -1         5           -1         5           -1         5           -1         5	ATJAHTHUECKHR $T \circ C$ S           min         max         min           -2         35         30           -2         33         31           -2         27         32           -2         27         32           -2         27         32           -2         27         32           -2         27         32           -2         25         32           -2         25         32           -2         25         32           -2         20         33           -2         20         33           -2         20         33           -1         18         33           -1         17         34           -1         12         34           -1         13         34           -1         5         34           -1         5         34           -1         5         34           -1         5         34           -1         5         34	Атлантический $T \circ C$ S %/00           min         max         min         max $-2$ 35         30         31         38         -2         30         31         38         -2         27         32         38         -2         27         32         38         -2         26         32         38         -2         26         32         38         -2         25         32         38         -2         25         32         38         -2         26         32         38         -2         25         32         38         -2         20         33         37         -2         20         33         37         -1         1         1         33         37         -2	$\begin{tabular}{ c c c c c }\hline & A_{T,AAHTHUGCKHÅ} & \hline $T \circ C$ & $S $ $ $ $ $ $ $ $ $ $ $ $ $ $ $ $ $$	$\begin{tabular}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Океан           Атлантический         Индийский $T \circ C$ $S \circ /_{00}$ $T \circ C$ $S \circ /_{00}$ min         max         min         max         min         max         min         max           -2         35         30         38         -2         35         31         40           -2         33         31         38         -2         33         31         37           -2         30         31         38         -2         30         32         37           -2         27         32         38         -2         29         33         37           -2         27         32         38         -2         28         33         37           -2         25         32         38         -2         23         33         37           -2         25         32         38         -2         23         37           -2         21         33         37         -2         21         33         37           -2         20         33         37         -2         21         33         37	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Океан           Атлантический         Индийский         Ти $T \circ C$ S %/00         T $\circ C$ S %/00         T $\circ C$ min         max         max         min         max <td><math display="block">\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c</math></td>	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	

Примечания: 1. Высокие пределы для температуры поверхности  $(T_0^{\max} = 35 \,^{\circ}\text{C})$  учитывают реальность значительных (до 3—4 °C) крупномасштабных (~10<sup>5</sup> км<sup>2</sup>) положительных аномалий  $T_0$ , возникающих в субтропиках при штилевой солнечной погоде [163]. — 2. Нижний предел температуры (—2°C) необходимо заменять на —2,5°C при контроле антарктических данных, полученных вблизи шельфовых ледников, под которыми образуются переохлажденные воды (до —2,3°C) вследствие понижения температуры замерзания морской воды на 0,0753°C с ростом давления на 100 дбар [123].

2) выделение значимых особых точек,

3) классификация векторов типов значимых особых точек.

Наиболее трудны два первых этапа.

34

Сложность интерполяции при морфологической классификации профилей объясняется тем, что к ней предъявляются требования, обычно игнорируемые при стандартной обработке гидрофизических зондирований, а именно сохранение формы профиля. Это означает, что интерполянт должен содержать те и только те особые точки, которые обусловлены исходными данными. Другими словами, на каждом интервале интерполирования знаки первых двух производных интерполянта должны совпадать со знаками конечно-разностных производных, вычисленных по исходным данным (подробнее и строже понятие сохранения формы профиля изложено в п. 2.4.2). В п. 1.3 показано, что традиционные методы интерполяции не удовлетворяют этому требованию. Для решения данной задачи разработан метод интерполяции рациональными сплайнами с генератором параметров натяжения сплайна, обеспечивающим сохранение формы профиля [10] (см. п. 2.4.2).



Рис. 2.3.1. Морфологическая классификация вертикальных профилей.

Сложность выделения значимых особых точек (экстремумов функции и ее первых двух производных) заключается в следующем. Во-первых, простые методы отбора значимых экстремумов, основанные на установлении пороговых значений для их амплитуды, градиента и базы (рис. 2.3.2), в данном случае не работают. поскольку в океане все перечисленные выше величины характеризуются значительной пространственно-временной изменчивостью, делающей процедуру выбора критериев значимости в высшей степени субъективной. Во-вторых, обычные методы сглаживания (фильтрации), используемые для предварительной обработки сигналов при выделении значимых признаков в системах распознавания образов, в той или иной степени искажают характеристики экстремумов. В других прикладных областях это терпимо постольку, поскольку главный акцент делается на детектирование (обнаружение) сигнала определенного вида. В океанологии же нередко не менее важна и точная характеристика обнаруженного экстремума (его глубина залегания и значение гидрофизического параметра).

3\*

35

Для преодоления указанных выше трудностей разработан метод выделения значимых экстремумов, сохраняющий их характеристики [14, 16] (см. п. 2.5). Суть метода состоит в следующем. Во-первых, профили предварительно сглаживаются методом медианной фильтрации, модифицированным таким образом, что он сохраняет неизменными характеристики значимых острых экстремумов (см. п. 2.5.1). Во-вторых, собственно выделение значимых экстремумов производится детектором значимых экстремумов, распознающим и классифицирующим все наблюденные значимые



Рис. 2.3.2. Характеристики экстремума: глубина  $z_3$ ; значение параметра  $P_3$ , амплитуда сверху  $A_1 = P_3 - P_1$ , амплитуда снизу  $A_2 = P_3 - P_2$ , градиент сверху  $\Gamma_1 = A_1/(z_3 - z_1)$ , градиент снизу  $\Gamma_2 = A_2/(z_3 - z_2)$ , база  $\mathbf{b} = z_2 - z_1$ .

экстремумы посредством сравнения их с исчерпывающим набором эталонных значимых экстремумов (см. п. 2.5.2). В-третьих, характеристики неострых значимых экстремумов уточняет специальная процедура (корректор экстремумов) (см. п. 2.5.3), использующая модифицированную двухпараболическую интерполяцию Хенниона — Ратри.

Третий этап морфологической классификации — классификация векторов типов особых точек — концептуально прост и не вызывает затруднений (см. п. 2.6).

Поскольку подавляющее большинство вычислений приходится на индивидуальную обработку профилей, постольку полный объем вычислений пропорционален числу профилей, что обеспечивает высокую эффективность алгоритма при классификации больших массивов профилей.

### 2.4. Сплайновая интерполяция

В п. 1.3 рассматривалась задача интерполяции вертикальных кривых, различные способы ее решения и присущие им недостатки. Значительный прогресс в этой области связан с появлением нового мощного аппарата интерполирования, так называемых сплайн-функций [25, 39, 44, 61, 94, 151]. Сплайн-функции

36

оказались эффективным инструментом для вертикальной интерполяции в океанологии и метеорологии [8, 10, 22, 30, 36, 93, 97, 102, 121], причем в океанологии (где они впервые использовались гидроакустиками) интерполирующие сплайны применялись уже в конце 1960-х годов [62, 141].

Первоначально для этой цели использовались кубические сплайны (см. п. 2.4.1), популярности которых в СССР в известной степени способствовала публикация программы SPLINE в книге Форсайта с соавторами [94].

В 1978 г. кубические сплайны были впервые применены для оперативной обработки батометрических станций в 63-м рейсе НИС «Витязь» [8, 22]. Задача интерполяции решалась в постановке [61]. Была проведена серия численных экспериментов по сравнительной оценке метода Ратри и нескольких вариантов сплайновой интерполяции с использованием как аналитических тестов, так и реальных гидрологических станций. Постановка задачи и результаты экспериментов приведены ниже (см. п. 2.4.1).

### 2.4.1. Кубические сплайны

### Постановка задачи [61]

Пусть на отрезке [a, b] оси x задана сетка  $a = x_0 < x_1 < \ldots < x_n = b$ , в узлах которой заданы значения  $\{f_k\}_{k=0}^n$  функции f(x), определенной на [a, b]. Задача кусочно-кубической сплайновой интерполяции состоит в нахождении функции g(x), удовлетворяющей следующим требованиям:

1) g(x) принадлежит классу  $C^2(a, b)$ , т. е. непрерывна вместе со своими производными 1-го и 2-го порядка;

2) на каждом из отрезков  $[x_{k-1}, x_k] \hat{g}(x)$  является кубическим многочленом вида

$$g(x) = g_k(x) = \sum_{l=0}^{3} a_l^{(k)}(x_k - x), \quad k = 1, \ldots, n;$$
(1)

3) в узлах сетки выполняются равенства

$$(x_k) = f_k, \quad k = 0, 1, \dots, n;$$
 (2)

4) g''(x) удовлетворяет граничным условиям

$$g''(a) = g''(b) = 0.$$
 (3)

Эта задача сводится к решению линейной алгебраической системы уравнений для коэффициентов  $a_2^{(k)}$  (k = 0, 1, ..., n):

$$h_k a_2^{(k-1)} + 2(h_k + h_{k+1}) a_2^{(k)} + h_{k+1} a_2^{(k+1)} = F(k), \ k = 1, \dots, n-1, (4)$$

$$a_2^{(0)} = 0, \quad a_2^{(n)} = 0,$$
 (5)

37

где

$$F_{k} = 3 \left[ \frac{f_{k-1} - f_{k}}{h_{k}} - \frac{f_{k} - f_{k+1}}{h_{k+1}} \right].$$
(6)

$$h_k = x_k - x_{k-1}.$$

Остальные коэффициенты в уравнении (1) определяются из соотношений

$$a_0^{(k)} = f_k, \tag{8}$$

$$a_1^{(k)} = -\frac{h_k}{3} \left( a_2^{(k-1)} + 2a_2^{(k)} \right) + \frac{f_{k-1} - f_k}{h_k} , \qquad (9)$$

$$a_3^{(k)} = \frac{a_2^{(k-1)} - a_2^{(k)}}{3h_k} , \qquad (10)$$

где k == 1, ..., n.

Решение рассматриваемой задачи существует и единственно. Задача (4)—(7) легко решается либо итерационными методами, либо методом факторизации (прогонки). В настоящей работе применялся итерационный метод.

### Свойства кубических сплайнов [61]

Кубические сплайны обладают очень важным свойством, обусловливающим высокую эффективность сплайн-интерполяции. Рассмотрим на отрезке [a, b] класс  $W_2^2[a, b]$ , состоящий из функций, имеющих суммируемые с квадратом обобщенные вторые производные. Поставим задачу отыскания интерполяционной функции

$$u \in W_2^2[a, b], \ u(x_k) = f_k, \ k = 0, 1, \dots, n,$$
 (11)

которая минимизирует функционал

$$\Phi(u) = \int_{a}^{b} [u''(x)]^2 dx$$
(12)

на классе  $W_2^2[a, b]$ . Оказывается, что минимум такого функционала достигается на кусочно-кубической сплайн-функции g(x), являющейся решением рассматриваемой выше задачи. Это свойство сплайн-функции интересно тем, что функционал  $\Phi(u)$  можно интерпретировать как аналог потенциальной энергии упругого стержня, закрепленного в точках плоскости  $(x_k, f_k)$ , и на кубических сплайнах реализуется минимум этой энергии.

Благодаря существованию указанного свойства можно утверждать, что сплайновая интерполяция оказывается эффективнее других способов интерполяции в тех случаях, когда выполняются необходимые физические условия, а именно, когда речь идет об установившихся состояниях среды. Четкий физический смысл следует считать преимуществом сплайновой интерполяции, поскольку априори можно оценить целесообразность ее использования.

Кубические сплайны обладают хорошими аппроксимирующими свойствами. Если интерполируемая функция f принадлежит классу
$C^{(k)}[a, b]$  (k = 0, 1, 2, 3, 4), то для функции погрешности  $\varphi(x) = f(x) - g(x)$  справедливы неравенства

$$\max_{a \leqslant x \leqslant b} |\varphi^{(p)}(x)| \leqslant Ch^{k-p}, \quad k \ge p,$$
(13)

где С — неотрицательная константа, не зависящая от сетки,

$$h = \max_{1 \leq i \leq n} |x_i - x_{i-1}|.$$

Оценка (13) — грубая; имеются и более точные оценки.

#### Сравнение метода Ратри и кубических сплайнов (численный эксперимент)

Исследуем сравнительную точность квадратичной интерполяции Ратри и кубической интерполяции сплайн-функциями на примере функции  $y = \sin x$ ,  $x \in [0, \pi]$ . Поскольку  $y''(0) = y''(\pi) = 0$ , то граничные условия (3) выполняются. Зададим функцию y = $= \sin x$  ее табличными значениями с шагом  $\pi/2$ ,  $\pi/4$ ,  $\pi/8$  и произведем интерполяцию обоими способами в узлах сетки с половинным шагом (соответственно,  $\pi/4$ ,  $\pi/8$ ,  $\pi/16$ ). Затем вычислим две нормы разностей «Ратри — Таблица» (Р — Т), «Сплайн — Таблица» (С — Т), «Ратри — Сплайн» (Р — С), определенные следующим образом:

1) чебышевская норма в пространстве C[a, b] непрерывных на отрезке [a, b] функций

$$||y||_{C} = \max_{x \in [a, b]} |y(x)|;$$

2) гильбертова норма в пространстве  $L_2[a, b]$  функций, интегрируемых со второй степенью на отрезке [a, b],

$$\|y\|_{L_2} = \left[\int_a^b y^2(x) \, dx\right]^{1/2}.$$

Результаты сравнения для интервала  $[0, \pi/2]$  (интеграл вычислен по формуле Симпсона) (табл. 2.4.1) убедительно демонстрируют преимущество сплайновой интерполяции. Например, в последнем случае (шаг =  $\pi/8$ ) точность сплайновой интерполяции выше точности интерполяции Ратри в 26 раз в гильбертовой метрике и в 35 раз в чебышевской метрике.

#### Граничные условия

Основной трудностью, связанной с постановкой задачи сплайновой интерполяции, является задание граничных условий. При интерполяции данных гидрологических станций граничные условия (3) вполне согласуются с физикой среды. С одной стороны, отвлекаясь от тонкой структуры полей температуры и солености, имеем квазиоднородный поверхностный слой; с другой стороны,

#### Таблица 2.4.1

Срав	нение точност	ги сплайново	й интерполяц	ии и интер	поляции	Ратри
x	Табл. sin x	"Ратри"	"Сплайн"	P-T	С-Т	P-C
			Шаг л/2			
0,0000 0,7854 1,5708	0,0000 0,7071 1,0000	0,0000 0,7500 1,0000	0,0000 0,6875 1,0000	0,0000 0,0429 0,0000	0,0000 0,0196 0,0000	0,0000 0,0625 0,0000
∥P T	c = 0,0821,	C — T   ,	= 0,0196,	∥P -	$-C\ _{C} = 0$	0625,
∥P — T∣	$\ _{L_2} = 0,0655,$	∥P — T∥	$_{2} = 0,0196,$	∥P -	$-C \parallel_{L_2} = 0$	,0625
			Шаг л/4	•	_	
0,0000 0,3927 0,7854 1,1781 1,5708	0,0000 0,3827 0,7071 0,9239 1,0000	0,0000 0,4053 0,7071 0,9161 1,0000	0,0000 0,3822 0,7071 0,9228 1,0000	0,0000 0,0226 0,0000 0,0078 0,0000	0,0000 0,0005 0,0000 0,0011 0,0000	0,0000 0,0231 0,0000 0,0067 0,0000
∥P — T∣	$ _{C} = 0,0227,$	∥C T∥,	= 0,0011,	∥P -	$-C\parallel_{C} = 0,$	0231,
$\ P-T$	$\ _{L_2} = 0,0180,$	∥C — T∥	$L_2 = 0,0012,$	∥P -	$-C \parallel_{L_2} = 0$	,0178
			Шаг <b>π/8</b>			
0,0000 0,1963 0,3927 0,5890 0,7854 0,9817 1,1781 1,3744 1,5708	0,0000 0,1951 0,3827 0,5556 0,7071 0,8315 0,9239 0,9808 1,0000	0,0000 0,1986 0,3827 0,5553 0,7071 0,8310 0,9239 0,9802 1,0000	0,0000 0,1951 0,3827 0,5555 0,7071 0,8314 0,9239 0,9807 1,0000	0,0000 0,0035 0,0000 0,0003 0,0000 0,0005 0,0000 0,0005 0,0000	0,0000 0,0000 0,0001 0,0001 0,0001 0,0001 0,0000 0,0001 0,0001 0,0000	$\begin{array}{c} 0,0000\\ 0,0036\\ 0,0000\\ 0,0002\\ 0,0000\\ 0,0004\\ 0,0000\\ 0,0005\\ 0,0000\\ 0,0000\\ \end{array}$
$\ \mathbf{P} - \mathbf{T}\ $	$ _{C} = 0,0035,$	∥C — T∥ <sub>c</sub>	p = 0,0001,	<b>∥P</b> –	$-C \parallel_C = 0,$	0036,
P - T	$_{I} = 0,0026,$	$\ \mathbf{C} - \mathbf{T}\ _{r}$	= 0,0001,	P	$-C_{\parallel_{r}} = 0$	0026

в глубинных слоях океана значения вторых производных T''(z), S''(z) весьма невелики и второе граничное условие из (3) можно считать выполненным всегда при обработке глубоководных станний. Поэтому граничные условия (3) вполне обоснованы.

#### Ликвидация вычислительных экстремумов

При всех достоинствах сплайновой интерполяции остается нерешенной проблема вычислительного экстремума. Для решения этой задачи предложен *метод дополнительных горизонтов* (*МДГ*) [22]. Идея метода заключается в добавлении к наблюденным значениям нескольких дополнительных значений на горизонтах, прилегающих к точке, где фактически происходит разрыв 1-й производной, вызывающий осцилляции сплайн-интерполянта (рис. 2.4.1). Дополнительные горизонты располагаются в интервале между наблюденными горизонтами, а значения гидрофизического параметра на этих горизонтах получаются линейной интерполяцией значений на «окаймляющих» наблюденных горизонтах. Только после этого гидрологическая станция подвергается процедуре сплайновой интерполяции.

Приведем результаты численных экспериментов. Из 50 станций 63-го рейса НИС «Витязь» выбрана станция 7813 с максимальными градиентами температуры в верхней части сезонного

### Рис. 2.4.1. Метод дополнительных горизонтов (МДГ).

1-эначения интерполируемого параметра Т на наблюденных горизонтах, 2-эначения интерполируемого параметра Т на дополнительных горизонтах, 3-кубический сплайн, 4-кубический сплайн + МДГ.



термоклина. В табл. 2.4.2 приведены результаты сплайн-интерполяции для верхних горизонтов при двух, трех и четырех дополнительных горизонтах, равномерно расположенных между наблюденными горизонтами. Последний вариант (четыре дополнительных горизонта) можно считать вполне удовлетворительным.

2 <sub>набл</sub> м	т <sub>набл</sub> ∘С	<i>г</i> станд м	Т <sub>интерп</sub> °С	. г <sub>набл</sub> м	<i>т</i> <sub>набл</sub> °С	г <sub>станд</sub> м	Т <sub>интерп</sub> °С		
0 4 * 8 * 12 23 35	24,38 24,387 * 24,394 * 24,40 21,64 20,54	0 10 20 25 30	24,38 24,45 22,47 21,24 20,72	0 2,4 * 4,8 * 7,2 * 9,6 * 12 23	24,38 24,384 * 24,388 * 24,392 * 24,396 * 24,40 21,64	0 10 20 25 30	24,38 24,41 22,50 21,20 20,70		
0 <sup>1</sup> 3 * 6 * 9 * 12 23 35	24,38 24,385 * 24,390 * 24,395 * 24,40 21,64 20,54	0 10 20 25 30	24,38 24,42 22,49 21,23 20,71	35	20,54				

#### Таблица 2.4.2

Численные эксперименты с дополнительными горизонтами

#### \* Дополнительные горизонты.

В табл. 2.4.3 представлены для верхних горизонтов результаты трех способов интерполяции (метод Ратри, простая сплайн-интерполяция, сплайн-интерполяция + МДГ с четырьмя дополнитель-

ными горизонтами). Очевидно, что последний способ (МДГ) предпочтителен, поскольку первые два способа дают на горизонте 10 м ложный экстремум, завышая температуру более чем на 0,2 °С. Поэтому в дальнейшем в оперативной практике применялся МДГ с четырьмя дополнительными горизонтами.

#### Таблица 2.4.3

2	Turén	2		<i>Т</i> интерп С	;o
м	°C	м	"Ратри"	"Сплайн"	"Сплайн+МДГ"
0 12 23 35 54 81 111 139 166 212	24,38 24,40 21,64 20,54 19,66 18,89 18,71 18,60 18,48 18,34	0 10 20 25 30 50 75 100 125 150	24,380 24,616 22,441 21,373 20,852 19,790 19,012 18,731 18,652 18,550	24,380 24,643 22,384 21,275 20,761 19,846 18,994 18,740 18,662 18,549	24,380 24,411 22,502 21,224 20,703 19,861 18,990 18,742 18,661 18,549
267	18,19	200	18,372	18,374	18,374

Сравнение различных способов интерполяции

Использование сплайн-интерполяции вместо метода Ратри лишь незначительно (на 20—30 %) увеличило совокупные затраты машинного времени на полную обработку гидрологической станции даже при решении системы уравнений (4)—(7) итерационным способом (необходимая точность достигалась уже после 4—5 итераций). Все расчеты производились на микроЭВМ НР-9830А с оперативной памятью объемом 3520 байт. Таким образом, внедрение сплайн-интерполяции в практику оперативной обработки гидрологических станций оказалось эффективным.

В заключение рассмотрим задачу локализации особых точек, т. е. точек разрыва 1-й производной. При оперативной обработке гидрологических станций на судовой ЭВМ целесообразно экспертное указание особых точек при подготовке данных к вводу в ЭВМ. Это позволяет избежать формализма, связанного с использованием эмпирических алгоритмов локализации. На той же подготовительной стадии осуществляется и экспертное указание интервалов применения метода дополнительных горизонтов, их числа и расположения.

При обработке больших массивов профилей экспертное указание особых точек затруднительно. Для ликвидации вычислительных экстремумов в подобных ситуациях нами предложено простейшее решение — линеаризация на интервале, содержащем этот экстремум, т. е. замена сплайновой интерполяции линейной [22]. Данный способ тем более оправдан потому, что вычислительный экстремум почти всегда появляется именно в верхнем перемешанном слое (ВПС) (см. рис. 2.4.1), т. е. там, где гипотеза о линейности профиля в общем выполняется (если пренебречь тонкой структурой). Этот метод применяет, в частности, и НЦОД США [145].

Для локализации нижней границы ВПС можно применять *метод максимальной кривизны* (см. п. 2.4.2, п. 4 алгоритма RASPL [10]).

Описанная выше методика кубической сплайн-интерполяции внедрена в созданной ИО АН СССР и ЦСУ автоматизированной системе хранения и обработки океанологической информации КОМПАС. В 1981—1982 гг. по этой методике обработано более 300 тыс. гидрологических станций. Для ликвидации вычислительного экстремума применялся метод линеаризации.

При создании методологии объективного анализа вертикальных профилей гидрофизических параметров была поставлена задача разработки интерполяционной процедуры, сохраняющей форму профилей (гомеоморфная интерполяция), поскольку именно анализ и распознавание форм профилей составляют суть их морфологической классификации (см. п. 2.3). Для решения этой задачи использованы рациональные сплайны с предложенным автором алгоритмом автоматической генерации параметров натяжения сплайна, обеспечивающим гомеоморфность интерполяции [10] (см. п. 2.4.2).

#### 2.4.2. Рациональные сплайны

Кубические сплайны (см. п. 2.4.1), наряду с важными достоинствами, обладают одним существенным недостатком — возможностью появления ложных экстремумов и ложных перегибов, не обусловленных данными. В таких случаях говорят, что «интерполянт искажает форму исходных данных». Во многих же задачах, например при морфологической классификации профилей (см. п. 2.3), именно сохранение формы профиля наиболее важно и принципиально необходимо.

Изложим понятие «сохранения формы данных», в основном следуя Рулье [156]. Пусть в точках  $\{x_i\}_{i=0}^{N}$  ( $x_i < x_{i+1}$  для  $i = 0,1, \ldots, N-1$ ) заданы значения  $\{y_i\}_{i=0}^{N}$ . Введем наклоны  $S_i = (y_i - y_{i-1})/(x_i - x_{i-1})$  для  $i = 1, 2, \ldots, N$ . Набор данных  $\{(x_i, y_i)\}_{i=0}^{N}$  называется возрастающим, если  $S_i > 0$ ,  $i = 1, 2, \ldots, N$ , и выпуклым, если  $S_i < S_{i-1}$ ,  $i = 1, 2, \ldots, N$ . Если в указанных неравенствах допускается равенство, то набор данных является соответственно неубывающим и невогнутым. Аналогично определяются убывающие, вогнутые, невозрастающие и невыпуклые на-боры данных. В общем случае данные могут быть разбиты на неубывающие и невыпуклые сегменты.

Пусть функция  $f \in C^1[x_0, x_N]$  и  $f(x_i) = y_i$ , i = 0, 1, ..., N. Говорят, что f сохраняет монотонность данных, если знак f'(x) совпадает со знаком  $S_i$  при  $x \in (x_{i-1}, x_i)$ ; говорят, что f сохраняет выпуклость данных, если f' возрастает в интервалах, в которых данные невогнуты, и убывает в интервалах, где данные невыпуклы. Таким образом, если f сохраняет монотонность, то f'может менять знак лишь в точках (данных), являющихся локальными экстремумами; если же f сохраняет выпуклость, то f' может изменить монотонность лишь один раз на интервале между выпуклыми и вогнутыми сегментами данных. Если f сохраняет и монотонность, и выпуклость, то говорят, что f сохраняет форму исходных данных (иногда говорят также о «функции с изогеометрией» [39]).

Для выполнения подобных требований качественного характера целесообразно использовать более сложные сплайн-функции, в частности рациональные сплайны [44, 50, 115, 129, 161].

Определение [44]. Пусть на отрезке [a, b] задана сетка  $\Delta$ :  $a = x_0 < x_1 < ... < x_n = b$ . Рациональным сплайном  $S_R(x)$  называется функция, обладающая следующими свойствами:

1) на каждом промежутке  $[x_i, x_{i+1}]$  функция имеет вид

$$S_R(x) = A_i t + B_i (1-t) + \frac{C_i t^3}{1+p_i (1-t)} + \frac{D_i (1-t)^3}{1+q_i t}, \qquad (1)$$

где  $t = (x - x_i)/h_i$ ;  $h_i = x_{i+1} - x_i$ ;  $p_i$ ,  $q_i$  — заданные числа,  $-1 < p_i$ ,  $q_i < \infty$ ;

2)  $S_R(x) \in C^2[a, b].$ 

Таким образом, рациональный сплайн отличается от кубического лишь более сложным аналитическим выражением.

Пусть в узлах сетки  $\Delta$  заданы значения  $f_i$ , i = 0, ..., N. Рациональный сплайн называется интерполяционным, если  $S_R(x_i) = f_i$ , i = 0, ..., N.

Как и в случае кубических сплайнов, для построения интерполяционного рационального сплайна необходимо задание краевых условий. Они могут иметь вид

$$S'_{R}(x_{k}) = f'_{k}, \quad k = 0, \ N,$$
 (2)

$$S_{R}''(x_{k}) = f_{k}'', \quad k = 0, \ N.$$
 (3)

Возможны и другие виды краевых условий. Как и в случае кубических сплайнов, для нахождения коэффициентов  $A_i$ ,  $B_i$ ,  $C_i$ ,  $D_i$  необходимо решить систему уравнений, имеющую трехдиагональную матрицу с диагональным преобладанием, что позволяет использовать метод прогонки и обеспечивает существование и единственность интерполяционного рационального сплайна  $S_R(x)$ при краевых условиях типа (2) или (3).

