

А.Н. ЛАСТОЧКИН

**МЕТОДЫ МОРСКОГО
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО
КАРТОГРАФИРОВАНИЯ**

НЕДРА

А. Н. Ласточкин

МЕТОДЫ МОРСКОГО
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО
КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

3901



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1982

Ласточкин А. Н. Методы морского геоморфологического картографирования.— Л.: Недра, 1982.— 272 с.

В книге на материалах по Каспийскому, Балтийскому, Охотскому и всем северным морям СССР изложены опыт, принципы, содержание, методика и прикладное значение морского геоморфологического картографирования. Последнее представлено в качестве многоступенчатого процесса — строго последовательного чередования подробно рассмотренных аналитического, синтетического и специального этапов картографирования, которые включают в себя анализ и отражение на серии карт морфологии, генезиса и возраста рельефа, орографии, морфоструктуры, морфоскульптуры, новейшей тектоники и современных геологических процессов в пределах континентальных окраин.

Предложены принципы орографического, морфоструктурного и морфоскульптурного районирования и картографирования, классификации и определения орографических форм, морфоструктурных областей и подводных поверхностей. Дана генетическая и возрастная интерпретация морфологических характеристик рельефа шельфа, рассмотрены диагностические признаки его разного генезиса и результаты дальнейшего развития и применения предложенных автором методов выделения линейных и площадных морфоструктур, фиксации на карте и синхронизации разновозрастных поверхностей.

Рассмотрены морфология, генезис и история развития рельефа северной континентальной окраины Евразии и проведено морфоструктурное районирование всех морей СССР.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, геоморфологов, гидрографов, океанологов и представителей других специальностей, ведущих исследования на морях и в прибрежных районах суши.

Табл. 9, ил. 58, список лит. 100 назв.

Рецензент — канд. геол.-минер. наук *Б. Г. Лопатин* (ПГО «Севморгеология»)

ОТ АВТОРА

Начинающейся в наше время эпохе интенсивного освоения Мирового океана предшествовал длительный период изучения его подводного рельефа гидрографами. В результате этих работ, проводящихся и сейчас во все возрастающем объеме, накоплен обширный материал по рельефу дна, получением, систематизацией и анализом которого в СССР до недавнего времени занимались лишь гидрографические службы страны. Излишне говорить о том, сколько труда, умения, а подчас и мужества требовалось для этого со стороны отечественных гидрографов, изучавших и изучающих наиболее труднодоступные, обширные и суровые по гидроклиматическим условиям части Мирового океана. Гидрографические исследования создали ту основу, на которой формируется сейчас как наука морская геоморфология. Точно так же, как на суше, перед геоморфологом идет всегда топограф, на море пионером в изучении рельефа является гидрограф.

В настоящее время морское геоморфологическое картографирование осуществляется институтами океанологии и географии АН СССР, МГУ, ВНИИМоргео, ПГО «Севморгеология» и «Южморгеология» и другими организациями. Однако сводной работы по данной проблеме до сих пор нет. Данная книга в какой-то мере восполняет этот пробел, не претендуя на полноту обобщения и завершенность описанного в ней методического аппарата картографирования в целом. Она предлагается читателю в качестве предмета для обсуждения этой актуальной сейчас проблемы с целью создания в ближайшем будущем общепринятого руководства по геоморфологическому картографированию морей и океанов.

Для полного представления о разрабатываемой автором методике геоморфологического анализа подводного рельефа дополнительно к этой рекомендуется его предыдущая монография*. В ней рассмотрены принципы и методы картометрических исследований на шельфе и дано их теоретическое обоснование. Без овладения их методикой в геоморфологическом анализе и картографировании подводного рельефа будут преобладать, как это до сих пор имеет место на суше, интуитивный подход и неоднозначные интерпретации. В той же работе изложены некоторые представления и

* Ласточкин А. Н. Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. Л., Недра, 1978. 247 с.

разработки по вопросам создания общих геоморфологических карт и морфоструктурного анализа. Здесь же автор, избегая повторений, частично развивает и значительно дополняет методические приемы, касается ряда важных теоретических вопросов морской геоморфологии и, самое главное, пытается свести все это в единую систему изучения и картографирования подводного рельефа и реализовать ее на широком региональном материале.

Монография написана на основе опыта составления и редактирования разномасштабных общих, частных и специальных геоморфологических карт крупных регионов суши (Западно-Сибирской равнины, Вилуйской низменности, Западного Казахстана), а также Каспийского, Балтийского, всех северных и дальневосточных морей СССР и др. Причем при использовании опыта наземных геоморфологических исследований основное внимание в книге уделяется наиболее актуальным сейчас вопросам картографирования рельефа континентальных окраин, и прежде всего шельфовых зон.

Создание этой работы осуществлено с помощью товарищей по работе во Всесоюзном нефтяном научно-исследовательском геологоразведочном институте (ВНИГРИ): Л. П. Аксеновой, Г. В. Грушевского, А. В. Глазуновой, А. Г. Зинченко, Л. И. Жуковой, И. Н. Игнатовской, П. Н. Сафронова, Б. Г. Федорова, а также Ж. А. Гялумбаускайте и Л. Н. Дицявичене. Автор выражает им свою искреннюю признательность.

Опыт и пути развития геоморфологического картографирования

Состояние проблемы морского геоморфологического картографирования существенно зависит от опыта картографирования наземного рельефа и определяется объемом и качеством гидрографических материалов, а также спецификой методики получения и обработки информации о подводной поверхности и выходящих на ней породах. Многие теоретические и методические вопросы, поставленные и до сих пор не решенные в ходе изучения и картографирования рельефа суши, стоят и перед морским геоморфологическим картографированием. Найти пути их решения важно для проблемы геоморфологического картографирования в целом, основанной на едином методологическом подходе к картографированию как надводного, так и подводного рельефа.

Данная проблема является центральной в геоморфологии, так как изучение рельефа немислимо без его картографирования. Развитие геоморфологии отражается в успехах геоморфологического картографирования, и, наоборот, более совершенные карты, методы и способы их составления, обработки и анализа способствуют прогрессу науки о рельефе.

При морском геоморфологическом картографировании важно учесть и критически осмыслить опыт картографирования рельефа суши. Но может существовать и обратная связь между наземными и морскими картографическими работами. Она заключается в восприятии геоморфологами суши тех нетрадиционных для них представлений и методов, которые выработаны в результате морского геоморфологического картографирования. Морская геоморфологическая картография находится на уровне своего становления и еще не обременена многочисленными школами и направлениями, между которыми «на суше» ведется длительная дискуссия. Учитывая это, следует сформулировать принципы и разработать на формализованной основе методический и терминологический аппарат для того, чтобы свести до минимума элемент субъективности в процессе составления геоморфологических карт на моря и океаны.

Опыт геоморфологического картографирования суши

Затянувшееся обсуждение проблемы геоморфологического картографирования наземного рельефа [5, 10 и др.] касается принципов составления, содержания общей геоморфологической карты и распределения на ней изобразительных средств между характеристиками рельефа. Эта карта чаще всего рассматривается в качестве не только главного, но и единственного результата геомор-

фологического картографирования. Не вдаваясь в дискуссию по данной проблеме, рассмотрим те конструктивные положения, которые выработаны и приняты большинством исследователей в результате многолетнего опыта геоморфологического картографирования.

В геоморфологическом картографировании суши к настоящему времени наметились три основных направления: синтетическое, аналитическое и специальное. Первое из них заключается в фиксации на картах различных морфогенетических типов рельефа с их относительно подробной характеристикой в легенде. К этому же наиболее раннему направлению геоморфологического картографирования принадлежат и недавно созданные, а также современные проекты легенд и карты [2, 67], в том числе по морям и океанам [30 и др.], с отдельным отражением на них морфоструктурного и морфоскульптурного районирования. Из всех неоднократно рассмотренных [5, 10 и др.] многочисленных недостатков синтетических карт главный заключается в том, что на них отражены не реально существующие в природе объекты, а субъективные представления о генезисе, морфологии и возрасте рельефа или о морфоструктуре и морфоскульптуре территории. Они обычно не могут служить исходным материалом для других исследований и редко используются при решении прикладных задач.

Синтетическое направление картографирования смыкается с геоморфологическим районированием [25], которое ранее разрабатывалось К. К. Марковым на морфогенетической основе, а в последнее время свелось к отдельному районированию по морфоструктурным и морфоскульптурным особенностям крупных регионов [67]. В этом аспекте данное направление картографирования следует всячески развивать и поддерживать, так как синтетические карты, имея существенное теоретическое значение, отражают современное состояние наших представлений о развитии рельефа, морфоструктуре и морфоскульптуре выделенных районов.

Однако синтезу знаний о рельефе, который наиболее целесообразно осуществлять путем составления карт морфоструктурного и морфоскульптурного районирования [2, 67], обязательно предшествует геоморфологический анализ. Впервые предложенное Д. В. Борисевичем [1970 г.] и развитое А. И. Спиридоновым [1952 г.], В. В. Ермоловым [1964 г.], Г. С. Ганешиным [1970 г.] и другими, аналитическое направление в геоморфологическом картографировании сводится к фиксации на карте реально существующих элементов форм (граней) рельефа с их генетической и возрастной характеристиками. Совокупность и различные комбинации этих элементов (или поверхностей) разной морфологии, генезиса и возраста отражают на карте все многообразие форм рельефа. Классификация данных объектов картографирования или картировочных единиц, по Г. С. Ганешину [10], основана на одном морфологическом показателе — уклонах. Участки земной поверхности с относительно выдержанными уклонами группируются в два или три типа (близкие к горизонтальным, наклонные поверхности, по-

верхности уступов), которые в свою очередь могут быть подразделены на ряд подчиненных морфологических категорий по этому же признаку. Таким образом, земная поверхность аппроксимируется по-разному наклоненными плоскостями — гранями, совокупность которых, отраженная на карте, является наиболее современной моделью рельефа.

Главное преимущество данного направления заключается в том, что оно предусматривает возможность однозначного определения объектов картографирования как со стороны разных авторов, так и в пределах разнородных в геоморфологическом отношении территорий. Однако эта возможность слабо реализуется в связи с тем, что до сих пор отсутствуют единые количественные критерии отнесения картографируемых поверхностей к той или иной морфологической категории в разных районах и на картах разных масштабов.

Интенсивное внедрение в последние два десятилетия количественных методов в геоморфологические исследования не коснулось их практически самой важной проблемы — геоморфологического картографирования — и никак не было увязано с определением генезиса и возраста рельефа. Почти все усилия в данном направлении заключались в постановке и решении частных задач прикладных отраслей науки о рельефе (связанных со строительством гидротехнических, промышленных и транспортных сооружений и сельскохозяйственным освоением земель), для чего нужны данные о разных морфологических особенностях земной поверхности, или сугубо теоретических вопросов, отвлеченных от общих геоморфологических исследований. К первому из этих двух аспектов в математизации науки о рельефе относятся многочисленные методические разработки в структурной и климатической геоморфологии.

В структурно-геоморфологических исследованиях анализировались многочисленные показатели, аномалии в распределении которых по площади интерпретировались со структурно-тектонических позиций (анализ вертикальной, горизонтальной, суммарной расчлененности рельефа, уклонов продольных профилей рек, сложности, асимметрии рельефа, извилистости русла, высоты и ширины речных террас и др.). При этом геоморфологический смысл многих из данных показателей не выяснялся, должное теоретическое обоснование предложенных методик и приемов не проводилось. Отсюда их низкая эффективность и часто последующее забвение.

В области климатической геоморфологии за рубежом (Р. Хортон, А. Стралер и др.) и в нашей стране (Н. А. Ржаницын и др.) проводились более успешные работы в этом направлении. Они заключались в поисках эмпирических связей между различными параметрами отдельных рек, речных долин, бассейнов и систем. Однако и они не были связаны с центральной практической проблемой геоморфологии — геоморфологическим картографированием.

Занимающиеся ею специалисты и геоморфологи, так сказать, традиционного толка рассматривали часто неудачные или далекие от их интересов попытки внедрения количественных методов в геоморфологию не более как очередную «моду». Именно поэтому в наше время общей математизации естественных, в том числе смежных геологических, наук до сих пор не разработаны количественные методы и критерии анализа морфологии рельефа и геоморфологического картографирования.

Из широкого признания эффективности аналитического направления в геоморфологическом картографировании естественно вытекает убеждение в необходимости использования при нем количественной оценки морфологических характеристик картографируемых поверхностей и твердых критериев их отнесения к той или иной категории. Как можно однозначно и строго разделять поверхности на субгоризонтальные и наклонные, если нет количественных критериев этого разделения? В разных районах и на картах разного масштаба эти критерии отличаются друг от друга. Ведь для слабо террасированной и слабо расчлененной территории самые незначительные различия в уклонах явятся основанием для такого разделения, в то время как в условиях контрастного рельефа эти различия должны быть весьма существенными.

Границами между картографируемыми элементами являются ребра рельефа или вогнутые и выпуклые перегибы земной поверхности. Фиксация граней на карте практически сводится к выделению и трассированию перегибов, которые, как справедливо считают В. В. Ермолов [1964 г.] и вслед за ним Г. С. Ганешин [10], имеют такое же значение в геоморфологии, как изучение контактов в геологии. Более четкая террасированность наземного рельефа (по сравнению с подводным), контрастное проявление на местности, аэрофотоматериалах и топокартах поверхностей выравнивания, врезания и отступания [47], а также разделяющих их ребер часто позволяют довольно уверенно фиксировать их на карте. Однако на многих, в основном низких, аккумулятивных равнинах выделение слабо выраженных в рельефе перегибов далеко не всегда осуществляется однозначно, что, в частности, приводит к разным выводам о количестве и возрасте поверхностей выравнивания на водораздельных пространствах и террас в речных долинах. В то же время количественная методика однозначной фиксации перегибов, а вследствие этого и разделяемых ими граней для таких районов отсутствует. В этом отношении геоморфологическое картографирование на суше уже сейчас уступает морскому картографированию, у которого можно позаимствовать методику выделения перегибов поверхностей — отличительных линий второго рода [47, § 15].

В ходе картографирования для выделенных по морфологическому принципу граней рельефа устанавливаются их генезис и возраст. На общей геоморфологической карте, по единодушному мнению, должна отражаться «геоморфологическая триада» — все три характеристики рельефа: морфология, происхождение и время

его формирования и развития. Расхождение здесь имеет место только по поводу того, какую из этих характеристик считать главной и в соответствии с этим какой из них отдать наиболее сильное изобразительное средство на карте — цвет. В зависимости от сделанного выбора карту (или принцип ее составления) называют: морфологической или морфографической, генетической и исторической или возрастной.

До сих пор на суше отсутствует единая количественная методика анализа и картографирования морфологии рельефа, отдельной оценки ее показателей (уклонов и расчлененности) и интерпретации их с генетических, исторических и морфоструктурных позиций. Морфология изучается и отражается на карте сугубо качественно без должной дифференциации ее показателей и часто без отдельной интерпретации каждого из них или без теоретического обоснования. С историко-генетических позиций наибольшее внимание уделяется уклонам, а при специальном геоморфологическом анализе и картографировании — расчлененности.

В отношении специального картографирования следует сказать, что в последнее время общая геоморфологическая карта на суше начинает рассматриваться не как окончательный итог геоморфологических исследований, а как основа последующего морфоструктурного анализа [5, 10]. Применительно к шельфу предложены критерии и принципы ее структурно-тектонической интерпретации [47]. Она является важнейшим источником информации о рельефообразующих неотектонических движениях и морфоструктуре. Общая геоморфологическая карта содержит в себе также данные о современных экзогенных процессах и морфоскульптуре. В соответствии с этим она может служить материалом для геоморфологического (как морфоструктурного, так и морфоскульптурного) районирования и для составления специальных карт.

Общепризнанным является мнение о том, что качество геоморфологической карты определяется не только тщательностью проведения полевых работ и фиксации картографируемых объектов на аэрофото- и других исходных материалах, но и стройностью и логичностью легенды. Последнее достигается в результате классификации картографируемых объектов по четко сформулированным и строго выдержанным принципам. Именно в этом особенно проявляется влияние собственно картографирования на развитие теоретических основ общей геоморфологии, а также единство процессов геоморфологического анализа и картографирования.

Таким образом, опыт геоморфологического картографирования суши свидетельствует о практической и теоретической значимости как аналитического, так и синтетического направлений в картографировании, а также морфологического, генетического и исторического принципов классификаций основных объектов картографирования — поверхностей или граней рельефа. Полная реализация всех их требует строгой выдержанности принципов классификации картографируемых единиц в легендах карт, использования количественных критериев в морфологической систематике

выделяемых поверхностей, а также разработки и применения метода однозначной фиксации их границ — перегибов или ребер рельефа.

Состояние проблемы морского геоморфологического картографирования

Отражение рельефа на морских навигационных картах осуществлялось постепенно по мере увеличения размеров и осадки судов начиная с прибрежных наиболее опасных в навигационном отношении районов. Наряду с обеспечением безопасности кораблевождения позже у данной нагрузки навигационных карт появилось еще одно практическое назначение — опознание места корабля, что имеет сейчас особое значение для подводного плавания.

До недавнего времени рельеф морей и океанов изучался лишь в основном в результате гидрографических исследований. Сформулированными в специальном наставлении [1973 г.] основными требованиями к отображению рельефа на современных навигационных картах являются: а) подробность, б) геометрическая точность, в) геоморфологическая достоверность, объективность и современность, г) максимальная наглядность и выразительность, доступность для снятия любой батиметрической или морфометрической характеристики. И если три из этих требований призваны обеспечить гидрографические исследования, то ответственность за геоморфологическую достоверность, объективность и современность лежит на морской геоморфологии.

Последняя формируется в значительной мере в результате анализа гидрографических материалов. Наиболее крупные обобщения гидрографических данных представлены в виде мелкомасштабных батиметрических карт всего Мирового океана или его крупных частей. Они способствовали развитию морфоструктурного анализа рельефа океанического дна, возрождению и формированию концепции мобилизма, а через это и развитию геологической теории в целом. Крупномасштабные навигационные карты по шельфам и прибрежным зонам послужили материалом для береговых исследований лито-, морфо- и гидродинамических процессов, а также основой для проведения геологоразведочных, инженерно-геологических, гидробиологических и других исследований и работ.

Таким образом, соотношение морского навигационного и геоморфологического картографирования характеризуется следующим: а) зарождением морской геоморфологии в целом и геоморфологической картографии в частности в процессе картографического обеспечения нужд кораблевождения, б) обязательным включением геоморфологической нагрузки в содержание морских карт, в) ответственностью морской геоморфологии за усовершенствование изображения рельефа на навигационных картах. В отношении последнего в специальном руководстве [1973 г.] отмечается, что многие недостатки геоморфологической нагрузки на навигационных картах объясняются незрелостью морской геоморфологии,

причиной чего считается недостаток данных промера. Нам представляется, что основная причина этого кроется в слабой разработанности методического аппарата геоморфологического картографирования подводного рельефа морей и океанов, отсутствии формализованных подходов, количественных методов и критериев его анализа, т. е. всего того, что обеспечивает геоморфологическую достоверность, объективность и современность в изображении поверхности дна.

Морская геоморфология должна не только использовать гидрографические материалы, но и в свою очередь способствовать развитию прикладных наук, поставленных на службу судоходства (навигации, лоции, гидрографии). Такая обратная связь сейчас осуществляется не только в результате усовершенствования геоморфологической нагрузки морских карт, но и путем создания навигационной геоморфологии [Правоторов И. А., 1978 г.]. Картографическое изображение рельефа дна используется для ориентировки мореплавателями давно. Это описано еще в 1756 г. А. И. Нагаевым в предисловии к атласу карт Балтийского моря и включено в дореволюционный курс навигации А. Шейковского в виде специального раздела «Определение места по глубинам». За широкое применение батиметрических карт в навигации ратует Ф. Шепард [85]. Наиболее рационально определение положения судна не относительно изобат, рисовка которых связана не только с погрешностями линейной интерполяции, но и с рядом других условностей, а относительно более уверенно и строго фиксируемых на картах отличительных линий второго и третьего родов (см. § 15, 19). Местоположение судна можно определять путем совмещения на одномасштабных эхограмме и карте этих перегибов рельефа.

Геоморфологические исследования для нужд судоходства могут также заключаться в определении и количественной оценке морфологических параметров рельефа (расчлененности, уклонов, сложности), установлении зависимости от них состава и свойств донных грунтов для прогноза последних в слабо изученных районах и т. д.

Без частных, общих и специальных геоморфологических карт, всесторонне характеризующих морфологию, генезис и возраст рельефа, а также современные и новейшие тектонические движения и экзогенные процессы, нельзя на должном современном уровне решать целый ряд практических задач и вопросов: а) инженерной геологии* (прокладки кабелей, нефте- и газопроводов, трубопроводов для промышленных стоков, определения заносимости портов, разрушения берегов, установки геодезических знаков, намыва территории, сооружения подводных карьеров, мор-

* Инженерно-геологические изыскания и строительство осуществляются сейчас на глубинах до 40—50 м, однако в ряде случаев ведется строительство до глубины 100 м, а проектирование — на больших глубинах [Розовский Л. Б., Шувалов А. Р., 1978 г.]

ских подходных каналов, глубокого бурения под водой с использованием стационарных оснований и погружных платформ, «пломбирования» подводных каньонов на континентальном склоне); б) промысла рыбы и морепродуктов (использования различных методов и орудий промысла, определения районов с благоприятными условиями продуцирования органических веществ), в) поисков нефти и газа (выделения пликвативных положительных структур, трассирования разрывных нарушений в осадочной толще и оценки неотектонических факторов нефтегазоносности), россыпей [картирования современной прибрежной зоны, подводных долин субаэрального происхождения и древних береговых линий, с которыми могут быть связаны промышленные концентрации не только тяжелых минералов (касситерита, ильменита, золота, платины), но и минералов со средней плотностью (рутила, ильменита, циркона, а также алмазов)], строительных материалов (гравия и песка), фосфоритов, полиметаллических конкреций абиссальных равнин; г) международного морского права (определения границ распространения юрисдикции государств).

Геоморфологическое картографирование направлено на обеспечение не только производственного освоения морей и океанов и прикладных разработок, но и всех видов камеральных и полевых морских исследований (геологических, океанологических, биологических и др.). И то и другое нуждается в жесткой привязке своих объектов не только к условной системе координат, но и к реально существующим относительно стабильным по своему положению и форме природным образованиям, в качестве которых на морях и океанах могут лишь выступать элементы и формы рельефа дна, изображенные на орографических картах или схемах.

Таким образом, большое значение геоморфологического картографирования в исследованиях и производственном освоении морей и океанов очевидно. Геоморфологический анализ подводной поверхности и ее картографирование, имея большое самостоятельное теоретическое и практическое значение, выступает также в качестве важного промежуточного, связующего звена в изучении и освоении шельфа между гидрографическими работами и перечисленными видами исследований. Не случайно в комплексной программе геологического картографирования шельфа СССР предусматривается обязательное составление геоморфологической карты в качестве одного из главных итоговых картографических документов.

Вряд ли сейчас можно полностью определить все сферы прикладного назначения серии морских геоморфологических карт, так как практическое освоение Мирового океана только начинается. Именно поэтому следует стремиться к всестороннему изучению и картографированию рельефа, учитывающим по возможности самые различные интересы их настоящих и будущих потребителей. В качестве возможных будущих потребителей этих карт, как это сейчас имеет место на суше [4], кроме этого, следует называть работников планирующих, экономических и, конечно, про-

ектирующих организаций. Все они захотят увидеть в карте прежде всего источник точной объективно обработанной информации, а не отображение субъективных представлений составителей.

В самое недавнее время произошел качественный большой скачок в методике сбора информации о рельефе и рельефообразующих породах морского и океанического дна как за счет совершенствования аппаратуры для промера глубин и отбора донных проб, так и в результате расширения арсенала методов и приборов морских геолого-геоморфологических исследований. К последнему следует отнести новые виды мелкого бурения, исследование рельефа и грунтов локаторами бокового обзора, звуковой геолокацией и непрерывным сейсмопрофилированием, электроразведкой, аэрофотосъемкой и космической съемкой, подводные дистанционные фото- и киносъемки, наблюдения из автономных самоходных глубоководных аппаратов и лабораторий, изучение путей транспортировки твердого материала с помощью люминофоров, радиоуглеродный метод датировки донных осадков и т. д.

Сейчас разрабатывается новая общая концепция гидрографических работ на шельфе [76], при которой съемка подводного рельефа предусматривается с помощью эхолотов и средств площадного обследования дна (эхотралов ГЭТ-1, ГЭТ-2, гидрографическим эхографом бокового обзора ГЭБО-100) дифференцированно в трех основных зонах. Зона I (в диапазоне глубин от 0 до 50 м) является зоной 100 %-ного обследования аэрофотосъемкой, эхолотами, эхотралами и ГЭБО. В зоне II (50—200 м) должен осуществляться промер с помощью эхолотов, эхотралов и ГЭБО, а в зоне III (200—500 м) — традиционный промер стандартными судовыми эхолотами. Наряду с исследованиями гидрографических служб СССР на шельфе разворачиваются топографические работы ГУГК [74].

Каждый из современных методов изучения подводного рельефа и рельефообразующих отложений имеет свои ограничения. Например, с помощью аэрофотосъемки можно получить изображение дна (при благоприятных гидродинамических, метеорологических и оптических условиях) лишь до глубин 25—30 м, а водолазные исследования и подводное бурение ограничены пока 50-метровой изобатой [62]. До сих пор не определены в этом отношении возможности космической съемки. Как показывает опыт дешифрирования ее материалов на Каспийское и Аральское моря, на них можно выделить отдельные морфотектонические образования (соляные купола, линейменты) в основном в пределах мелководья с глубинами до первых десятков метров. В отраженных на космических снимках более глубоководных районах геоморфологическая информация чаще всего отсутствует.

Вместе с тем совокупность методов получения информации может обеспечить исчерпывающие сведения о рельефе и рельефообразующих отложениях, что учитывается в ряде предложений по созданию комплекса полевых методов их изучения [76]. В то же время методы обработки полученной информации, и в том числе

комплекс геоморфологического картографирования, несмотря на его большое значение в деле освоения морей и океанов, не испытали такого же прогресса, хотя к данному моменту проведен большой объем работ по разномасштабному картографированию рельефа дна морей и океанов. Геоморфологическое картографирование осуществлено практически на всех морях СССР: Баренцевом [26, 27, 39 и др.], Карском [40, 45], Лаптевых [72 и др.], Восточно-Сибирском [38], Чукотском [18], Беринговом [Гершанович Д. Е., 1970 г.], Охотском [35, 36], Балтийском [13, 54], Каспийском [84], [Леонтьев О. К. и др., 1976 г.] и Черном [76]. Советскими исследователями составлены геоморфологические карты на отдельные части Мирового океана, в том числе выходящие за пределы морей СССР [15, 16, 33, 77 и др.], и проведен анализ обзорных геоморфологических карт морей и океанов [32].

Несмотря на значительный объем работ по морскому геоморфологическому картографированию, большая часть составленных на море средне- и мелкомасштабных карт не удовлетворяет требованиям, которые уже предъявляет и тем более будет предъявлять практика различных исследований и производственного освоения морских пространств к подобным документам. Анализ опыта средне- и мелкомасштабного геоморфологического картографирования показывает, что на многих картах или отсутствует классификация картографируемых объектов (которые просто перечислены в легендах), или принципы этих классификаций не выдержаны. Главный недостаток данного опыта заключается в отсутствии до сих пор общепринятых принципов составления геоморфологических карт и представлений о содержании последних, что резко снижает их теоретическое и практическое значение.

В качестве наиболее характерных примеров разномасштабного морского геоморфологического картографирования рассмотрим содержание трех легенд.

Одна из первых отечественных геоморфологических карт, составленная В. В. Шарковым [84] на подводный склон западного берега Каспийского моря, несмотря на свою структурно-тектоническую направленность, в целом является довольно удачным опытом всесторонней характеристики рельефа района. Вместе с тем из содержания легенды видно, что при ее составлении смешаны два принципа картографирования: морфоструктурный и генетический. В один ряд морфоструктурных категорий поставлены элементы морфоструктурного (аналитического, см. часть 2) районирования и конкретные морфоструктурные (положительные и отрицательные) образования. Важная положительная особенность этой карты заключается в том, что на ней отражен рельеф моря и прилегающей к нему суши в неразрывной взаимосвязи. Надводные и подводные части морфоструктурных элементов не разорваны, и каждый из последних показан в качестве единого целого.

Если в рассмотренной легенде налицо попытка классифицировать картографируемые объекты, то легенда геоморфологической карты восточного шельфа Каспийского моря [12] является

простым перечнем отраженных на ней элементов и форм рельефа без какой-либо их систематизации. В нем наряду с формами и элементами форм приведены морфоструктурные обозначения и элементы морфоскульптурного районирования.

Удачным опытом морского геоморфологического картографирования является создание геоморфологической карты Северного Ледовитого океана в масштабе 1 : 5 000 000 [15]. Ее сопровождает довольно стройная классификация картографируемых объектов — генетически однородных поверхностей. Выявляются поверхности денудационного (скульптурного и структурного) и аккумулятивного происхождения. Скульптурные поверхности включают в себя: а) пенеплены, развитые на древнем складчатом основании, б) поверхности горных стран в молодых складчатых областях, в) гравиационные склоны и поверхности экзарационно-нивального генезиса. Структурные поверхности рассматриваются в качестве поверхностей магматических и осадочных пород, а также отпрепарированных в процессе денудации плутонов. Поверхности аккумулятивного генезиса подразделяются на вулканические, перигляциальные, аллювиальные и морские. Специально выделяются поверхности океанических котловин и желобов. На карте отражены формы рельефа, связанные с современными процессами диапиризма, вулканизма и разрывной формы тектогенеза. Таким образом, наряду с выдержанными генетическими элементами картографирования поверхностей на эту карту попали элементы морфоструктуры.

От анализа многих других карт на моря и океаны нас освобождает работа, сделанная А. В. Живаго и П. Н. Затонским [30]. В результате ее эти авторы предложили свой проект легенды геоморфологических (синтетических) карт дна океанов и морей. В основу легенды положено отражение морфоструктуры и морфоскульптуры, близкое тому, что применяется в Институте океанологии АН СССР [35], использовано при составлении атласа карт [67] и используется сейчас при создании Геоморфологической карты СССР в масштабе 1 : 2 500 000 [2].

Отражение морфоструктуры предусматривается в проекте как в результате (типологического, см. § 23) морфоструктурного районирования, так и за счет показа отдельных морфоструктурных образований. Наряду с этим предлагается показывать осложняющие эти поверхности морфоскульптурные формы.

В качестве основополагающего принципа составления геоморфологической карты шельфа при его мелко- и среднемасштабном геологическом картографировании рассматривается историко-морфологический принцип [37] и в то же время основными объектами картографирования считаются морфогенетические типы рельефа и их комплексы.

Общей чертой рассмотренных и не рассмотренных здесь карт и легенд является стремление составителей сделать их более синтетическими и, что вполне естественно, представить их в качестве итоговых документов своих исследований. Вместе с тем для мно-

гих из них характерно эклектичное сочетание элементов синтетического (морфоструктурные или морфоскульптурные районы) и аналитического (поверхности разного типа) подходов в геоморфологическом картографировании.

Наиболее практически важные аналитические карты с отражением на них морфологии, генезиса и возраста рельефа на моря и океаны составляются крайне редко. Отсутствие на картах и в легендах возрастных характеристик рельефа легко объясняется малым количеством не только непосредственных датировок донных осадков, но и косвенных данных о времени формирования подводных поверхностей. Тот факт, что в легендах и на картах обычно не предлагается никаких морфологических характеристик и последние не используются для определения генезиса и возраста рельефа, можно объяснить только неразработанностью методических основ морского геоморфологического картографирования. Вместе с тем все необходимые для этого предпосылки имеются. К таковым прежде всего относятся детальный систематический промер глубин для большей части шельфовых зон морей СССР и, как следствие этого, — возможности точной количественной оценки морфологических характеристик рельефа, отбивки границ морфологически однородных поверхностей и их историко-генетической интерпретации.