Важное преимущество рациональных сплайнов — наличие свободных параметров  $p_i$ ,  $q_i$ , надлежащим выбором которых можно удовлетворить требованиям и количественного, и качественного характера, что делает рациональный сплайн универсальным средством приближения функций. В качестве примера рассмотрим интерполяцию функции

$$f(x) = 1 - \frac{\exp(100x) - \exp(-100x)}{\exp(100) - \exp(-100)}, \quad x \in [0, 1],$$

на сетке с узлами  $x_i = i/10, i = 0, 1, ..., 10$  [44]. Построим кубический сплайн  $S_3(x)$  и рациональный сплайн  $S_R(x)$ , удовлетворяющие граничным условиям типа (2):

 $S'_{3}(0) = 0, S'_{3}(1) = -100, S'_{R}(0) = 0, S'_{R}(1) = -100.$ 

Параметры рационального сплайна:

 $p_i = q_i = 0, i = 0, \dots, 7; p_8 = q_8 = 10; p_9 = q_9 = 6.$ 

В масштабе рис 2.4.2 график рационального сплайна  $S_R(x)$  не отличается от графика функции f(x), в то время как кубический сплайн  $S_3(x)$  сильно осциллирует. v

Следует заметить, что в приведенном выше примере свободные параметры рационального сплайна определялись методом подбора, так же как и в подавляющем большинстве работ по сплайнам, в которых оптимальные параметры обычно подбираются в процессе диалога с ЭВМ.

Очевиден тот значительный интерес, который представляют алгоритмы автоматического определения этих величин. Однако до начала 1980-х годов в литературе не было сведений о подобных алгоритмах — генераторах параметров. В связи с этим автор разработал

Рис. 2.4.2. Сравнение рационального сплайна  $S_R(x)$  и кубического сплайна  $S_3(x)$  при интерполяции функции f(x) на сетке с узлами  $x_i = i/10, i = 0, ..., 10$  [44].



алгоритм автоматического выбора параметров p<sub>i</sub>, q<sub>i</sub>, предназначенный для вертикальной интерполяции в гидрофизике [10]. Как известно, вертикальные профили гидрофизических величин обычно содержат резкий излом (фактически разрыв 1-й производной) на границе между верхним перемешанным слоем (ВПС) и слоем скачка. Этот излом и обусловливает осцилляции сплайнинтерполянта, которые нужно подавить надлежащим выбором параметров p<sub>i</sub>, q<sub>i</sub>. Таким образом, при разработке данного алгоритма решалась задача сохранения формы профиля, а именно подавление осцилляций сплайн-интерполянта и его 1-й производной, вызванных изломом профиля при переходе от ВПС к слою скачка.

Численные эксперименты с различными видами генераторов параметров показали, что генератор вида

$$p_i = q_i = \frac{|f_i'' + f_{i+1}''|}{\max_i |f_i'' + f_{i+1}''|}$$
(4)

полностью сохраняет форму профиля ниже ВПС. Однако при этом  $\max_i |p_i| \leq 1$ ,  $\max_i |q_i| \leq 1$ , что явно недостаточно для подавления осцилляций в нижней части ВПС, над слоем скачка. Для устранений этих осцилляций было необходимо: 1) найти способ автоматического определения нижней границы ВПС; 2) установить оптимальные значения параметров  $p_i$ ,  $q_i$  в интервале максимальной осцилляции сплайна, т. е. в нижней части ВПС.



Рис. 2.4.3. Зависимость амплитуды вычислительного экстремума (E) от параметра сплайна (p). Точки — численный эксперимент, сплошная линия — аппроксимация при E=0,4/p.

Для решения первой задачи алгоритм интерполяции снабжен специальным блоком поиска узла интерполяции с абсолютным максимумом 2-й производной. Именно эта точка, по определению, соответствует нижней границе ВПС. Данное определение не является общепринятым [8], однако сравнение различных методов определения нижней границы ВПС [53] убедительно доказало его превосходство (см. п. 1.4).

Для решения второй задачи проведен численный эксперимент по определению зависимости амплитуды вычислительного экстремума в нижней части ВПС от значений соответствующих параметров  $p_i$ ,  $q_i$ . На рис. 2.4.3 изображена полученная экспериментальная зависимость и аппроксимирующая ее гипербола E = 0,4/p, где E — амплитуда вычислительного экстремума, p — параметр сплайна на интервале, содержащем этот экстремум. Таким образом, задав максимальное допустимое значение амплитуды вычислительного экстремума  $E_{max}$ , получаем необходимое значение параметра:  $p_{i max} = 0,4/E_{max}$ .

В итоге алгоритм интерполяции RASPL состоит из следующих этапов (рис. 2.4.4):

1) расчет 1-х и 2-х производных по исходным данным конечными разностями;



Рис. 2.4.4. Алгоритм интерполяции рациональным сплайном с генератором параметров (РСГП) (программа RASPL).

2) вычисление  $\max |f''_i + f''_{i+1}|$ ;

3) генерация параметров по формуле (4);

4) поиск  $z_i$  — нижней границы ВПС;

5) подавление возможных осцилляций на интервале  $(z_{i-1}, z_i)$  посредством дополнительного натяжения сплайна на этом интервале: задаются  $p_{i-1} = q_{i-1} = 0.4/E_{max}$ ;

6) расчет коэффициентов сплайна A<sub>i</sub>, B<sub>i</sub>, C<sub>i</sub>, D<sub>i</sub>;

7) вычисление значения сплайна в заданной промежуточной точке.

Описанный алгоритм реализован в виде программы RASPL на языке Фортран-IV. Для расчета коэффициентов сплайна с граничными условиями типа (2) использована подпрограмма RASPL 1 [161], а для вычисления значения сплайна — подпрограмма



Рис. 2.4.5. Сравнение естественного кубического сплайна и рационального сплайна с генератором параметров. 1-исходные данные, 2-естественный кубический сплайн, 3-рациональный сплайн с генератором параметров (алгоритм RASPL).

SPLEV [94]. Программа RASPL применена, в частности, Ю. Б. Филюшкиным для обработки батометрических станций и СТД-зондирований банка данных ПОЛИМОДЕ. Испытания программы на профилях, полученных в различные сезоны в западной части Саргассова моря (более 3000 профилей температуры и солености), показали, что рациональный сплайн с генератором параметров (РСГП) полностью сохраняет форму профиля. На рис. 2.4.5 изображены результаты интерполяции данных батометрической станции с помощью РСГП и для сравнения интерполяция кубическим сплайном. В обоих случаях использовались граничные условия типа (2). Преимущества РСГП очевидны.

Важным достоинством рационального сплайна является не только высокая степень гладкости ( $S_R \in C^2[a, b]$ ), но и возможность непосредственного вычисления точных значений 1-й и 2-й

производных по аналитическим (а не конечно-разностным) формулам, приведенным ниже [44]:

$$S'_{R}(x) = \frac{f_{i+1} - f_{i}}{h_{i}} + \frac{C_{i}}{h_{i}} \left\{ \frac{3t^{2} (1 + p_{i}) - 2t^{3} p_{i}}{[1 + p_{i} (1 - t)]^{2}} - 1 \right\} + \frac{D_{i}}{h_{i}} \left\{ \frac{-3 (1 - t)^{2} (1 + q_{i}) + 2 (1 - t)^{3} q_{i}}{(1 + q_{i}t)^{2}} + 1 \right\},$$

$$S''_{R}(x) = C_{i} \frac{2p_{i}^{2}t^{3} - 6p_{i} (1 + p_{i})t^{2} + 6 (1 + p_{i})^{2}t}{[1 + p_{i} (1 - t)]^{3} h_{i}^{2}} + D_{i} \frac{2q_{i}^{2} (1 - t)^{3} - 6q_{i} (1 + q_{i}) (1 - t)^{2} + 6 (1 + q_{i})^{2} (1 - t)}{(1 + q_{i}t)^{3} h_{i}^{2}}.$$

Благодаря указанным преимуществам разработанный автором рациональный сплайн с генератором параметров нашел применение, в частности, для расчета вертикального профиля частоты Брента — Вяйсяля, позволив повысить точность расчета, особенно в слоях с резкими изменениями вертикальной производной плотности [93].

#### 2.4.3. Альтернативные методы гомеоморфной интерполяции

Методы гомеоморфной (формосохраняющей) интерполяции можно разделить на две группы: 1) методы, использующие принцип натяжения сплайна; 2) методы, основанные на добавлении узлов.

К первой группе относятся так называемые «сплайны под натяжением» (spline under tension), точная форма которых зависит от одного или нескольких параметров натяжения сплайна [108, 152, 160]. Однако используемые при этом экспоненциальные функции обременительны в вычислительном отношении по сравнению с полиномами. Поэтому Нильсон [144] предложил v(ню)сплайны, представляющие собой полиномиальную альтернативу экспоненциальным сплайнам. Перечисленные методы глобальны и не позволяют управлять формой сплайна локально, не меняя его в целом. Для локального контроля в последнее время используются предложенные Барским в (бета)-сплайны [104], обладающие «геометрической (визуальной) С<sup>2</sup>-непрерывностью» (сохраняющие непрерывность единичного касательного вектора и вектора кривизны в узлах) и позволяющие манипулировать формой кривой с помощью параметров смещения (bias) и натяжения (tension) сплайна. Смещение представляет собой эффект, возникающий при увеличении модуля касательного вектора на одном конце отрезка кривой за счет касательного вектора на другом конце. В результате кривая вытягивается в направлении первого вектора. При этом подходе благодаря отказу от параметрической непрерывности в узлах приобретаются дополнительные возмож-

4 И. М. Белкин

ности контроля формы кривой и одновременно сохраняется непрерывность касательного вектора [122].

Дэвис и Доуден [114] предложили метод интерполяции кусочно-кубическими сплайнами с локальными параметрами натяжения. Их метод сохраняет локальную монотонность и локальную выпуклость данных и не дает ложных экстремумов (последнее только при условии, что каждый интервал не меньше, чем половина предыдущего, и не больше, чем удвоенный предыдущий интервал, т. е. отношение длин соседних интервалов  $h_i/h_{i-1} \in [1/2, 2]$ ; заметим, что при интерполяции океанографических данных это условие иногда не выполняется).

Фоули [124] предложил так называемый «взвешенный усплайн» для построения кусочно-кубического интерполянта с локальным натяжением в узлах, обладающего непрерывной 1-й производной и сохраняющего локальную выпуклость и локальную монотонность данных *без добавления новых узлов*. Подчеркнем, что Фоули использовал определение локальной монотонности, отличное от определения Шумейкера [159], рассматриваемого ниже.

Костантини [112] разработал алгоритм вычисления комонотонного и/или ковыпуклого сплайна степени m с непрерывной k-й производной (0 < k < m - k). Степень сплайна может задаваться или вычисляться автоматически. Сплайн может интерполировать как саму функцию, так и ее 1-ю производную по заданным значениям этой производной в узлах (osculatory spline). Алгоритм Костантини глобален, автоматичен и не требует дополнительных узлов. Однако в случае простой (не оскуллирующей) интерполяции нет гарантии существования комонотонного и ковыпуклого сплайна, интерполирующего произвольный набор точек.

В последнее время предложено несколько новых методов, использующих экспоненциальные сплайны под напряжением («напряженные сплайны»). Сапидис и Каклис [158] применили экспоненциальный напряженный сплайн, сохраняющий локальную выпуклость и локальную монотонность данных, обладающий непрерывной 2-й производной и не использующий дополнительные узлы. Ренка [151] разработал метод интерполяции кусочно-экспоненциальными функциями с автоматическим выбором локальных параметров натяжения сплайна, причем значение каждого параметра (т. е. степень локального натяжения сплайна) является минимально необходимым для обеспечения сохранения формы данных. Построенный интерполянт обладает непрерывной 2-й производной, не зависит от масштабирования осей x и y и не использует дополнительных узлов.

Вторая группа методов использует введение дополнительных узлов для большей локальной гибкости интерполянта, предотвращая появление лишних точек перегиба, возникающих при интерполяции быстро меняющихся данных кубическим сплайном. При этом де Бор [25] модифицировал обычный кубический сплайн, добившись сохранения выпуклости исходных данных и не прибегая к экспоненциалам, а Рулье и Макаллистер [137, 156] применили непрерывно дифференцируемый квадратичный сплайн, сохраняющий и монотонность, и выпуклость данных, причем их алгоритм локален и не требует задания параметров натяжения сплайна.

Альтернативу методу Макаллистера—Рулье [137] предложил Шумейкер [159], также использовавший принцип добавления узлов. Главные различия между этими методами состоят в способах выбора узлов и значений наклонов интерполянта (первых производных) в узлах. Сохранение формы в методе Шумейкера обеспечивается добавлением, если необходимо, одного узла на интервале. Полученный квадратичный сплайн обладает следующими свойствами: 1) первая производная непрерывна; 2) интерполянт ковыпукл с 'данными в том смысле, что он имеет точки перегиба лишь там, где происходит переход от выпуклых данных к вогнутым, и, наоборот; 3) интерполянт комонотонен с данными, кроме, возможно, тех интервалов, где сплайн имеет точку перегиба.

Заметим, что определение локальной монотонности (комонотонности) в [159] требует совпадения экстремумов интерполянта с локальными экстремумами данных. Это условие иногда представляется чрезмерно жестким поскольку приводит к построению интерполянта явно неестественного вида (например, комонотонный интерполянт данных (-2,4), (-1,1), (1,1), (2,4) параллелен оси х при  $-1 \le x \le 1$ , хотя сами данные сняты с параболы  $y = x^2$ ).

Гудмэн и Ансворт [128] дали определение сохранения локальной монотонности, отличное от определения Шумейкера [159]. В силу их определения, например, интерполянт  $y = x^2$  сохраняет локальную монотонность данных (-2, 4), (-1, 1), (1, 1), (2, 4). Кусочно-кубический интерполянт Гудмэна—Ансворта имеет следующие свойства: 1) локальность (изменение данных в любой точке влияет на кривую только в малой окрестности этой точки); 2) геометрическая непрерывность 1-го порядка (т. е. единичный касательный вектор непрерывен) или, если требуется, геометрическая непрерывность 2-го порядка (т. е. кривизна непрерывна; это гарантируется при условии, что кривизна не равна нулю одновременно во всех узлах); 3) инвариантность при масштабировании осей, включая отражение; 4) устойчивость (т. е. небольшие изменения в данных вызывают небольшие изменения интерполянта); 5) сохранение локальной выпуклости; 6) сохранение локальной монотонности (если требуется); 7) касательный вектор к кривой в точках данных может быть задан или изменен пользователем; в том числе можно задать локальный экстремум кривой на локальном экстремуме данных. Авторы [128] отмечают, что если в данных существуют линейные сегменты, то сохранение геометрической непрерывности 2-го порядка достигается лишь за счет потери устойчивости; однако их численные эксперименты показывают, что потеря геометрической непрерывности 2-го поряда не очень портит вид интерполянта. Недостаток этого метода состоит в том, что интерполянт представляет собой параметрическию

4\*

кусочно-кубическую функцию, и, следовательно, вычисление значения функции при каждом значении параметра требует решения кубического уравнения [124].

Недавно Б. И. Квасов и С. А. Яценко [50] дали решение задачи «изогеометрической» (т. е. сохраняющей форму данных) интерполяции (терминология А. И. Гребенникова [39]), исполь-



Рис. 2.4.6. Примеры гомеоморфной (формосохраняющей) интерполяции. а—набор данных № 1, метод [151]; б—набор данных № 2, метод [151]; в—набор дан-ных № 3, метод [151]; г—набор данных № 4, метод [114].

зовав рациональные сплайны. Этот метод позволяет не только сохранить выпуклость и монотонность данных произвольного вида. но и выделить участки прямолинейности, углы и изломы. При выполнении условий существования функции с изогеометрией интерполянт обладает непрерывной 2-й производной. В тех узлах, где эти условия не выполнены, интерполянт будет иметь разрыв 1-й производной. На всем отрезке исходных данных интерполянт будет изогеометричен. Заметим, что Квасов и Яценко предложили и использовали определение функций с изогеометрией, отличное от определения Гребенникова [39].

Возможно, оптимальным является сочетание нескольких типов сплайнов для обработки различных типов кривых и решения разных классов задач, поскольку каждый метод обладает своими достоинствами и недостатками. Например, В-сплайны локальны и позволяют менять любой участок кривой, не влияя на остальные; сплайны под натяжением могут уплощать сегменты слишком большой кривизны; v-сплайны способны заострять углы, сохраняя при этом желаемую непрерывность [105].

Одним из критериев оптимизации при сплайн-интерполяции может служить минимизация интегральной кривизны, определяемой как интеграл от 2-й производной интерполянта. В качестве примера рассмотрим проблему построения интерполяционного кубического C<sup>1</sup>-сплайна, сохраняющего выпуклость данных. Эта задача может быть неразрешима. Если же решение существует, то оно, вообще говоря, не единственно. Разумно тогда выбрать интерполянт с минимальной кривизной [107].

В заключение перечислим основные свойства, которым, на наш взгляд, должен удовлетворять «идеальный» метод вертикальной интерполяции океанографических данных:

1) локальность (учитывающая слоистость среды);

2) гомеоморфность, изогеометричность (сохранение формы исходных данных, а именно сохранение локальной монотонности и локальной выпуклости);

3) нечувствительность к существенной неравномерности сетки (шаг сетки возрастает с глубиной почти на два порядка (при обработке стандартных батометрических станций));

4) инвариантность к масштабированию осей;

5) автоматичность (необходимая для интерполяции сотен тысяч станций в банках данных);

6) экономичность вычислений (для банков данных).

#### Таблица 2.4.4

#### Наборы данных

#### № 1 [151]

x				0	2	3	5	6	8	9	11	12	14	15
y	•		•	10	10	10	10	10	10	10,5	15	50	60	85
	№ 2 [151]													
x	•	•		0,0	1,0	1,5	2,5	4,	0 4	4,5 5	,5 6	,0	8,0	10,0
y	•	•	•	10,0	8,0	5,0	4,0	3,	53	3,4 6	,07	,1	8,0	8,5
	№ 3 [151]													
х	•	•	•	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	3 0,9	9 1,0
y	•	•	•	0 <u>,</u> 0	5,0	33,5	33,0	16,5	16,0	16,0	16,0	16,0	0.6,0	) 0,0
	№ 4 [114]													
x	•			0	1	-2	3,	4	5	6	7	8	9	10
y		•		1,0	1,2	1,2	1,4	1,5	7,0	3,0	2,8	2,0	1,9	1,8

Программное обеспечение. Пакет программ сплайн-интерполяции с описаниями и примерами опубликовал де Бор [25]. Программы изогеометрической (формосохраняющей) интерполяции приведены в [50, 112, 114], причем в [50] даны и программы рисования графиков интерполянтов.

Примеры. На рис. 2.4.6 приведены примеры гомеоморфной (формосохраняющей) интерполяции различных наборов данных из табл. 2.4.4 с помощью различных методов [114, 151]. Наборы данных № 1—3 интерполируюся кусочно-экспоненциальным сплайном с локальными параметрами натяжения (рис. 2.4.6 *a*, *б*, *в* соответственно). Набор данных № 4 интерполируется локально-напряженным кусочно-кубическим сплайном (рис. 2.4.6 *г*).

## 2.5. Сглаживание вертикальных профилей и выделение значимых особых точек

Фактически это главный и наиболее сложный блок всего алгоритма морфологической классификации (см. п. 2.3 рис. 2.3.1). Он состоит из трех частей:

1) сглаживание профиля с помощью селективной итеративной медианной фильтрации, сохраняющей значимые экстремумы (см. п. 2.5.1);

2) распознавание и классификация значимых экстремумов посредством сравнения наблюденных экстремумов с эталонными (см. п. 2.5.2);

3) коррекция характеристик экстремумов методом селективной двухпараболической интерполяции (см. п. 2.5.3).

Перейдем к подробному рассмотрению отдельных этапов.

#### 2.5.1. Селективная итеративная медианная фильтрация, сохраняющая значимые экстремумы

Метод медианной фильтрации (МФ) предложен Тьюки [82]. Идея МФ состоит в замене наблюденного значения в центре скользящего окна медианой данных, находящихся внутри окна. Пусть  $X_1, X_2, \ldots, X_N$ — наблюденные (исходные) значения. При скольжении окна МФ шириной q = 2j + 1 вдоль ряда данных  $\{X_k\}_{k=1}^N$  на каждом шаге вычисляется  $Y_k = \text{med}(X_{k-j}, \ldots, X_k, \ldots, X_{k+j})$ — новое значение в k-й точке ( $k = q - 1, \ldots, N - -q + 2$ ), равное медиане сортированного окна, т. е. центральному значению упорядоченного (по возрастанию или убыванию) ряда чисел внутри окна МФ. Процесс МФ повторяется до тех пор, пока последняя итерация не станет неотличима от предыдущей Произвольный сигнал, подвергаемый итеративной МФ, сходится к локально-монотонному сигналу (т. е. сигналу состоящему из плоских участков, соединенных монотонными участками), называемому «основным сигналом» (root signal), причем для этого требуется не более (N — 2)/2 итераций [126]. В силу своей инвариантности к МФ «основной сигнал» называется также «стабильной точкой» МФ.

Поскольку МФ нелинейна, ее свойства исследовать трудно, и теория МФ интенсивно развивается лишь в последние годы [83, 100]. На практике метод МФ оказался эффективным средством обработки экспериментальных данных. В частности, МФ полностью устраняет одиночные выбросы (так называемый импульсный (точечный) шум), сохраняя неизменными резкие перепады (ступеньки) в сигналах. Именно поэтому в океанологии МФ была впервые применена для обработки данных *СТД-зондов* [67, 164] с целью ликвидации «зубцов» (spike), возникающих из-за инерционности термодатчика и асинхронности измерений температуры и электропроводности [9], а также из-за электромеханических аппаратных сбоев.

Медианная фильтрация батометрических данных впервые осуществлена автором в 1983 г. [14], для чего, однако, потребовалось видоизменить этот метод. Дело в том, что при МФ может происходить некоторое искажение полезного сигнала, в частности сглаживание экстремума (например, МФ с шириной окна, равной 3, примененная к ряду данных (1,2,3,2,1), преобразует его в ряд (1,2,2,2,1)). Более того, как указывалось выше, результатом итеративной МФ является локально-монотонный «основной сигнал», вообще не содержащий «острых» экстремумов (т. е. все экстремумы «притуплены») [126].

Искажение экстремумов неприемлемо при анализе формы кривых, и в частности при морфолого-статистической классификации вертикальных профилей. Кроме того, точные характеристики экстремумов играют важную роль при прослеживании распространения водных масс и исследовании их трансформации и перемещивания.

Для ликвидации указанного недостатка обычной МФ автор разработал метод экстремально-ориентированной селективной итеративной медианной фильтрации (ЭОСИМФ), позволяющий сохранить неизменными хорошо выраженные экстремумы [14, 16].

Сущность метода ЭОСИМФ состоит в следующем. При скольжении окна МФ с шириной, равной 3, вдоль ряда данных  $F_1$ ,  $F_2$ , ...,  $F_N$  на каждом шаге проверяются условия существования острого 5-точечного экстремума:

> $F_{k-2} < F_{k-1} < F_k > F_{k+1} > F_{k+2},$  $F_{k-2} > F_{k-1} > F_k < F_{k+1} < F_{k+2}.$

Если одно из этих условий выполняется, то значение  $F_k$  не изменяется (процедура МФ на данном шаге не применяется). Во всех остальных случаях МФ работает как обычно, т. е. в качестве нового значения  $F_k$  принимается медиана трех чисел, находящихся внутри окна МФ.

Таким образом, фильтрация в 3-точечном окне производится с учетом контекста, содержащегося в более широком, 5-точечном окне. Поэтому предложенный метод можно было бы назвать контекстной фильтрацией.

Фильтрация повторяется до тех пор, пока ряд данных  $F_k$  не становится инвариантным к ЭОСИМФ, т. е. до тех пор пока результат последней итерации не станет неотличим от результата предыдущей итерации.



Рис. 2.5.1. Медианная фильтрация профиля температуры. φ=60,5° с. ш., λ=172,5° в. д.; 1-исходный профиль, 2-профиль после медианной фильтрации (первая итерация), сдвинутый вправо на 1 °С.

Сходимость процесса итеративной МФ гарантируется, а необходимое для этого число итераций не превышает (N—2)/2 [126]. Практически при сглаживании батометрических профилей инвариантность к ЭОСИМФ достигается за 2—3 итерации.

Метод ЭОСИМФ особенно полезен и эффективен при сглаживании профилей *градиентов* температуры и солености (и других гидрофизических параметров), поскольку, с одной стороны, эти профили сильно «зашумлены» вследствие дифференцирования, а



Рис. 2.5.2. Исходный профиль вертикального градиента температуры. По горизонтали отложены значения градиента, трансформированного по формуле sign  $\left(\frac{dT}{dz}\right)\sqrt{\left|\frac{dT}{dz}\right| \cdot 10^5}$  (°С/м).  $\varphi$ =60,5° с. ш.,  $\lambda$ =174,5° в. д.; *1*-исходные значения, 2-локальные экстремумы.



Рис. 2.5.3. Медианная фильтрация вертикального градиента температуры. По горизонтали отложены значения градиента, трансформированного по формуле sign  $\left(\frac{dT}{dz}\right) \sqrt{\left|\frac{dT}{dz}\right| \cdot 10^5}$  (°С/м). Результат третьей итерации. 1-новые значения, 2-значимые экстремумы (ср. с рис. 2.5.2.).

#### Таблица 2.5.1

Медианная фильтрация профиля температуры

N	T₀ °C	T₁ °C	T <sub>2</sub> °C	N	T₀ °C	T <sub>t</sub> °C	T <sub>2</sub> °C
$     \begin{array}{r}       1 \\       2 \\       3 \\       4 \\       5 \\       6 \\       7 \\       8 \\       9 \\       10 \\       11 \\       12 \\       13 \\       \end{array} $	$\begin{array}{c} 9,39\\ 8,65\\ 4,05\\ 3,28\\ 2,86\\ 2,17\\ 2,57\\ 1,85\\ 2,16\\ 2,54\\ 3,64\\ 3,73\\ 3,62\end{array}$	$\begin{array}{c} 9,39\\ 8,65\\ 4,05\\ 3,28\\ 2,86\\ 2,57\\ 2,17\\ 2,16\\ 2,54\\ 3,64\\ 3,73\\ 3,62\end{array}$	9,39 8,65 4,05 3,28 2,86 2,57 2,17 2,16 2,16 2,54 3,64 3,73 3,62	14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26	3,58 3,42 3,21 3,07- 2,94 2,87 2,72 2,60 2,48 2,37 2,21 2,02 1,84	3,58 3,42 3,21 3,07 2,94 2,87 2,72 2,60 2,48 2,37 2,21 2,02 1,84	3,58 3,42 3,21 3,07 2,94 2,87 2,72 2,60 2,48 2,37 2,21 2,02 1,84

Примечание. N— номер стандартного горизонта, T<sub>0</sub>— исходная температура, T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub>— значения температуры после 1-й и 2-й итерации соответственно.

	тедис	ппал фил	DIPAMIN P	op maan bi	oro rpagae		mopuljpb	·
N	Go	<i>G</i> <sub>1</sub>	G <sub>2</sub>	G <sub>3</sub>	G4	J	VEX (I)	Значение
123456789101112314561718920122232456	$\begin{array}{c} -4600\\ -17100\\ -23700\\ -11450\\ -1640\\ -840\\ -1000\\ 800\\ 2300\\ 1440\\ 160\\ -120\\ -140\\ -120\\ -140\\ -120\\ -140\\ -120\\ -150\\ -160\\ -50\\ -50\\ -60\\ -72\\ -72\\ -72\end{array}$	$\begin{array}{r} -4600\\ -17100\\ -23700\\ -11450\\ -1640\\ -1000\\ -840\\ 800\\ 2300\\ 1440\\ 160\\ -120\\ -140\\ -140\\ -140\\ -140\\ -140\\ -140\\ -140\\ -130\\ -130\\ -60\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72\end{array}$	$\begin{array}{c} -4600\\ -17100\\ -23700\\ -11450\\ -1640\\ -1000\\ -840\\ 800\\ 2300\\ 1440\\ 160\\ -120\\ -120\\ -140\\ -140\\ -140\\ -140\\ -140\\ -140\\ -130\\ -120\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72$	$\begin{array}{c} -4600\\ -17100\\ -23700\\ -11450\\ -1640\\ -1000\\ -840\\ 2300\\ 2300\\ 1440\\ -160\\ -120\\ -120\\ -140\\ -140\\ -140\\ -140\\ -140\\ -140\\ -130\\ -120\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72$	$\begin{array}{c} -4600\\ -17100\\ -23700\\ -11450\\ -1640\\ -1000\\ -840\\ 800\\ 2300\\ 1440\\ 160\\ -120\\ -140\\ -140\\ -140\\ -140\\ -140\\ -140\\ -140\\ -140\\ -140\\ -120\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72\\ -72$	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16	$\begin{array}{r} 605\\ 1745\\ 2\\ 4\\ 0\\ -4600\\ -9\\ 20\\ -23700\\ -1\\ 150\\ 2300\\ 1\\ 2000\\ -72\\ 9\end{array}$	LAT LON TYPE NEX z GRAD CODE z GRAD CODE z GRAD CODE
			1 A. M. M. M. M. M.		1			

Таблица 2.5.2 Мелианная фильтрация вертикального градиента температуры

Примечание. N — номер стандартного горизонта,  $G_0$  — исходные значения градиента ( $10^{-5}$  °С/м),  $G_i$  (i = 1, 2, 3, 4) — значения градиента после i-й

58

итерации  $(10^{-5} °C/m)$ , J — номер элемента вектора VEX, VEX(J) — J-й элемент вектора VEX, LAT — широта (градусы/10), LON — долгота (градусы/10), TYPE — тип вектора, NEX — число особых точек, z — глубина (м), GRAD градиент ( $10^{-5} °C/m$ ), CODE — код особой точки (—9 — начальная точка, +9 конечная точка, -1 — минимум, +1 — максимум).

с другой стороны, содержат ярко выраженные экстремумы, соответствующие сезонному термо (хало) клину, и особенно его верхней части — слою скачка (рис. 2.5.1—2.5.3, табл. 2.5.1, 2.5.2). Поэтому при классификации профилей градиентов (см. п. 3.4—3.5) метод ЭОСИМФ применялся и до, и после дифференцирования.

### 2.5.2. Распознавание и классификация значимых экстремумов

После сглаживания профиля с помощью метода ЭОСИМФ (см. п. 2.5.1) производится детектирование и классификация значимых экстремумов гидрофизического параметра *р.* Важнейшим



Рис. 2.5.4. Классификация эталонных экстремумов.

моментом здесь является выработка адекватного поставленной задаче определения значимости экстремума. Учитывая, что: 1) в первую очередь нас интересует крупномасштабная вертикальная структура гидрофизических полей (см. п. 1.1); 2) вертикальные масштабы элементов стратификации океана в общем увеличиваются с глубиной; 3) вертикальная дискретность батометрических серий возрастает с глубиной, соответствуя росту вертикальных масштабов элементов стратификации, будем считать значи

мыми лишь те экстремумы, база которых (т. е. расстояние между окаймляющими-их сверху и снизу экстремумами противоположного знака; см. также рис. 2.3.2) не меньше четырех толщин стандартных слоев. Таким образом, значимый экстремум является, по определению, не менее чем 5-точечным.





d-толщина стандартного слоя (между стандартными горизонтами).

Очевидно, что это определение полностью согласуется с процедурой 3-точечной медианной фильтрации (см. п. 2.5.1), ликвидирующей все 3-точечные экстремумы («зубцы») и сохраняющей все значимые экстремумы.

Все возможные 5-точечные экстремумы (16 конфигураций), схематически изображенные на рис. 2.5.4, 2.5.5, описываются системами неравенств (рис. 2.5.6). Указанные описания играют роль эталонов, с которыми сравниваются наблюденные экстремумы. Таким образом, одновре-

I)  $P(k-2)+E < P(k-1) \land P(k-1)+E < P(k) \land P(k)-E > P(k+1) \land P(k+1)-E > P(k+2)$ 2)  $P(k-2)+E < P(k-1) \land P(k-1)+E < P(k) \land P(k)-E > P(k+1) \land |P(k+1)-P(k+2)| < E$ 3)  $|P(\kappa-2)-P(\kappa-1)| \leq E \wedge P(\kappa-1)+E \leq P(\kappa) \wedge P(\kappa)-E \geq P(\kappa+1) \wedge P(\kappa+1)-E \geq P(\kappa+2)$ 4)  $P(\kappa-2)+E < P(\kappa-1) \land |P(\kappa-1)-P(\kappa)| < E \land |P(\kappa)-P(\kappa+1)| < E \land P(\kappa+1)-E > P(\kappa+2)$ 5)  $P(\kappa-2)+E < P(\kappa-1) \land P(\kappa-1)+E < P(\kappa) \land |P(\kappa)-P(\kappa+1)| < E \land P(\kappa+1)-E > P(\kappa+2)$ 6)  $|P(\kappa-2)-P(\kappa-1)| < E \land P(\kappa-1)+E < P(\kappa) \land |P(\kappa)-P(\kappa+1)| < E \land P(\kappa+1)-E > P(\kappa+2)$ 7)  $P(\kappa-2)+E < P(\kappa-I) \land |P(\kappa-I)-P(\kappa)| < E \land P(\kappa)-E > P(\kappa+I) \land P(\kappa+I)-E > P(\kappa+2)$ 8)  $P(\kappa-2)+E < P(\kappa-1) \wedge |P(\kappa-1)-P(\kappa)| < E \wedge P(\kappa)-E > P(\kappa+1) \wedge |P(\kappa+1)-P(\kappa+2)| < E$ 9)  $P(k-2) = P(k-1) \wedge P(k-1) = P(k) \wedge P(k) + E < P(k+1) \wedge P(k+1) + E < P(k+2)$ IO)  $P(k-2)-E > P(k-1) \land P(k-1)-E > P(k) \land P(k)+E < P(k+1) \land |P(k+1)-P(k+2)| < E$ II)  $|P(\kappa-2)-P(\kappa-I)| \leq E \wedge P(\kappa-I)-E > P(\kappa) \wedge P(\kappa)+E < P(\kappa+I) \wedge P(\kappa+I)+E < P(\kappa+2)$ 12)  $|(\kappa-2)-E > P(\kappa-1) \land |P(\kappa-1)-P(\kappa)| < E \land |P(\kappa)-P(\kappa+1)| < E \land P(\kappa+1)+E < P(\kappa+2)$ **13)**  $P(\kappa-2)-E > P(\kappa-1) \land P(\kappa-1)-E > P(\kappa) \land |P(\kappa)-P(\kappa+1)| \le A P(\kappa+1)+E \le P(\kappa+2)$ I4)  $|P(k-2)-P(k-1)| < E \land P(k-1)-E > P(k) \land P(k)-P(k+1)| < E \land P(k+1)+E < P(k+2)$ 15)  $P(k-2)-E > P(k-1) \land |P(k-1)-P(k)| < E \land P(k)+E < P(k+1) \land P(k+1)+E < P(k+2)$ **16)**  $P(k-2)-E > P(k-1) \land |P(k-1)-P(k)| < E \land P(k)+E < P(k+1) \land |P(k+1)-P(k+2)| < E$ 

Рис. 2.5.6. Описания эталонных экстремумов — значимых 5-точечных экстремумов параметра *p*. *Е*—малый параметр (уровень различимости).

менно производится и обнаружение, и классификация значимых экстремумов.

## 2.5.3. Коррекция характеристик экстремумов (селективная двухпараболическая интерполяция)

После распознавания и классификации значимых экстремумов (см. п. 2.5.2) при необходимости производится коррекция характеристик выделенных экстремумов. Не корректируются только «острые» экстремумы (см. рис. 2.5.6, типы 1—3, 9—11): они считаются точными. Глубина  $z_k$  «платообразных» экстремумов (типы 4, 12) уточняется:  $z_k = (z_{k-1} + z_{k+1})/2$ . Глубина «плоских» экстремумов (типы 5—8, 13—16) увеличивается (уменьшается) на полслоя, если плоский участок лежит ниже (выше) центральной точки.

Значения плоских экстремумов корректируются селективной двухпараболической интерполяционной процедурой [14, 16], модифицирующей метод Хенниона—Ратри [130, 149].

Процедура коррекции производит лагранжеву интерполяцию функции F(z) на сетках  $(z_1, z_2, z_3)$  и  $(z_2, z_3, z_4)$ , вычисляя соответственно, верхнее  $F_u = F_{123}$  и нижнее  $F_l = F_{234}$  значения (рис. 2.5.7). Введем критерий  $R = R_0^{sign}(R_0^{-1})$ , где

$$R_0 = |F_u - F_c|/|F_l - F_c|, F_c = (F_2 + F_3)/2.$$

Численные эксперименты показали, что распределение вероятностей p(R) бимодально. Первая мода (R = 1-2) соответствует гладким участкам профилей, вторая мода (R = 8-15) соответствует излому профиля между ВПС и слоем скачка. Поэтому интерполированное значение  $F_0$  вычисляется осреднением парабол



Рис. 2.5.7. Коррекция характеристик экстремумов (селективная двухпараболическая интерполяция).

F<sub>123</sub>, F<sub>1</sub>=F<sub>234</sub>; а-схема метода (I-верхняя парабола, II-нижняя парабола, III-средняя парабола); б-распределение вероятностей критерия R (схематически).

только в первом случае, а во втором — используется лишь одна парабола, ближайшая к исходным данным:

$$F_{0} = \begin{cases} (F_{u} + F_{l})/2, & 1/Q < R < Q, \\ F_{u}, & |F_{u} - F_{c}| \leq |F_{l} - F_{c}|, & R \equiv (1/Q, Q), \\ F_{l}, & |F_{u} - F_{c}| > |F_{l} - F_{c}|, & R \equiv (1/Q, Q), \end{cases}$$

где Q — пороговое значение отношения R (принято Q = 3,0). Селективность осреднения парабол позволяет, в отличие от метода Хенниона—Ратри, избежать грубых вычислительных экстремумов.

## 2.6. Формирование и классификация векторов особых точек

Вектор особых точек (ОТ) формируется после выделения всех значимых ОТ профиля (см. п. 2.5). Каждой ОТ присваивается числовой морфологический признак (код), равный +k(-k), если данная ОТ является локальным максимумом (минимумом) (k-1)-й производной (k = 1, 2, 3). Начальной (конечной) точке профиля присваивается код —9 (+9). Последовательность кодов ОТ профиля образует вектор ОТ (рис. 2.6.1).

Таким образом, морфологическая классификация профилей (см. п. 2.3) сводится к классификации их векторов ОТ, состоящих из кодов ОТ. Неморфологические числовые признаки ОТ (глубина и значение гидрофизического параметра) используются на втором, статистическом, этапе классификации (см. п. 2.7, 2.9, 2.10).

Задача классификации векторов ОТ равносильна задаче классификации цепочек символов — типичной задаче лингвистического (структурного) распознавания образов [43, 81]. Ключевой этап —

задание метрики в пространстве векторов, т. е. определение меры близости двух векторов (цепочек символов). Метрики типа расстояния Левенштейна (равного минимальному числу вставок, удалений и замен символов, необходимому для преобразования одной-цепочки символов в другую) [133] здесь неприменимы. Дело в том, что число ОТ. соответствующих макрострук-

Рис. 2.6.1. Пример формирования вектора особых точек.

1—экстремумы функцин, 2—экстремумы первой производной, 3—экстремумы второй производной, 4—наблюденя; светлые символы—максимумы, темные—минимумы. Вектор особых точек имеет вид (-9, +2), +1, -2, -1, +2 + 1, -2, +9).



турным элементам вертикальных профилей гидрофизических параметров, весьма невелико (обычно не более 10), поэтому «цена» каждой ОТ настолько высока, что вектора ОТ, отличающиеся хотя бы одной компонентой, должны быть, по определению, отнесены к различным классам. Поэтому в качестве расстояния между векторами ОТ используется бинарное расстояние  $\rho$  (A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>), равное нулю, если коды всех ОТ векторов A<sub>1</sub> и A<sub>2</sub> полностью совпадают, и равное единице в противном случае.

Классификация векторов ОТ производится в режиме «распознавания без учителя», т. е. без предварительного обучения и без предварительного задания числа классов, и является полностью автоматической.

В процессе классификации векторов ОТ формируется прямоугольная матрица  $C(T_{max} \times L_{max})$ , строками которой являются векторы ОТ ( $T_{max}$  — максимально возможное число классов (типов) векторов ОТ,  $L_{max}$  — максимально возможная длина вектора ОТ, т. е. максимально возможное число ОТ на одном профиле). Каждый очередной вектор ОТ (вектор А) сравнивается со всеми строками матрицы G, начиная с первой. Возможны два случая:

1) вектор A совпадает с *m*-й вектор-строкой матрицы C, т. е:  $\rho(\mathbf{A}, \mathbf{C}_m) = 0$ ; это значит, что вектор A принадлежит *m*-му классу:  $\mathbf{A} \in P_m$ ;

2) вектор **A** не совпадает ни с одной вектор-строкой матрицы **C**, т. е.  $p(\mathbf{A}, \mathbf{C}_m) = 1$  для любого m = 1, 2, ..., M (M— текущее число классов, т. е. число классов, обнаруженных к настоящему моменту); тогда вектор **A** принадлежит новому (M + 1)-му классу:  $\mathbf{A} \Subset P_{M+1}$ ; в этом случае новый вектор OT записывается в виде вектор-строки  $\mathbf{C}_{m+1}$  в матрицу **C** и происходит переход к следующему вектору OT.

Численные эксперименты (см. главу 3) показали, что сравнение векторов ОТ и формирование матрицы С поглощают сравнительно малую долю времени и памяти ЭВМ, необходимых для классификации векторов ОТ, поскольку число классов профилей и число ОТ на одном профиле обычно невелики. Поэтому вычислительная эффективность морфологической классификации чрезвычайно высока, так как полный объем вычислений пропорционален числу профилей.

## 2.7. Статистический анализ параметров особых точек

Статистика особых точек открывает этап статистической классификации, являющийся вторым этапом морфолого-статистической классификации (см. п. 2.1). Каждая особая точка характеризуется, помимо своего морфологического типа, двумя величинами — глубиной z и значением гидрофизического элемента T. Поэтому главная задача статистического анализа — это расчет двумерных гистограмм вероятностей p(z, T), а также одномерных распределений вероятностей p(z), p(T) и важнейших характеристик этих распределений: средних значений, стандартных отклонений и экстремумов. Данные должны располагаться в пространстве равномерно, иначе вводятся весовые коэффициенты [46]. Статистический анализ производится для всех особых точек всех типов вертикальных профилей и служит основанием для выделения подтипов (кластеризации) (рис. 2.7.1).

Программная реализация совместного статистического анализа двух гидрофизических полей рассмотрена автором в [7]. Полезно рассчитывать две гистограммы p(z, T): 10×10 элементов и 40×40 элементов. Вторая гистограмма содержит гораздо более детальную информацию о структуре двумерного распределения, а первая гистограмма дает компактное представление этой информации и непосредственно сопоставима с одномерными маргинальными распределениями p(z), p(T), рассчитываемыми по 10 градациям. Судя по эмпирическому критерию выбора числа градаций  $K = 5 \log N$  [63], значения  $K_1 = 10$  и  $K_2 = 40$  охватывают диапазон  $N = 10^2 - 10^8$ , полностью покрывая диапазон возможных зна-



Рис. 2.7.1. Кластеризация (разбиение на подтипы) на основе статистического анализа параметров особых точек. Замкнутые кривые на правом рисунке-изоплеты вероятности.

чений числа классифицируемых объектов (вертикальных профилей), если учесть, что случай  $N < 10^2$  не представляет практического интереса для объективной классификации на ЭВМ.

## 2.8. Картирование ареалов и параметров особых точек

Картирование необходимо и как инструмент классификации, и для получения окончательных результатов в картографическом виде. В первом случае картирование позволяет оценить степень пространственной связности и пространственной компактности выделенных классов. Обычно при прочих равных условиях предпочитается классификация (районирование), обладающая большей пространственной связностью или пространственной компактностью. Степень связности и компактности можно оценивать поразному [43, 68]; единого подхода не существует. Тем не менее очевидна польза визуальной оценки этих качеств с помощью карт.

Поскольку при классификации картирование является лишь вспомогательным инструментом, постольку на этом этапе рационально использовать быстрые и дешевые устройства (например,

АЦПУ (принтер)), оставляя для больших планшетных графопостроителей изготовление конечного продукта. Автором создан комплекс программ, строящих на АЦПУ карты ареалов типов стратификации и карты параметров особых точек — их глубины и значения гидрофизического элемента. Все карты строятся в проекции, отличающейся от меркаторской (прямоугольной) отсутствием растяжения в направлении полюсов (см. карты в главе 3). Основным ограничением этих программ является требование регулярности массива данных, которые должны находиться в узлах прямоугольной сетки. При нерегулярно расположенных данных необходимо использовать графопостроитель либо специальные программы с гораздо более высокой разрешающей способностью для печати на АЦПУ. Все картографические программы написаны на стандартном языке Фортран-IV, структурированы и мобильны (транспортабельны на другие ЭВМ).

# 2.9. Определение диапазонов параметров типов стратификации и формирование эталонных типов

Второй этап классификации — статистическая классификация — открывается расчетом статистических характеристик параметров значимых особых точек и картированием ареалов типов стратификации и параметров особых точек (см. п. 2.7, 2.8). Анализ полученных распределений вероятностей служит основным инструментом статистической классификации и статистического редактирования данных. Особенно информативны двумерные гистограммы вероятностей Р(z, T). Дело в том, что морфологическая классификация обычно не решает до конца проблему объективной классификации (см. п. 2.1). Нередко в одном классе смешаны группы морфологически сходных, но физически разных профилей, существенно различающиеся параметрами особых точек — глубиной z и (или) значением гидрофизического элемента T.В этом случае расчет гистограмм P(z, T) и разбиение получающегося, как правило, многомодального распределения на одномодальные распределения решает задачу описания этих групп в пространстве (z, T) (см. рис. 2.7.1). Разбиение может производиться как с помощью объективных методов, например кластерного анализа [2, 146, 162], так и экспертным методом, поскольку, во-первых, это задача сравнительно небольшого объема и сложности, а во-вторых, именно здесь принимаются важные решения, определяющие дальнейший ход классификации, и ответственность за эти решения должен нести эксперт (см. также п. 2.15).

Большое число экспериментов с реальными данными (см. главу 3) показало, что локализация модальных областей двумерных гистограмм позволяет уверенно выделять подклассы физически разнотипных профилей из морфологически однородных ансамблей. Описание k-го подкласса в пространстве (z, T) производится заданием прямоугольника  $Q_{L}^{k} \{ (z_{\text{мин}}, z_{\text{макс}}) \cap (T_{\text{мин}}, T_{\text{макс}}) \}$  для j-й особой точки. Совокупность этих прямоугольников

$$\{Q_{j}^{k}\}_{j=1,...,NTYPES}^{k=1,...,NTYPES},$$

где NTYPES — число классов, NEX — число особых точек, образует полное описание всёх особых точек всех подклассов.

Одновременно с помощью гистограмм P(z, T) решается и задача статистического редактирования данных: если хотя бы одна особая точка (например, *j*-я) данного профиля не попала ни в один прямоугольник на соответствующей гистограмме  $P_i(z, T)$ , т. е. если  $\exists_i: \{z_j \cap T_i\} \equiv Q_i^k, \forall k = 1, ..., K_i, где K_i - число вы$ деленных подклассов (модальных областей) на гистограмме $<math>P_i(z, T)$ , то этот профиль считается «шумом» и исключается из рассмотрения.

Описание особых точек в пространстве (z, T) создает основу для формирования описаний эталонных типов стратификации. Для этого дополнительно привлекаются еще два параметра: амплитуда (А) и градиент (Г), определенные сверху (В) и снизу (Н) от экстремума (см. рис. 2.3.2). Поэтому фактически имеются четыре дополнительных параметра: АВ, АН, ГВ, ГН, для которых задаются диапазоны допустимых значений. Таким образом, полное описание эталонного типа представляет собой набор векторов  $\{V_i\}, i = 1, ..., NEX, где$ 

 $\mathbf{V}_{j} = (z_{\text{мин}}, z_{\text{макс}}, T_{\text{мин}}, T_{\text{макс}}, \mathbf{AB}_{\text{мин}}, \mathbf{AB}_{\text{макс}}, \mathbf{AH}_{\text{мин}}, \mathbf{AH}_{\text{макс}}, \mathbf{FB}_{\text{макс}}, \mathbf{FB}_{\text{макс}}, \mathbf{FH}_{\text{мин}}, \mathbf{FH}_{\text{макс}}),$ 

а также, если необходимо, диапазоны допустимых координат:

(ф<sub>мин</sub>, ф<sub>макс</sub>) й ( $\lambda_{мин}$ ,  $\lambda_{макс}$ ).

Эти описания являются эталонами, с которыми сравниваются наблюденные профили при идентификации (см. п. 2.10).

# 2.10. Классификация вертикальных профилей по эталонам (идентификация)

Идентификация — завершающий этап морфолого-статистической классификации (см. п. 2.3). Она состоит в отнесении каждого профиля к тому или иному эталонному типу, описания которых сформированы ранее (см. п. 2.9). При этом профиль старого типа  $T_0$  может быть отнесен не к любому новому типу, а лишь к одному из тех новых типов, которые получены разбиением старого типа  $T_0$  на подтицы. Данное условие совершенно естественно, поскольку качественная определенность профиля (его форма) инвариантна относительно разбиения, при котором конкретизируются лишь количественные характеристики особых точек профиля.

5\*

Идентификация производится следующим образом. Для каждого профиля старого типа  $T_0$  находится группа эталонных профилей новых типов  $T_0^{(1)}, T_0^{(2)}, \ldots, T_0^{(K)}$ . После проверки координат на попадание в допустимые диапазоны (если это необходимо) каждая особая точка данного профиля сверяется с соответствующими особыми точками эталонных профилей. Проверяются (все или выборочно) условия

$$\begin{split} z_{\text{muh}} < & z < z_{\text{makc}}, \quad T_{\text{muh}} < T < T_{\text{makc}}, \\ \text{AB}_{\text{mhh}} < & \text{AB} < \text{AB}_{\text{makc}}, \quad \text{AH}_{\text{mhh}} < & \text{AH} < \text{AH}_{\text{makc}}, \\ & \Gamma \text{B}_{\text{mhh}} < \Gamma \text{B} < \Gamma \text{B}_{\text{makc}}, \quad \Gamma \text{H}_{\text{mhh}} < \Gamma \text{H} < \Gamma \text{H}_{\text{makc}}. \end{split}$$

(обозначения см. в п. 2.9). Если все условия выполнены, то рассматриваемому профилю присваивается соответствующий новый тип. Если же эти условия не выполняются для всех эталонов новых типов  $T_0^{(1)}, T_0^{(2)}, \ldots, T_0^{(K)}$ , то данный профиль считается «шумом» или выбросом и исключается из рассмотрения.

#### 2.11. Статистический анализ гидрофизических элементов на стандартных горизонтах (по типам стратификации)

После заключительного этапа морфолого-статистической классификации — идентификации — становится возможным получение статистических характеристик однотипных вертикальных профилей на стандартных горизонтах. На каждом горизонте внутри ареала данного типа рассчитываются среднее значение, минимум, максимум, стандартное отклонение, число наблюдений; печатаются соответствующие таблицы и вместе с ними на АЦПУ строятся графики всех перечисленных величин (см. главу 3).

При статистическом анализе на стандартных горизонтах существенно то же самое ограничение, что и при статистике особых точек (см. п. 2.7) и при картировании (см. п. 2.8): данные должны располагаться в простанстве равномерно, т. е. на регулярной сетке. Для слабо нерегулярных данных, если нерегулярность не имеет тренда, оправдано применение процедур статистического анализа, описанных выше. Для сильно нерегулярных данных нужно вводить весовые функции (или коэффициенты) или применять другие методы осреднения [46].

Как известно, осреднение на стандартных горизонтах может качественно искажать форму индивидуальных профилей и приводить к значительному занижению вертикальных градиентов (см. п. 1.7). Для ликвидации этого недостатка разработан метод осреднения, сохраняющий форму индивидуальных профилей (гомеоморфное осреднение (см. п. 2.12)). Подчеркнем, однако, что последний метод не отменяет погоризонтное осреднение, поскольку: 1) он гораздо более трудоемок, 2) иногда требуется именно погоризонтная статистика, 3) гомеоморфное осреднение требует предварительной морфологической классификации, что необязательно для погоризонтного осреднения.

## 2.12. Гомеоморфное (формосохраняющее) осреднение вертикальных профилей

При обобщении ансамбля морфологически однотипных профилей погоризонтное осреднение (на фиксированных горизонтах) может привести к принципиальному искажению формы индивидуальных профилей (рис. 2.12.1, 2.12.2). Даже если при погори-



Рис. 2.12.1. Искажение формы при осреднении двух однотипных профилей методом стандартных горизонтов. 1-исходные профили, 2-средний профиль.

Рис. 2.12.2. Искажение формы и резкое уменьшение градиентов при осреднении ансамбля однотипных профилей методом стандартных горизонтов.

1—исходные профили, 2—средний профиль. Очевидно, что исходные профили соответствуют двухслойной стратификации, а средний профиль — трехслойной.

зонтном осреднении форма профиля искажается не очень заметно, то как правило, сильно уменьшаются значения вертикальных градиентов (см. рис. 2.12.2). И то, и другое неприемлемо с физической точки зрения. Необходим способ обобщения совокупностей однотипных профилей, сохраняющий качественные (форму) и количественные (градиенты) особенности индивидуальных профилей. Для решения этой задачи разработан метод гомеоморфного (сохраняющего форму) осреднения, излагаемый ниже.