Основные составляющие и последовательность морского геоморфологического картографирования

Рассмотренные направления и принципы геоморфологического картографирования не только не исключают, но дополняют друг друга и, самое главное, представляют собой определенные очередные этапы сложного многоступенчатого процесса — изучения рельефа и его картографирования. Геоморфологическое картографирование дна морей и океанов как процесс изучения подводной поверхности предлагается организовать не в виде одноактного создания общей геоморфологической карты, а в виде строго упорядоченного составления серии карт, из которых каждая последующая является результатом интерпретации предыдущих и анализа дополнительных гидрографических, геологических и геофизических материалов (рис. 1).

Данная постановка вопроса не является попыткой компромиссного решения затянувшихся споров о принципах и направлениях геоморфологического картографирования. Она также не ставит перед собой цель заменить, казалось бы, относительно простую процедуру создания единого картографического документа на сложный и длительный процесс составления ряда промежуточных и предваряющих карт.

Основными аргументами в пользу этого предложения является то, что оно полностью отвечает, во-первых, естественному ходу геоморфологических исследований и работ по картографированию рельефа и, во-вторых, многоцелевому практическому назначению

3901

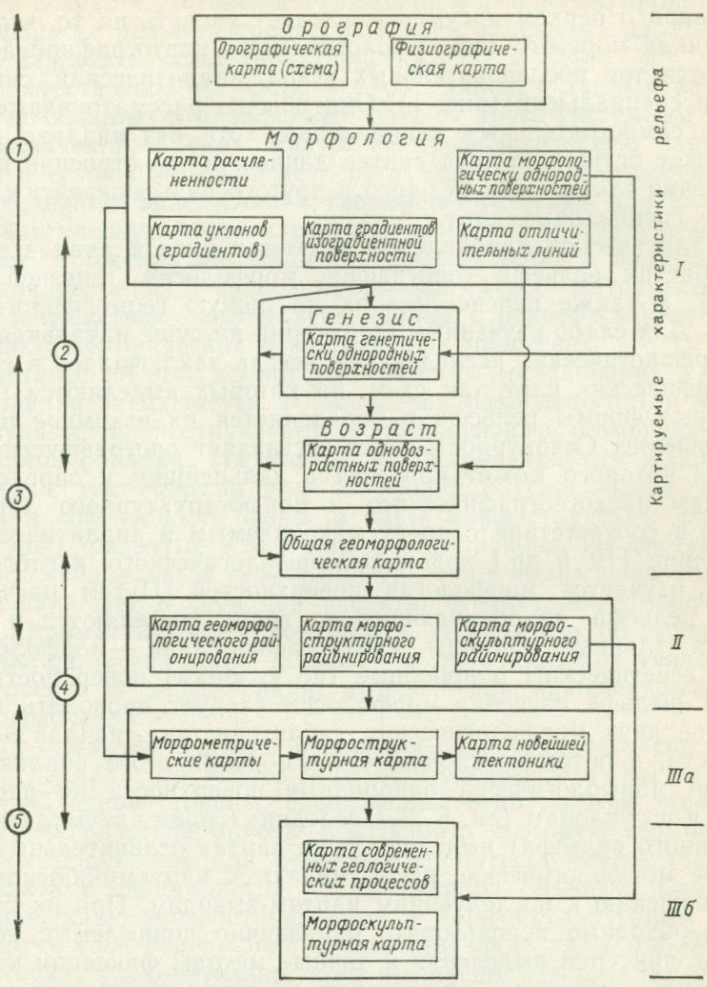


Рис. 1. Основные направления (этапы) и составляющие морского геоморфологического картографирования.

1—5 — исходные материалы: 1 — ультразвукового эхолотирования — планшеты промера, навигационные и батиметрические карты, 2 — звуковой геолокации, гидролокации с боковым обзором, аэрофотосъемки и фотокосмической съемки, подводной кино- и фотосъемки, непрерывного сейсмопрофилирования, 3 — анализ составов гранулометрического и минералогического состава, физических свойств донных отложений, результаты применения биостратиграфических, историко-археологических методов датировки, методов абсолютной геохронологии; 4 — структурные карты по данным МОВ, КМПВ, карты гравитационного и магнитного полей, материалы электроразведки, футшточных наблюдений; 5 — данные по ветровым и катастрофическим волнам, волновым и океаническим течениям, приливам, сгонам и нагонам, осадждению взвеси. I—III — направления геоморфологического картографирования: I — аналитическое, II — синтетическое, III — специальное (IIIa — структурно-геоморфологическое, IIIб — климато-геоморфологическое).



геоморфологических карт для разных отраслей прикладной науки и видов производственной деятельности человека.

Говоря о первом аргументе, следует указать на то, что в полном цикле морского геоморфологического картографирования выделяются три последовательных этапа: аналитический, синтетический и специальный (рис. 1). Они обычно рассматриваются в качестве самостоятельных направлений, хотя без анализа рельефа не может осуществляться синтез данных о его строении и развитии, точно так же, как без того и другого нельзя перейти к составлению специальных карт.

Аналитическое направление включает в себя анализ всех характеристик рельефа (орографии, морфологии, генезиса и возраста), а также перенесение их на общую геоморфологическую карту. Для слабо изученных территорий на суше начальная стадия геоморфологических исследований всегда заключалась в создании орографических карт или схем, на которых выделяются разнопорядковые формы рельефа и определяется их взаимное плановое соотношение. Совокупность форм составляет орографический план, анализ которого может привести в дальнейшем к определенным выводам палеогеографического и морфоструктурного характера. Далее в соответствии с предусматриваемым в аналитическом направлении [10 и др.] ходом геоморфологического картографирования изучается морфология поверхностей. Путем расчленения форм рельефа на облекающие их грани выделяются и фиксируются главные единицы картографирования — морфологически (а не генетически!) однородные (по уклонам) поверхности.

На шельфе изучение морфологии следует проводить по пути анализа двух морфологических характеристик: сначала — расчлененности, а потом — уклонов. На основании этого анализа выделяются морфологически однородные поверхности по расчлененности и по уклонам (см. § 7). Последние (грани аккумулятивно-абразионного рельефа) выделяются на картах отличительных линий.

Обе морфологические карты являются картами-обоснованиями по отношению к последующим картам-выводам. При их составлении необходимо использовать однозначно понимаемые количественные критерии выделения и точные методы фиксации картографируемых объектов. Составление всех последующих карт допускает возможность неоднозначной интерпретации материалов, разного понимания историко-генетических, морфоструктурных и морфоскульптурных категорий рельефа, к которым относятся те или иные картографируемые объекты.

Морфологический, генетический и исторический принципы картографирования обычно перечисляются не только в порядке возрастания их «прогрессивности» и усложнения составленных по данным принципам карт, но и в соответствии с логической последовательностью геоморфологических исследований в целом и картографических работ в частности. Только после выделения морфологически однородных поверхностей (в зависимости от их морфологических характеристик и исходя из дополнительных мате-

риалов о рельефе и рельефообразующих породах на море и прилегающей части суши) вырабатываются представления об их генезисе, а затем и возрасте. Детальное отражение морфологии, происхождения и возраста рельефа требует создания отдельных карт, посвященных каждой из этих характеристик.

Это, естественно, не исключает объединения данных характеристик, показанных независимыми друг от друга системами условных обозначений, в одну общую геоморфологическую карту, на которой в связи с обычной ее перегрузкой они отражаются в более обобщенном виде. Общая геоморфологическая карта, завершая аналитическую часть картографирования, претендует на всестороннее отражение морфологии, происхождения и истории формирования рельефа. В свою очередь она служит материалом для синтеза и средством синтеза всех данных о рельефе и рельефообразующих (тектонических и экзогенных) процессах.

Синтетический этап геоморфологических исследований и картографирования заключается в проведении раздельного (по морфоскульптуре и морфоструктуре) и комплексного геоморфологического районирования. На картах районирования отражаются не конкретные тектонически или экзогенно обусловленные формы рельефа и совокупности форм, а типы морфоструктуры (морфоскульптуры), развитые в том или другом районе. Их составление сменяется специальным геоморфологическим картографированием, которое включает в себя два аспекта: структурно-геоморфологический и климато-геоморфологический. И тот и другой имеет важное прикладное значение: первый — в деле изучения геологического строения и неотектоники, второй — для инженерно-геологических изысканий.

Могут быть два подхода к вопросу об очередности синтетического и специального этапов в геоморфологическом картографировании. С одной стороны, специальный этап должен завершать все картографические работы и выдавать «готовую геоморфологическую продукцию» для основных ее потребителей — геологов-поисковиков и специалистов по инженерной геологии. Входящие в эту продукцию морфоструктурные и морфоскульптурные карты включают в свое содержание соответствующие виды районирования, которые, следовательно, должны предшествовать их составлению. С другой стороны, районирование необходимо проводить на основании анализа результатов специальных исследований, и прежде всего амплитуд новейших движений и морфоскульптурных характеристик, из чего может следовать обратная последовательность этих этапов.

Проведение каждого из этапов геоморфологического картографирования требует различные исходные материалы. Для составления карт-обоснований нужны материалы с точными данными об абсолютных и относительных глубинах дна. До сих пор к ним относились только гидрографические материалы: эхограммы, планшеты промера и морские карты. В последнее время на шельфе проводит свои работы Главное управление геодезии и картогра-

фии (ГУГК), которым создается материально-техническая база, выполняются первоочередные топографо-геодезические съемки для нужд народного хозяйства на шельфе [76]. При этом важно отметить то, что ГУГК составляет карты с принятой для всей территории СССР номенклатурой, в тех же масштабах и проекции. Это обеспечивает широкие возможности экстраполяции различных данных в направлении суша→море.

Диагностика генезиса и возраста рельефа требует анализа не только его морфологических характеристик, но и других геолого-геоморфологических материалов двух категорий: а) материалов с изображением рельефа и рельефообразующих отложений в плане, профиле и перспективе и б) материалов по вещественному составу, физическим свойствам и возрасту рельефообразующих отложений. При этом, естественно, следует использовать все данные о развитии рельефа прилегающей суши.

При специальном картографировании используются геофизические материалы о строении осадочной толщи и фундамента и океанологические материалы по гидро-, лито- и морфодинамическим процессам в водной среде. Очень важными являются данные по современным тектоническим движениям берегов и дна морей.

Таким образом, в предлагаемой системе геоморфологического картографирования (рис. 1) каждая из перечисленных карт рассматривается не только (и даже не столько) в качестве итога определенного этапа исследования и картографирования рельефа и рельефообразующих процессов, но и как средство их дальнейшего изучения. Такой подход был сформулирован нами ранее [44, 47] лишь по отношению к общим геоморфологическим картам шельфа, которые рассматривались в качестве средства изучения его морфоструктуры. Целесообразно распространить этот подход на все карты, входящие в единую систему геоморфологического изучения и картографирования морей и океанов. Однако в отличие от А. М. Берлянта [4] мы не считаем, что использование карт и исследования по картам являются сугубо картографическим методом изучения действительности (в данном случае подводного рельефа). Несмотря на наличие специального картографического аспекта в рассмотренной системе, она не является частью картографии и ничем принципиально не отличается от общего для всех геолого-географических наук подхода в познании природы, в котором в основе стоит предмет исследования (рельеф, геологическое строение, растительный покров), а уж потом его модели — карты, отражающие этот предмет с разных сторон.

При этом роль карты не абсолютизируется. Она рассматривается не как источник информации, а как способ ее отражения. Никакой дополнительной информации, кроме той, которая заложена в карте, из нее извлечь не удастся даже при использовании самых изощренных способов ее преобразований. В рассмотренной серии карт каждая последующая содержит новую (относительно предыдущей) информацию лишь постольку, поскольку при ее составлении используются дополнительные геолого-геофизиче-

ские материалы и она отражает другую особенность (характеристику) рельефа. В противном случае, как это имеет место в сугубо картометрических преобразованиях [4, 47], последующая карта отражала бы только часть информации предыдущей, целенаправленно выбранную из последней и сопровождаемую «шумами» или «помехами».

Перечисленные на рис. 1 геоморфологические карты характеризуются всеми установленными [4] свойствами картографической модели. В равной мере им присущи масштабность и метричность, непрерывность изображения, наглядность, обзорность, геометрическое подобие и географическое соответствие. Вместе с тем в направлении от орографической карты к специальным увеличивается их абстрактность и синтетичность, уменьшается избирательность и наглядность.

Каждая из серии карт (рис. 1) отражает определенный этап геоморфологических исследований, документирует их результаты. При создании только одной (общей) геоморфологической карты на суше эти этапы составители обычно проходят как бы мысленно и интегрально, оставляя исходную и промежуточную информацию на рабочих материалах (аэрофотоснимках, топокартах, кальках). Однако для многих потребителей геоморфологической продукции именно эта информация является очень важной.

При внедрении количественных методов оценки морфологических характеристик рельефа дна морей и океанов без промежуточных и предваряющих карт обойтись невозможно. В связи с этим важно иметь общепринятую методику их составления и твердые принципы и критерии их однозначной интерпретации. Наличие определенной последовательности в выполнении карт, а также общепринятых методов и принципов их составления и интерпретации позволит сделать процесс геоморфологического картографирования (в котором часто до сих пор преобладает интуитивный подход, а при создании коллективных карт — способ своеобразных экспертных оценок и компромиссных решений) более строгим и эффективным с практической и теоретической точек зрения.

Рассматривая второй аргумент в пользу данной системы геоморфологического картографирования, следует отметить, что для ряда «заказчиков» требуется не только общая геоморфологическая карта. Она является необходимым, вместе с тем далеко не достаточным, итоговым картографическим документом геоморфологических исследований. Многим настоящим и будущим потребителям геоморфологических карт на море понадобится не весь обычно изображаемый на общей карте набор характеристик рельефа, а лишь одна или несколько из них, но зато детально показанных на частной карте или картах. В целом ряде случаев (например, при инженерно-геологических исследованиях или в рыбопромысловом деле) нужна подробная морфологическая и (или) генетическая характеристики рельефа, в то время как знать другие его особенности необязательно при этих видах работ.

В целом в направлении от орографических к специальным картам (рис. 1) сужается (но не уменьшается) прикладное значение последующих карт относительно предыдущих. В этом же направлении увеличивается элемент субъективности в их содержании. Наиболее широкое применение на морях и океанах найдут орографические карты и схемы. Для многих видов исследований и работ необходимы и достаточны карты с детальной количественной оценкой морфологических параметров (гидрография, навигация, лоция, инженерная геология, промысел рыбы и др.), а также с генетической характеристикой рельефа (навигация, лоция, инженерная геология и др.) без данных о его возрасте и о морфоструктуре. В то же время морфоструктурная карта с практической стороны мало кого интересует, кроме геологов. Синтетические карты нужны в основном в качестве сводок представлений о формировании и развитии рельефа. Они создаются в основном для «внутреннего» пользования в среде геоморфологов и имеют главным образом теоретическое значение. Именно поэтому они чаще всего относятся к обзорным или мелкомасштабным.

Таким образом, рассмотренный (рис. 1) порядок картографических работ: а) соответствует логической последовательности геоморфологического анализа рельефа, б) обеспечивает полноту, оптимизацию и эффективность геоморфологического картографирования при наименьших затратах средств и времени, в) делает сам процесс картографирования более строгим и управляемым, г) повышает прикладное значение геоморфологических карт.

АНАЛИТИЧЕСКИЙ ЭТАП В МОРСКОМ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ КАРТОГРАФИРОВАНИИ

ГЛАВА I

ОРОГРАФИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН. ПРИНЦИПЫ ИЗУЧЕНИЯ И КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

§ 1. Значение и принципы орографического картографирования

Отсутствие орографических схем и карт создавало значительные сложности в исследованиях слабоизученных районов суши. К таковым, например, до самого недавнего времени относилась Западно-Сибирская равнина, орографии которой в ходе ее хозяйственного освоения срочно пришлось посвятить специальные работы [Городецкая М. Е., Николаева Е. Н., 1969 г.]. Большие трудности в этом отношении ожидают исследователей морей и океанов.

В гидрографических исследованиях составление орографических схем предусматривается только в ходе создания генеральных и обзорных морских карт для самой общей характеристики рельефа и удобства его описания. Содержание схем устанавливается в зависимости от характера рельефа картографируемого региона Мирового океана и включает в себя береговую линию, наиболее крупные различные провинции и формы рельефа и основные структурные линии. В практике изучения морей и океанов и особенно шельфовых пространств уже сейчас обнаруживается насущная потребность детального картографирования орографических форм подводного рельефа и необходимых для этой цели их классификаций и строгих определений.

На примере северной континентальной окраины Евразии рассмотрим принципы и методику орографического картографирования. Хотя геоморфологическое изучение северного шельфа СССР уже проводится как с историко-генетических, так и морфоструктурных позиций, до сих пор отсутствует картографический документ, отражающий однозначно выделенные в его пределах орографические формы с общепринятыми названиями.

Необходимость создания такого документа определяется прежде всего тем, что орографические формы здесь могут являться элементами географической привязки, в то время как на суше кроме них в качестве таковых выступают реки, урочища, населенные пункты, дороги и другие «рукотворные» объекты. Для этой цели, естественно, следует использовать только те формы, которые характеризуются устойчивыми в географическом масштабе

времени границами и положением в плане. Привязка к таким орографическим формам должна не дополнять привязку тех или иных объектов к системе координат и к элементам береговой линии, а являться основной в практике исследований и освоения континентальной окраины по следующим соображениям.

Во-первых, она может быть осуществлена на всей окраине, а возможности привязки объектов к береговому ориентиру ограничены вдольбереговыми зонами и могут удовлетворять целиком только на узких шельфах (например, на шельфе Восточной Камчатки), но никак не на обширных пространствах северных морей СССР и тем более в открытой части любого океана.

Во-вторых, наряду с этими как бы служебными функциями, которые выполняет орографическое картографирование в ходе различных исследований континентальной окраины, оно является первоочередным этапом ее геоморфологического изучения. На этом этапе анализируются наиболее общие особенности строения земной поверхности. Данные по орографии как подводного, так и надводного современного рельефа, являясь основой общегеоморфологических исследований, кроме этого, позволяют решать целую серию специальных вопросов, таких как выявление явно выраженных в рельефе морфоструктур, установление направления транспортировки осадков в прошлом [78], перестроек речной, ныне подводной, сети долин [47] и т. д. Здесь уместно привести слова Н. А. Флоренсова [78, с. 33] о том, что «главным свойством и важнейшей характеристикой всякого рельефа является (и это не игра слов) его рельефность, а уж затем все то, что эта рельефность выражает и предвещает». Именно на изучении рельефности или орографических черт и сравнении их с геологической структурой базировались первые работы по морфоструктурному анализу [Герасимов И. П., 1959 г.; Геренчук И. К., 1960 г.].

В-третьих, в отличие от привязки к координатной сетке (или системе трапеций *) привязка к орографическим образованиям способствует образному восприятию объектов и установлению пространственных, а через это и причинно-следственных связей между многими процессами и явлениями. Не случайно особое внимание этому вопросу уделяли и уделяют специалисты, изучающие рельеф и строение морского дна для нужд рыболовства. Так же, как на суше, границы многих крупных орографических форм шельфа являются границами физико-географических территориальных комплексов с присущими им экологическими условиями и биоценозами и как следствие этого с различным рыбопромысловым значением. В отношении образности восприятия показываемых объектов с орографической картой успешно конкурирует физиографическая карта, являющаяся перспективным рисунком подводного рельефа. Она уступает им, однако, в отношении точной привязки и более все-

* Такая система, например, создана на шельфе Северо-Западной Европы для привязки к ней лицензионных блоков проведения морских нефтегазопромысловых работ.

стороннего отражения орографии с использованием целой системы условных обозначений и попутной классификацией картографируемых форм рельефа.

Орографические элементы северной континентальной окраины Евразии исследованы крайне неравномерно (табл. 1, рис. 2, 3). То, что восточный сектор окраины почти лишен орографических наименований, объясняется не столько его худшей гидрографической изученностью, сколько значительно меньшей контрастностью орографических форм, которая затрудняет их выделение и однозначную фиксацию на карте. Современная изученность рельефа северо-восточных морей СССР позволяет провести в их пределах довольно дробное орографическое районирование, результаты которого (рис. 3) показывают, что поверхность дна здесь, несмотря на небольшие колебания глубин, достаточно сложна и многообразна.

На картах и схемах, изданных ГУНиО, ГУГК и другими организациями, а также опубликованных отдельными авторами, выделенные орографические формы чаще всего обозначаются не контурами, а соответственно расположенными в их пределах надписями. Следует также отметить обычную разобщенность фиксируемых на картах орографических форм, проявляющуюся в том, что пространства между обозначенными образованиями орографически не охарактеризованы. В связи с этим их совокупность не представляет собой единого («связного») орографического плана, в котором можно увидеть соподчиненность и сопряженность форм, различных по размерам, простираению и морфологии.

И еще одно важное обстоятельство, определяющее актуальность орографического изучения морей и океанов в целом и северной континентальной окраины Евразии в частности, заключается в существенном разном в терминах, используемых для обозначения орографических единиц, и в их собственных названиях. В табл. 1 дается перечень использованных и предлагаемых названий орографических форм. В ее первой графе и на рис. 2, 3 проставлены номера, присвоенные крупным (римские цифры) и мелким (арабские цифры) формам. Название крупнейших форм приведены на рис. 2, 3. Во второй графе таблицы приводятся названия и термины, принятые автором. В третьей графе указывается следующее: а) дублирующие их орографические термины и (или) имена собственные у форм, для которых у источника взяты данные о их положении и границах; б) сам источник; в) термины и имена собственные, использованные для обозначения данной формы другими авторами; и г) источники, где они были приведены.

Показанные в табл. 1 различия в терминологии объясняются не только слабой разработанностью, но и «заинтересованностью» многих авторов предлагаемых орографических наименований (геоморфологов и геологов), интерпретирующих подводный рельеф и его отдельные формы исходя из разных историко-генетических и морфоструктурных представлений. Например, Ф. Шепард [85] желоба Баренцева и Карского морей называет трогами, подразу-

ТАБЛИЦА I

Названия орографических форм по разным источникам

Номер на рис. 2, 3	Принятое название и источник	Другие названия и источник
Крупные орографические формы		
I	Краевое плато Ермака	Плато (морские карты), поднятие [Лаппо С. Д., 1940 г.], аваншельф [9, 24], контрфорс [25]
IV	Медвежинско-Надеждинская крупная возвышенность *	Мелководье [39], плато [9, 24, 26]
V	Медвежинский желоб [9, 24, 25, 26]	Ложбина [14], низменность *, Западный желоб, желоб о. Медвежий (морские карты)
VI	Крупная возвышенность Копытова *	Плато [24, 25], банка [39]
VII	Нордкинская крупная возвышенность *	Банка [25, 39]
X	Мурманская крупная возвышенность *	Мелководье [Лаппо С. Д., 1940 г.], [14, 24], банка [39]
VIII	Демидовская крупная возвышенность *	Банка [25, 39]
XIV	Центральная низменность *	Впадина (морские карты), [39, 24], ложбина Самойлова [25], желоб [26]
XII	Печорская низменность	Мелководье [39], отмель [24, 25], равнина *
XV	Центральная крупная возвышенность * [39]	Плато [24, 25]
XVI	Крупная возвышенность Персея * [Лаппо С. Д., 1940 г.], [39]	Плато [24, 25]
XVIII	Северо-Новоземельская крупная возвышенность	Новоземельская возвышенность *, Северное Новоземельское мелководье [39], плато [24]
XIX	Северо-Восточная Баренцево-морская низменность	Впадина [24, 39]
XX	Желоб Св. Анны (морские карты), [16, 24, 25]	Низменность *
XXI	Центральнокарская крупная возвышенность (морские карты)	Плато [16, 24, 25], хребет [Лаппо С. Д., 1940 г.]
XXII	Желоб Воронина (морские карты), [16, 24, 25]	Желоб Садко [Лаппо С. Д., 1940 г.]
XXV	Новоземельский желоб	Восточно-Новоземельский желоб [14, 24, 25], впадина * [16]
XXVI	Западно-Карская низменность	Равнина [24, 25]
XXVII	Ямало-Гыданская наклонная равнина	Отмель [24, 25]
XXIX	Бегичевская низменность	Ложбина [24], Восточно-Таймырская ложбина [25]
XL	Демаркационная низменность	Ложбина [24], ложбина Хоуп [25]
XLII	Чукотское краевое плато	Аваншельф [24, 25], кап [96]

Номер на рис. 2, 3	Принятое название и источник	Другие названия и источник
Мелкие орографические формы		
1	Долина Ис-Фьорд	Залив * (морские карты)
2	Долина Бельсундренна	Залив * (морские карты)
3	Долина Стур-Фьорд	Пролив * (морские карты)
4	Долина Вейде-Фьорд	Залив * (морские карты)
5	Возвышенность Эдж	Плато [25]
6	Плато Виктория [Дибнер В. Д., 1970 г.], [25]	
7	Долина Белая	Желоб [25]
8	Долина Короля Карла	Желоб [25, 39], желоб Принца Карла *
9	Желоб Южного мыса (морские карты)	Зюйдкапский желоб * [25, 39]
11	Шпицбергенская возвышенность	Банка * [39]
12	Долина Квейтехола	Желоб * [25]
13	Медвежинская возвышенность	Банка [39], плато [25]
14	Надеждинская возвышенность	Плато [25]
15	Долина Фингердьюпет *	
16	Долина Хюппендьюпет *	
17	Возвышенность Персея	Банка [25, 39]
18	Долина Персея	Желоб *
20	Желоб Франц-Виктории (морские карты), [25]	Низменность *
21	Плато Александры [25]	
22	Плато Воронина [25]	
23	Плато Иогансена [25]	
24	Долина Флоры	Впадина [39], желоб м. Флора [24]
25	Гряда Книповича	Банка [39]
26	Северо-Восточная возвышенность	Плато *
27	Плато Литке *	
28	Долина Горбовая	Желоб [26]
29	Долина Тромседьюпет *	
30	Долина Ингедьюпет *	Желоб *, желоб Ингей [25]
31	Окуневая возвышенность	Гряда *
32	Демидовская возвышенность	Банка * [25, 39], [Дибнер В. Д., 1970 г.]
33	Центральное плато * [39]	
34	Финмаркенская возвышенность	Равнина *, плато [Лаппо С. Д., 1940 г.]
35	Нордкинская ложбина [24, 25]	Впадина Дьюпрена *
38	Долина Норддьюпет *	
39	Южно-Канинское плато *	
40	Рыбачья гряда	Плато *
42	Северо-Канинское плато *	
43	Гусиное плато *	
44	Плато Моллера *	
46	Ложбина Кусова	Желоба Кусов Южный и Кусов Северный [25]
56	Долина пра-Обь [24]	
57	Долина пра-Гыда [24]	
58	Долина пра-Енисей [24]	
59	Выступ Брусилова	Порог [25]

Номер на рис. 2, 3	Принятое название и источник	Другие названия и источник
60	Ямало-Гыданская отмель	[24, 25]
64	Югорская впадина	[16]
70	Североземельский желоб [Лап- по С. Д., 1940 г.]	
72	Долина пра-Хатанга [24]	
74	Долина пра-Оленёк [24, 92]	Лена—Оленёк [46]
76	Долина пра-Лена [24]	Восточная Лена [92]
77	Долина Западная Лена [92]	
78	Вассемская банка [14, 24, 25]	
79	Янская банка [25]	
86	Долина пра-Индигирка [24]	
87	Алазейская отмель	Поднятие [24]
90	Долина пра-Колыма	Ложбина Мод [24], желоб Мод [25]
95	Возвышенность Геральда (мор- ские карты), [24]	
97	Каньон Персея	Долина *
98	Каньон Литке	Желоб [9, 25]

Примечания. 1. Звездочкой отмечены названия по Г. Г. Матишову [1977 г.]. 2. В третьей графе приведены источники собственных орографических форм и используемые разными авторами термины для их обозначения.

мевая их ледниковое происхождение. В. Д. Дибнер [27], наоборот, развивая идею об океанизации континентальной окраины, желобами называет практически все отрицательные формы рельефа, в том числе и те, которые расположены внутри шельфа и в работах других исследователей фигурируют в качестве низменностей, долин, впадин и т. д. Существенный разницей отмечается и в именах собственных, унификация которых проведена только применительно к глубоководной околополюсной части Северного Ледовитого океана [Трешников А. Ф. и др., 1967 г.; Кручинин Ю. А., 1977 г.].

Наиболее объективной при унификации как терминов, так и собственных названий является позиция гидрографов. Однако в посвященном этому вопросу давно вышедшем руководстве приводится всего 18 терминов, отражающих орографические формы, из которых 6 относятся к рельефу океанического дна (глубоководная океаническая впадина, котловина, хребет, поднятие, плато, подводная гора), 3 предлагается использовать как на океане, так и на шельфе (порог, возвышенность, банка) и только 9 имеют отношение к континентальной окраине (желоб, подводный каньон, подводная долина, мель, отмель, подводная коса, бар, риф, коралловый риф). То же самое можно сказать о терминах, перечисленных в более позднем пособии [1973 г.]. Данная совокупность названий представляет собой не единую понятийно-терминологическую систему, к которой следует стремиться при разработке орографической терминологии, а перечень терминов, определенных

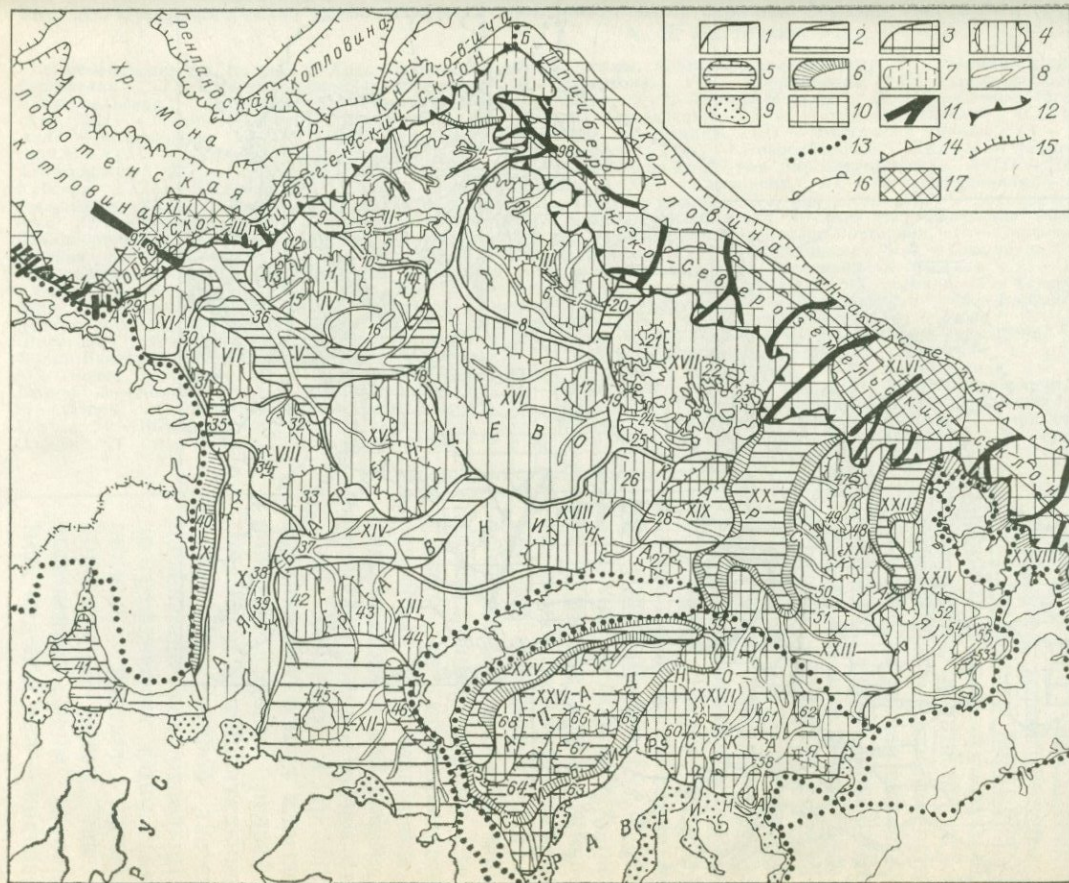


Рис. 2. Орографическая схема северной континентальной окраины Евразии (западный сектор). Составили Л. И. Жукова, А. Н. Ласточкин.