Рассмотрим два однотипных безразмерных профиля  $T_1(z)$  и  $T_2(z)$  (рис. 2.12.3). Одноименные особые точки разбивают эти профили на криволинейные сегменты:  $l_1^i, l_1^2, \ldots, l_1^{\text{NEX}}; l_2^i, l_2^2, \ldots, l_2^{\text{NEX}}$ . Интегрируя вдоль кривых  $T_1$  и  $T_2$ , подсчитаем длины этих участков  $S_1^i, S_1^2, \ldots, S_1^{\text{NEX}}; S_2^i, S_2^2, \ldots, S_2^{\text{NEX}}$ . Разобьем каждый участок  $l_i^i$  ( $i=1, 2; j=1, \ldots, \text{NEX}$ ) на элементарные отрезки длиной  $dS_i^i = S_i^i/N$ , где N — параметр дробления, который выбирается в зависимости от требуемой точности представления осредненного



профиля (обычно N = 10-100). Пусть концы этих элементарных отрезков имеют координаты  $(z_1^k, T_1^k)$ ,  $(z_2^k, T_2^k), k = 1, \ldots, K_i, j = 1, \ldots$ , NEX. Назовем гомеоморфным средним профилей  $T_1$  и  $T_2$  дискретизованный профиль  $\overline{T}(z)$ , состоящий из точек с координатами

$$\begin{split} & z_{\rm cp}^k = (z_1^k w_1 + z_2^k w_2), \\ & T_{\rm cp}^k = (T_1^k w_1 + T_2^k w_2), \end{split}$$

где  $w_1$ ,  $w_2$  — веса профилей  $T_1$ ,  $T_2$ . Эти веса могут быть, например, пропорциональны площади акватории, которую представляет дан-

Рис. 2.12.3. Гомеоморфное осреднение двух однотипных профилей. 1-исходные профили. 2-средний профиль.

ный профиль; возможны и другие способы взвешивания [46]. Аналогичным образом вычисляется средний гомеоморфный профиль ансамбля профилей.

Описанный выше метод гомеоморфного осреднения ансамблей гомологичных (однотипных) профилей реализован в виде двух алгоритмов (HOMOLAVR и HOMAVR), причем второй алгоритм отличается лишь упрощенным блоком сегментации, в котором криволинейные сегменты между одноименными особыми точками разбиваются на элементарные отрезки точками, эквидистантными по глубине, а не по расстоянию вдоль кривой, как это сделано в первом алгоритме. Вообще говоря, замена эквидистантности вдоль кривой эквидистантностью по глубине, хотя и дает удовлетворительную аппроксимацию кривой при достаточно малом шаге dz, но приводит к некоторому увеличению объема вычислений (из-за чрезмерного дробления «простых» сегментов), что вполне компенсируется упрощением алгоритма. К тому же второй не требует приведения профилей к безразмерноалгоритм му виду.

На рис. 2.12.4 приведен пример гомеоморфного осреднения двух синусоид разных периодов и разных амплитуд. Очевидно, что данный метод полностью сохраняет форму исходных профилей, поскольку результирующий (средний) профиль также представляет собой синусоиду (нетрудно видеть, что формальное погоризонтное осреднение приведет в данном случае к серьезнейшему искажению формы исходных профилей). Более того, при гомеоморфном осреднении амплитуда и период результирующей синусоиды являются средними арифметическими амплитуд и периодов исходных синусоид соответственно.



Рис. 2.12.4. Гомеоморфное осреднение двух синусоид. 1-исходные синусонды, 2-средняя синусонда.

При разбиении криволинейных сегментов на элементарные отрезки точками, равноудаленными по глубине, нужна осторожность там, где малые изменения z приводят к существенным изменениям T(z), например в слое скачка. Чтобы избежать ухудшения качества аппроксимации, шаг dz должен быть достаточно малым. Возможно адаптивное изменение шага dz, т. е. уменьшение dz в областях быстрого изменения функции T(z) и увеличение dz там, где T(z) меняется медленно. Например, для равномерного размещения точек вдоль параболы  $T(z) = z^2$  шаг dz должен быть обратно пропорционален z [147]. В простейшем случае шаг является кусочно-постоянным (рис. 2.12.5).

В заключение изложим альтернативный способ разбиения криволинейных сегментов на элементарные отрезки. Пусть аналогичные криволинейные сегменты  $l_1^{(n)}$  и  $l_2^{(n)}$ , заключенные между

одноименными особыми точками двух однотипных профилей, разбиты на элементарные отрезки, вообще говоря, разной длины:

 $l_1^{(n)} = \bigcup_k l_{1,k}^{(n)}, \quad l_2^{(n)} = \bigcup_k l_{2,k}^{(n)}.$ 

Длину элементарного отрезка  $l_{i,k}^{(n)}$  (i = 1, 2) обозначим  $S_{i,k}^{(n)}$ . Отношение длин соответственных элементарных отрезков обоих про-



72

Рис. 2.12.5. Простейший пример адаптивного изменения шага dz (засечки на осях z) при гомеоморфном осреднении двух профилей.

Шаг dz является кусочно-постоянной функцией глубины; параметр дробления равен 4; 1— особые точки исходных профилей (границы криволинейных сегментов), 2— проекции особых точек на оси глубины, 3— особые точки результирующего (среднего) профиля.

филей назовем коэффициентом растяжения k-го элементарного отрезка n-го криволинейного сегмента и обозначим  $q_k^{(n)}$ :

$$q_{k}^{(n)} = \frac{S_{2,k}^{(n)}}{S_{1,k}^{(n)}}.$$

Если в пределах каждого сегмента длины отрезков одинаковы (как это сделано выше), то коэффициент  $q_k^{(n)}$  постоянен на каждом сегменте и равен отношению длин сегментов:

$$q_k^{(n)} \equiv q^{(n)} = S_2^{(n)} / S_1^{(n)}$$

В этом случае для обоих профилей в целом  $q^{(n)}$  является кусочно-постоянной функцией с разрывами в особых точках профилей, где растяжение меняется скачкообразно.

Естественно потребовать непрерывности растяжения  $q_k^{(n)}$  в особых точках. Простейший способ удовлетворить данному условию — это сделать  $q_k^{(n)}$  кусочно-линейной функцией. Это можно сделать по-разному, например, используя кусочно-линейную функ-

цию, принимающую в серединах *n*-х криволинейных сегментов значения

$$q^{(n)} = S_2^{(n)} / S_1^{(n)}.$$

Если же дополнительно потребовать *сладкости* растяжения  $q_k^{(n)}$ , т. е. непрерывности 1-й производной функции  $q_k^{(n)}$ , то необходимо использовать более сложные методы интерполяции, например сплайновую интерполяцию (см. п. 2.4).

# 2.13. Пространственное прослеживание элементов стратификации

Под пространственным прослеживанием элементов стратификации (ПЭС) понимается задача (и одновременно — конструктивная процедура) объединения однотипных элементов стратификации (ЭС), выделенных на совокупности вертикальных профилей, в географические массивы данных (атрибутами которых являются географические координаты) и представление этих массивов в виде карт и разрезов глубин залегания ЭС и значений соответствующих гидрофизических параметров. В принципе аналогично ставится и задача временного прослеживания ЭС по совокупности профилей, полученных при выполнении повторных (многократных) зондирований в фиксированной точке. \* В этом случае задача ПЭС несколько упрощается, поскольку вместо двух географических координат появляется лишь одна временная координата; таким образом, трехмерное прослеживание (в осях глубина-широта-долгота) заменяется двухмерным (в осях глубина-время).

Задача ПЭС может ставиться двояко. В первом случае предполагается, что типизация всех ЭС уже произведена. Такая постановка характерна для анализа распространения подповерхностных и промежуточных водных масс [55]. Во втором случае типизация ЭС и их объединение производятся фактически одновременно. Это значительно осложняет ситуацию при наличии конкурирующих ЭС (рис. 2.13.1), что неизбежно, например, при анализе непрерывных СТД-профилей, содержащих много конкурирующих ЭС.

До последнего времени задача ПЭС в океанологии решалась экспертным методом. В 1981 г. автор предложил осуществить алгоритмизацию ПЭС на основе разработанных методов решения аналогичных задач в геологии (в частности, при количественной стратиграфической корреляции [101]) и геофизике (например, при прослеживании сейсмических границ [72]). Эта идея была реализована Ю. А. Аржевикиным вначале для двумерного прослеживания экстремумов солености на меридиональном разрезе

<sup>\*</sup> Nichol D. G. The processing of bathythermograph data: a picture analysis approach. — Pattern Recognition, 1976, vol. 8, N 4, p. 209-218.

[4], а затем и для трехмерного прослеживания экстремумов солености в северной части Тихого океана [5]. В трехмерном слу-



Рис. 2.13.1. Пространственное прослеживание элементов стратификации (в данном случае максимумов, отмеченных кружками). При переходе от профиля 5 к профилю 6 один из максимумов выклинивается. Необходимо выбрать один из конкурирующих максимумов ( $M_1$  или  $M_2$ ) и связать его с  $M_0$ .

чае использовались значимые экстремумы солености, выделенные автором настоящей работы с помощью методов, изложенных в



Рис. 2.13.2. Глубина промежуточного минимума солености (результаты прослеживания по 5-градусному массиву ИО АН СССР). 1-граница распространения промежуточного минимума.

п. 2.5. Результаты объективного ПЭС (рис. 2.13.2, 2.13.3) аналогичны результатам экспертного прослеживания В. И. Куксы [55]. Техника автоматической стратиграфической корреляции непрерывно совершенствуется. В геологии она развивается в об-
ласти биостратиграфии и литостратиграфии [101]. Накопленный опыт позволил перейти к сравнительному анализу эффективности различных алгоритмов. Однако, хотя прогресс в количественной стратиграфии очевиден, практическая полезность этих методов еще не подтверждена, а их признание затрудняется сложным математическим аппаратом [101].

Подчеркнем недопустимость механического перенесения в океанологию методов стратиграфической корреляции из геологии и геофизики. Даже литостратиграфические алгоритмы (не говоря уже о биостратиграфических) содержат немало специфических особенностей, не адекватных океанологической проблематике.



Рис. 2.13.3. Соленость промежуточного минимума (результаты прослеживания по 5-градусному массиву ИО АН СССР). 1-граница распространения промежуточного минимума.

В то же время при разработке алгоритмов ПЭС в гидрофизике можно и должно учитывать свойства морской среды, облегчающие решение задачи, например устойчивую плотностную стратификацию, квазиизопикничность крупномасштабного распространения водных масс и связанных с ними экстремумов свойств и др. Наконец, в океане важна временная изменчивость стратификации, резко усложняющая ПЭС.

Учитывая всю сложность проблемы ПЭС, при разработке системы объективного анализа стратификации океана на данном этапе мы ограничились алгоритмами визуализации совокупности ЭС (особых точек) на вертикальных разрезах, предполагая, что все ЭС уже выделены с помощью методов, изложенных в п. 2.5.

Опыт показал, что оптимальное графическое представление всех выделенных ЭС настолько облегчает задачу ПЭС, что последняя может быть решена с помощью экспертного визуального анализа. Критерием оптимизации служит минимизация дисперсии параметров ЭС. Учитывая ярко выраженную трансокеанскую зональность крупномасштабной вертикальной структуры открытых частей всех океанов (кроме Северного Ледовитого), для минимизации дисперсии параметров ЭС используется представление ЭС посредством меридиональных разрезов (см. п. 3.7).

Для решения этой задачи в системе КЛАСС используются программы PRIMEX и PRIMEP, предназначенные для выборки из памяти ЭВМ и построения на АЦПУ меридиональных разрезов глубин залегания всех выделенных ЭС и значений данного гидрофизического параметра.

Практический эффект применения алгоритмов визуализации оказался весьма значительным. В частности, с их помощью удалось проследить в зональном направлении наиболее ярко выраженный фронт северной части Тихого океана — субарктический фронт, определяемый на меридиональных разрезах по максимуму градиента глубины залегания важнейшего трансокеанского ЭС промежуточного минимума солености (см. п. 3.7).

Алоритмы визуализации обязаны своей эффективностью главным образом детально разработанной процедуре выделения значимых особых точек вертикальных профилей гидрофизических параметров (см. п. 2.5). Полученные результаты подтверждают приоритетную роль выделения значимых особых точек, поскольку корректное определение элементов стратификации является основой, первым и важнейшим этапом их прослеживания.

# 2.14. Численное моделирование морфологической классификации

Эффективность любой объективной процедуры должна оцениваться, вообще говоря, объективными же методами. Однако в настоящее время не существует единого подхода к тестированию подобных процедур. При создании системы КЛАСС для тестирования алгоритма морфологической классификации (см. п. 2.3) применялся подход, основанный на детерминистской модели океана.

Модельный океан состоял из четырех регионов с различными типами стратификации (рис. 2.14.1, 2.14.2). Каждый тип вертикального профиля солености генерировался заданием своего набора особых точек с последующей линейной интерполяцией между этими точками на стандартные горизонты. Зональность океана моделировалась изменением по широте параметров особых точек (глубины и солености) внутри каждого региона. Ансамбль синтезированных кусочно-линейных профилей заранее известных типов (см. рис. 2.14.1) поступал на вход процедуры морфологической классификации. Картированный результат ее работы (см. рис. 2.14.2) полностью совпал с заранее известным районированием модельного океана. Данный метод является детерминистским, так как все характеристики всех модельных профилей заранее полностью опреде-



Рис. 2.14.1. Модельные типы стратификации солености. Особые точки типовых профилей обозначены черными кружками, цифры—значения солености (%).

лены. Нетрудно модифицировать его в духе статистического моделирования (метода Монте-Карло). Для этого датчик случайных

135	5°8. <b>∂.</b>	15	0 16	5 1	80 165°3.0
<b>65°—</b> С.Ш.					
¢	<b>.</b>	Тип 1	Tun 2	Tun 3	Tun 4
•	1				
0°		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			

Рис. 2.14.2. Ареалы модельных типов (см. рис. 2.14.1) стратификации солености.

чисел, распределенных по некоторому закону, генерирует отклонения параметров особых точек от среднезональных региональных значений. Ясно, что подобное видоизменение системы тестирования не повлияет принципиально на результаты ее работы.

# 2.15. Двумерная статистическая классификация данных наблюдений

В этом параграфе излагается алгоритм группировки (кластеризации) двумерных наблюдений, т. е. наблюдений, представленных двумя числовыми признаками [11].

Для того чтобы объяснить существо метода, необходимо вкратце сказать о его предыстории (см. также [60]). Метод частотных TS-диаграмм (статистический TS-анализ) был предложен Монтгомери [142] и развит Кокрейном [110], выполнившим первую работу по двумерной статистике термохалинных полей на горизонтальной поверхности обширной акватории Мирового океана. В ней также впервые сделана попытка географической интерпретации особенностей рельефа рассчитанной эмпирической функции двумерной вероятности p(T, S). Позднее, в 1970-1980-х годах, в Институте океанологии АН СССР под руководством А. С. Монина был выполнен цикл работ по статистике термохалинных полей отдельных океанов, их частей и Мирового океана в целом (краткий обзор этих работ сделан в [11]). Анализрассчитанных в этих работах эмпирических функций двумерной вероятности на стандартных горизонтах или изопикнах показал, что во многих случаях рельеф функций весьма «пересеченный» и представляет собой сочетание отдельных «возвышенностей», которые нередко вполне обособлены друг от друга. Эти возвышенности располагаются над областями модальных, т. е. наиболее вероятных сочетаний температуры и солености. При изображении рельефа функции с помощью изоплет, т. е. линий равных вероятностей, модальные области оконтуриваются какой-то изоплетой (каждая область -- своей изоплетой), и тогда эти области называются вероятностными ядрами.

Естественно предположить, что вполне обособленные модальные области однозначно связаны с определенными водными массами, которые достаточно четко локализованы географически. Именно в постулировании и использовании такой связи и заключается основная идея рассматриваемого метода.

Описанная выше интерпретация модальных областей представляет собой в сущности один из методов теории распознавания образов, поскольку «области большой локальной плотности, которые могут соответствовать существенным подклассам популяции, можно определить по максимумам оцененной плотности» [43]. При этом нужно соблюдать большую осторожность при оконтуривании модальных областей, особенно тогда, когда они недостаточно хорошо обособлены друг от друга. В этих случаях «классификация исключит выборки из хвостов желаемого распределения и включит выборки из хвостов других распределений. Таким образом, если имеется существенное перекрытие между плотностями компонент, можно ожидать смещения оценок и неоптимальных результатов» [43]. Перейдем теперь к описанию алгоритма локализации [11]. В его основе лежат два предположения.

1. Данная модальная область есть «образ» определенной водной массы. Нашей задачей будет отыскание «прообраза» этой области, т. е. ее географическая локализация (картирование).

2. Данная модальная область может быть оконтурена некоторой изоплетой, т. е. является вероятностным ядром. При этом иногда неизбежен определенный произвол при выборе значения изоплеты, который, однако, не должен сильно влиять на результаты, поскольку локализуются обособленные области.

В 1974—1976 гг. автор рассчитал по разработанной им программе [7] двумерные гистограммы вероятностей сочетаний температуры и солености на 24 стандартных горизонтах (0—4500 м) Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Анализ этих гистограмм показал, что в тех случаях, когда они состоят из обособленных ядер, почти всегда удается найти требуемую контурную изоплету и применить излагаемый ниже алгоритм ЛОКАЛИ-ЗАЦИЯ в его полном виде, включая алгоритм СПИРАЛЬ. Если все же не удается подобрать требуемую контурную изоплету, то нужно использовать «примитивный» вариант алгоритма (см. ниже). При наличии нескольких ядер, оконтуренных изоплетами с одинаковыми значениями, нужно указать одно ядро, подлежащее локализации. Это можно сделать, задав точку-маркер внутри контура.

Ниже приводятся блок-схема алгоритма ЛОКАЛИЗАЦИЯ (рис. 2.15.1) и числовой пример, поясняющий его работу (рис. 2.15.2). Сокращенный текст алгоритма на языке Алгол-60 см. в [11].

Детальное изложение алгоритма начнем с определений.

Определение. Бинарным (двоичным) изображением области (подмножества) А матрицы М называется матрица, состоящая из элементов, равных 1 в точках подмножества А и равных 0 вне его [43].

Определение. Характеристической матрицей данной изоплеты называется бинарное изображение области (вообще говоря, несвязной), оконтуренной данной изоплетой.

Определение. Характеристической матрицей выделенной связной области, содержащей указанную точку-маркер, называется бинарное изображение этой области.

Алгоритм ЛОКАЛИЗАЦИЯ (см. рис. 2.15.1—2.15.2)

1. Ввод:

1) **Т**, **S** [1: M1, 1: M2] — «географические» массивы (матрицы) значений океанографических элементов T и S в центрах сферических трапеций, образующих сетку, покрывающую некоторый регион; т. е. строки матриц **Т**-и **S** соответствуют широтным, а столбцы — меридиональным полосам;

2)  $\mathbf{P}[1:\mathcal{H}, 1:\mathcal{L}]$  — матрица двумерных вероятностей p(T, S), рассчитанная для данных массивов T и S;

3) M1, M2, *Ж*, *L* — размеры матриц **Т**, **S**, **P**;

4) DT, DS — градации по Т и S соответственно;

5) LT, LS — центры интервалов, содержащих минимальные значения T и S;

6) Н — значение контурной изоплеты;



Рис. 2.15.1. Блок-схема алгоритма ЛОКАЛИЗАЦИЯ.

7) k1, l1 — координаты точки-маркера (номера́ градаций по Т и S).

2. Построение характеристической матрицы X изоплеты *H* (раздел MATX).

3. Построение характеристической матрицы Z связной области A, содержащей точку-маркер (алгоритм СПИРАЛЬ с процедурой АКТ).

Матрица Р вероятностей р (Т, S) n 23///28/ Раздел МАТХ Матрица 🗙 Раздел СПИРАЛЬ Матрица Z Ó Ó Û Ò 

Рис. 2.15.2. Числовой пример, поясняющий работу раздела МАТХ и алгоритма СПИРАЛЬ.

Вероятности p (*T*, *S*) даны в тысячных долях (т. е. 34 означает 0,034). На матрице **P** заштрихованы две связные области, ограниченные изоплетой p (*T*, *S*)=20. Кружком обведен элементмаркер, указывающий область подлежащую локализации.

6 И. М. Белкин

4. Построение «географических» матриц **Т1**, **S1**, дающих географическую локализацию области *А* (раздел ЛОК).

5. Печать матриц P, X, Z, T, T1, S, S1 (раздел ПРИНТ).

Информация, относящаяся к области A (значения H, k1, l1), вводится с терминала, а вся остальная информация передается программе ЛОКАЛИЗАЦИЯ предыдущей программой совместного статистического анализа двух гидрофизических полей [7].

Самый сложный блок алгоритма — построение характеристической матрицы Z (см. рис. 2.15.2). Алгоритм СПИРАЛЬ производит обход локализуемой области A по ломаной-спирали, начиная с точки-маркера, и модифицирует элементы матрицы Z в том случае, если соответствующие элементы матрицы X принадлежат области A. Модификация элементов матрицы Z состоит в присвоении им нового числового значения (9) и производится процедурой AKT, просматривающей элементарную квадратную 8-точечную окрестность очередной точки ломаной-спирали.

«Примитивный» вариант алгоритма отличается тем, что локализуемая область A задается в явном виде координатами всех своих точек. Поэтому отпадает необходимость построения матрицы X и максимально упрощается построение матрицы Z. Однако объем ввода для области A с большим числом точек будет значительным.

«Спиральный» же вариант, предельно экономичен в отношении объема ввода. Область A задается лишь тремя числами: значением изоплеты H и координатами точки-маркера k1, l1. Таким образом, объем ввода, относящийся к области A, уменьшается по сравнению с «примитивным» вариантом в 2N/3 раз, где N число точек в области A.

В заключение укажем совершенно иной принцип построения локализационной матрицы. Вначале отслеживается контур локализуемой области. При этом точка-маркер помещается на контур. Процесс обхода контура описывается следующим образом [7, с. 311]: «Руководствуйтесь следующими правилами: если вы находитесь на элементе объекта, поверните налево и сделайте шаг; если вы находитесь на элементе фона, поверните направо и сделайте шаг. Прекратите продвижение, если вы находитесь в пределах одного элемента от начальной точки». Подробнее и строже методы отслеживания границы изложены Розенфельдом [68].

После отслеживания контура необходимо «закрасить» локализуемую область, ограниченную только что отслеженным контуром. «Закрасить» точку двоичного изображения — значит поставить на место ее прежнего кода (0 или 1) некоторый символ, который называется ее цветом [98]. Вместо термина «закрашивание области» употребляется также термин «маркировка компоненты» [68].

Для одновременной локализации нескольких связных областей матрицы **X** целесообразнее применить методы, позволяющие одно-временно выделять каждую компоненту (область) в качестве отдельного объекта. Для этого каждому единичному элементу двоичного изображения ставится в соответствие некоторая числовая метка таким образом, чтобы все элементы определенной компоненты характеризовались одним и тем же значением, а элементы разных компонент получили разные метки.

Методы маркировки компонент изложены Розенфельдом [68], а детальное описание алгоритма одновременного «закрашивания» нескольких областей дано Е. Е. Ширяевым [98].

# 2.16. Программная реализация системы КЛАСС

Система КЛАСС представляет собой комплекс из 12 основных и 9 вспомогательных программ (табл. 2.16.1) общим объемом ~10000 операторов, написанных на стандартном языке Фортран-IV.

#### Таблица 2.16.1

Программные компоненты системы КЛАСС Название Функция Основные программы CLEXAUT, CLAUTIND Морфологическая классификация профилей Статистический анализ параметров особых точек STATEX, STPLEX CLXET Классификация по эталонам (идентификация) STETLEV Статистический анализ на стандартных горизонтах Гомеоморфное осреднение однотипных профилей HOMAVR CARTAS Построение карт на АЦПУ LITYPE, LITYMAP Построение карт ареалов типов стратификации PRIMEX, PRIMEP Прослеживание экстремумов на вертикальных разрезах

#### Вспомогательные программы

SELECONT	Отбор, базовый контроль и редактирование данных
CONVAS	Специализированный контроль и редактирование
RASPL	Гомеоморфная интерполяция рациональными сплай-
CLEXDUM	нами Численное моделирование объективной классифика-
PROFILE	Построение профилей $T(z)$ и $S(z)$ на АЦПУ
PROFTS	Построение профилей $T(z)$ и $S(z)$ на АЦПУ
TSCURVE	Построение TS-кривых на АЦПУ
SECTION	Построение вертикальных разрезов на АЦПУ
ISOLINE	Построение изолиний на разрезах на АЦПУ

Примечание. Последние пять программ взяты из разработанного автором комплекса «Витязь-4» [17].

Главная задача при создании подобного комплекса состоит в обеспечении возможности постоянно модифицировать отдельные компоненты, не нарушая надежности их сопряжения с остальными модулями. Поэтому особое внимание уделено стандартам, стилю и качеству программирования. Вся система КЛАСС реализована в строгом соответствии со стандартами *структурного* 

83

программирования [96]. Особое внимание уделено следующим характеристикам программного обеспечения [26]: 1) структурированность, т. е. организованность в единое целое взаимосвязанных частей программного продукта (ПП); 2) модифицируемость, т. е. наличие структуры, позволяющей легко вносить требуемые изменения в ПП; 3) мобильность, т. е. способность легко и эффективно использоваться для работы на ЭВМ иного типа.

Практическое использование комплекса КЛАСС в 1983— 1986 гг. подтвердило целесообразность принятого подхода.

Отдельные независимые компоненты программного обеспечения (программы контроля и редактирования, вертикальной интерполяции кубическими и рациональными сплайнами, статистического анализа, первичной обработки батометрических станций и СТД-зондирований) внедрены в основных мореведческих организациях СССР (ГОИН, ААНИИ, ВНИРО, ЛГУ, МГИ, ТОИ и ИАПУ ДВО АН СССР, ЦПКТБ «Севрыба»), а также в ЦСУ и ВНИИСИ. Они использованы при создании ИВС «КОМПАС» (ИОАН—ЦСУ), банка данных ПОЛИМОДЕ (ИОАН) и в экспедиционных исследованиях.

# Глава З

# МОРФОЛОГО-СТАТИСТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ВОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА ПО ТИПАМ СТРАТИФИКАЦИИ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕНОСТИ

Лля апробании системы КЛАСС была избрана северная часть Тихого океана. Выбор этой акватории обусловлен наличием богатого экспертного опыта визуальной классификации вертикальных профилей (ВП) [64, 65, 75, 76] и разнообразием представленных в этом регионе типов стратификации.

Апробация состояла в проведении серии численных экспериментов, в которых варьировались гидрофизические параметры (температура T, ее градиент T', соленость S, ее градиент S'), пространственные масштабы осреднения (5 и 1°) и временные масштабы осреднения (среднемноголетний год и среднемноголетний сезон).

Использовались среднемноголетний массив 5-градусных ВП Лаборатории физической океанографии ИО АН СССР и среднесезонный (летний) массив 1-градусных ВП Лаборатории геофизической гидродинамики Принстонского университета (США).

В итоге серии численных экспериментов были получены следующие результаты:

- 1) классификация 5-градусных ВП S(z) (см. п. 3.1),
- 2) классификация 1-градусных S(z) (см. п. 3.2),
- 3) классификация 1-градусных T(z) (см. п. 3.3),

4) классификация 1-градусных S'(z) (см. п. 3.4), 5) классификация 1-градусных T'(z) (см. п. 3.5),

6) совместная классификация 1-градусных ВП температуры и ее градиента, солености и ее градиента (см. п. 3.6).

### Введение

### Основные физико-океанографические результаты

Представим основные результаты, полученные при морфологостатистической классификации и изложенные в разных параграфах этой главы.

1. Впервые получена детальная классификация и районирование северной части Тихого океана по типам стратификации температуры и солености, а также их градиентов в 1-градусном сезонном масштабе. Детальность классификации позволила связать вновь обнаруженные локальные типы стратификации с крупномасштабными особенностями *рельефа* дна.

2. Обнаружен и подтвержден экспедиционными наблюдениями западно-алеутский подтип субарктического типа стратификации солености (к юго-востоку от Камчатки). Этот тип отличается от субарктического присутствием подповерхностного халостада на глубине 50—100 м с  $S \approx 33,1 \, \%$  (см. п. 31, тип 2).