1 — крупные возвышенности и мелководья; 2 — низменности; 3 — наклонные равнины; 4 — возвышенности, плато, гряды, выступы, банки и отмели; 5 — впадины, ложбины и желоба; 6 — склоны и береговые склоны; 7 — краевые плато; 8 — долины; 9 — губы и заливы; 10 — континентальный склон (неразчлененный); 11 — каньоны; 12 — бровка шельфа; 13 — границы крупнейших орографических форм на континентальной окраине; 14 — нижняя граница континентального склона; 15 — граница крупнейших орографических форм в океане; 16 — граница между континентальным уступом и подножием; 17 — конусы выноса на континентальном склоне. На линии АВВГ спроектированы данные о батиметрическом положении основных орографических границ северной континентальной окраины Евразии (см. рис. 5).

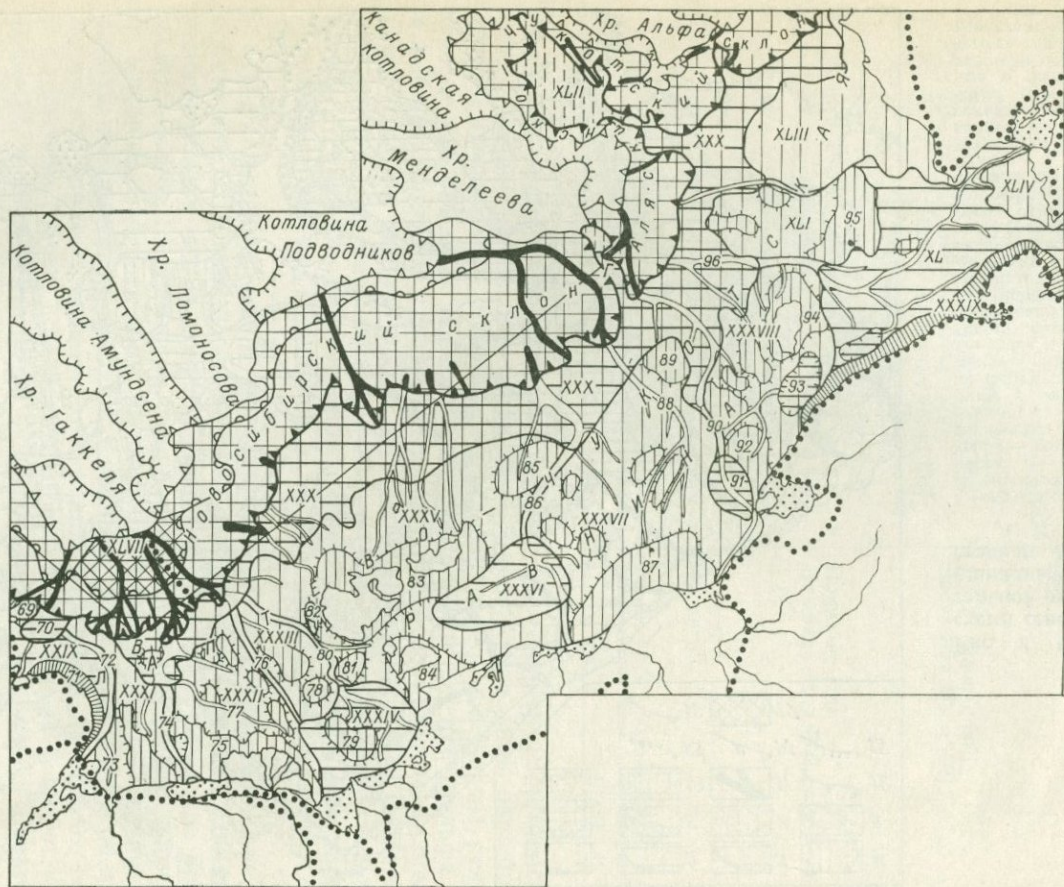


Рис. 3. Орографическая схема северной континентальной окраины Евразии (восточный сектор). Составили Л. И. Жукова, А. Н. Ласточкин.

Усл. обозначения см. на рис. 2. *Крупные орографические формы.* Крутые возвышенности: 11 — Западно-Шинбергская *, 111 — Восточно-Шинбергская *, 114 — Медвежинско-Надеждинская, VI — Колытова, VII — Нордкинская, VIII — Демидовская, X — Мурманская, XIII — Западно-Новоземельская *, XIV — Центральная, XV — Перся, XVI — Земля Франца-Иосифа *, XVII — Северо-Новоземельская, XXI — Центральнокоралловая *, XXIV — Таймыро-Североземельская *, XXV — Хаганго-Оленевская *, XXVI — Хаганго-Оленевская *, XXVII — Врангеля *, XXI — Геральда *, XXIII — Алдксинская *, XLIV — Беринга *, краевые плато: I — Ермака, XLII — Чукоцкое; склоны: IX — Колыский *, XXVIII — Североземельский *, XXXIX — Чукоцкий *, мелководья: XXXII — Яно-Ленское *, XXXV — Нюнон-Сибирский *, XXXVII — Индигиро-Колымское *, низменности: XI — Беломорская *, XII — Печорская, XIV — Центральная, XIX — Северо-Восточная Баренцево-Морская *, XXVI — Центральнокоралловая *, XXXI — Западнокоралловая *, XXX — Таймыро-Алдксинская *, желоба: V — Медвежинский, XX — Св. Анны, XXII — Воронина, XXV — Новоземельский; конусы выветривания: XXXIII — Беринговский *, XXXIV — Буор-Хаяхская *, XXXVI — Восточно-Сибирский, XLVII — Восточно-Сибирский, XLVIII — Шинбергская, XXX — Таймыро-Алдксинская, XIII — Медвежинская, 14 — Надеждинская, 17 — Сергия, 18 — Де-Лонга *, 39 — Медвежье-Колымская *, 40 — Малотаймырская, 22 — Воронина, 23 — Иогансена, 27 — Литке, 33 — Центральное, 36 — Харасовейская *, 68 — Вагачская *, банки: 78 — Алазейская, 79 — Лера, 47 — Ушакова *, 80 — Виае *, гряды: 25 — Киповича, 40 — Рабочая, 53 — Западно-Ямальская *, 75 — Усть-Ленская *, 83 — Анжу *, 84 — Ляховская *, желоба: 9 — Южного мыса, 20 — Шедая *, отдели: 60 — Ямало-Гыданская, 63 — Западно-Ямальский *, 71 — Восточно-Таймырский *, 71 — Центральнобеломорская *, 64 — Югорская, 67 — Северо-Ямальская *, 91 — Алонская *, Франц-Викторий, 70 — Североземельский; впадины: 41 — Центральнобеломорская *, долины: I — Ис-Фюрд, 2 — Бельсундренна, 3 — Стур-Фюрд, 4 — Вейде-Фюрд, 8 — Короля Карла, 12 — Квейтхола, 15 — Фингердьюпет, 16 — Хопендьюпет, 18 — Перся, 19 — Франц-Викторий, 24 — Флоры, 28 — Горбовая, 29 — Тромсдьюпет, 30 — Индьюпет, 36 — Медвежинская *, 37 — Самойлова *, 38 — Нордльопет, 49 — Литке, 50 — Тороса, 54 — Шокальского *, 55 — Норденшельда, 56 — пра-Оби, 57 — пра-Гдыны, 58 — пра-Енисея, 72 — пра-Хатанги, 73 — пра-Анабара *, 74 — пра-Оленска, 76 — пра-Лены, 77 — Западной Лены, 80 — пра-Яны, 86 — пра-Индигирки, 80 — Медвежья *, 90 — пра-Колымы, 96 — Геральда; каньоны:

Формы, отмеченные звездочкой, выделены составителями схемы.

в соответствии с разными критериями и не охватывающих всего многообразия форм рельефа океана и континентальной окраины.

Использование этого перечня не исключает неоднозначных толкований одного и того же термина, а одна орографическая форма может быть названа по-разному. Так, исходя из данных в 1976 г. определений, подводной горой («отдельное подводное возвышение морского дна с крутыми склонами») и банкой («изолированное возвышение по площади резкое поднятие морского дна») можно назвать одни и те же положительные формы рельефа. В перечне отсутствуют термины для обозначения невытянутых отрицательных и переходных форм рельефа на шельфе, не учитывается их соподчиненность. В целом, сыграв положительную роль в свое время, сейчас он не соответствует современному уровню гидрографической изученности континентальных окраин, запросам ее практического освоения и современным требованиям к классификации природных объектов.

Б. Хейзенем и др. [80] предложена общая классификация форм рельефа океанов и континентальных окраин, в которой дается разделение как отдельных орографических форм (например, краевое плато, абиссальный холм), так и комплексов форм (например, краевой вал — краевая

котловина), элементов или частей форм (например, верхняя часть подножия, склон и гребень срединно-океанического хребта), а также геоморфологических провинций и подпровинций. Последними называются, по сути дела, орографические образования более мелких размеров. Данная классификация основана на двух принципах: соподчиненности и размерах. При этом одновременно выдержать эти принципы не удалось. Так, в одном ряду по размеру находятся материковый шельф, край шельфа (?) и рифтовая долина.

Стандартизация океанологических терминов (ГОСТ 18451—73 и ГОСТ 18458—73) не охватила терминологии, касающейся морской геологии и геоморфологии [Цуриков В. П., 1973 г.], а номенклатура Международной комиссии по формам рельефа ложа Мирового океана включает в себя всего 23 названия, большинство из которых не имеют отношения к шельфу [33]. Отсутствие стандартизированной терминологии представляет широкие возможности для продолжающегося расширения списка неопределенных и свободно используемых применительно к континентальной окраине терминов и для подмены чисто орографических наименований терминами, исходящими из субъективных (морфоструктурных или генетических) представлений. Это усложняет предстоящую задачу унификации морской орографической терминологии.

Как показывает опыт работ по составлению терминологических словарей, проводимых в ВНИИЗарубежгеология, ГУНиО и ПГО «Севморгеология», основная трудность в унификации морской орографической терминологии связана с тем, что многим терминам придается не чисто орографическое, а генетическое звучание и с существенными, часто принципиальными различиями представлений о происхождении тех или иных форм рельефа у разных составителей. Многие, казалось бы, четко определенные стой или иной позиции термины и понятия заведомо обречены на их игнорирование или другую трактовку представителями противоположных или просто других концепций. Преодолевать эти терминологические барьеры трудно, а часто и не возможно и, как нам представляется, просто не нужно. Такое «администрирование» в понятийно-терминологическом аппарате противодействовало бы развитию дискуссии в морской геологии и геоморфологии и нанесло бы несомненный вред этим наукам.

Выполнение данной задачи должно идти по пути создания специальной системы терминов сугубо морфологического звучания без какой-либо их генетической трактовки, т. е. в том самом направлении, в котором изучается рельеф орографией* и действовали отдельные авторы (В. П. Зенкович и др.) и международные комиссии, дававшие чисто морфологические определения форм рельефа Мирового океана таким, как «бассейн», «материковый

* Орография занимается описанием и классификацией форм рельефа по их внешним признакам вне зависимости от происхождения [Геологический словарь, 1973 г.].

склон», «шельф» и др. [33]. Н. И. Николаев [65] справедливо отмечает, что в связи с этим нет оснований менять определения, и они не исключают разработки генетической терминологии. Утверждение системы орографических терминов и собственных названий орографических форм должно быть осуществлено специальными органами: ГУНиО, Межведомственной комиссией по географическим названиям (при ГУГК и Академии наук СССР) и Государственным комитетом СССР по стандартам, а инициатива ее создания, как нам представляется, может исходить от гидрографов и геоморфологов. Ниже изложены результаты практически первого опыта систематического орографического картографирования морей и океанов, а также предложения по современному решению данной задачи применительно к северной континентальной окраине Евразии, не претендующие на их безоговорочное принятие и полноту.

§ 2. Классификация и определение орографических форм

Под орографической формой понимается форма рельефа, характеризующаяся определенными морфологическими особенностями, площадью, территориальной целостностью, внутренним единством и взаимосвязью своих элементов, а также обособленностью от других рядом расположенных форм. Это определение не предусматривает генетическую или морфоструктурную характеристику форм. Одна и та же форма, например подводная долина, может быть ледникового, речного или какого-либо субаквального происхождения, дизъюнктивно предопределенная или связанная только с деятельностью того или иного экзогенного процесса. В данном случае требуется определить положение, размеры и особенности морфологии формы рельефа и точно зафиксировать ее на карте. Ее историко-генетическая и (или) структурно-тектоническая интерпретация — дело важное, но второе. Только строго следуя этому формальному принципу, можно подойти к созданию унифицированной орографической терминологии.

Из многочисленных терминов к орографическому картографированию подводного рельефа следует привлечь те, которые: а) в наименьшей степени касаются или вытекают из каких-либо генетических концепций; б) являются наиболее определенными, т. е. отражают по наиболее распространенному мнению объекты, обладающие характерными морфологическими особенностями (вытянутостью или изометричностью, замкнутостью или незамкнутостью контура, ломаными или плавными поперечными профилями и т. д.); в) обеспечивают в своей совокупности отражение всего многообразия орографических форм и г) поддаются систематизации по определенным принципам и критериям. В связи с ограниченным количеством употребляемых сейчас терминов для обозначения орографических форм как на суше, так и на шельфе выполнить все перечисленные требования одновременно не всегда удается.

Учитывая, что в рельефе шельфа вообще и северного шельфа Евразии особенно сохранились многие субэаральные черты, приобретенные им в регрессивные этапы развития Мирового океана, целесообразно использовать терминологию, а также современный опыт изучения орографии равнин суши, который, правда, ограничивается небольшим количеством работ. Даже в последних из них эта проблема находится на уровне своей постановки. В них приводятся самые первые попытки классификации орографических элементов, принципы которых или четко не определены, или не выдержаны. Это истекает как из сложности внешне кажущейся простой задачи орографического картографирования, так и, вероятно, из меньшей практической важности ее решения в условиях суши.

Главными орографическими формами на Земле являются континенты и океанические впадины. Здесь анализируется сложное орографическое образование — континентальная окраина атлантического типа (на севере Евразии), или континентальная ступень. Данные термины рассматриваются нами в качестве синонимов в двух их значениях: орографическом (здесь) и морфоструктурном (§ 23, 24). Термин «континентальная окраина» указывает на положение этой формы в пределах континента. Континентальная ступень включает в себя прибрежные равнины, шельф и континентальный склон. Ее верхняя граница выражена в вогнутом перегибе земной поверхности, отделяющем горы, плоскогорья и высокие равнины от низких прибрежных равнин (§ 23). Существуют многочисленные определения понятия «шельф», данные с разных позиций и предусматривающие в комплексе его различные особенности начиная от чисто морфологических (уклоны поверхности, ее выровненность) и батиметрических до структурно-тектонических (мощность и строение осадочной толщи и земной коры в целом). Нам шельфовые зоны представляются сугубо орографическими образованиями, имеющими в разновозрастных платформенных и складчатых областях принципиально отличающиеся друг от друга тектоническое строение и ход геологического (по крайней мере, новейшего) развития (см. § 22). Объединяют эти разнородные территории только морфологические особенности и батиметрическое положение. Именно по этим характеристикам понятие «шельф» максимально приближается к понятию «равнина»*. Таким образом, с точки зрения орографии шельф представляет собой слабонаклонную мелководную равнину, продолжающую равнины суши или окружающую ее и отделенную снизу выпуклым перегибом от континентального склона, относительно круто падающего к абиссаль-

* Термин «равнина» имеет два орографических и одно морфоструктурное толкования. В данной работе он используется во всех его значениях. Здесь речь идет о равнине, как о любом по размеру ровном участке земной поверхности с небольшими относительными превышениями (английское *plaine*, приближающееся к *plane*). В табл. 2 и тексте к ней этот термин отражает орографическую форму определенного таксономического ранга, а в гл. VIII — морфоструктурное образование.

ным глубинам. Это определение предусматривает возможное наличие внутришельфовых перегибов. Оно отражает также главную морфологическую особенность континентального склона и его батиметрическое положение.

Дать определение орографического понятия — значит указать на принадлежность объектов, которые оно обозначает, к тому или иному типу орографических форм. Задача создания системы орографических терминов для континентальной окраины, таким образом, сводится к классификации орографических форм по четко сформулированным критериям или принципам. Сложность и многообразие изучаемых объектов — форм рельефа — определяют многочисленность этих критериев (табл. 2).

По аналогии с сушей в пределах северного шельфа Евразии выделяются (рис. 2, 3) три равнины, ограниченные низкогорьями и плоскогорьями. Последние со своими подводными цоколями составляют единые орографические образования. Под подводными равнинами обычно понимаются относительно возвышенные крупные орографические формы. Их антиподами по знаку считаются низменности. Нам представляется, что на шельфовые зоны и

ТАБЛИЦА 2

Принципы классификации и основные типы орографических форм северной континентальной окраины Евразии

Принцип классификации		Типы орографических форм	
А	Размер	А ₁ А ₂ А ₃	Крупнейшие Крупные Мелкие
Б	Соподчиненность	Б ₁ Б ₂	Сложные Простые
В	Знак	В ₁ В ₂ В ₃	Положительные Отрицательные Нейтральные и переходные
Г	Морфология в плане Удлиненность	Г ₁ Г ₂	Изометричные или близкие к ним Вытянутые
Д	Замкнутость контура	Д ₁ Д ₂	Замкнутые Незамкнутые
Е	Морфология в профиле	Е ₁ Е ₂	С плавным поперечным профилем С ломаным поперечным профилем
Ж	Батиметрическое положение	Ж ₁ Ж ₂ Ж ₃	В прибрежной зоне В пределах шельфовых глубин В пределах зашельфовых глубин

прежде всего на северный шельф Евразии следует распространить «сухопутные» представления о равнинах как о крупнейших отрицательных (по сравнению с обрамляющими их горными сооружениями и высокими равнинами) формах, включающих в себя низменности и их антиподы — крупные возвышенности [Мещеряков Ю. А., 1965]. Этим самым отражается единство надводных и подводных частей равнин как крупнейших орографических образований на континенте.

На подводных равнинах выделяются крупные составные (сложные) формы: низменности, крупные возвышенности и желоба, а также мелководья. Они осложнены относительно мелкими орографическими образованиями. Разделение форм можно провести на количественной основе, например в соответствии с размерами их площадей. Это потребует осуществления морфометрических и статистических исследований, подобных реализованным по отношению к тектоническим структурам [Наливкин В. Д. и др., 1963 г.] или к формам рельефа [Живаго Н. В., Пиотровский В. В., 1971 г.]. Дробность разделения орографических форм по этому принципу можно поставить в зависимость от детальности исследований (картографирования).

Систематизация орографических форм должна быть осуществлена также с учетом принципа соподчиненности, который подразумевает их разделение на простые и сложные. Под первыми понимаются орографические образования, не осложненные отражаемыми в масштабе карты формами более мелких площадных размеров. Так как практически все формы осложнены меньшими по размерам формами (вплоть до наноформ), то следует оговориться, что в этом определении речь идет об усложняющих орографических образованиях, минимально допустимые размеры которых определяются масштабом картографирования (итоговой схемы или карты). Сложные орографические образования часто (но не всегда) отличаются от простых более крупными размерами.

Если простые формы характеризуются только своими элементами (вершиной, склоном, подошвой, дном, бортом и т. д.), то сложные формы являются совокупностью более мелких, выделяемых в данном масштабе карты образований. Классификация форм рельефа по их соподчиненности осуществляется, по сути дела, в результате двух взаимосвязанных процедур: таксономии — разбиения орографических образований на типы (таксоны) и мерономии [Мейен С. В., 1979 г.] — расчленения их на составные (структурные) части или элементы (мероны). До сих пор никто не анализировал составные части форм рельефа, хотя наличие разных элементов и их различные сочетания могут четко указать на принадлежность форм к той или иной категории в рассмотренных ниже классификациях.

Как видно (табл. 3, рис. 2, 3), размеры и соподчиненность — тесно связанные друг с другом принципы. Для того чтобы учесть и отразить это на карте в условиях малого количества терминов, мы вынуждены, используя опыт расширения понятийно-термино-

ТАБЛИЦА 3

Определение орографических форм северной континентальной окраины Евразии

Название орографической формы	Определение орографической формы						
Равнина	A ₁ ,	B ₁ ,	V ₂ ,	Г _{1, 2} ,	Д _{1, 2} ,	Е _{1, 2}	Ж _{1, 2}
Низменность	A ₂ ,	B ₁ ,	V _{2, 3} ,	Г _{1, 2} ,	Д _{1, 2} ,	Е ₁ ,	Ж ₂
Крупная возвышенность	A ₂ ,	B ₁ ,	V ₁ ,	Г _{1, 2} ,	Д _{1, 2} ,	Е ₁ ,	Ж ₂
Крупный желоб	A ₂ ,	B ₁ ,	V ₂ ,	Г ₂ ,	Д ₂ ,	Е ₂ ,	Ж ₂
Мелководье	A ₂ ,	B ₁ ,	V ₃ ,	Г ₁ ,	Д ₂ ,	Е ₁ ,	Ж _{1, 2}
Возвышенность	A ₃ ,	B ₂ ,	V ₁ ,	Г _{1, 2} ,	Д ₁ ,	Е ₁ ,	Ж ₂
Впадина	A ₃ ,	B ₂ ,	V ₂ ,	Г _{1, 2} ,	Д ₁ ,	Е ₂ ,	Ж ₂
Желоб	A ₃ ,	B ₂ ,	V ₂ ,	Г ₂ ,	Д _{1, 2} ,	Е ₂ ,	Ж ₂
Долина	A _{2, 3} ,	B ₂ ,	V ₂ ,	Г ₂ ,	Д ₂ ,	Е ₁ ,	Ж ₂
Ложбина	A ₃ ,	B ₂ ,	V ₂ ,	Г _{1, 2} ,	Д ₁ ,	Е ₁ ,	Ж ₂
Бороздина	A ₃ ,	B ₂ ,	V ₂ ,	Г _{1, 2} ,	Д ₁ ,	Е ₁ ,	Ж ₁
Котловина	A ₃ ,	B ₂ ,	V ₂ ,	Г ₁ ,	Д ₁ ,	Е ₁ ,	Ж ₂
Банка	A ₃ ,	B ₂ ,	V ₁ ,	Г _{1, 2} ,	Д ₁ ,	Е ₁ ,	Ж ₁
Выступ	A ₃ ,	B ₂ ,	V ₁ ,	Г _{1, 2} ,	Д ₂ ,	Е _{1, 2} ,	Ж ₂
Гряды	A ₃ ,	B ₂ ,	V ₁ ,	Г ₁ ,	Д ₁ ,	Е ₁ ,	Ж ₂
Отмель	A ₃ ,	B ₂ ,	V ₁ ,	Г _{1, 2} ,	Д ₂ ,	Е _{1, 2} ,	Ж ₁
Склон	A _{2, 3} ,	B _{1, 2} ,	V ₃ ,	Г ₂ ,	Д ₂ ,	Е _{1, 2} ,	Ж ₂
Наклонная равнина	A ₂ ,	B ₁ ,	V ₃ ,	Г _{1, 2} ,	Д ₂ ,	Е ₁ ,	Ж _{1, 2}
Береговой склон	A ₃ ,	B ₂ ,	V ₃ ,	Г ₂ ,	Д ₂ ,	Е ₁ ,	Ж ₁
Залив	A ₃ ,	B ₂ ,	V ₂ ,	Г _{1, 2} ,	Д ₂ ,	Е ₁ ,	Ж ₂
Губа	A ₃ ,	B ₂ ,	V ₂ ,	Г ₂ ,	Д ₂ ,	Е ₁ ,	Ж ₂
Фиорд	A ₃ ,	B ₂ ,	V ₂ ,	Г ₂ ,	Д ₂ ,	Е _{1, 2} ,	Ж _{1, 2}
Краевое плато	A _{2, 3} ,	B ₂ ,	V ₃ ,	Г ₁ ,	Д ₂ ,	Е ₂ ,	Ж _{2, 3}
Каньон	A _{2, 3} ,	B ₂ ,	V ₂ ,	Г ₂ ,	Д ₂ ,	Е ₂ ,	Ж ₃
Промонна	A ₃ ,	B ₂ ,	V ₂ ,	Г ₂ ,	Д ₁ ,	Е ₁ ,	Ж _{1, 2}

логического аппарата структурной геологии, специально выделить такие категории, как крупные возвышенности и крупные желоба. Они отличаются от собственно возвышенностей и желобов размерами и сложностью внутреннего строения (и прежде всего наличием в их пределах более мелких орографических форм).

Почти все используемые применительно к шельфу термины четко отражают знак орографических форм. К положительным формам обычно относят возвышенности, плато, банки, гряды. Категория отрицательных форм включает в себя низменности, впадины, долины, желоба, каньоны, ложбины, промоины и бороздины. Разделение орографических форм по данному принципу на положительные и отрицательные не исчерпывают всего их многообразия.

В подводном рельефе, как и в структуре осадочной толщи, имеют место переходные и нейтральные формы, такие как склоны, краевые плато, а также мелководья. Последний термин относится к формам, расположенным на малых глубинах и не характеризующимся выпуклым и вогнутым поперечными профилями. К категории переходных и нейтральных относятся крупные орографические

формы, отличающиеся значительной шириной и малыми уклонами. Именно данными особенностями они отличаются от склонов, сходство с которыми заключается лишь в выдержанности на всей площади направления свала глубин. Эти формы характеризуются обширными площадями и могут занимать весь шельф. На северо-восточных морях такая форма расположена на окраине крупнейшего орографического образования — Лаптевско-Чукотской равнины. Для ее обозначения требуется специальное название. В качестве последнего предлагается, может быть, не очень удачный, но единственно приемлемый, на наш взгляд, термин «наклонная равнина». В нем слово «равнина» не имеет значения размера, а указывает только на главную морфологическую особенность данной формы — близкие значения уклонов и значительную выровненность поверхности в ее пределах.

Следующим принципом, по которому орографические формы могут быть довольно уверенно отнесены к той или иной категории, является их морфология в плане. При этом следует разделять их по вытянутости (удлиненности) и замкнутости контура.

К вытянутым формам относят гряды, долины, ложбины, промоины, желоба, каньоны, склоны и губы. К изометричным или близким к ним — плато, возвышенности, впадины и краевые плато. Неопределенное положение занимает ряд орографических форм, которые могут быть как вытянутыми, так и изометричными (равнина, низменность, возвышенность, отмель, залив и др.). Делом будущего является введение в систематику форм по удлиненности количественного критерия — отношения короткой оси формы к длинной. Представляется, что у изометричных и близких к ним форм это отношение должно быть не меньше 0,5.

К замкнутым относятся те орографические формы, которые можно оконтурить по последней (самой верхней — у отрицательных и самой нижней — у положительных) замкнутой изобате. Наиболее явственно проводится разделение по замкнутости контура у отрицательных форм. Среди них к незамкнутым относятся долины, каньоны и почти все желоба. Эти формы открываются в расположенные батиметрически ниже отрицательные формы рельефа или выходят на склоны. На северном шельфе Евразии исключением из них является крупный Новоземельский желоб, ограниченный со всех сторон четко выраженными бортами. Низменности, впадины, бороздины, промоины и ложбины можно оконтурить по самым верхним замкнутым изобатам.

Для обозначения некоторых незамкнутых положительных форм предлагается широко используемый в тектонической терминологии термин «выступ». К таковым относится выступ Брусилова в Карском море. Он обычно называется порогом [26], что с точки зрения орографии вряд ли правильно, так как слово «порог» обозначает примыкание к этой орографической форме с двух сторон более поднятых положительных форм (например, Исландский порог в северной части Атлантического океана), чего в данном случае не наблюдается.

Краевые плато отличаются от выступов не только по своему батиметрическому положению, но и по тому, что они ограничены как снизу, так и сверху крутыми склонами. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать краевые плато в качестве своеобразных ступеней в рельефе и относить данные орографические формы к категории нейтральных.

Другой принцип систематики орографических образований основан на морфологии их профилей. По этому критерию друг от друга отличаются формы, характеризующиеся: а) относительно ломаными профилями, на которых четко отражаются перегибы — границы составляющих их граней, и б) плавными профилями, на которых границы граней без специальных преобразований батиметрической поверхности провести трудно или невозможно. К первой категории относятся менее распространенные на шельфе формы: плато и краевые плато с резко отчленяющимися друг от друга плоскими вершинами и относительно крутыми склонами, желоба и впадины с относительно крутыми бортами и плоскими днищами, а также каньоны с резкими перегибами поперечного профиля в их верхней части и склоны с отчетливо выраженными бровками и подножиями.

Последний использованный нами принцип систематизации орографических форм заключается в их батиметрическом положении. Выделяются формы, расположенные: а) в прибрежной зоне или в зоне современного активного волнового воздействия (банка, бороздина, мелководье, отмель), б) в диапазоне глубин от нижней границы зоны волнового воздействия до бровки шельфа (возвышенность, плато, низменность, впадина, желоб и др.) и в) глубже бровки шельфа (континентальный склон, каньон и др.).

Данный принцип разделения орографических форм имеет существенное практическое значение. Прежде всего это относится к формам, расположенным в прибрежной зоне или в пределах судоходных (навигационных) глубин. Их образование и изменение определяют безопасность мореплавания [Правоторов И. А., 1978 г.]. Далеко не все формы этой категории могут служить для целей географической привязки тех или иных объектов исследований или промышленного освоения мелководных пространств.

В целом ряде случаев батиметрическое положение определяет принадлежность форм, обладающих одинаковыми или близкими размерами и морфологическими характеристиками, к разным орографическим категориям. Так, в соответствии с принятой в специальных пособиях (1956, 1973 гг.) терминологией сильно вытянутые отрицательные незамкнутые формы на шельфе называются долинами, а за пределами шельфовых глубин — каньонами. Последние являются специфическими образованиями континентальных склонов. Их вершины, иногда далеко вдающиеся в шельфовые пространства, следует относить уже к континентальному склону, ограниченному от шельфа резко извилистой (фестончатой) границей. Термин «каньон» в отечественной литературе, в отличие от зарубежной [86 и др.], применительно к шельфу обычно не исполь-

зуется. Практически только по своему батиметрическому положению различаются орографические формы, называемые отмелью и возвышенностью, мелководьем и крупной возвышенностью, склоном и береговым склоном.

Наиболее хорошо изучены и детально отражены на морских картах орографические формы в прибрежной зоне. К ним следует относить губы, лагуны, фиорды, шхеры и т. д., отражающие не только элементы береговой линии, но и определенные (отрицательные, незамкнутые, вытянутые или изометричные) формы подводного рельефа, а также острова, полуострова, бары, косы, пересыпи и другие положительные формы, как целиком находящиеся под уровнем моря, так и надводные с их подводными цоколями. Названия многих элементов береговой линии, отражая генетические различия берегов (фиорд, фиард, шхера, бар и т. д.), указывают одновременно с этим на морфологические особенности соответствующих им прибрежных форм рельефа. Непосредственно связаны друг с другом происхождение и морфология промоин, расположенных в устьях как в прибрежной зоне, так и за ее пределами. Таким образом, этим географическим терминам предлагается присвоить еще одно — орографическое звучание. Это предложение использовать уже занятые термины оправдывается тем, что: а) в плане все элементы береговой линии соответствуют формам рельефа со строго определенными морфологическими характеристиками, б) данные формы являются первоочередными объектами изучения и практического освоения человеком на шельфах и поэтому должны быть в ближайшее время обозначены терминами, входящими при этом в единую систему морской орографической терминологии, в) было бы неуместным при наличии давно разработанного и широко используемого перечня наименований присваивать этим формам какие-либо новые дублирующие их термины.

В табл. 3 даны определения широко используемых гидрографами и геоморфологами орографических терминов. Вместо длинного перечня характеризующих форму прилагательных (например, банка есть мелкая простая положительная изометричная или вытянутая замкнутая с плавным поперечным профилем форма, расположенная в прибрежной зоне) каждое определение приводится в компактном виде составного индекса. В последнем буква обозначает классификацию, а цифра — категорию, к которой относится изучаемая форма по данной классификации (в соответствии с индексами в табл. 2). К преимуществам данной системы относятся компактность и строгость определений, широкая возможность для их сравнения и усовершенствования. Эта система предусматривает неопределенность в принадлежности формы к той или иной градации. В таком случае к соответствующему индексу добавляются не одна, а две цифры.