3. Статистически установлена непрерывность изменения параметров стратификации солености в системе Куросио (в процессе крупномасштабной антициклонической циркуляции субтропического круговорота) (см. п. 3.1, тип 7, и п. 3.2, тип 2).

4. Обнаружен западно-субтропический тип стратификации солености в зоне 30—34° с. ш., 161—168° в. д., располагающейся над котловиной между поднятием Шатского и Императорскими горами (см. п. 3.2, тип 4).

5. Впервые осуществлено детальное (в 1-градусном масштабе) объективное выделение субарктического фронта как южной границы субарктического типа стратификации солености (см. п. 3.2).

6. Впервые осуществлено детальное (в 1-градусном масштабе) объективное выделение полярного фронта как южной границы субарктического типа стратификации температуры (см. п. 3.3).

7. Обнаружены локальные субарктические подтипы стратификации температуры: алеутский, аляскинский прибрежный и охотско-курильский (см. п. 3.3, типы 2, 3, 6).

8. Обнаружены локальные типы стратификации градиента температуры и градиента солености, обладающие компактными связными ареалами (см. п. 3.4, типы 3—5, 9, 17; п. 3.5, типы 11—17).

9. Пространственное (меридиональное и зональное) прослеживание экстремумов солености позволило произвести объективное выделение фронта Куросио (определяемого на меридиональных разрезах по максимуму меридионального градиента глубины залегания промежуточного минимума солености) и прослеживание этого фронта в зональном направлении (см. п. 3.7).

10. Продемонстрирована чувствительность метода, в частности: а) способность обнаруживать экстремумы с очень малой амплитудой (в Японском море уверенно выделен тип профилей, имеющих глубинный минимум температуры с амплитудой 0,03 °С см п. 3.3, тип 5); б) способность обнаруживать типы стратификации по малому числу профилей (в принципе достаточно одного профиля уникальной формы). Например, западно-субарктический тип стратификации солености выделен по трем профилям (см. п. 3.1, тип 2); южно-субарктический тип стратификации температуры выделен по трем профилям (см. п. 3.3, тип 7); тропический тип стратификации солености выделен по шести профилям (см. п. 3.2, тип 5); алеутский и охотско-курильский типы стратификации температуры выделены по семи профилям каждый (см. п. 3.3, типы 2 и 6 соответственно). 11. Анализ результатов классификации профилей температуры и солености наглядно демонстрирует необходимость (вполне очевидную даже априори) учета поведения *градиента* функции (вертикальной производной) в тех регионах, где сама функция монотонна по глубине. В частности, к северу от субарктического фронта (см. п. 3.2) при классификации необходимо учитывать экстремумы градиента солености (поскольку соленость здесь монотонно возрастает с глубиной), а к югу от полярного фронта (см. п. 3.3) — экстремумы градиента температуры (поскольку температура здесь монотонно убывает с глубиной).

# 3.1. Классификация 5-градусных вертикальных профилей солености

В процессе работы использовались 290 среднегодовых многолетних 5-градусных ВП S(z) в северной части Тихого океана (0—65° с. ш.) из массива Лаборатории физической океанографии ИО АН СССР. Результаты классификации по экстремумам [14, 16) приведены в табл. 3.1.1, 3.1.2 и на рис. 3.1.1—3.1.6.

#### Таблица 3.1.1

Типы 5-градусных среднегодовых вертикальных профилей солености

Тип	Название	Число профилей
1	Субарктический	66
2	Западно-алеутский	4
3	Восточно-субтропический южный	8
4	Центрально-субтропический	28
5	Восточно-субтропический	4
6	Восточно-субтропический северный	4
7	Куросио	90
8	Экваториально-тропический	59
9	Восточно-субтропический мексиканский	5
10	Тропический	17

Сопоставление с результатами экспертных классификаций [64, 65, 75, 76] обнаруживает хорошее совпадение (см. рис. 3.1.1—3.1.6).

В первую очередь отметим приблизительно одинаковую детальность всех классификаций. Действительно С. Г. Панфилова с соавторами [65] выделили пять основных типов (а с подтипами и разновидностями — 15 классов профилей), В. Н. Степанов с соавторами [75] — семь основных типов (с подтипами — 10 классов), автор [14, 16] — десять типов, из них пять основных (судя по числу профилей в табл. 3.1.1).

Ярко выражена зональность результатов всех трех районирований, причем степень зональности возрастает в низких широтах.

#### Таблица 3.1.2

Глубина.			Тип стратификации					20 14 j		
М	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	39.76	32.02	34.90	34.96	24.15	22.04	24.60	94 11	94 55	94.90
10	32,70	32,55	34 91	34.87	34,10	33,94	34,00	34,11	24,55	24,00
20	32,83	33,11	34 28	34 92	34 50	33.85	34,00	21 94	24.55	24,00
30	32,87	33 12	34 29	34 92	34 76	33.86	34 57	34 34	34,50	24.30
50	32,99	33.07	34 21	34 83	34 87	33,93	34 68	34 64	34 44	34 52
75	33,08	33.06	34,18	34 80	34 92	33,88	34 75	34 80	34 41	34 67
100	33.21	33.13	34.12	34,75	34.92	33,84	34.81	34,88	34 42	34 77
125	33,39	33.26	34.08	34.71	34.90	33,83	34.82	34 90	34 48	34 73
150	33.54	33.43	34.04	34.65	34.88	33.86	34.81	34,90	34 53	34 67
200	33.72	33.70	34.07	34.53	34.79	33.95	34.68	34.82	34.62	34.57
250	33.81	33.81	34.16	34.46	34.75	34.07	34.53	34.78	34.65	34.61
300	33.88	33.89	34.22	34.40	34.74	34.15	34.42	34.75	34.63	34.62
400	33.99	34.02	34.29	34.28	34.68	34.19	34.32	34.68	34.58	34.61
500	34.09	34.11	34,34	34.16	34.62	34.22	34.26	34.62	34.54	34.58
600	34.17	34.20	34,39	34.09	34,58	34.27	34,26	34,58	34.53	34,55
800	34.30	34.33	34,45	34.16	34.56	34.38	34.34	34.56	34.54	34.54
1000	34.39	34.41	34,49	34.31	34,56	34.46	34,43	34.56	34.55	34,55
1200	34.45	34.46	34,54	34.42	34.57	34.52	34,50	34.58	34.57	34.58
1500	34,53	34,53	34,58	34,53	34,59	34,58	34,56	34,60	34,60	34,60
2000	34,60	34,59	34,63	34,61	34,63	34,64	34,62	34,64	34,65	34,64

#### Средние значения солености по типам стратификации

Азональность максимальна на востоке субтропиков — в области, отличающейся наибольшей сложностью пространственного рас-



Рис. 3.1.1. Ареалы типов (1—10, см. табл. 3.1.1) стратификации солености по результатам морфолого-статистической классификации вертикальных профилей [14].

пределения типов стратификации. Действительно, в районе 15— 35° с. ш., 100—140° з. д. представлены почти все основные типы стратификации северной части Тихого океана — от субарктического до экваториально-тропического (типы *I*, *II*, *HI*, *IV* по Панфиловой с соавторами [65] (см. рис. 3.1.3); типы *СбАр*, *СбТс*, *СрТс*, *Tc*, *BTc*, *ЭТс*, *ЭТв* по Степанову с соавторами [75] (см. рис. 3.1.5); типы 1, 3, 4, 6, 7, 8, 9-по И. М. Белкину [14, 16]





(см. рис. 3.1.1). Примечательно, что в этом самом трудном для классификации регионе все три районирования весьма похожи.

В целом по северной части Тихого океана все основные типы совпадают и занимают примерно одинаковые акватории. Более того, даже сравнительно небольшие по площади типы выделены подобным образом (например, восточно-субтропический тип 3).



Рис. 3.1.3. Экспертное районирование по типам стратификации солености [6э]. *I*-субарктический тип, *II*-субтропический, *III*-тропический, *IV*-экваториально-тропический, *V*-экваториальный; *A*-граница между типами, *B*-между подтипами, *B*-между разновидностями.



Усл. обозначения І-V см. рис. 3.1.3.

В то же время, объективная классификация позволила уточнить некоторые подразделения (например, выделить восточно-субтропический мексиканский тип 9, тяготеющий к Калифорнийскому заливу).

Некоторые различия естественны. Например, сравнительнобольшая соленость экваториально-тропического типа (южного) по [75] объясняется тем, что акватория этого типа лежит большей частью в южном полушарии, где преобладают высокие значения солености, влияющие на результат при площадном осреднении внутри ареала данного типа (ср. тип 10 на рис. 3.1.6 с типом V на рис. 3.1.4 и с типом 8 на рис. 3.1.2).



Рис. 3.1.5. Экспертное районирование по типам стратификации солености [75]. Ар-арктический тип, СбАр-субарктический, СбТс-субтропический северный, СрТссрединно-тропический, Тс-тропический северный, ВТс-восточно-тропический северный, ЭТс-экваториально-тропический ссверный. ЭТю-экваториально-тропический южный, ЭТв-экваториально-тропический восточный, Тю-тропический южный.

*Tun 1 (субарктический)* характеризуется монотонным ростом: солености с глубиной от 31,2—33,7 ‰ у поверхности до 34,48— 34,72 ‰ на глубине 2000 м. Распреснение верхнего слоя обусловлено положительным балансом влаги.

Статистически однороден. Занимает всю субарктическую зону, т. е. акваторию к северу от субарктического фронта, кроме небольшого района к югу от западных Алеутских островов — ареала типа 2.

Тип 2 (западно-алеутский) характеризуется в целом монотонным возрастанием солености с глубиной, подобно субарктическому типу 1, и фактически является его подтипом, но отличается присутствием подповерхностного халостада на глубине-50—100 м с  $S \approx 33,1 \,\%$ . Тип 2 занимает район 45—50° с. ш., 165° в. д. — 180°. Наши результаты подтверждены экспедиционными наблюдениями (см. отчет 8-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш», т. IV, ч. 1, Архив ИО АН СССР, 1984 г.). Этот тип ранее не выделялся авторами экспертных классификаций [64, 65, 75].

*Tun 3 (восточно-субтропический)* характеризуется неглубоким промежуточным минимумом на глубине 150 м (S = 34,04 ‰). Иногда наблюдается слабый подповерхностный максимум на глу-



Рис. 3.1.6. Типы стратификации солености [75]. Усл. обозначения см. рис. 3.1.5.

бине 20—30 м (S = 34,28 ‰), значимость которого невелика. Тип 3 отличается от центрально-субтропического типа 4 неглубоким промежуточным минимумом и низкой соленостью всего верхнего слоя, обусловленной влиянием Калифорнийского течения, переносящего на юг распресненные субарктические воды. Наблюдается в районе 15—30° с. ш., 115—135° з. д., перемежаясь другими типами (6, 7, 9). Эта область отличается наибольшим разнообразием типов стратификации во всей северной части Тихого океана благодаря своему расположению на стыке субарктических, субтропических и тропических вод в районе субтропической фронтальной зоны.

Тип 4 (центрально-субтропический) характеризуется глубоко залегающим (600 м) промежуточным минимумом субарктического происхождения ( $S = 34,09 \,\%$ ) и высокой соленостью всего верхнего слоя ( $\sim 35 \,\%$ ), вызванной отрицательным балансом влаги. Иногда наблюдается слабый подповерхностный максимум на глубине 20—30 м, значимость которого сомнительна. Занимает изрезанный, но связный ареал, протянувшийся квазизонально от 140° в. д. до 135° з. д. между 20 и 40° с. ш. Интересно, что именно в этом районе расположен субтропический фронт. Возможно, изрезанность ареала объясняется вихревой активностью (образованием меандров и рингов) в зоне этого фронта.

*Tun 5*— дисперсный (рассеянный), т. е. лишен своего ареала. Встречается в восточной части тропической зоны. Из-за сильной дисперсности ареала осреднение непредставительно.

Тип 6 — дисперсный; встречается в восточной части субтропической зоны. В целом отличается низкой соленостью верхнего слоя (в среднем менее 34%), что связано с адвекцией субарктических вод Калифорнийским течением. Характеризуется двумя слабыми экстремумами: подповерхностым максимумом на глубине 50 м (S = 33,93%) и промежуточным минимумом на глубине 125 м (S = 33,83%).

Тип 7 (Куросио) характеризуется двумя экстремумами: подповерхностным максимумом на глубине 125 м ( $S = 34,82 \,\%$ ) и промежуточным минимумом на глубине 500—600 м ( $S = 34,26 \,\%$ ). Подповерхностный максимум имеет субтропическое происхождение, а промежуточный минимум — субарктическое. Тип 7 занимает всю область антициклонической циркуляции системы Куросио, кроме центральной части субтропического круговорота ареала типа 4.

В пределах ареала типа 7 можно было бы выделить три географических региона: южный, связанный с Северным Пассатным течением; западный — между Филиппинами и Японией (собственно Куросио); северный, связанный с Продолжением Куросио (от Японии до Императорских гор) и Северо-Тихоокеанским течением далее к востоку. Чрезвычайно важно, однако, что подобное разбиение, безусловно, оправданное географически [64, 65, 75], не подтверждается статистически. Это свидетельствует о постепенном, непрерывном изменении основных параметров стратификации — характеристик экстремумов — в процессе антициклонического обращения вод в системе Куросио.

Статистическая однородность типа Куросио подтверждена и расчетами двумерной статистики параметров экстремумов при объективной классификации массива 1-градусных среднесезонных (летних) вертикальных профилей солености (см. п. 3.2).

*Tun 8 (экваториально-тропический)* характеризуется, как и тип 7, двумя экстремумами: подповерхностным максимумом на глубине 125—150 м (S = 34,90 ‰) и промежуточным минимумом

на глубине 800—1000 м (S = 34,56 %). Основное отличие типа 8 от типа 7 — значительно большая соленость промежуточного минимума, обусловленная его принципиально иным — субантарктическим — происхождением, а также меньшая соленость верхнего слоя из-за обильных тропических ливней (на крайнем востоке ареала поверхностная соленость составляет менее 31 ‰).

Tun 9 — дисперсный; наблюдается на востоке субтропической зоны. Характеризуется тремя экстремумами: подповерхностным минимумом на глубине 75 м ( $S = 34,41 \, \%$ ), промежуточным максимумом на глубине 250 м ( $S = 34,65 \, \%$ ), промежуточным минимумом на глубине 600 м ( $S = 34,53 \, \%$ ). Сложная структура обусловлена взаимодействием и взаимопроникновением подповерхностных и промежуточных водных масс различного происхождения в районе субтропической фронтальной зоны.

Тип 10 (тропический) характеризуется наиболее сложной вертикальной структурой, определяющейся четырьмя экстремумами: подповерхностным максимумом на глубине 100 м (S = 34,77%), подповерхностным минимумом на глубине 200 м (S = 34,57%), промежуточным максимумом на глубине 300 м (S = 34,62%), промежуточным минимумом на глубине 800 м (S = 34,54%). На первый взгляд, значимость различий значений экстремумов солености кажется небольшой, однако необходимо иметь в виду сглаживающее влияние процедуры осреднения. На индивидуальных вертикальных профилях все названные экстремумы выделяются вполне надежно.

Для тропического типа характерна наиболее выраженная зональность ареала по сравнению со всеми типами стратификации вод северной части Тихого океана. Он наблюдается только в полосе 5—15° с. ш. от 130° в. д. до 130° з. д. Для него, так же как и для экваториально-тропического типа 8, характерна низкая соленость верхнего слоя ( $S = 34,04 - 34,63 \, \%$ ) в слое 0—30 м), обусловленная интенсивными тропическими осадками.

# 3.2. Классификация 1-градусных вертикальных профилей солености

В работе использовались 2308 среднесезонных (летних) вертикальных профилей солености в слое 0—2000 м в районе 119° в. д.— 159° з. д., 19° с. ш.— 66° с. ш. (массив Лаборатории геофизической гидродинамики Принстонского университета, США). Результаты классификации по экстремумам солености представлены в табл. 3.2.1, 3.2.2 и на рис. 3.2.1, 3.2.2.

Очевидно, что численно доминируют три первых типа. Между ареалами типов 1 и 2 расположен субарктический фронт, на котором происходит переход от монотонного субарктического типа стратификации солености к немонотонным типам, характерным для более низких широт (тип Куросио, субтропический тип и др.).

#### Таблица 3.2.1

Типы 1	-градусных	летних	профилей	солености
--------	------------	--------	----------	-----------

Тип	Название	Число профилей
1	Субарктический	625
2	Куросио	1029
3	Субтропический	451
4	Западно-субтропический	21
5	Тропический	6
6	Фронтальный	37

#### Таблица 3.2.2

Средние значения солености при различных типах стратификации

	Тип стратификации							
1 луоина, м	1	2	3	4	5	6		
0	32,88	34.51	34.95	34.89	35.24	34.20		
10	32,90	34.52	34.95	34.85	35.25	34.19		
20	32,95	34,54	34,96	34,82	35,25	34,21		
30	33.01	34,58	34,94	34.78	35.27	34.26		
50	33.10	34,66	34,90	34.66	35,32	34,37		
75	33,16	34,70	34,85	34,74	35,35	34,38		
100	33,24	34,71	34,80	34,77	35,33	34,37		
125	33.38 \	34,70	34,76	34,75	35,29	34,35		
150	33,51	34,67	34,72	34,73	35,23	34,34		
200	33,69	34,58	34,62	34,69	35,01	34,36		
250	33,80	34,48	34,53	34,67	34,78	34,38		
300	33,87	34,40	34,46	34,63	34,63	34,36		
400	34,00	34,28	34,30	34,50	34,36	34,28		
500	34,09	34,18	34,15	34,29	34,22	34,20		
600	34,18	34,14	34,07	34,09	34,19	34,14		
700	34,24	34,18	34,10	34,07	34,28	34,13		
800	34,29	34,23	34,16	34,07	34,37	34,17		
900	34,34	34,30	34,24	34,13	34,45	34,23		
1000	34,38	34,36	34,32	34,21	34,51	34,28		
1100	34,41	34,41	34,38	34,27	34,53	34,34		
1200	34,44	34,44	34,42	34 36	34,55	34,38		
1300	34,47	34,47	34,46	34,40	34,58	34,42		
1400	34,49	34,49	34,49	34,43	34,59	34,45		
1500	34,51	34,51	34,51	34,44	34,59	34,48		
1750	34,55	34,55	34,56	34,50	34,58	34,53		
2000	34,58	34,59	34,59	34,58	34,58	34,58		

Интересно сопоставить полученные результаты с классификацией по 5-градусным профилям (см. п. 3.1). Сравнение обеих классификаций показывает, что все их основные черты совпадают, несмотря на то, что использовались независимые массивы, совершенно разные по своему происхождению и имеющие различные масштабы пространственно-временного осреднения.

95

Тип 1 (субарктический) характеризуется монотонным ростом солености в слое 0—2000 м. Статистический анализ показывает однородность этого типа. Однако объективная классификация 5-градусных профилей солености [14, 16] (см. п. 3.1) обнаружила западно-алеутский подтип (тип 2) субарктического типа, отличающийся от типа 1 присутствием халостада в слое 50—100 м. Этот результат подтвержден наблюдениями (см. п. 3.1).



Рис. 3.2.1. Объективное районирование по типам стратификации солености.

Субарктический тип занимает всю северную часть исследованной области, в том числе глубоководный район Берингова моря и пространство между Алеутскими островами и субарктическим фронтом (САФ), а также глубоководный район Охотского моря и залив Аляска. Как известно, САФ — южная граница субарктических поверхностных вод и определяется по максимальному меридиональному градиенту солености в поверхностном слое в диапазоне 33,8—34,0 % [20, 120]. По результатам объективной классификации, САФ летом располагается на 41—44° с. ш. Заметен восходящий тренд с запада на восток: у Японии САФ находится на 41° с. ш., а восточнее 172° з. д. — на 44° с. ш. Более северное положение САФ по нашим летним данным по сравнению с его среднегодовым положением на 40—42° с. ш. объясняется летним смещением САФ на север [120].

*Tun 2 (Куросио)* характеризуется немонотонным изменением солености с подповерхностным максимумом субтропического происхождения в слое 75—125 м (S = 33,7%) и промежуточным минимумом субарктического происхождения на глубине 600 м (S = 34,14 %). Этот тип доминирует в умеренных широтах (кроме центрально-субтропической области — ареала типов 3 и 4) и располагается между 19° с. ш. и САФ; он статистически однороден. Последнее обстоятельство принципиально важно, поскольку ранее в пределах этого типа выделялись различные подтипы [64, 65, 75]. Морфолого-статистическая классификация, проведенная нами



Рис. 3.2.2. Типовые вертикальные профили солености, полученные осреднением на стандартных горизонтах внутри ареалов, изображенных на рис 3.2.1.

по 5-градусному массиву ИО АН СССР и по 1-градусному массиву Принстонского университета, показала, что для разбиения типа 2 на подтипы веских оснований недостаточно. Объяснение состоит в том, что характеристики элементов вертикальной структуры типа 2 меняются постепенно, в процессе ангициклонического перемещения вод в системе циркуляции, состоящей из Северного Пассатного течения, собственно Куросио (от о. Лусон до м. Инубо), Продолжения Куросио (от м. Инубо до Императорских гор) и Северо-Тихоокеанского течения (к востоку от Императорских гор). Таким образом, выделение подтипов в пределах типа 2

7 И. М. Белкин

97

не подтверждается статистически, хотя и может быть оправдано с географической точки зрения стремлением сузить ареал анализа в каждом конкретном случае.

Тип 3 (субтропический) характеризуется одним экстремумом: промежуточным минимумом на глубине 600—700 м (S = 34,07— 34,10 ‰). Для этого типа характерны довольно высокие значения поверхностной солености (~35‰), обусловленные осолонением верхнего слоя за счет отрицательного баланса влаги.

Субтропический тип занимает сплошной ареал к востоку от 158° в. д. между 21—25 и 35° с. ш. и встречается в качестве дисперсного подтипа внутри западной части акватории типа Куросио главным образом в районе 21—40° с. ш., 124—160° в. д. Последний район в сущности заслуживает выделения в отдельный тип, представляющий собой смесь (конгломерат) типа Куросио и субтропического типа, причем доминирующей компонентой, несомненно, является тип Куросио.

Зональность субтропического типа очевидна, однако любопытны два азональных ответвления от основного ареала: одно на 178° в. д. — 177° з. д., другое на 165—177° в. д. Первая ветвь (северный выступ) поднимается до 40° с. ш., а вторая ветвь (южный выступ) опускается до 21° с. ш. Вместе с тем, северная и особенно южная границы ареала субтропического типа очень четкие и, несмотря на некоторую изрезанность, не обнаруживают никаких признаков переходных типов, отличающихся взаимопроникновением вод различных типов.

Тип 4 (западно-субтропический) характеризуется тремя экстремумами: подповерхностным минимумом на глубине 50 м (S = 34,66~%), подповерхностным максимумом на глубине 100 м (S = 34,77~%) и промежуточным минимумом на глубине 700— 800 м (S = 34,07~%).

Западно-тропический тип занимает компактный связный ареал (30—34° с. ш., 161—168° в. д.), располагающийся над глубокой котловиной между поднятием Шатского и Императорскими горами. Эта котловина характеризуется экстремальным заглублением изоплет T, S,  $\theta$ , содержания  $O_2$ , фосфатов, силикатов, нитратов и термостерических аномалий [132]. Корреляция между ареалом типа 4 и батиметрией настолько высока, что вряд ли может быть случайной.

Таким образом, напрашивается вывод о топографической обусловленности типа 4. Представляет значительный интерес выяснение механизмов генерации специфической вертикальной структуры западно-субтропического типа с учетом крупномасштабного рельефа дна, для чего необходимы экспериментальные исследования в этом еще малоизученном районе [20, 155].

Тип 5 (тропический) характеризуется подповерхностным максимумом на глубине 75 м ( $S = 35,35 \,\%$ ) и промежуточным минимумом на глубине 500—600 м (S = 34,19—34,22 %), а также сравнительно высокой соленостью верхнего 150-метрового слоя (S = 35,15—35,41 %). Тропический тип занимает в пределах рассматриваемого района всего лишь шесть одноградусных квадратов (19—22° с.ш., 166—168° в. д.). Очевидно, основной ареал этого тица лежит южнее, в тропической зоне, судя по результатам классификации 5-градусных профилей солености северной части Тихого океана [14, 16] (см. п. 3.1).

*Tun 6 (фронтальный)* характеризуется подповерхностным максимумом на глубине 75 м (S = 34,38 ‰), слабым минимумом на глубине 150 м (S = 34,34 ‰), максимумом на глубине 250 м (S = 34,38 ‰) и промежуточным минимумом на глубине 600— 700 м (S = 34,13—34,14 ‰).

Этот тип занимает небольшой компактный ареал (32—36° с. ш., 148—157° в. д.), а также встречается дисперсно, главным образом вблизи Японии и далее к востоку в районе фронтальной зоны между 37 и 43° с. ш. вплоть до 162° з. д.

Сложная вертикальная мезоструктура в верхнем 300—400-метровом слое и низкие значения поверхностной солености ( $S_{cp} = 34,20\%$ ,  $S_{мин} = 33,33\%$ ), по-видимому, свидетельствуют об адвективном формировании типа 6 благодаря трансфронтальному переносу распресненных субарктических вод через субарктический фронт, очевидно, посредством рингов.

# 3.3. Классификация 1-градусных вертикальных профилей температуры

Использовалось 2308 среднесезонных (летних) 1-градусных профилей температуры в слое 0—2000 м в районе 119° в.д. — 159° з.д., 19—65° с.ш. из массива Лаборатории геофизической гидродинамики Принстонского университета (США). Результаты классификации по экстремумам приведены в табл. 3.3.1, 3.3.2 и на рис. 3.3.1, 3.3.2.

Ταδλυμα	3.3.1	
1 uonuuu	0.0.1	

Типы	1-градусных	летних	профилей

Тип	Название	Число профилей
1	Субарктический	421
2	Алеутский	7
3	Аляскинский прибрежный	14
4	Умеренно-низкоширотный	1808
5	Япономорский	9
6	Охотско-курильский	7
7	Южно-субарктический	3

Очевидно, что доминируют два типа — субарктический и умеренно-низкоширотный. Их разделяет полярный фронт, на котором происходит смена типа стратификации температуры: от немоно-

99

7\*

7	Can mana	332	
	иолици	0.0.2	

Средние значения температуры при различных типах стратификации

<b>D</b>	Тип стратификации-							
і луоина, м	1	2	3 -	4	5	6	7	
7 · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·					2		]	
0	9,03	10,56	10,59	23,36	18,72	16,31	8,46	
10	8,45	10,46	10,35	23,09	17,69	14,35	8,02	
20	7,19	10,23	9,87	22,35	13,50	12,07	6,55	
30	5,73	8,75	8,09	21,19	10,25	8,38	4,94	
50	3,83	5,77	5,23	19,07	7,34	5,21	4,27	
75	3,04	4,61	4,36	17,57	6,09	4,37	3,62	
100	2,70	4,05	4,10	16,47	5,11	3,83	3,18	
125	2,72	3,86	4,17	15,68	4,30	3,57	3,18	
150	2,85	3,83	4,13	15,02	3,60	3,31	2,97	
200	3,19	3,67	3,98	13,77	2,05	2,44	3,02	
250	3,40	3,54	3,87	12,65	1,40	2,23	3.02	
300	3,43	3,57	3,80	11,70	0,83	2,30	3,23	
400	3.40	3.60	3.68	9,80	0,39	2,37	3.35	
500	3.35	3.46	3.51	7,85	0.26	2,56	3.32	
600	3.24	3.32	3.34	6.20	0.19	2.73	3.19	
700	3.12	3,17	3.17	5.09	0.16	2.74	3.02	
800	2,99	3.02	3.03	4.32	0.13	2.71	2.88	
900	2.85	2.87	2.86	3.86	0.12	2.63	2.76	
1000	2.72	2,73	2,73	3.50	0.11	2.58	2.64	
1100	2,59	2,60	2,59	3,22	0.11	2.52	2.51	
1200	2,48	2,49	2,45	2,99	0.11	2.39	2,39	
1300	2,38	2,30	2.35	2,81	0.12	2.34	2.38	
1400	2,29	2,30	2,25	2,63	0.12	2,28	2,27	
1500	2,19	2,00	2,17	2,49	0.12	2,20	218	
1750	2,10	2,21	1 99	2,18	0.13	2,02	2,10	
2000	1.87	1.80	1.85	1.96	0.14	1,02	1.84	
2000	1,07	1,00	1,00	1,00	0,1 4	1,00	1,01	

тонного субарктического типа к монотонному типу умеренных и низких широт. На периферии ареала субарктического типа уверенно выделены, несмотря на их малочисленность, три локальных типа: алеутский, аляскинский прибрежный и охотско-курильский. Специфический тип 5 наблюдается на юге Японского моря. О чувствительности метода свидетельствует обнаружение типа 7, представленного лишь тремя профилями. В целом классификация по экстремумам температуры бедна и требует привлечения экстремумов градиента температуры для получения более детальной классификации (см. п. 3.5).