При таком формализованном подходе к определению орографических терминов по возможности предусматривались различные нюансы в их общепринятом понимании. Так, учитывая, что у навигаторов и гидрографов банкой обычно называется отдален-

ная от берега подводная возвышенность [Лаппо С. Д., 1940 г.], в ее определении указывается замкнутость контура данной формы. Вместе с тем при данной системе полностью исключается употребление слова «банка» в качестве термина свободного пользования для обозначения любых, в том числе относительно глубоководных, возвышенностей на морском дне. В данном случае система вступает в противоречие с обозначениями в качестве банок, например, всех, в том числе глубоководных, возвышенностей в районе архипелага Шпицберген на средне- и крупномасштабных навигационных картах и учитывает более узкое понимание этого термина (банка — приподнятая часть морского дна, представляющая опасность для судоходства).

Термин «борозда» («бороздина») применяется чаще всего на Каспийском море для обозначения отрицательных вытянутых форм в прибрежной зоне. В более глубоководных частях шельфа такие же по морфологии формы обозначаются термином «ложбина». Таким образом, в каждом из приведенных (табл. 3) определений вводятся ограничения, которые позволяют однозначно отнести встреченную форму к той или иной категории и дать ей соответствующее название.

Развитие данной системы терминов может идти по следующим направлениям: а) по пути большей детализации — увеличения количества градаций в классификациях по каждому из рассмотренных принципов, б) по пути большей формализации — установления количественных различий между градациями и в) по пути большей конкретизации определений — приближения словесных или зашифрованных индексами понятийных моделей к реально существующим орографическим объектам в результате использования новых принципов их классификаций.

К последним, в частности, относится не рассмотренный нами критерий систематизации форм по их относительным превышениям или интенсивности*. Другие принципы разделения орографических форм могут быть основаны на их сравнении с изучаемыми стереометрией геометрическими телами и пространственными фигурами (полными и усеченными многогранниками и круглыми телами: параллелепипедами, пирамидами, цилиндрами, конусами, шарами, эллипсоидами вращения и т. д.), а также на их аппроксимации поверхностями тренда разных степеней [47]. При этом можно применять как менее употребляемые в гидрографии и поэтому не использованные нами термины (например, «яма», «мешок», «гребень» и др.), так и новые термины, на введение которых мы не решились, ограничившись определениями наиболее известных терминов.

В данной системе определений предусматриваются различия орографических форм по семи признакам. Развивая ее и следуя

* Под интенсивностью понимается частное от деления относительной высоты формы на ее площадь (м/км^2). Этот показатель, заимствованный из анализа локальных структур в осадочных толщах, ярко характеризует контрастность форм.

предложенным принципам, можно создать понятийно-терминологический аппарат для изучения и картографирования орографии с любой детальностью не только на континентальных окраинах и в их отдельных частях, но и в пределах океанических впадин и континентов.

Главное, так сказать стратегическое, преимущество намеченной схемы создания формализованного понятийно-терминологического аппарата заключается в том, что он может явиться основой для естественного внедрения математических методов в геоморфологию. Это в определенном отношении может служить началом реализации идеи Н. А. Флоренсова [78] о том, что «рано или поздно количественный подход к геоморфологическому анализу и синтезу станет неизбежностью, и переходной стадией на этом пути будет формализация геоморфологических (орографических) понятий» (с. 131).

Добавим к этому неизбежность прохождения геоморфологией этапа длительного и, может быть, не очень благодарного (в смысле появления новых идей и открытия новых закономерностей), но совершенно необходимого изучения и систематизации форм рельефа — главных объектов исследований по самым объективным морфологическим признакам. Этот этап морфологического описания и систематизации объектов своих исследований пройден большинством естественных наук и каким-то образом обойден (в неоправданном стремлении сразу же познать происхождение и возраст рельефа и классифицировать его формы по данным признакам) нашей научной дисциплиной. Морфологическое изучение и систематизация обеспечат однозначное решение многих историко-генетических и морфоструктурных проблем в геоморфологии.

На схемах (рис. 2, 3) у ранее выделенных и отраженных на картах и в литературе форм рельефа имена собственные сохранялись с учетом приоритета первых или наиболее общеупотребительных названий и приоритета соответствующих названий на морских и физико-географических картах, изданных ГУНиО и ГУГК. Все эти данные сведены в табл. 1. По разным причинам следовать предложенным названиям удавалось не всегда. Для впервые оконтуренных (рис. 2, 3) форм названия присваивались с учетом их приуроченности (или ближайшего расположения) к тому или иному названному объекту (острову, архипелагу, мысу и т. д.). Мелкие формы, для которых такие объекты подобрать трудно или нельзя, остались на схеме без имен собственных. Основное внимание уделялось орографическим формам, расположенным за пределами хорошо изученной прибрежной зоны, орография которой была исключена из рассмотрения.

§ 3. К методике проведения орографических границ

Картографирование орографических форм предусматривает их выделение и оконтуривание. В процессе картографирования и то и другое не всегда удается провести однозначно, что связано, во-

первых, с разной степенью гидрографической изученности и, во-вторых, с частой расплывчатостью орографических границ и многочисленными осложнениями выделяемой формы более мелкими образованиями. При качественном орографическом анализе трудно установить какие-либо минимальные площадные ограничения картографируемых форм, что может привести к значительным трудностям и неопределенности в орографическом картографировании.

Для преодоления этих трудностей предлагается использовать метод осреднения батиметрической поверхности [47]. Осреднение осуществляется в результате разложения форм батиметрической поверхности на разночастотные составляющие способом «скользящего окна» с использованием выбранных или установленных по размерам осредняющих палеток [47]. В отличие от других приемов разложения поверхности на разночастотные составляющие (графических, статистических и аналитических [4]) осреднение позволяет расчленить подводную поверхность на орографические формы разного знака со строго заданными минимальными площадными размерами, определяемыми радиусом осреднения. На карте осредненной поверхности рельеф представлен в генерализованном виде без многочисленных затусеивающихся картографируемые орографические образования мелких форм рельефа.

Осреднение — определение средних арифметических значений глубин — включает в себя следующие операции: а) определение глубин в равноудаленных друг от друга точках при помощи линейной интерполяции, б) вычисление средних глубин путем сложения интерполированных значений и деления суммы на количество узлов выбранной изометричной (круговой, квадратной или многоугольной) палетки и в) отнесение средних значений к центру палетки и проведение изолиний осредненной поверхности. Использование навигационных карт позволяет провести осреднение с большей точностью и относительно незначительными затратами труда без предварительной линейной интерполяции. Принимая во внимание обычно равномерное нанесение отметок глубин на навигационной карте и исключая отличительные глубины, можно оценивать средние значения по всем отметкам, попавшим в последовательно перемещаемую палетку. Центр палетки каждый раз совмещается с отметкой глубин.

Орографическое картографирование на основе осреднения батиметрической поверхности осуществлено нами на Карском море. В его юго-западной части на разномасштабных картах однозначно выделяются только наиболее контрастные орографические формы, такие как Новоземельский крупный желоб и Югорская впадина. Ограничение других орографических форм, осложненных мелкими образованиями, встречает целый ряд трудностей, к которым прежде всего относится необходимость решения вопросов о минимальных размерах и относительных глубинах выделяемых форм. На карте осредненной поверхности (рис. 4) весь этот район в орографическом отношении представлен четко очерченными положительными и отрицательными формами, расположенными на разных бати-

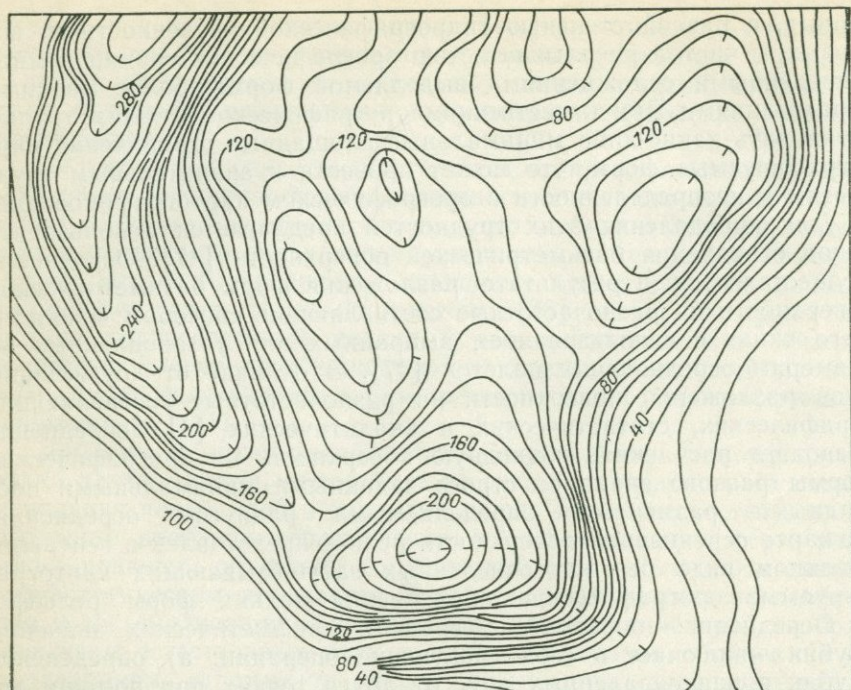


Рис. 4. Схематическая карта осредненной поверхности юго-западной части Карского моря.

метрических уровнях и превышающими по своим размерам площадь использованной палетки. Вместе с тем на ней отражены такие важные орографические образования, как подводные склоны, правда «выположенные» в результате осреднения. Многие из них являются естественными границами выраженных на карте положительных и отрицательных орографических форм. Границы последних проводятся по самым верхним (у отрицательных форм) и самым нижним (у положительных форм) замкнутым изолиниям.

Таким образом, имеются все возможности однозначно оконтуривать орографические формы, используя описанный вид картометрического преобразования батиметрической основы. При этом, правда, речь идет о замкнутых орографических формах и о проведении границ в зависимости от выбранного сечения изолиний на картах осредненной поверхности. Вероятно, в дальнейшем усовершенствовании методики однозначного ограничения орографических форм следует идти также по пути точной фиксации линий перегибов поверхности дна, которые в совокупности с характерными структурными и отличительными (второго рода) [47] линиями будут означать все линии изменения радиуса кривизны подводной поверхности и границы форм вне зависимости от их морфологии и генезиса.

§ 4. Основные орографические границы северной континентальной окраины Евразии

Основными орографическими границами континентальной ступени являются: 1) нижняя граница континентального склона (линия подножия) и окраины в целом, 2) граница между подножием и континентальным уступом, 3) бровка шельфа, 4) верхняя граница окраины, соответствующая подножию обрамляющих ее горных сооружений и высоких равнин. Перечисленные границы являются линиями вогнутых и выпуклых перегибов и разделяют континентальную ступень на зоны, различающиеся по значениям генеральных уклонов. Вместе с тем они не являются отличительными линиями второго рода. Данное понятие связывается нами [47] с особенностями эвстатических перемещений уровня моря и их отражением в рельефе шельфа. Орографические границы, разделяющие по вертикали континентальную окраину на ее элементы, относятся к характерным или структурным линиям. Этими терминами в гидрографии и морской геоморфологии обозначаются линии: а) резких перегибов склонов, края ступени, террасы (бровки) и б) ограничивающие основания сравнительно крутых склонов, резко сменяющихся равнинными пространствами (подошвы). Если допустить, что морфологическая выраженность этих выпуклых и вогнутых перегибов может быть любой (от резкой до весьма слабой), то данное понятие может быть значительно расширено и может включать в себя все перечисленные орографические границы. Для их точной фиксации следует использовать методику выделения отличительных линий второго рода. Плановое положение этих границ у северной континентальной окраины Евразии показано на рис. 2, 3, а батиметрическое — на рис. 5.

Нижней орографической границей континентальный склон отделяется от океанического ложа. Если распространить на континентальный склон предложенную нами для аккумулятивно-абразионных поверхностей шельфа методику выделения отличительных линий [44, 47], то любой отрезок этой границы между склоном и океаническими котловинами (Лофотенской, Нансена, Амундсена, Подводников) может быть отнесен к вогнутым перегибам склона. Фактически эта линия отделяет склон от относительно плоских днщ котловин и выражена в рельефе слабее всех других границ окраины. Однозначное проведение ее на карте обеспечивается вычислением второй производной изменения глубин (или градиентов изогradientной поверхности) и плановой корреляцией ее максимальных значений вдоль основного направления изобат. В районах, где континентальная окраина граничит с океаническими хребтами, ее нижняя граница полностью расплывается и практически в рельефе не выражена. На стыке окраины с хр. Книповича поверхность склона, осложненная Шпицбергенским краевым плато, продолжается без видимых изменений ниже — вплоть до днща рифтовой долины. Севернее Шпицбергена континентальный склон сливается с флангом хр. Гаккеля. Трудно однозначно провести

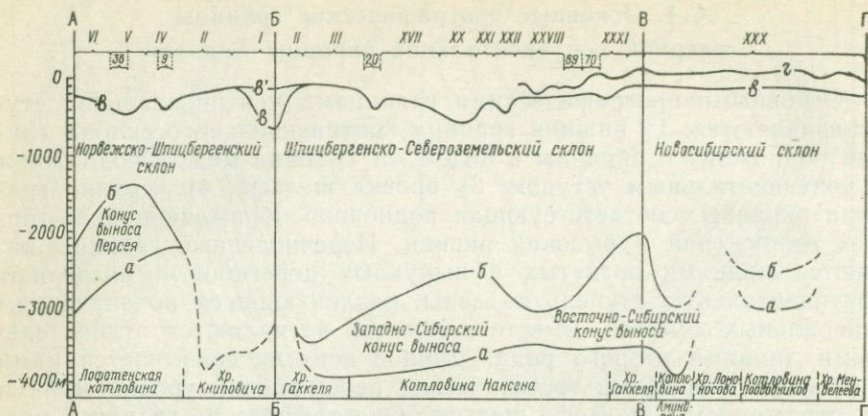


Рис. 5. Батиметрическое положение основных орографических границ северной континентальной окраины Евразии: нижней границы окраины (а), границы между уступом и подножием (б), бровки шельфа (в), границы между шельфом и аваншельфом (в) и верхней границы окраины (з).

Римские цифры — крупные, арабские цифры — мелкие орографические формы шельфа, примыкающие к его бровке (см. рис. 2, 3). Внизу перечислены орографические формы океанического ложа, примыкающие к нижней границе континентальной окраины. Данные по глубинам спроектированы на линию АБВГ (см. рис. 2,3).

границу на торцах океанических хребтов Гаккеля (на севере моря Лаптевых), Ломоносова, Менделеева и Альфа.

В целом нижняя граница между континентальной ступенью и ложем Атлантического океана резко поднимается к северу (одновременно с сужением и подъемом дна Лофотенской котловины) от берегов Скандинавии (~3100 м) к южной оконечности Шпицбергена (~2200 м) (рис. 5). В этом же направлении, с юга на север, ее подъем прослеживается вдоль всей Европы примерно от параллели 40° с. ш., где она имеет глубины более 4500 м [33]. На северо-западе региона нижняя граница окраины, отделяя Шпицбергенско-Североземельский склон от котловины Нансена, в восточном направлении постепенно поднимается от Восточно-Шпицбергенской крупной возвышенности (~3900 м) к Северной Земле и далее до Хатангско-Оленёкской крупной возвышенности (включительно) меняется в узком диапазоне глубин (3400—3600 м). Граница между Новосибирским склоном и котловинами Амундсена и Подводников находится на резко различных глубинах (соответственно ~4900 и ~3000 м). Нижняя граница Аляскинско-Чукотского склона, обрамляющего Чукотское краевое плато, по данным Б. Хизена [96], проходит в значительном диапазоне глубин. На западе она отделяет склон от узкой и длинной апофизы Канадской котловины* на глубинах 2000—2100 м.

* Эта апофиза называется А. Ф. Трешниковым и др. [1967 г.] котловиной «СП», соединяющей с Канадской котловиной ущельем Чарли, а Б. Хизеном [96] — Чукотской абиссальной равниной.

На севере граница опускается до глубин 3200 м и отделяет склон от другой части Канадской котловины (абиссальной, равнины Менделеева, по Б. Хизену [96]), а на востоке она опять поднимается до глубин 2000—2100 м. Средняя глубина нижней границы северной континентальной окраины Евразии составляет 3410 м, что на 250 м меньше среднего значения глубины этой границы, вычисленного [85] для всех окраин Земли.