Тип 1 (субарктический) характеризуется немонотонным изменением температуры с подповерхностным минимумом на глубине 100-125 м ( $T = 2,70-2,72 \,^{\circ}\text{C}$ ) и промежуточным максимумом на глубине 250-400 м ( $T = 3,40-3,43 \,^{\circ}\text{C}$ ). Подповерхностный минимум представляет собой остаточный базальный элемент (нижнюю часть) мощного перемешанного слоя, сформировавшегося зимой в процессе термической конвекции и перекрытого затем вновь образовавшимся теплым летним верхним перемешанным слоем. Промежуточный максимум, по-видимому, является искусственным, «наведенным» экстремумом, обусловленным присутствием выше-

лежащего минимума и нижележащего слоя убывания температуры.

Двумерная статистика параметров экстремумов обнаруживает, во-первых, довольно значительную внутреннюю однородность субарктического типа и, во-вторых, высокую отрицательную корреляцию между глубиной и значением промежуточного максимума. Характер корреляции в целом линейный. Уравнение линейной регрессии имеет вид T = 4,0 - 1,7 (z - 125)/875, где T — температура промежуточного максимума (°C), z — его глубина (м).

Субарктический тип занимает обширную акваторию к северу от полярного фронта (43-45° с. ш.). Восточнее Японии, в районе



Рис. 3.3.1. Объективное районирование по типам стратификации температуры.

Первого и Второго меандров Ойясио, субарктический тип проникает на юг до 39—40° с. ш. На границах этого типа выделяются три типа (2, 3, 6), являющиеся фактически его подтипами.

Тип 2 (алеутский) характеризуется, подобно субарктическому типу, двумя экстремумами: подповерхностным минимумом (T = 3,54 °C на глубине 250 м) и промежуточным максимумом (T = 3,60 °C на глубине 400 м). Отличие типа 2 от типа 1 состоит, во-первых, в более глубоком залегании подповерхностного минимума и, во-вторых, в более высоких значениях температуры обоих экстремумов. Указанные особенности данного типа объясняются более глубокой зимней конвекцией в этом районе, обусловленной, по крайней мере отчасти, влиянием сильных частых штормов, вызывающих полную гомогенизацию верхнего 200—300метрового слоя океана.

101

Алеутский тип занимает ограниченную акваторию к югу от восточных Алеутских островов. Возможно, он простирается и далее на восток, в залив Аляска.

Тип 3 (аляскинский прибрежный) характеризуется двумя слабыми экстремумами, расположенными близко по вертикали: минимумом на глубине 100 м (T = 4,10 °C) и максимумом на глубине 125 м (T = 4.17 °C). Оба экстремума типа 3 характеризуются



Рис. 3.3.2. Типовые вертикальные профили температуры, полученные осреднением на стандартных горизонтах внутри ареалов, изображенных на рис. 3.3.1.4

еще более высокой температурой по сравнению с типами 1 и 2. Вертикальная мезоструктура индивидуальных профилей типа 3 отличается большей сложностью по сравнению с вертикальной мезоструктурой профилей типов 1 и 2, что объясняется, по-видимому, особенностями циркуляции в прибрежном районе, где доминирует Аляскинское течение.

Аляскинский прибрежный тип занимает в пределах рассматриваемого региона сравнительно небольшую акваторию (48—54° с. ш. 159—174° з. д.) и, возможно, простирается далее на восток, в залив Аляска. Общая особенность типов 2 и 3 — сравнительно небольшие разности экстремальных температур (максимум — минимум). Действительно, для типа 2 эта разность составляет 0,06 °С, а для типа 3 — 0,07 °С (на средних вертикальных профилях). Конечно, на индивидуальных профилях эта разность больше, и все же она невелика по сравнению с разностью, характерной для типа 1, где  $T_{\text{макс}} - T_{\text{мин}} = 0,73$  °С для среднего профиля. Вполне возможно, что вертикальную структуру типов 2 и 3 надо трактовать как «монотонный тип с подповерхностным термостадом», тем более что профили типов 2 и 3 нередко окружены монотонными профилями типа 4.

*Tun 4 (умеренных и низких широт)* характеризуется монотонным изменением температуры (убыванием с глубиной).

Ареал типа 4 располагается к югу от полярного фронта. Статистический анализ в пределах этого типа свидетельствует о его однородности (кластеры отсутствуют) — результат неожиданный, поскольку можно было бы предполагать существование по крайней мере бимодальности из-за субтропического фронта, на котором температура скачкообразно (на расстоянии ~10-20 км) меняется на  $\sim 2^{\circ}$ С (иногда до 3 °С). Отсутствие бимодальности можно объяснить «размазыванием» фронтальных градиентов при осреднении исторических данных и сглаживающим влиянием процедуры оптимальной интерполяции, примененной Левитусом [135] при создании массива Принстонского университета. В то же время отсутствие бимодальности может быть следствием пространственного смещения диапазона фронтальных температур при движении вдоль субтропического фронта с запада на восток, либо временного смещения этого диапазона из-за межгодовой и многолетней изменчивости. Обе последние гипотезы представляются весьма интересными и заслуживают экспериментальной проверки.

Необходимо уточнить, что одномерное распределение вероятностей температуры поверхности океана (ТПО) имеет неглубокую ложбину в диапазоне 16,83—21,44 °С. В центре этой ложбины  $T\Pi O \approx 19$  °С — значение, характерное для субтропического фронта. Таким образом, возможно, есть основания для выделения северного и южного подтипов типа 4 — к северу и к югу от субтропического фронта.

Тип 5 (япономорский) характеризуется практически однородным распределением температуры в слое 600—2000 м (T = 0,10 - 0,20 °C) и очень слабым, но надежно фиксируемым глубинным минимумом ( $T_{\rm cp} = 0,11$  °C на глубине 1000—1200 м), ниже которого температура возрастает до 0,14—0,15 °C. Согласно исследованиям К. Нишиды, температура глубинных вод ниже 1500 м повышается из-за адиабатического нагревания [95]. В этом случае глубинный минимум является искусственным, наведенным. Возможно, однако, что глубинный минимум имеет вполне самостоятельное происхождение и связан с погружением охлажденных в суровые зимы вод северо-западной части Японского моря [42].

Данный тип встречается только в южной части Японского моря.

Встречается только в Субарктике, преимущественно в ее западной части, тяготея к прибрежным районам.

Tun 2 (153 ВП) характеризуется двумя экстремумами:

1) подповерхностный минимум (ГС = -33 на 183 м),

2) промежуточный максимум (ГС = 9 на 759 м).

Двумерная статистика параметров экстремумов не позволяет разбить этот тип на подтипы (четко выраженные кластеры отсутствуют), хотя все же заметно, что большие (по модулю) отрицательные ГС (до —85) в подповерхностном минимуме встречаются только на малых глубинах (до 200 м), а на больших глубинах модуль ГС не превышает 30.



Рис. 3.4.1. Объективное районирование по типам стратификации градиента солености.

Распространен к югу от субарктического фронта. Основной ареал — 20—37° с. ш., 167° в. д. — 159° з. д.

 $Tun^{-3}$  (166 ВП) характеризуется четырьмя экстремумами: 1) подповерхностный минимум (ГС = -27 на 58 м),

 $\frac{1}{2} = \frac{1}{2} = \frac{1}$ 

2) подповерхностный максимум ( $\Gamma C = -5$  на 150 м),

3) промежуточный минимум ( $\Gamma C = -21$  на 333 м),

4) промежуточный максимум (ГС = 9 на 825 м).

Подповерхностному максимуму отрицательного ГС соответствует минимум модуля ГС, т. е. халостад, образованный субтропической модальной водой.

Распространен к югу от субарктического фронта. Обладает компактным связным ареалом (26—34° с.ш., 156° в.д. — 180°), почти целиком вписывающимся в ареал субтропического типа стратификации солености (см. п. 3.2, тип 3).

Tun 4 (37 ВП) характеризуется четырьмя экстремумами:

1) подповерхностный минимум (ГС = 1 на 37 м),

2) подповерхностный максимум (ГС = 53 на 102 м),

3) промежуточный минимум (ГС = -24 на 489 м),

4) промежуточный максимум (ГС = 7 на 886 м).

Двумерная статистика параметров экстремумов обнаруживает интересные особенности. Намечается разбиение на два кластера по глубине подповерхностного минимума (верхняя мода 15—25 м, нижняя — 50—100 м). Возможно разбиение на три кластера по параметрам промежуточного минимума (верхняя мода: ГС = = — (50—75) на 125—237 м; средняя мода: ГС = — (10—30) на 250—450 м; нижняя мода: ГС = 0—8 на 600—1250 м). Между параметрами промежуточного максимума существует сильная отрицательная корреляция: ГС убывает от 12 до 2 при увеличении глубины от 350 до 1450 м.

Обладает компактным связным ареалом (19—22° с. ш., 178° в. д. — 177° з. д.). Дисперсно встречается и в других районах.

Tun 5 (16 ВП) характеризуется четырьмя экстремумами:

- 1) подповерхностный минимум (ГС = -39 на 83 м),
- 2) промежуточный максимум ( $\Gamma C = 10$  на 725 м),
- 3) промежуточный минимум ( $\Gamma C = 1$  на 1163 м),

4) глубинный максимум ( $\Gamma C = 3$  на 1378 м).

Очевидно, что последние два экстремума практически незначимы. Фактически в слое 900—2000 м ГС близок к нулю, а соленость слабо возрастает.

Обладает компактным ареалом (26—31° с. ш., 173—176° з. д.). *Тип 6* (36 ВП) характеризуется четырьмя экстремумами:

1) подповерхностный максимум ( $\Gamma C = 57$  на 28 м),

подповерхностный минимум (ГС = -14 на 110 м),

3) промежуточный максимум (ГС = 4 на 220 м),

промежуточный минимум (ГС = -11 на 688 м).

Двумерная статистика параметров экстремумов позволяет выделить подтип, отличающийся глубоко залегающим слабым промежуточным минимумом ( $\Gamma C = 0$ —3 на 1300—1450 м). В главном кластере промежуточного минимума глубина и модуль отрицательного градиента коррелируют положительно (модуль ГС возрастает от 8 до 27 при увеличении глубины от 200 до 500 м). Промежуточному максимуму ГС соответствует минимум модуля градиента, близкий к нулю, что указывает на существование халостада.

Встречается дисперсно к югу от субарктического фронта.

*Tun 7* (15 ВП) характеризуется четырьмя экстремумами:

1) подповерхностный максимум (ГС = 65 на 21 м),

2) подповерхностный минимум ( $\Gamma C = 15$  на 68 м),

3) промежуточный максимум (ГС = 51 на 137 м),

4) глубинный минимум (ГС = 1 на 1267 м).

Четкий подповерхностный минимум градиента указывает на хорошо выраженный халостад.

Встречается только в Субарктике.

Tun 8 (93 ВП) характеризуется четырьмя экстремумами:

1) подповерхностный максимум (ГС = 46 на 35 м),

2) подповерхностный минимум (ГС = -29 на 239 м),

3) промежуточный максимум (ГС = 9 на 703 м),

4) промежуточный минимум (ГС = 1 на 1355 м).

Двумерная статистика параметров экстремумов указывает на бимодальность глубины подповерхностного максимума (верхняя мода 15—40 м, нижняя — 50—60 м) и слабую бимодальность характеристик подповерхностного минимума (большие по модулю отрицательные градиенты встречаются только на малых глубинах — не более 200 м).

Встречается к югу от субарктического фронта, почти исключительно внутри ареала 2-го типа стратификации солености (см. п. 3.2, тип Куросио).

*Tun 9* (194 ВП) характеризуется тремя экстремумами:

1) подповерхностный максимум ( $\Gamma C = 71$  на 23 м),

2) подповерхностный минимум (ГС = 16 на 70 м),

промежуточный максимум (ГС = 70 на 143 м).

Прекрасно выражен подповерхностный минимум градиента, т. е. халостад. Двумерная статистика обнаруживает высокую положительную корреляцию между глубиной и значением промежуточного максимума градиента.

Доминирует в Субарктике. Обладает весьма компактным ареалом и четкой одномодальностью параметров экстремумов. Поскольку распределения глубин экстремумов резко асимметричны, модальные глубины более представительны (по сравнению со средними) и равны 20, 60 и 125 м соответственно.

*Tun 10* (374 ВП) характеризуется тремя экстремумами:

1) подповерхностный максимум ( $\Gamma C = 51$  на 37 м),

2) промежуточный минимум (ГС = -26 на 244 м),

промежуточный максимум (ГС = 9 на 729 м).

Двумерная статистика обнаруживает высокую положительную корреляцию между глубиной и значением промежуточного максимума градиента.

Распространен к югу от Субарктического фронта; исключение составляет центральная часть субтропического антициклонического круговорота.

Tun 11 (66 ВП) характеризуется двумя экстремумами:

1) подповерхностный максимум ( $\Gamma C = 56$  на 28 м),

2) промежуточный минимум (ГС = -20 на 248 м).

Примечательно отсутствие привычного промежуточного максимума градиента, залегающего под минимумом солености, связанным с северо-тихоокеанскими промежуточными водами.

Встречается дисперсно южнее Субарктического фронта (кроме центральной части субтропического антициклонического круговорота), чаще всего — в западной и северной ветвях системы Куросио.

*Tun 12* (154 ВП) характеризуется одним экстремумом: подповерхностным максимумом ( $\Gamma C = 92$  на 91 м). Глубина экстремума бимодальна (верхняя мода 15—25 м, нижняя — 100—150 м).

Один из основных субарктических типов. Сосредоточен севернее 47° с. ш. Встречается также на севере Японского моря, в глубоководной части Охотского моря и восточнее о. Хоккайдо. Бимодальность глубины подповерхностного максимума в сочетании с обособленностью западной части ареала, тяготеющей к о. Хоккайдо, дает основания для выделения хоккайдского подтипа стратификации градиента солености.

*Tun 13* (20 ВП) характеризуется одним экстремумом: промежуточным максимумом ( $\Gamma C = 10$  на 695 м). Встречается дисперсно в основном южнее субарктического фронта.

Tun 14 (190 ВП) характеризуется пятью экстремумами:

1) подповерхностный максимум (ГС = 48 на 27 м),

2) подповерхностный минимум (ГС = -17 на 96 м),

3) промежуточный максимум (ГС = 2 на 180 м),

4) промежуточный минимум (ГС = -15 на 403 м),

5) глубинный максимум (ГС = 8 на 825 м).

Промежуточный максимум градиента, близкий к нулю, соответствует минимуму модуля градиента и указывает на существование халостада, образованного субтропической модальной водой.

-Распространен к югу от субарктического фронта, в основном в пределах ареала типа 2 стратификации солености (см. п. 3.2, тип Куросио).

Tun 15 (31 ВП) характеризуется пятью экстремумами:

подповерхностный максимум (ГС = 64 на 23 м),

2) подповерхностный минимум ( $\Gamma C = 14$  на 63 м),

3) промежуточный максимум (ГС = 75 на 123 м),

4) промежуточный минимум ( $\Gamma C = 3$  на 813 м),

5) глубинный максимум (ГС = 6 на 1023 м).

Очевидно, последние два экстремума практически незначимы. К тому же, двумерная статистика показывает, что модальные значения градиента на глубине более 700 м близки к нулю. Таким образом, в слое 700—2000 м градиент практически постоянен и указывает на слабое увеличение солености с глубиной. Хорошо выраженный подповерхностный минимум градиента свидетельствует о существовании халостада.

Встречается дисперсно только в Субарктике.

Tun 16 (112 ВП) характеризуется пятью экстремумами:

подповерхностный максимум (ГС == 48 на 35 м),

подповерхностный минимум (ГС = -31 на 245 м),

промежуточный максимум (ГС = 9 на 697 м),

4) промежуточный минимум (ГС = 1 на 1125 м),

5) глубинный минимум (ГС = 3 на 1349 м).

Последние два экстремума практически незначимы. Двумерная статистика показывает, что модальные значения градиента в двух нижних экстремумах близки к нулю. Фактически на глубине более 1000 м градиент постоянен и указывает на слабое увеличение солености с глубиной. Распространен к югу от Субарктического фронта, почти исключительно внутри ареала типа 2 стратификации солености (см. п. 3.2, тип Куросио).

*Tun 17* (28 ВП) характеризуется шестью экстремумами, из которых надежно фиксируются лишь верхние три:

1) подповерхностный максимум (ГС = 43 на 31 м),

2) подповерхностный минимум (ГС = -24 на 109 м),

промежуточный максимум (ГС = -8 на 219 м).

Промежуточному максимуму отрицательного градиента соответствует минимум модуля градиента, т. е. халостад, образованный субтропической модальной водой.

Обладает четко выраженным ареалом, тяготеющим к центру субтропического антициклонического круговорота. Северная часть ареала лежит в акватории западно-субтропического типа стратификации солености (см. п. 3.2, тип 4). Южная часть ареала находится в акватории типа 2 стратификации солености (см. п. 3.2, тип Куросио).

## 3.5. Классификация 1-градусных вертикальных профилей градиента температуры

Использовано 2308 среднесезонных (летних) 1-градусных профилей температуры в слое 0—2000 м в районе 19—66° с. ш., 119° в. д. — 159° з. д. из массива Лаборатории геофизической гидродинамики Принстонского университета (США). Результаты классификации профилей градиента температуры по его экстремумам приведены в табл. 3.5.1 и на рис. 3.5.1.

#### Таблица 3.5.1

#### Типы 1-градусных летних профилей градиента температуры

Тип	Основной ареал	Число профилей
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18	Южнее полярного фронта Западная Субарктика Южнее полярного фронта Субарктика Южнее полярного фронта Восточная Субарктика Субарктика Восточнее Японии Южнее полярного фронта Субарктика Филиппинское море Юго-западнее Гавайских островов Южнее возвышенности Шатского Южнее центральных Алеутских островов Вокруг и севернее западных Гавайских островов Севернее центральных Гавайских островов Японское море	709 164 249 12 59 10 65 12 153 41 17 16 21 27 15 7 27 85
19	Тропики и восточные субтропики	234

110

При классификации профилей градиента применялось дополнительное сглаживание 1-й производной исходной функции (температуры) после ее дифференцирования. Для этого использовались те же методы медианной фильтрации (см. п. 2.5.1), что и для сглаживания исходной функции. Вся процедура сглаживания аналогична схеме, применявшейся при классификации профилей



Рис. 3.5.1. Объективное районирование по типам стратификации градиента температуры.

градиента солености (см. п. 3.4). Таким образом, полный алгоритм сглаживания имел следующий вид:

1) экстремально-ориентированная селективная итеративная медианная фильтрация (ЭОСИМФ) вертикального профиля температуры,

2) дифференцирование и формирование вертикального профиля градиента температуры,

3) ЭОСИМФ вертикального профиля градиента температуры.

Анализ полученных результатов показывает, что использование градиента температуры существенно обогащает полученную ранее классификацию профилей температуры (см. п. 3.3).

Tun 1 (709 ВП) характеризуется тремя экстремумами:

- 1) подповерхностный минимум (ГТ \*= -1530 на 29 м),
- 2) подповерхностный максимум (ГТ = -141 на 154 м),

3) промежуточный минимум (ГТ = -287 на 343 м).

\* Значения ГТ приведены в условных единицах — в 10-4 °С/м.

111

Подповерхностному максимуму отрицательного градиента соответствует минимум модуля градиента, т. е. термостад, в ядре которого градиент вдвое меньше, чем в главном термоклине.

Двумерная статистика параметров экстремумов обнаруживает существенную однородность данного типа по характеристикам подповерхностного минимума. Намечается слабая отрицательная корреляция глубины и значения градиента. Двумерная гистограмма повторяемости сочетаний глубина — градиент для подповерхностного максимума дает некоторые основания для выделения подтипа с экстремально большими модулями градиента (более 200—300). Аналогичная гистограмма для промежуточного минимума показывает, что экстремально большие модули градиента встречаются только на малых глубинах (до 200 м), и выделение подтипа с модулями градиента, превосходящими 300— 350, может быть вполне оправданным.

Распространен к югу от Полярного фронта. Один из основных типов умеренных и низких широт.

Tun 2 (164 ВП) характеризуется тремя экстремумами:

1) подповерхностный минимум (ГТ = -1385 на 22 м),

2) подповерхностный максимум ( $\Gamma T = 140$  на 141 м),

3) промежуточный минимум (ГТ = -22 на 681 м).

Двумерная статистика свидетельствует об однородности этого типа. Глубина и значение подповерхностного максимума градиента связаны слабой отрицательной корреляционной зависимостью.

Распространен в Субарктике, причем в ее восточной части (к востоку от 167° з. д.) встречается реже, чем в западной, где он доминирует.

Tun 3 (249 ВП) характеризуется тремя экстремумами:

1) подповерхностный минимум (ГТ = -1435 на 29 м),

2) промежуточный максимум (ГТ = -134 на 256 м),

3) промежуточный минимум (ГТ = -229 на 479 м).

Промежуточному максимуму отрицательного градиента соответствует минимум модуля градиента, т. е. термостад, в ядре которого градиент вдвое меньше, чем в главном термоклине.

Распространен главным образом к югу от Полярного фронта, однако встречается и к северу от него, в восточной Субарктике. В субтропической зоне имеет несколько компактных субареалов, сосредоточенных в центральной области антициклонического круговорота, а к западу от 161° в. д. встречается дисперсно, хотя и часто. Несмотря на некоторую раздробленность ареала, данный тип вполне однороден, на что указывает двумерная статистика, не дающая оснований для выделения подтипов.

Tun 4 (12 ВП) характеризуется тремя экстремумами:

1) подповерхностный минимум (ГТ = -1484 на 21 м),

2) промежуточный максимум (ГТ = 29 на 244 м),

3) промежуточный минимум (ГТ = -17 на 813 м).

Глубина и значение подповерхностного минимума отрицательно коррелированы.

Редкий дисперсный субарктический подтип.
*Tun 5* (59 ВП) характеризуется тремя экстремумами:

1) подповерхностный минимум (ГТ = -1664 на 26 м),

2) промежуточный максимум (ГТ = -14 на 886 м),

3) промежуточный минимум (ГТ = -22 на 1104 м).

Возможно выделение двух подтипов на основе бимодальности распределения вероятностей глубины промежуточного максимума (верхняя мода 450—600 м, нижняя — 950—1250 м).

Дисперсный тип, встречающийся к югу от Полярного фронта, чаще всего к востоку от Японии.

Оба промежуточных экстремума выражены слабо (их значения близки), что указывает на практическое отсутствие стратификации под верхним термоклином.

Tun 6 (10 ВП) характеризуется двумя экстремумами:

1) подповерхностный минимум (ГТ = -1369 на 22 м),

2) промежуточный максимум ( $\Gamma T = -24$  на 242 м).

Среднее значение градиента в промежуточном максимуме является нетипичным из-за сильной асимметрии распределения вероятностей. Модальное значение градиента в промежуточном максимуме по абсолютному значению меньше 10, т. е. фактически близко́ к нулю, что указывает на хорошо выраженный термостад.

Редкий дисперсный тип, встречающийся в восточной Субарктике между Алеутскими островами и полярным фронтом.

Tun 7 (65 ВП) характеризуется двумя экстремумами:

1) подповерхностный минимум (ГТ = -1354 на 22 м),

2) промежуточный максимум ( $\Gamma T = 154$  на 142 м).

Распространен во всей Субарктике за исключением аляскинского района. Хорошо выражен промежуточный максимум градиента, расположенный над типичным субарктическим максимумом температуры. Статистически однородный тип.

Tun 8 (12 ВП) характеризуется двумя экстремумами:

1) подповерхностный минимум (ГТ = -2301 на 21 м),

2) глубинный максимум (ГТ = -5 на 1338 м).

Максимуму отрицательного градиента соответствует минимум модуля градиента, т. е. термостад, ядро которого залегает экстремально глубоко (1000—1500 м).

Редкий дисперсный тип, встречающийся в основном восточнее Японии.

*Tun 9* (153 ВП) характеризуется пятью экстремумами:

1) подповерхностный минимум (ГТ = -1514 на 28 м),

подповерхностный максимум (ГТ = -145 на 144 м),

3) промежуточный минимум (ГТ = -301 на 275 м),

4) промежуточный максимум (ГТ = -35 на 770 м),

5) глубинный минимум (ГТ = -63 на 1002 м).

Подповерхностному максимуму отрицательного градиента соответствует минимум модуля градиента, т. е. подповерхностный термостад, в ядре которого градиент вдвое меньше, чем в нижележащем термоклине (промежуточном).

Отличительная особенность типа 9 — наличие второго, промежуточного, термостада, соответствующего промежуточному

8 И. М. Белкин

максимуму отрицательного градиента т. е. минимуму модуля градиента. В ядре этого термостада градиент почти вдвое меньше, чем в нижележащем глубинном термоклине.

Таким образом, вертикальная структура типа 9 характеризуется тремя термоклинами (подповерхностным, промежуточным, глубинным), разделенными двумя термостадами (подповерхностным и промежуточным).

Встречается главным образом южнее Полярного фронта, где он обычен, хотя и рассеян, а также в восточной Субарктике. Редок в центральной части субтропического антициклонического круговорота.

Двумерная статистика параметров экстремумов дает основания для выделения восточно-субарктического (аляскинского) подтипа, отличающегося меньшими глубинами всех экстремумов (кроме первого) в сочетании с гораздо большими модулями градиентов.

Tun 10 (41 ВП) характеризуется пятью экстремумами:

1) подповерхностный минимум (ГТ = -1842 на 21 м),

2) подповерхностный максимум (ГТ = 227 на 137 м),

3) промежуточный минимум (ГТ = -26 на 512 м),

4) промежуточный максимум (ГТ = -5 на 774 м),

5) глубинный минимум (ГТ = -16 на 1039 м).

Встречается в Субарктике. В Первом меандре Ойясио опускается до 39° с. ш. Статистически однороден.

Хорошо выражен подповерхностный максимум градиента над типичным субарктическим максимумом температуры. Три нижних экстремума слабы (их значения близки). Промежуточному максимуму отрицательного градиента соответствует минимум модуля градиента, т. е. термостад.

*Tun 11* (17 ВП) характеризуется четырьмя экстремумами:

1) подповерхностный максимум (ГТ = -224 на 42 м),

2) подповерхностный минимум (ГТ = -652 на 97 м),

3) промежуточный максимум (ГТ = -236 на 276 м),

4) промежуточный минимум (ГТ = -324 на 438 м).

Распределения вероятностей глубин экстремумов резко асимметричны, поэтому более представительны модальные глубины, особенно для двух верхних экстремумов, равные 15—20 и 40—80 м соответственно. Термостад, соответствующий промежуточному максимуму отрицательного градиента, т. е. минимуму модуля градиента, выражен очень слабо. Подповерхностный максимум градиента ГТ внутри верхнего перемешанного слоя ( $\Gamma T < 0$ ) и соответствующий минимум модуля градиента выражены вполне отчетливо. За исключением нерезкого глубоко залегающего подповерхностного термоклина, верхний 500-метровый слой океана характеризуется весьма однородным отрицательным градиентом температуры — структура, формирующаяся под влиянием устойчивых пассатных ветров и типичная для западно-тропических областей океанов.

Встречается только в Филиппинском море, в его центральной части. Возможно, ареал простирается и в южную часть Филиппинского моря.

Tun 12 (16 ВП) характеризуется четырьмя экстремумами:

1) подповерхностный максимум (ГТ = -6 на 17 м),

2) подповерхностный минимум (ГТ = -795 на 50 м),

3) промежуточный максимум (ГТ = -404 на 106 м),

промежуточный минимум (ГТ = -705 на 200 м).

Тропический тип с компактным связным ареалом к юго-западу от Гавайских островов (19—21° с. ш., 178° в. д.—172° з. д.). Исключительно однородный тип; в частности, дисперсия глубины обоих минимумов равна 0. Напоминает филиппинский тип 11, но отличается от него гораздо меньшей глубиной всех экстремумов, что объясняется значительно более восточным положением типа 12 в системе пассатной циркуляции.

Особенность данного типа — почти одинаковая интенсивность обоих термоклинов (подповерхностного и промежуточного) и наличие между ними вполне выраженного термостада, в ядре которого градиент почти вдвое меньше, чем в термоклинах.

Tun 13 (21 ВП) характеризуется четырьмя экстремумами:

1) подповерхностный минимум (ГТ = -1805 на 26 м),

2) подповерхностный максимум (ГТ = -70 на 177 м),

3) промежуточный минимум (ГТ = -286 на 471 м),

глубинный максимум (ГТ = -14 на 1414 м).

Прекрасно выражен термостад, соответствующий подповерхностному максимуму отрицательного градиента (т. е. минимуму модуля градиента) и образованный субтропической модальной водой. В ядре этого термостада модуль градиента вчетверо меньше, чем в главном термоклине, соответствующем промежуточному минимуму градиента, т. е. максимуму модуля градиента.

Канонический центрально-субтропический тип с компактным связным ареалом южнее поднятия Шатского (27—32° с. ш., 155— 164° в. д.). Статистически весьма однороден; дисперсия параметров экстремумов мала.

Tun 14 (27 ВП) характеризуется двумя экстремумами:

1) подповерхностный максимум (ГТ = -8 на 224 м),

2) промежуточный минимум (ГТ = -62 на 412 м).

Стратификация слаба и отличается медленным однородным понижением температуры с глубиной.

Данный тип обладает компактным связным ареалом в области 41—47° с. ш., 172° в. д. — 173° з. д., т. е. восточнее Императорских гор и в 5—7° к югу от Алеутских островов, в переходной (фронтальной) зоне между субарктическим и субтропическим типами термической стратификации. Несмотря на компактность ареала, распределения вероятностей глубин экстремумов бимодальны. Главные (верхние) моды глубин подповерхностного максимума и промежуточного минимума равны 100—200 и 260—310 м соответственно. Очевидно, бимодальность вызвана расположением ареала в пределах фронтальной зоны. Tun 15 (15 ВП) характеризуется двумя экстремумами:

1) подповерхностный максимум (ГТ = -273 на 160 м).

2) подповерхностный минимум (ГТ = -495 на 245 м).

Распределения вероятностей глубин экстремумов резко асимметричны и поэтому средние значения этих глубин непредставительны. Модальные глубины подповерхностного максимума и подповерхностного минимума равны 15—40 и 40—75 м соответственно. Таким образом, стратифицирован только верхний слой океана, ниже которого отрицательный градиент медленно убывает по абсолютному значению.

Данный тип обладает компактным связным ареалом в районе западных Гавайских островов и к северу от них (25—31° с. ш., 173—178° з. д.).

Tun 16 (7 ВП) характеризуется двумя экстремумами:

1) подповерхностный максимум (ГТ = -206 на 21 м),

2) промежуточный минимум (ГТ — —671 на 195 м).

Напоминает западно-гавайский тип 15, но отличается большей глубиной промежуточного минимума.

Обладает компактным связным ареалом севернее центральных Гавайских островов (23—26° с. ш., 161—165° з. д.).

*Tun 17* (27 ВП) характеризуется одним экстремумом: подповерхностным минимумом ( $\Gamma T = -3510$  на 17 м).

Отличается экстремально резким подповерхностным термоклином, ниже которого термическая стратификация полностью отсутствует.

Встречается только в Японском море, где он доминирует.

*Tun 18* (85 ВП) характеризуется одним экстремумом: подповерхностным минимумом ( $\Gamma T = -1710$  на 23 м).

Отличается от япономорского типа 17 гораздо менее резким (в 2 раза) подповерхностным термоклином.

Распространен к востоку от Японии, в районе 34—45° с.ш., 145—171° в. д., где является одним из преобладающих типов. Статистически однороден.

*Tun 19* (234 ВП) характеризуется одним экстремумом: подповерхностным минимумом ( $\Gamma T = -823$  на 72 м).

Отличается от предыдущих двух типов гораздо менее резким подповерхностным термоклином (в 2 раза — по сравнению с восточно-японским типом 18, и в 4 раза — по сравнению с япономорским типом 17), залегающим в среднем гораздо глубже. Указанные особенности являются следствием расположения данного типа в системе пассатной циркуляции.

Доминирует в тропиках (19—23° с. ш.) и на востоке субтропиков (25—31° с. ш., 161—173° з. д.). Распределение вероятностей глубины подповерхностного минимума бимодально. Верхняя мода (15—125 м) соответствует тропикам, нижняя (150—200 м)— субтропикам. Таким образом, выделение восточно-субтропического подтипа статистически оправдано.

# 3.6. Совместная классификация 1-градусных вертикальных профилей температуры и ее градиента, солености и ее градиента

Использовались 2308 среднесезонных (летних) профилей температуры и 2308 профилей солености в слое 0—2000 м в районе 19—66° с. ш., 119° в. д.—159° з. д.

Для совместной классификации вертикальных профилей функции и ее 1-й производной (градиента) разработан специальный алгоритм, состоящий из следующих этапов:

1) сглаживание профиля функции с помощью экстремальноориентированной селективной итеративной медианной фильтрации,

2) выделение значимых экстремумов функции,

3) формирование вектора значимых экстремумов функции,

4) дифференцирование функции (расчет градиента),

5) сглаживание профиля градиента с помощью медианной фильтрации (аналогично п. 1),

6) выделение значимых экстремумов градиента,

7) формирование вектора значимых экстремумов градиента,

8) слияние векторов значимых экстремумов функции и ее градиента, формирование вектора особых точек,

9) классификация векторов особых точек.

Полученные результаты показали, что совместная классификация функции и ее градиента приводит к резкому увеличению числа типов, не оправданному ни с физической, ни с географической точек зрения. Таким образом, подтверждается особая важность этапа кластеризации и формирования эталонов (наряду со статистическим редактированием данных) при раздельной классификации функции и ее градиента (см. п. 2.7, 2.9).

### 3.7. Пространственное прослеживание экстремумов 1-градусных вертикальных профилей солености

Постановка задачи о пространственном прослеживании элементов стратификации изложена в п. 1.8, а визуализация пространственного распределения элементов стратификации рассмотрена в п. 2.13. Ниже приведены результаты применения описанной методики к массиву 1-градусных ВП Принстонского университета (2308 среднесезонных (летних) вертикальных профилей солености в слое 0—2000 м в районе 19—66° с. ш., 119° в. д. — 159° з. д.).

Для получения наглядного представления о пространственном распределении основных трансокеанских экстремумов солености, общих («сквозных») для различных типов стратификации (таких, как, например, промежуточный минимум солености), построена серия из 81 меридионального вертикального разреза между 120,5° в д. и 159,5° з. д. с шагом 1° по долготе, на которых показаны глубина залегания и тип экстремума, а также соответствующие вертикальные разрезы поля солености, позволяющие проследить пространственные изменения значений экстремумов солености (не приведены). Все значимые экстремумы солености выделены и классифицированы в процессе морфолого-статистической классификации 1-градусных вертикальных среднесезонных (летних) профилей солености (см. п. 3.2).

Совокупность построенных меридиональных разрезов позволяет по-новому подойти к выделению и прослеживанию фронтов. Обычно фронты отождествляются с зонами максимальных горизонтальных градиентов гидрофизических характеристик [85]. Однако те же зоны обладают и максимальной крутизной (наклоном) фронтальных изоповерхностей, т. е. максимальными градиентами глубины изоповерхностей. Таким образом, располагая меридиональными профилями экстремумов, можно определять положение квазизональных фронтов по максимальным градиентам глубины экстремумов, т. е. по максимальной крутизне меридиональных профилей экстремумов.

Перейдем к анализу полученных результатов. В дальнейшем изложении значения географических координат для краткости округляются отбрасыванием долей градуса.

В западной части океана выделяются два экстремума: подповерхностный максимум (ПпМ) и промежуточный минимум (ПрМ). ПпМ залегает на глубине 100—200 м, а ПрМ — на глубине 500— 700 м. При движении на восток, начиная со 128° в. д., максимальная глубина ПпМ уменьшается до 150 м, а максимальная глубина ПрМ возрастает до 800 м. К востоку от 132° в. д. заметен меридиональный тренд глубины ПрМ: она уменьшается к югу, от 800 м на 33° с. ш. до 600 м на 20° с. ш. Первые четкие признаки фронта Куросио восточнее Японии появляются на 141° в. д., где фронт локализован на 34° с. ш., и определяется по резкому увеличению глубины ПрМ (с севера на юг) от 500 м до 800 м.

На 145° в. д. меридиональный профиль ПрМ приобретает очертания, типичные для всей северо-западной части Тихого океана: сравнительно крутое фронтальное заглубление от 200 м на 40° с. ш. до 800 м на 34° с. ш., плато до 27° с. ш., подъем до 600 м на 25° с. ш. и плато вплоть до 20° с. ш. Глубина ПпМ обнаруживает здесь признаки положительной корреляции с глубиной ПрМ.

Восточнее 150° в. д. фронт Продолжения Куросио локализуется с точностью до 1° широты благодаря четкому экстремуму крутизны меридионального профиля ПрМ: градиент глубины ПрМ достигает 500 м на 1° широты, при этом глубина возрастает от 300 до 800 м. На 159° в. д. прослеживаются два фронта: Субарктический фронт на 42° с. ш. и фронт Продолжения Куросио на 35° с. ш.

В районе 161—166° в. д., 30—34° с. ш. отмечается появление третьего экстремума — подповерхностного минимума на глубине 50 м, перекрывающего ПпМ на глубине 100 м. Эта область соответствует западно-субтропическому типу и стратификации, локализованному между поднятием Шатского и Императорскими горами (см. п. 3.2).

Начиная от 158 в. д., южнее 30° с. ш. наблюдается устойчивый разрыв в меридиональном профиле ПпМ, постепенно расширяющийся от 2 до 10° широты (на 169° в. д.). Он соответствует пересечению меридиональными разрезами ареала субтропического типа 3 стратификации, характеризующегося одним экстремумом промежуточным минимумом (см. п. 3.2). Указанные особенности меридиональных профилей сохраняются и далее к востоку вплоть до 159° з. д.

Восточнее 168° в. д. максимальная глубина ПрМ уменьшается от 800 до 700 м, а восточнее 179° в. д. — до 600 м. Восточнее Императорских гор фронт Продолжения Куросио размывается и его определение по максимуму градиента глубины ПрМ на меридиональных профилях становится затруднительным.

В районе 180° наблюдается максимальное сближение типа 1 (субарктического) и типа 3 (субтропического) стратификации, поскольку именно здесь субарктический тип проникает дальше всего на юг (до 41° с. ш.), а субтропический тип — экстремально далеко на север (до 40° с. ш.) (см. п. 3.2). Экспериментальное (экспедиционное) и теоретическое исследование физико-океанографических причин и следствий тесного соседства этих типов стратификации было бы весьма интересным.

Далее к востоку типы 1 и 3 снова расходятся. Глубина северного ПпМ возрастает до 150—200 м, а глубина южного ПпМ до 125—150 м. Крупномасштабная корреляция между глубиной ПпМ и глубиной ПрМ становится отрицательной.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты и выводы, изложенные в настоящей монографии, состоят в следующем.

1. Создана методология морфолого-статистической классификации вертикальных профилей гидрофизических параметров, реализованная в виде программной системы КЛАСС. При этом решены задачи: контроля и редактирования, вертикальной интерполяции, морфологического анализа вертикальных профилей, статистической классификации, осреднения ансамблей профилей.

2. На основе сравнительного анализа существующих методов объективного контроля и редактирования (КиР) выработаны практические рекомендации по организации системы КиР гидрофизических данных. Для контроля с помощью допустимых диапазонов температуры и солености использована рассчитанная автором статистика термохалинных полей Мирового океана.

3. Предложен и исследован алгоритм вертикальной интерполяции гидрофизических характеристик рациональными сплайнами с разработанным автором генератором переменных параметров натяжения сплайна. Показано, что этот метод позволяет полностью сохранить форму профиля, т. е. устранить вычислительные экстремумы функции и ее первой производной, что необходимо при морфологической классификации профилей.

4. Разработан алгоритм морфологического анализа вертикальных профилей. С его помощью решена главная проблема морфологической классификации — выделение значимых особых точек. На 1-м этапе используется предложенная автором селективная медианная фильтрация, сглаживающая профиль с сохранением значимых экстремумов. На 2-м этапе применяется оригинальная процедура обнаружения и классификации значимых экстремумов, основанная на предварительном формировании описаний этих экстремумов (эталонов) и последующем сравнении наблюденных экстремумов с эталонными. На 3-м этапе проводится коррекция \_ характеристик экстремумов посредством разработанной автором селективной двухпараболической интерполяции.

5. Разработаны алгоритмы выделения водных масс и статистического анализа параметров особых точек вертикальных профилей. Показано, что разбиение многомодальных двумерных распределений вероятностей сочетаний «глубина — гидрофизический параметр» на одномодальные распределения позволяет выделять подтипы вертикальной структуры вод на этапе статистической классификации, после проведения двумерного статистического анализа указанных параметров особых точек.

6. Предложена методика осреднения однотипных профилей, сохраняющая форму индивидуальных профилей (гомеоморфное осреднение). Она позволяет проводить обобщение совокупностей профилей внутри ареалов однотипной вертикальной структуры без искажения формы результирующего профиля, неизбежном при осреднении методом стандартных горизонтов. Аналогичным образом можно экстраполировать в глубину короткие профили, сохраняя форму однотипных с ними, но более глубоких профилей.

7. Апробация системы КЛАСС проведена двумя способами. В первом случае классифицировался массив модельных профилей, имитирующий океан с заранее известными типами стратификации. Во втором случае классифицировались профили температуры и солености в северной части Тихого океана из двух массивов — 5-градусного среднегодового массива Лаборатории физической океанографии ИО АН СССР и 1-градусного среднесезонного (летнего) массива Лаборатории геофизической гидродинамики Принстонского университета (США). В итоге серии численных экспериментов получены объективные классификации: 1) 5-градусных профилей солености, 2) 1-градусных профилей солености, 3) 1-градусных профилей температуры, 4) 1-градусных профилей градиента солености, 5) 1-градусных профилей градиента температуры.

8. Основные физико-океанографические результаты, полученные с помощью морфолого-статистической классификации, состоят в следующем:

1) впервые получена детальная классификация и районирование северной части Тихого океана по типам стратификации температуры, солености и их градиентов в 1-градусном сезонном масштабе; детальность классификации позволила связать вновь обнаруженные локальные типы стратификации с особенностями рельефа дна;

2) обнаружен западно-алеутский подтип субарктического типа стратификации солености (к юго-востоку от Камчатки), отличающийся присутствием халостада в слое 50—100 м;

3) установлена непрерывность изменения в пространстве параметров стратификации солености в системе крупномасштабной антициклонической субтропической циркуляции;

4) обнаружен западно-субтропический тип стратификации солености, ареал которой располагается над котловиной между поднятием Шатского и Императорскими горами;

5) впервые осуществлено детальное (в 1-градусном сезонном масштабе) объективное выделение: а) Субарктического фронта как южной границы субарктического типа стратификации солености, б) Полярного фронта как южной границы субарктического типа стратификации температуры;

6) обнаружены локальные субарктические подтипы стратификации температуры: алеутский, аляскинский прибрежный и охотско-курильский;

7) обнаружены локальные типы стратификации градиентов температуры и градиентов солености, обладающие компактными связными ареалами;

8) на основе пространственного (меридионального и зонального) прослеживания экстремумов солености в 1-градусном сезонном масштабе произведено детальное объективное выделение фронта Куросио (определяемого на меридиональных разрезах по максимальному меридиональному градиенту глубины залегания промежуточного минимума солености) и прослеживание фронта Куросио в зональном направлении от Японии до Императорских гор.

9. Основные достоинства морфолого-статистической классификации состоят в следующем:

1) вычислительная эффективность метода чрезвычайно велика, поскольку объем вычислений пропорционален числу классифицируемых профилей; это позволяет использовать его для обработки всего массива данных по Мировому океану (порядка 1 млн. профилей);

2) чувствительность и детальность, в частности способность а) выделять экстремумы с малой амплитудой, б) обнаруживать типы стратификации по небольшому числу профилей (в принципе достаточно одного профиля специфической формы);

3) устойчивость — подавление «шумов» производится как на этапе морфологической классификации (с помощью медианной фильтрации), так и на этапе статистической классификации (с помощью статистического анализа параметров особых точек);

4) доступность функций алгоритма и его наглядность позволяют исследовать и совершенствовать процесс численной классификации точно так же, как это делается при численном моделировании;

5) совместимость с экспертным методом; объективная морфолого-статистическая классификация основана в сущности на тех же принципах, что и экспертная классификация (главное — это форма профилей, а затем — параметры особых точек), и фактически является алгоритмическим выражением интуитивных представлений, которыми руководствуется эксперт при классификации. Поскольку данная объективная классификация моделирует процесс субъективной классификации, она не перечеркивает результаты, полученные экспертным методом, а напротив, дополняет их, детализирует и углубляет благодаря богатым возможностям статистического анализа и пространственного прослеживания особых точек. Весь процесс морфолого-статистической классификации происходит с использованием естественных признаков вертикальных профилей (характеристик их особых точек). Эти признаки представляют собой экспериментально наблюдаемые величины (глубина, температура, соленость, градиент и т.п.) и не подвергаются преобразованию (как это делается, например, в методе главных компонент), что обеспечивает возможность однозначной содержательной интерпретации получаемых результатов на любом этапе классификации;

6) Оптимальное сочетание возможностей человека и ЭВМ; за человеком остается оценка важности различных факторов на этапе статистической классификации; эта оценка существенно облегчается благодаря тому, что при классификации используются только естественные признаки вертикальных профилей;

7) Выделение значимых особых точек обеспечивает возможность: а) статистического анализа элементов стратификации; б) пространственного прослеживания элементов стратификации; в) осреднения однотипных профилей, сохраняющего их форму; г) экстраполяции профилей по глубине на основе имитации формы однотипных глубоких профилей.

10. Разработанная методика (предназначенная в первую очередь для крупномасштабного районирования океана по типам крупномасштабной вертикальной структуры гидрофизических полей на основе использования массива батометрических станций) позволяет решать гораздо более широкий класс задач, из которых наиболее актуальны следующие:

1) анализ СТД-данных для исследования вертикальной мезоструктуры;

2) исследование синоптической изменчивости стратификации по данным полигонных съемок;

3) поиск синоптических и внутритермоклинных вихрей в архивных массивах данных;

4) объективное выделение фронтов (детальность классификации позволяет изучать изменчивость положения и формы фронтов);

5) исследование сезонной и межгодовой изменчивости стратификации.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адаховский И. Ф., Шумилов Ю. С. Алгоритм поиска базисных точек на кривых вертикального распределения океанических величин. -- Труды САНИИ, 1976, вып. 44, с. 70-73.

2. Айвазян С. А., Бухштабер В. М., Енюков И. С., Мешалкин Л. Д. Прикладная статистика: Классификация и снижение размерности. — М.: Финансы и статистика, 1989. — 607 с.

3. Алдухов О. А. Комплексный контроль значений геопотенциала и температуры в постанционных архивах аэрологической информации. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1985, вып. 115, с. 34—63.

4. Аржевикин Ю. А. Практический алгоритм классификации геофизических наблюдений. — Вестник ЛГУ, сер. физика, химия, 1984, № 16, с. 98—100. 5. Аржевикин Ю. А. Статистические алгоритмы прослеживания и клас-

сификации геофизических объектов. - Автореферат дис. сонск. канд. физ.-мат. наук. — М., ИОАН, 1985. — 20 с.

6. Аршинова Т. П., Большаков В. Н., Боренко Н. Н. Поквадратный массив значений температуры, солености и плотности на стандартных горизонтах. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1986, вып. 128, с. 87—95.

7. Белкин И. М. Программа совместного статистического анализа гидрофизических полей. — Труды ВНИИГМИ – МЦД, 1978, вып. 45, с. 139-146.

8. Белкин И. М. Методы анализа вертикальных профилей гидрофизических параметров (интерполяция, выделение особых точек, обобщение). — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1981, вып. 90, с. 60—70.

9. Белкин И. М. Методы, алгоритмы и комплекс программ первичной обработки вертикальных зондирований океана. — В сб.: Перспективные методы планирования и анализа экспериментов при исследовании случайных процессов и полей, часть II. — М., МЭИ, 1982, с. 24—26.

10. Белкин И. М. Вертикальная-интерполяция гидрофизических параметров рациональными сплайнами. — Океанология, 1983, т. 23, № 4, с. 677—680.

11. Белкин И. М. О методике объективного выделения водных масс. -Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1984, вып. 102, с. 146-156.

12. Белкин И. М. Контроль и редактирование океанографических данных (основные принципы). — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1984, вып. 113, с. 108—113.

13. Белкин И. М. Семантический контроль и редактирование данных океанографических станций. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1984, вып. 113, с. 99— 108.

14. Белкин И. М. Морфолого-статистическая объективная классификация вертикальных профилей гидрофизических параметров. — Докл. АН СССР, 1986. т. 286, № 3, с. 707—711.

15. Белкин И. М. Характерные профили. - В кн.: Атлас ПОЛИМОДЕ/ Под ред. А. Д. Вуриса, В. М. Каменковича, А. С. Монина. — Вудс-Холл, Вудс-Холлский океанографический институт, 1986, с. 175, 183-184.

16. Белкин И. М. Морфолого-статистическая классификация гидрофизических зондирований. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1987, вып. 139, с. 69—76. 17. Белкин И. М. Рейсовый банк гидрофизических зондирований. — Труды

ВНИИГМИ — МЦД, 1987, вып. 138, с. 29—32. 18. Белкин И. М., Бышев В. И., Гамсахурдия Г. Р., Филюшки н Б. Н. Пространственно-временная изменчивость структуры деятельного слоя океана в районе эксперимента ПОЛИМОДЕ. — С сб.: II Всесоюзный съезд. океанологов. Тезисы докладов. Вып. 1. — Севастополь, изд. МГИ АН УССР, 1982. с. 15—16.

19. Белкин И. М., Виноградова К. Г., Гамсахурдия Г. Р., Филюшкин Б. Н. Характеристики верхнего слоя океана. — В кн.: Атлас ПОЛИ-МОДЕ/Под ред. А. Д. Вуриса, В. М. Каменковича и А. С. Монина. — Вудс-Холл, Вудс-Холлский океанографический институт, 1986, с. 271—280.

20. Белкин И. М., Грачев Ю. М., Михайличенко Ю. Г. Структура, кинематика и синоптическая изменчивость фронтальной зоны северо-западной части Тихого океана в районе 160° в. д. — В кн.: Моделирование гидрофизических полей и процессов в океане/Под ред. А. С. Монина, Д. Г. Сеидова. — М.:: Наука. 1986. с. 170—200.

Наука, 1986, с. 170—200. 21. Белкин И. М., Емельянов М. В., Костяной А. Г., Федоров К. Н. Термохалинная структура промежуточных вод океана и внутритермоклинные вихри. — В кн.: Внутритермоклинные вихри в океане/Под ред. К. Н. Федорова. — М., ИОАН СССР, 1986, с. 8—34.

22. Белкин И. М., Семенов Е. В. Сплайновая интерполяция вертикальных профилей гидрофизических параметров. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1984, вып. 102, с. 135—145.

23. Белкин И. М., Филюшкин Б. Н. Сезонная изменчивость термической структуры верхнего слоя океана в районе ПОЛИМОДЕ. — Океанология, 1986, т. 26, № 2, с. 204—211.

24. Божков А. Т., Дмитриева А. А., Меньшенин А. В. Объемный *TS*-анализ водных масс антарктического происхождения в индийском секторе Южного океана. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1985, вып. 60, с. 17—25.

25. де Бор К. Практическое руководство по сплайнам/Пер. с англ. — М.: Радио и связь, 1985. — 303 с.

26. Боэм Б. и др. Характеристики качества программного обеспечения/Пер. с англ. — М.: Мир, 1981. — 208 с.

27. Бреховских Л. М., Евтушенко В. А., Макаров С. С., Писаренко В. Ф. О расчете вертикального профиля скорости распространения. звука в морской среде. — Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 3, с. 581—583.

28. Бреховских Л. М., Лысанов Ю. П. Акустика океана. — В кн.: Океанология. Физика океана, т. 2. Гидродинамика океана. — М.: Наука, 1978, с. 49—145.

29. Булгаков Н. П., Ломакин П. Д., Рыбалка В. А. Исследование гидрофизической структуры бассейна Карибского моря с применением кластеранализа. — Докл. АН УССР, Сер. Б. 1988, № 12, с. 12—15.

30. Вагер Б. Г., Серков Н. К. Сплайны при решении прикладных задач: метеорологии и гидрологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — 160 с.

 Василевский Р. Е. О выборе метода расчета вертикального профиля скорости звука в морской воде. — Труды СахКНИИ, 1972, вып. 28, с. 20—24.
 Василевский Р. Е., Кондрашев С. А. Автоматизация предвари-

32. Василевский Р. Е., Кондрашев С. А. Автоматизация предварительной обработки многолетних гидрологических данных. — Дальневосточный акуст. сб., вып. 1. — Владивосток, изд. ДГУ, 1975, с. 103—108.

33. Галеркин Л. И. Методика исследования стратификации гидрофизических полей. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1978, вып. 45, с. 5—12.

34. Галеркин Л. И. и др. К методике логического контроля массивов океанографической информации на ЕС ЭВМ-1040. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1980, вып. 79, с. 31—41.

35. Гандин Л. С., Каган Р. Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. — Л.: Гидрометеонздат, 1976. — 359 с.

36. Гемиш Ю. В. Метод определения параметра автомодельности сезонного термоклина. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1988, вып. 144, с. 26—33.

37. Голованова Л. А. Описание комплекса программ климатологической и статистической обработки глубоководных данных на ЭВМ, а также их архивации. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1976, вып. 33, с. 32—57. 38. Голубев В. А., Лебедев И. А. Об осреднении вертикальных профи-

38. Голубев В. А., Лебедев И. А. Об осреднении вертикальных профилей температуры воды в деятельном слое моря методом опорных точек. — Труды: ААНИИ, 1983, т. 385, с. 68—74.

39. Гребенников А. И. Метод сплайнов и решение некоторых задач теории приближений. — М.: МГУ, 1983. — 208 с.

40. Дегтярев Г. М., Филин В. А. К методике построения осредненных жривых вертикального распределения океанологических величин. — Океанология. 1971, т. 11, № 1, с. 138—145.

41. Добровольский А. Д. Об определении водных масс. — Океанолотия, 1961, т. 1, № 1, с. 12—24.

42. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. — М.: МГУ, 1982. — 192 c.

43. Дуда Р., Харт П. Распознавание образов и анализ сцен/Пер. с -англ. — М.: Мир, 1976. — 512 с. 44. Завьялов Ю. С., Квасов Б. И., Мирошниченко В. Д. Ме-

тоды сплайн-функций. — М.: Наука, 1980. — 352 с.

45. Землянов И. В., Кабанов М. И., Стефанцев Л. А. Органи-зация контроля данных в автоматизированной реляционной гидрофизической операционной системе (АРГОС). — Труды ГОИН, 1988, вып. 191, с. 14—20. 46. Каган Р. Л. Осреднение метеорологических полей. — Л.: Гидрометео-

издат, 1979. — 214 с.

47. Казаков С. И., Берестова Е. В., Амельченкова Н. П. Формирование и описание банка океанографических данных ЭО МГИ АН УССР. Методы и результаты контроля океанографической информации. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1987, вып. 138, с. 32—37.

48. Каменкович В. М., Полякова И. В., Филюшкин Ю. Б., Цыбанева Т.Б. Опыт редактирования большого массива гидрологических наблюдений (на примере данных для района эксперимента ПОЛИМОДЕ). — В сб.: Известия ПОЛИМОДЕ, 1986, вып. 20, с. 3—60. 49. Карпова И. П., Романенко С. В. Районирование морских аква-

торий по различным характеристикам. — В кн.: Режимообразующие факторы, информационная база и методы ее анализа. — Л.: Гидрометеоиздат, 1989. ·c. 209-215.

50. Квасов Б. И., Яценко С. А. Решение задачи изогеометрической интерполяции в классе рациональных сплайнов. Препринт № 3—88. — Новоси-бирск, ИТПМ СО АН\_СССР, 1988. — 60 с.

51. Клюквин Л. Н. Интерполяция гидрологических элементов при наличии слоя разрыва. — Труды Советской антарктической экспедиции, 1973, т. 61, c. 169-172.

52. Клюквин Л. Н. О методике интерполяции океанографических характеристик с помощью ЭВМ. — Труды ААНИИ, 1977, т. 342, с. 64-79.

53. Кузнецов А. А. Верхний квазиоднородный слой Северной Атлантики. — Обнинск. Изд. ВНИИГМИ — МЦД, 1982. — 82 с.

54. Кузнецов А. А., Мамонтова Т. В. Алгоритм автоматизированной обработки данных глубоководных измерений при определении глубины ВКС. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1988, вып. 144, с. 69—77. 55. Кукса В. И. Промежуточные воды Мирового океана. — Л.: Гидроме-

теоиздат, 1983. — 272 с.

56. Либерман Ю. М., Чаликов Д. В. Глобальная изменчивость деятельного слоя океана. — Метеорология и гидрология, 1986, № 3, с. 65-72.

57. Макаров С. С. О построении акустической модели вод океана.-В сб.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, 1968, вып. 9, с. 33-53.

58. Макаров С. С. Закономерности формирования полей скорости звука в океане. — М.: ЦНИИТЭИРХ, 1973. — 76 с.

59. Мамаев О. И. Объемно-статистические TS-диаграммы вод океанов.---Метеорология и гидрология, 1985, № 1, с. 62-71.

60. Мамаев О. И. Термохалинный анализ вод Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — 296 с.

61. Марчук Г. И. Методы вычислительной математики. — Новосибирск: Наука, 1973. — 352 с.

62. Омельченко О. К. Расчет лучевой картины и интенсивности звукового поля в океане на ЭВМ. — В сб.: Математические проблемы геофизики, 1969. вып. 1, с. 276-283.

63. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии/Пер. с англ. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — 210 с.

64. Панфилова С. Г. Стратификация поля солености воды. — Труды: ВНИИГМИ — МЦД, 1978, вып. 45, с. 63—89.

65. Панфилова С. Г. и др. Климатическая изменчивость солености воды. северной части Тихого океана. - М.: Гидрометеоиздат, 1981. - 213 с.

66. Перескоков А. И. Исключение грубых ошибок при статистической обработке глубоководных гидрологических данных. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1984, вып. 101, с. 106—113.

67. Питербарг Л. И., Гриценко В. А. Устранение «выбросов» в рядах гидрофизических измерений с помощью медианной фильтрации. — Океанология.

1983, т. 23, № 1, с. 161—163. 68. Розенфельд А. Распознавание и обработка изображений/Пер. с англ. — М.: Мир, 1972. — 231 с.

69. Русанов В. П. Классификация вод Арктического бассейна по гидрохимическим признакам. — Труды ААНИИ, 1984, вып. 368. с. 5—20.

70. Семенов С. М. Алгоритмические и программные средства контроля океанографических данных. - Владивосток, Препринт ИАПУ ДВНЦ АН СССР. 1986. — 42 c.

71. Скляренко В. Л., Смирнов Н. П. О формальных и неформальных аспектах применения многомерного анализа в гидрометеорологии. -- Труды ААНИИ, 1977, т. 342, с. 5—23.

72. Статистическая интерпретация геофизических данных/Под ред. Ф. М. Гольцмана. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1981. — 256 с.

73. Степанов В. И. Многомерный анализ водных масс северо-западной части Тихого океана методом потенциальных функций. -- Труды ВНИИГМИ ---МЦД, 1984, вып. 101, с. 27-40.

74. Степанов В. Н. Океаносфера. — М.: Мысль, 1983. — 272 с.

75. Степанов В. Н., Агапитов Е. Н., Гриценко А. М. Термогалинная стратификация вод Мирового океана. М.: Наука, 1984. — 144 с.

76. Степанов В. Н. и др. Формирование и изменчивость гидрофизических: полей северной части Тихого океана. — М.: Гидрометеоиздат, 1981. — 167 с.

77. Тейлор Дж. Введение в теорию ошибок/Пер. с англ. — М.: Мир. 1985. — 272 c.

78. Тренин В. П. Вычисление средних градиентов в слое скачка. — Труды.

ГОИН, 1961, вып. 63, с. 95—103. 79. Трусенков С. Т., Трусенкова О. О. Анализ геофизических полей на основе многомерных статистических методов. — Владивосток, Препринт. ИАПУ ДВНЦ АН СССР, 1984. — 45 с.

80. Трусенкова О. О. Летняя вертикальная структура вод северо-западной части Тихого океана. - Владивосток, Препринт ИАПУ ДВО АН СССР, 1989. — 19 c.

81. Ту Дж., Гонсалес Р. Принципы распознавания образов/Пер. с англ. — Мир. 1978. — 411 с.

82. Тьюки Дж. Анализ результатов наблюдений: разведочный анализ/ Пер. с англ. — М.: Мир, 1981. — 693 с.

83. Тян Ш.-Г. Медианная фильтрация: детерминированные свойства. — В кн.: Быстрые алгоритмы в цифровой обработке изображений, Преобразования. и медианные фильтры/Под ред. Т. С. Хуанга. — Пер. с англ. — М., Радио и. связь, 1984, с. 191—212.

84. Федоров К. Н. Тонкая термохалинная структура океана. -- Л.: Гидрометеоиздат, 1976. - 184 с.

85. Федоров К. Н. Физическая природа и структура океанических фрон-тов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983. — 296 с.

86. Филимонов Г. В. Об аппроксимации кривых вертикального распределения скорости звука в океане. — В сб.: Комплексные исследования природы: океана, 1971, вып. 2, с. 34-38.

87. Филин В. А., Голованова Л. А., Данилова Л. В. Методика районирования гидрофизических полей методом «опорные точки» и ее реализация на ЕС ЭВМ. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1984, вып. 102, с. 80—97.

88. Филин В. А., Дегтярев Г. М., Колесников А. Г. Принципиальные вопросы методики обработки многолетней гидрометеорологической информании. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1974, вып. 3, с. 5—13.

89. Филин В. А., Дегтярев Г. М., Колесников А. Г. Статистиче-«ская модель интерпретации многолетних материалов зондирования гидросферы и атмосферы. Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1976, вып. 33. с. 58-66.

90 Филиппов П. М. Алгоритмы климатологической и статистической обработки глубоководных данных на ЭВМ. — Труды ВНИИГМИ — МЦД. 1976. вып. 33. с. 5-31.

91. Филиппов Д. М., Вильданова М. И. Машинная обработка прибрежной информации. - Труды НИИАК, 1970, вып. 64, с. 1-118.

92. Филиппов Д. М., Коляскина Л. И., Олейников С. А. Техобработки океанографической информации. — Труды нология машинной ВНИИГМИ — МЦД, 1973, вып. 2. — 86 с.

93. Филюшкин Ю. Б. Вычисление частоты Вяйсяля-Брента по данным гидрологических наблюдений с использованием интерполяционного рационального сплайна. — Океанология, 1985, т. 25, № 3, с. 529—532.

94. Форсайт Дж., Малькольм М., Моулер К. Машинные методы математических вычислений/Пер. с англ. — М.: Мир, 1980. — 280 с.

95. Хидака К. Японское море. — В кн.: Океанографическая энциклопедия/ Пер. с англ. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974, с. 626—631.

96. Хьюз Д., Мичтом Д. Структурный подход к программированию. — Пер. с англ. — М.: Мир, 1980. — 276 с. 97. Широков П. Е. Конструирование интерполяционных кубических

<сплайн-функций с заданными свойствами. — Деп. в ВИНИТИ № 7787—В87. — .Л., АН ЛВИМУ, 1987. — 12 с.

98. Ширяев Е. Е. Новые методы картографического отображения и анализа геоинформации с применением ЭВМ. — М.: Недра, 1977. — 183 с.

99. Шумилов Ю. С., Макаров С. В., Адаховский И. Ф. Автоматизация расчета характеристик океанографических полей. - Труды СахКНИИ, 1975. вып. 34. с. 109—114.

100. Юстуссон Б. И. Медианная фильтрация: статистические свойства. — В кн.: Быстрые алгоритмы в цифровой обработке изображений. Преобразования и медианные фильтры/Под ред. Т. С. Хуанга. — Пер. с англ. — М.: Радио и связь, 1984, с. 156—191.

101. Agterberg F. P., Gradstein F. M. Recent developments in quantitative stratigraphy. — Earth-Science Reviews, 1988, vol. 25, N I, p. 1-73.

102. Armi L., Bray N. A. A standard analytic curve of potential temperature versus salinity for the Western North Atlantic. - J. Phys. Oceanogr., 1982, vol. 12, N 4, p. 384–387.

103. Barker E. H., Rosmond T. E. Short course on objective data ana-lysis and vector computers. — Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1985, vol. 66, N 9, p. 1153—1161.

104. Barsky B. A., Beatty J. C. Local control of bias and tension in Beta-splines. - ACM Trans. on Graphics, 1983, vol. 2, N 2, p. 109-134.

105. Barsky B. A., Thomas S. W. TRANSPLINE - a system for representing curves using transformations among four spline formulations. - Computer J., 1981, vol. 24, N 3, p. 271-277.

106. Bathen K. On the seasonal changes in the depth of the mixed layer in the North Pacific Ocean. — J. Geophys. Res., 1972, vol. 77, N 36, p. 7138—7150. 107. Burmeister W., Hess W., Schmidt J. W. Convex spline inter-

polants with minimal curvature. — Computing, 1985, vol. 35, N 2, p. 219—229. 108. Cline A. K. Scalar- and planar-valued curve fitting using splines under

tension. -- Comm. of ACM, 1974, vol. 17, N 4, p. 218-220.

109. Coachman L. K., Charnell R. L. Finestructure in outer Bristol Bay, Alaska.- Deep-Sea Res., 1977, vol. 24, N 10, p. 869-889.

110. Cochrane I. D. The frequency distribution of surface water characteristics in the Pacific Ocean. — Deep-Sea Res., 1956, vol. 4, N 1, p. 45—53. 111. Colborn J. G. The thermal structure of the Indian Ocean. — The Uni-

versity Press of Hawaii, Honolulu, 1975. – 173 p.

112. Costantini P. An algorithm for computing shape preserving interpolating splines of arbitrary degree. - J. Computat. and Appl. Math., 1988, vol. 22, N 1, p. 89—136.

113. Daley R., Hollingsworth A., Ploshay J. et al. Objective analysis and assimilation techniques used for the production of FGGE III b analyses. - Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1985, vol. 66, N 5, p. 532-538.

114. Davis M., Dowden J. Interpolation by a local taut cubic piecewise polynomial. — Computing, 1987, vol. 38, N 4, p. 299—313. 115. Delbourgo R., Gregory J. A. Shape-preserving piecewise rational interpolation. — SIAM J. Sci. Stat. Comput., 1985, vol. 6, N 4, p. 967—976.

116. Dillon T. M., Caldwell D. R. Catastrophic events in a surface mixed layer. - Nature, 1978, vol. 276, N 5688, p. 601-602. 117. Dugan J. P., Mied R. R., Mignerey P. C., Schuetz A. F.

Compact, intrathermocline eddies in the Sargasso Sea .- J. Geophys. Res., 1982, vol. 87, N Cl, p. 385-393.

118. Dunbar M. J. Physical oceanographic results of the «Calanus» expedition in Ungava Bay, Frobisher Bay, Cumberland Sound, Hudson Strait and Northern Hudson Bay, 1945-1955. J. Fish. Res. Board Can., 1958, v. 15, N 2, p. 155—201.

119. Ebbesmeyer C. C., Taft B. A. Variability of potential energy, dynamic height and salinity in the main pycnocline of the Western North Atlantic. - J. Phys. Oceanogr., 1979, vol. 9, N 6, p. 1073-1089.

120. Favorite F., Dodimead A. J., Nasu K. Oceanography of the Subarctic Pacific Region, 1960-71. - Bull. Int. North Pac. Fish. Comm., 1976, N 33, 187 p.

121. Fiadeiro M. E., Veronis G. Circulation and heat flux in the Bermuda Triangle. - J. Phys. Oceanogr., 1983, vol. 13, N 7, p. 1158-1169.

122. Fletcher G. Y., McAllister D. F. Natural bias approach to shape preserving curves. — Computer-Aided Design, 1986, vol. 18, N İ, p. 48—52. 123. Foldvik A., Gammelsrød T., Tørresen T. Hydrographic\_obser-

vations from the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition 1976/77 .- Polar Research, 1985, vol. 3, N 2, p. 177-193.

124. Foley T. A. A shape preserving interpolant with tension controls. --Computer-Aided Geometric Design, 1988, vol. 5, N 2, p. 105-118.

125. Frankignoul C. On the depth interpolation of repeated hydrographic data. — J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, N C3, p. 2001—2004.
126. Gallagher N. C., Wise G. L. A theoretical analysis of the properties.

of median filters. — IEEE Trans. on Acoustics, Speech and Signal Processing, 1981, vol. ASSP-29, N 6, p. 1136-1141.

127. G a n d i n L. S. Complex quality control of meteorological observations.— Mon. Wea. Rev., 1988, vol. 116, N 5, p. 1137-1156.

128. Goodman T. N. T., Unsworth K. Shape-preserving interpolation by parametrically defined curves. - SIAM J. Numer. Anal., 1988, vol. 25, N 6, p. 1453-1465.

129. Gregory J. A. Shape preserving spline interpolation. -- Computer-Aided Design, 1986, vol. 18, N 1, p. 53-57.

130. Hennion P. E. Algorithm 77 — interpolation, differentiation, and integration. - Communications of the ACM, 1962, vol. 5, N 2, p. 96.

131. Kawamoto T. On the oxygen-density correlation in the northwestern North Pacific Ocean. — Oceanogr. Mag., 1957, vol. 9, N 1, p. 65—73. 132. Kenyon K. Sections along 35 °N in the Pacific. — Deep-Sea Res., 1983.

vol. 30, N 4, p. 349-369.

133. Kruskal J. B. An overview of sequence comparison: time warps, string edits, and macromolecules. - SIAM Review, 1983, vol. 25, N 2, p. 201-237.

134. Lamb P. J. On the mixed later climatology of the North and tropical Atlantic. - Tellus, 1984, vol. A36, N 3, p. 292-305.

135. Levitus S. Climatological Atlas of the World Ocean. - NOAA Prof. Pap. No. 13, U.S. Govt. Printing Office, Rockville, Md., 1982. 173 p.

136. Lorenc A. C. A global three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme. - Mon. Wea. Rev., 1981, vol. 109, N 4, p. 701-721.

9 И. М. Белкин

137. McAllister D. F., Roulier J. A. An algorithm for computing a shape-preserving osculatory quadratic spline. - ACM Trans. on Math. Software, 1981, vol. 7, N 3, p. 331-347.

138. McCartney M. S., Worthington L. V., Schmitz W. J. Large «cyclonic rings from the northeast Sargasso Sea. — J. Geoph. Res., 1978, vol. 83,

N C2, p. 901—914. 139. McDowell S. E., Rossby H. T. Mediterranean water: An intense mesoscale eddy off the Bahamas. — Science, 1978, vol. 202, N 4372, p. 1085-1087. 140. Meehl G. A. A calculation of ocean heat storage and effective ocean

surface layer depths for the Northern Hemisphere. - J. Phys. Oceanogr., 1984, vol. 14, N 11, p. 1747-1761.

141. Moler C. B., Solomon L. P. Use of splines and numerical integration in geometrical acoustics. — J. Amer. Soc. Acoust., 1970, vol. 48, N 3 (Part 2), -р. 739—744.

142. Montgomery R. B. Characteristics of surface water at Weather Ship J. - Papers in Marine Biology and Oceanogr./Ed. by Henry B. Bigelow. -London — New York: Pergamon Press, 1955, p. 331—334. 143. Munk W. H., Birkemeier W. P., Little C. G. et al. Remote sens-

ing of the ocean. — Boundary-Layer Met., 1973, vol. 5, N 1, p. 201—209.

144. Nielson G. M. Some piecewise polynomial alternatives to splines under tension. —In: Computer Aided Geometric Design/Ed. by. R. E. Barnhill and R. F. Riesenfeld. — N. Y.: Academic Press, 1974, p. 209—235.
 145. NODC (National Oceanographic Data Center). User's guide to NODC's

data services. Key to oceanographic records documentation No. 1. – NOAA, EDS, Wash., D. C., 1974. - 72 p.

146. Panel on Discriminant Analysis, Classification, and Clustering. Discriminant Analysis and Clustering. - Statistical Sci., 1989, vol. 4, N 1, p. 34-69.

147. Pavlidis T. Algorithms for graphics and image processing. — Springer-Verlag, Berlin etc., 1982. – 416 p.

148. Perlroth I., Hamilton D. Quality control procedures in processing oceanographic data. - In: Oceans 81, IEEE, New York, 1981, vol. 1, p. 261-263.

149. Rattray M. Interpolation errors and oceanographic sampling. - Deep-Sea Res., 1962, vol. 9, N 1, p. 25-37.

150. Reiniger R., Ross C. A method of interpolation with application to oceanographic data. — Deep-Sea Res., 1968, vol. 15, N 2, p. 185—193.

151. Renka R. J. Interpolatory tension splines with automatic selection of tension factors. - SIAM J. Sci. Stat. Comput., 1987, vol. 8, N 3, p. 393-415.

152. Rentrop P. An algorithm for the computation of the exponential

spline. — Numer. Math., 1980, vol. 35, N 1, p. 81—93. 153. Richards F. A., Redfield A. C. Oxygen-density relationships in the western North Atlantic. — Deep-Sea Res., 1955, vol. 2, N 3, p. 182—199. 154. Robinson M. K. Atlas of North Pacific Ocean monthly mean tempe-

ratures and mean salinities of the surface layer. - Naval Oceanographic Office, Wash., D. C., 1976. — 173 p.

155. Roden G. I., Taft B., Ebbesmeyer C. C. Oceanographic aspects of the Emperor Seamounts Region. - J. Phys. Oceanogr., 1982, vol. 87, N 12, p. 9537—9552.

156. Roulier J. A. Constrained interpolation. - SIAM J. Sci. Stat. Comput., 1980, vol. 1, N 3, p. 333-344. 157. Sager G. Zur Mittelwertbildung bei ozeanologischen Vertikalprofilen.-

Beitr. Meeresk., 1976, H. 38, S. 135-144.

158. Sapidis N. S., Kaklis P. D. An algorithm for constructing convexity and monotonicity-preserving splines in tension. -- Computer-Aided Geometric Design, 1988, vol. 5, N 2, p. 127-137.

159. Schumaker L. L. On shape preserving quadratic spline Interpolation. -SIAM J. Numer. Anal., 1983, vol. 20, N 4, p. 854-864.

160. Schweikert D. G. An interpolation curve using a spline in tension.-J. Math. and Phys., 1966, vol. 45, N 3, p. 312-317. 161. Späth H. Spline-Algorithmen zur Konstruction glatter Kurven und

Flächen. 2. verb. Aufl., R. Oldenbourg, München - Wien, 1978. 134 p.

162. Späth H. Cluster dissection and analysis: theory, FORTRAN programmes, examples. - Chichester, Ellis Horwood, 1985. 226 p.

163. Stramma L., Cornillon P., Weller R. A. et al. Large diurnal Sea surface temperature variability: satellite and in situ measurements. J. Phys.. Oceanogr., 1986, vol. 16, N 5, p. 827-837.
164. S y A. An alternative editing technique for oceanographic data. — Deep-Sea Res., 1985, vol. 32, N 12, p. 1591-1599.
165. Wachter R. F., Sigillito V. G. A man-machine interface to a knowledge based system vor validating oceanographic reports. — In: Artificial production of Knowledge based system vor validating oceanographic reports. — In: Artificial based system vor validating oceanographic reports. — In: Artificial based based system vor validating oceanographic reports. — In: Artificial based based system vor validating oceanographic reports. — In: Artificial based based system vor validating oceanographic reports. — In: Artificial based based system vor validating oceanographic reports. — In: Artificial based based system vor validating oceanographic reports. — In: Artificial based based based system vor validating oceanographic reports. — In: Artificial based based based system vor validating oceanographic reports. — In: Artificial based based based system vor validating oceanographic reports. — In: Artificial based b

Intelligence Applications: The Engineering of Knowledge-Based Systems/Ed. by C. R. Weisbin. -- IEEE CS Press/North-Holland; Wash., D. C./Amsterdam, 1985, p. 342-346.

166. Wang F., Li F., Su Y. Elastic classification of modified water mass in shallow sea. - Acta oceanol. sinica, 1986, vol. 5, N 3, p. 331-339.

167. Winterfeld T., Morey C. F. The salinity-density relationship as: a tool for the interpolation and quality control of oceanographic station data.— In: Studies on Oceanography/Ed. by K. Yoshida.— Univ. of Tokyo Press, 1964, p. 108—120.

168. Worthington L. V. The water masses of the world ocean: someresults of a fine-scale census. — In: Evolution of Physical Oceanography/Ed. by, B. A. Warren and C. Wunsch. — MIT Press, Cambridge, Ma., 1981, p. 42—69.

# **ОГ** ЛАВЛЕНИЕ

	Предисловие	3
	Глава 1. Проблема анализа стратификации океана	6
	<ul> <li>1.1. Исходные данные и пространственно-временные масштабы. Задачи и методы.</li> <li>1.2. Логический контроль гидрофизических зондирований</li></ul>	7
	- 1.3. Интерполяция вертикальных кривых	12 14
	1.5. Группировка данных	18
	туры океана	21 23
	Глава 2. Морфолого-статистическая классификация вертикальных профилей гидрофизических параметров и статистический анализ элементов	ſ
	стратификации	25
	2.1. Основы методологии	25 29
	2.3. Морфологическая классификация . 2.4. Сплайновая интерполяция	33 36
	2.4.1. Кубические сплайны 2.4.2. Рациональные сплайны	37 43
	2.4.3. Альтернативные методы гомеоморфной интерполяции 2.5. Сглаживание вертикальных профилей и выделение значимых осо-	49
	бых точек	54
-	щая значимые экстремумы . 2.5.2. Распознавание и классификация значимых экстремумов . 2.5.3. Коррекция характеристик экстремумов (селективная двух-	59
	параболическая интерполяция)	61 62
	2.5. Формирование и классноткация всигоров особых точки	64 65
	ирование эталонных типов .	66
	2.10. Классификация вертикальных профилеи по эталонам (идентифи- кация)	67
-	2.11. Статистический анализ гидрофизических элементов на стандарт- ных горизонтах (по типам стратификации)	68
	2.12. 1 омеоморфное (формосохраняющее) осреднение вертикальных профилей	69
	2.13. Пространственное прослеживание элементов стратификации 2.14. Численное моделирование морфологической классификации	73 76
	2.15. Двумерная статистическая классификация данных наблюдений 2.16. Программная реализация системы КЛАСС	78 83

Глава 3. Морфолого-статистическая классификация вертикальной структуры вод северной части Тихого океана по типам стратификации полей температуры и солености.	85	л ,
Введение. Основные физико-океанографические результаты	87 94 99	
<ul> <li>3.4. Классификация Г-градусных вертикальных профилен Градиента солености</li> <li>3.5. Классификация 1-градусных вертикальных профилей градиента температуры</li> </ul>	104 110	
<ul> <li>3.6. Совместная классификация 1-градусных вертикальных профилеи температуры и ее градиента, солености и ее градиента</li> <li>3.7. Пространственное прослеживание экстремумов 1-градусных вертикальных профилей солености.</li> </ul>	117	
Заключение	120	
Список литературы	124	

### Монография

### Белкин Игорь Моисеевич

### МОРФОЛОГО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРАТИФИКАЦИИ ОКЕАНА

Редактор О. В. Лапина. Художник А. В. Васильев. Художественный редактор Б. А. Бураков Технический редактор Н. Ф. Грачева. Корректор И. Б. Михайлова

#### ИБ № 1955

Сдано в набор 14.09.90. Подписано в печать 12.03.91. Формат 60×90<sup>1</sup>/16. Бумага книжная. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 8,5. Кр.-отт. 8,5. Уч.-изд. л. 9,38. Тираж 550 экз. Индекс ОЛ-140. Заказ № 655. Цена 1 р. 70 к.

Гидрометеонздат. 199226. Ленинград, ул. Беринга, д. 38.

Набрано в Ленинградской типографии № 2 головного предприятия ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Государственного комитета СССР по печати. 198052, г. Ленинград, Л.52, Измайловский проспект, 29. Отпечатано в Ленинградской типографии № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Государственного комитета СССР по печати. 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.