Граница между континентальным уступом и подножием не везде прослеживается в рельефе, но в целом выражается также в виде вогнутого перегиба склона гораздо четче нижней границы окраины как в поперечных профилях (рис. 6), так и в изменении заложений изобат на батиметрических картах. На склоне, обращенном к Атлантическому океану, она выражается наиболее отчетливо вдоль побережья Северной Скандинавии на глубинах ~1800 м (район плато Рёст) — ~2500 м (район плато Свейн). Подъем этой границы продолжается далее на север (рис. 2, 5) от южной части крупной возвышенности Копытова (~2300 м) вплоть до «устья» долины Медвежинской (~1400 м). Севернее последнего она снижается примерно до глубины 2200 м, в районе желоба Южного мыса сливается с нижней границей окраины и далее на север не выражается в поперечных профилях склона. На Шпицбергенско-Североземельском склоне граница между уступом и подножием неуклонно поднимается в восточном направлении от глубины ~3500 м (район краевого плато Ермака) до ~2500 м (район крупного желоба Св. Анны). Далее на восток она сначала довольно резко снижается, достигая у Северной Земли глубин ~3100 м, а затем так же резко поднимается до отметок ~2000 м в районе хр. Гаккеля. Данных о ее батиметрическом положении на Восточно-Сибирском и Чукотском морях не имеется.

Изменение батиметрического положения этой границы вдоль склона не согласуется с таковым нижней границы окраины (рис. 5). Больше того, намечается, по крайней мере для Шпицбергенско-Североземельского склона, обратное соотношение в изменении глубин этих границ. За исключением краевого плато Ермака, обратное соотношение имеет место также между изменением глубин данной границы и бровки шельфа (в пределах Норвежско-Шпицбергенского и Шпицбергенско-Североземельского склонов). Средняя глубина границы между уступом и подножием составляет 2570 м.

Бровка шельфа — линия выпуклого перегиба поверхности континентальной ступени. По сравнению с нижними основными границами окраины она испытывает наименьшие колебания по глубине. Наиболее глубокое положение (до 400—500 м) она занимает на континентальной ступени, обращенной к Атлантическому океану (рис. 5), и у погруженного шельфа (аваншельфа) — краевого плато Ермака. В восточном секторе окраины бровка не опускается ниже 100 м и в то же время на аваншельфах (в районах хребтов Менделеева и Альфа, а также на Чукотском краевом плато) она может достигать 1000 м и более. Аваншельфы, как правило,

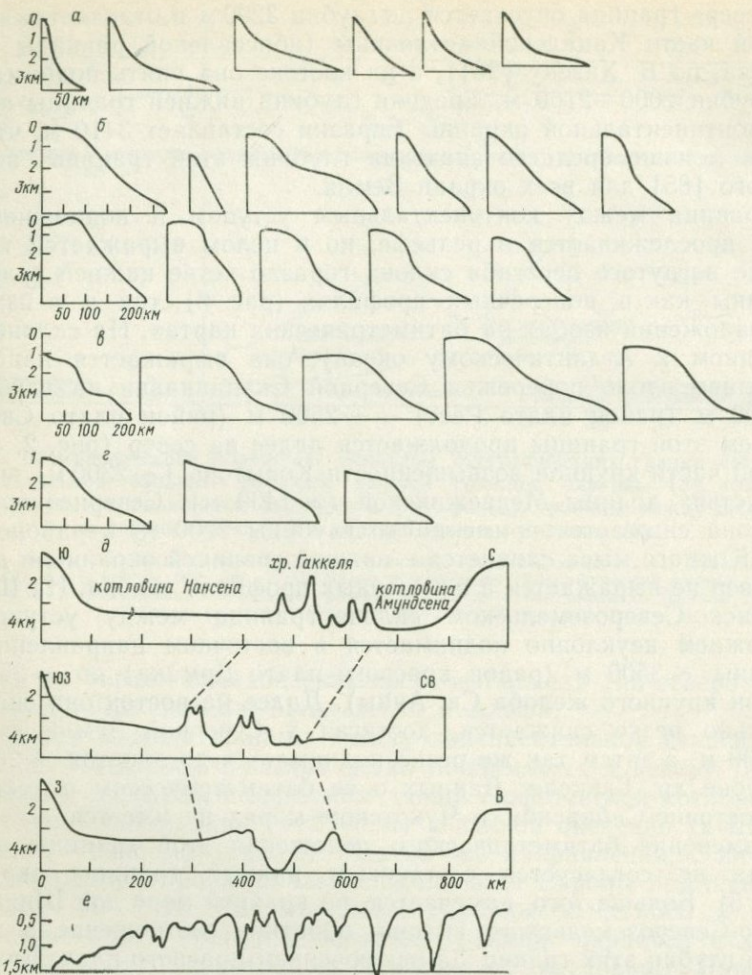


Рис. 6. Батиметрические профили континентального склона и прилегающих к нему орографических форм океанического ложа.

a—г — поперечные профили континентальных склонов: *a* — Норвежско-Шпицбергенского, *б* — Шпицбергенско-Североземельского, *в* — в пределах зоны моря Лаптевых, *г* — Новосибирского и Аляскинско-Чукотского; *д* — поперечные профили через Евразийский суббассейн (*б, в, д* — по А. Ф. Грачеву, Г. Д. Нарышкину [21]); *е* — продольный профиль материкового склона Северной Норвегии (по Г. Г. Матишову [58]).

отделены от собственно шельфа высокими уступами или резко выраженными ложбинами с относительными превышениями в сотни метров так, что на этих участках прослеживаются две границы шельфа: нижняя и верхняя.

Батиметрическое положение верхней границы тесно связано с орографией шельфовой зоны. Там, где к бровке шельфа примыкают положительные орографические формы (крупные возвышенности Копытова, Медвежинско-Надеждинская, Западно- и

Восточно-Шпицбергенская, Земли Франца-Иосифа и Таймыро-Североземельская), она поднимается на 200—300 м относительно меньших по протяженности участков бровки, ограничивающих отрицательные орографические формы шельфа. Чем контрастнее положительные и отрицательные орографические формы на шельфе, тем больше относительные превышения ограничивающей их от континентального склона бровки. Судя, правда, по немногим данным, на батиметрическое положение бровки влияют также каньоны. Чем дальше они проникают в шельфовую зону, тем более высокое положение занимает бровка шельфа в пределах их верховьев.

Таким образом, континентальный склон заключен между описанными выше нижней границей окраины и бровкой шельфа и разделен на уступ и подножие вогнутым перегибом. Кроме этого, в его пределах Я. Я. Гаккелем и др. [9] выделены четыре части (рис. 2, 3), которые различаются в основном по экспозиции к странам света и к формам океанической орографии. Принимая это поперечное деление склона, мы, однако, считаем, что оно должно быть основано на его собственной морфологии и заключаться в выделении выпуклых и вогнутых отрезков склона (см. ниже). Поперечное деление и деление по вертикали континентального склона основаны прежде всего на различиях уклонов его поверхности (§ 13). Ф. Шепард [1969 г.] оценивал средний угол наклона поверхности типичного континентального склона (до глубин 1800 м) в $4^{\circ}17'$. Значения реальных уклонов по отдельным поперечным профилям северного континентального склона Евразии в целом (табл. 4) и даже его верхней части (табл. 5) намного меньше указанной цифры. Уклоны существенно меняются вдоль склона [21, 96 и др.]. На Норвежско-Шпицбергенском склоне в среднем уклоны больше, чем в других частях северного континентального склона Евразии. Наиболее пологим является Новосибирский склон. Профили с наименьшими углами наклона зафиксированы в районах максимального расширения диапазона глубин и площади подножия.

Существенно и по-разному различаются уклоны на континентальном уступе и подножии. В табл. 5 дано сопоставление углов наклона поверхности уступа и подножия на конкретных поперечных профилях. Анализ этих данных приводит к выводу о том, что разница в уклонах уступа и подножия уменьшается в целом на выложенных участках склона и увеличивается на крутых склонах.

Сильно различаются между собой участки континентального склона не только по уклонам, но и по ширине уступа и подножия. Анализ гидрографических материалов позволяет все многообразие поперечных профилей северного континентального склона Евразии свести к четырем морфологическим типам. К первому из них относятся профили (вероятно, многих) участков Новосибирского склона (рис. 6, г). Для них характерны общая выположенность, широкое площадное развитие уступа и узкое подножие (рис. 7, а). Эти две зоны склона мало различаются по уклонам (табл. 5).

ТАБЛИЦА 4

Углы наклона поверхности северного континентального склона Евразии

Район (орографическая форма на шельфе, примыкающая к соответствующему участку континентального склона)	Тангенс угла	Угол	
		градусы	минуты
Норвежско-Шпицбергенский склон			
«Устье» долины Тромсedyпет	0,067	3	50
„ „ Медвежинской	0,009	0	30
„ „ Квейтехола	0,013	0	44
„ „ Ис-Фьорд	0,049	2	48
Северная оконечность Западно-Шпицбергенской крупной возвышенности	0,041	2	20
Шпицбергенско-Североземельский склон			
Краевое плато Ермака	0,085	2	00
Желоб Франц-Виктории	0,025	1	26
Крупная возвышенность Земли Франца-Иосифа	0,028	1	36
Крупный желоб Св. Анны	0,014	0	48
„ „ Воронина	0,023	1	19
Северная оконечность Североземельского склона	0,021	1	12
То же	0,025	1	25
Североземельский желоб	0,014	0	48
«Устье» долины пра-Оленёка	0,011	0	37
Новосибирский склон			
«Устье» долины пра-Яны и пра-Лены	0,019	1	05
„ „ пра-Индигирки	0,006	0	20
Аляскинско-Чукотский склон			
«Устье» долины Геральда	0,008	0	27

Второй тип профилей наиболее часто встречается в пределах Шпицбергенско-Североземельского склона (рис. 6, б, д). Они характеризуются большей общей крутизной и прежде всего крутым уступом, который по ширине немного больше или равен подножию, а по уклонам превосходит последний более чем на градус (рис. 7, б). У профилей третьего типа, развитых в основном на склоне, обращенном к Атлантическому океану (рис. 6, а), подножие заметно преобладает по ширине над уступом, а соотношение уклонов близко к таковому у профилей второго типа (рис. 7, в). Профили четвертого типа отличаются сильно редуцированным уступом и широким подножием при небольших общих уклонах (рис. 7, г). Они расположены в трех районах: а) в районе «устья» Медвежинского крупного желоба, б) «устье» крупных желобов Св. Анны и Воронина и в) «устье» долин пра-Оленёка и пра-Лены.

ТАБЛИЦА 5

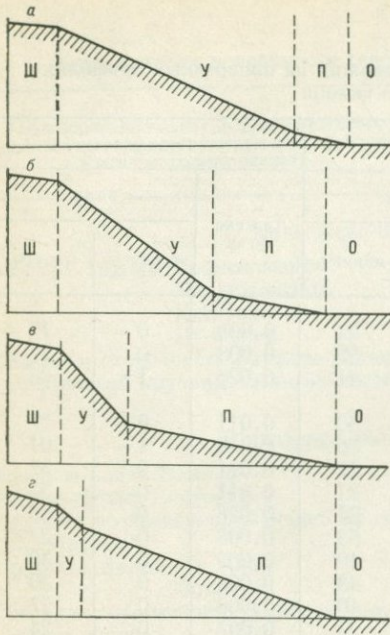
Углы наклона поверхностей уступа и подножия на поперечных профилях континентального склона

Части северного континентального склона Евразии	Уступ			Подножие		
	Тангенс угла	Угол		Тангенс угла	Угол	
		градусы	минуты		градусы	минуты
Норвежско-Шпицбергенский склон	0,042	2	24	0,005	0	17
	0,017	0	58	0,008	0	27
	0,047	2	41	0,020	1	08
Шпицбергенско-Североземельский склон	0,032	1	50	0,011	0	37
	0,028	1	56	0,018	1	01
	0,024	1	22	0,011	0	37
	0,044	2	31	0,011	0	37
	0,043	2	27	0,028	0	36
	0,033	1	53	0,008	0	27
	0,038	2	10	0,009	0	30
	0,030	1	43	0,009	0	30
	0,038	2	10	0,008	0	27
	0,026	1	29	0,007	0	24
0,028	1	36	0,007	0	24	
Новосибирский склон	0,017	0	58	0,009	0	30
	0,024	1	22	0,012	0	41
	0,009	0	30	0,008	0	27

В первом из названных районов континентальный склон осложнен известным [25 и др.] обширным конусом выноса Персея. Он протягивается вдоль склона на 450—480 км и далеко (на 400 км от бровки шельфа) выступает на юго-запад в сторону Лофотенской котловины. В двух других районах по гидрографическим данным выделены (рис. 2, 3) не менее обширные конусы выноса, четко проявляющиеся в уклонах (табл. 4, 5) и батиметрическом положении основных орографических границ (рис. 5). В районе желобов Св. Анны и Воронина выполаживание континентального склона за счет предполагаемого широкого развития турбидитовых шлейфов было отмечено В. Д. Дибнером [25]. Наряду с этим (Западно-Сибирским) конусом выноса выделяется Восточно-Сибирский конус выноса, расположенный на севере моря Лаптевых, для которого характерно выполаживание и значительное расширение подножия.

Расхождения нижней границы окраины и границы между уступом и подножием как по вертикали (рис. 5), так и в плане (рис. 2, 3) фиксируются на огромном протяжении вдоль континентального склона. Расстояния между конусами выноса (вдоль склона) соизмеримы с их протяженностью. Вероятно, выпуклые

Рис. 7. Морфологические типы поперечных профилей континентального склона.



(выдающиеся в сторону океана) и расположенные между ними вогнутые фрагменты континентального склона следует рассматривать в качестве соответственно положительных и отрицательных крупных незамкнутых орографических форм, осложняющих его наклонную поверхность.

Другими орографическими формами в пределах континентального склона являются подводные каньоны. Они изучены во многих районах земного шара [23, 52, 86 и др.]. В пределах же северной окраины Евразийского континента имеются достоверные сведения о малом количестве подобных орографических образований, в том числе

Персея и Литке. В частности, имеются детальные гидрографические материалы по каньонам, расположенным на Норвежском континентальном склоне [58, 81], в том числе примыкающем к Северной Норвегии (каньоны Маланг, Свейн, Хестдьюпет, Северный и Южный Ланге, Вестеролен). Последние представляют собой, по Г. Г. Матишову [58], узкие, глубоко врезаемые (на 1—2 км) крутосклонные (уклоны бортов 10—40° и более) короткие (20—40 миль) каньоны, расположенные на континентальном склоне близко друг от друга (не дальше 60 миль) (рис. 6, в). Их борта часто осложнены висячими ущельями. Некоторые из них продолжают на склоне подводные долины шельфа. Кроме этого, относительно хорошо изучены каньоны в пределах склона, примыкающего с запада к Западно-Шпицбергенской крупной возвышенности. Они характеризуются в основном V-образной и реже трогообразной формой поперечного профиля.

Однако эти короткие и сильно врезаемые каньоны не являются характерными для всей остальной части северного континентального склона Евразии. Пожалуй, более типичным для данного региона следует считать каньон Персея. Он осложняет одноименный конус выноса и протягивается от бровки шельфа, расположенной здесь на глубинах 400—450 м, до изобаты 2700 м в Лофотенской котловине. В своих верховьях (до глубин 1800—2000 м) он имеет трогообразный асимметричный поперечный профиль с несколькими параллельными руслами и характеризуется относительными превышениями до 300—400 м (на глубинах 500—600 м). Ниже глу-

бина вреза постепенно уменьшается. Каньон Персея смещен к югу относительно Медвежинского крупного желоба и Медвежинской долины и продолжает на склоне слабо выраженную шельфовую долину, окаймляющую с севера возвышенность Копытова и имеющую глубину вреза не более 25—30 м.

Каньон Литке рассматривается [26, 96] в качестве мощной разветвленной системы, с нижней частью которой связана максимальная глубина Северного Ледовитого океана (5449 м). Точных сведений о его морфологии пока не имеется. Также отсутствуют у автора данные о других каньонах северного континентального склона. На рис. 2, 3 они отражены в соответствии с рисовкой изобат Б. Хизена [96]. Есть только некоторые основания говорить о сильной расчлененности каньонами склона на севере моря Лаптевых [9] и о возможной связи каньонов Шпицбергенско-Североземельского склона с долинами и желобами на шельфе. Очевидно также, что некоторые шельфовые долины продолжают в виде каньонов на Новосибирском склоне. С большей уверенностью об этом можно говорить про долины пра-Лены и пра-Яны, пра-Инди-гирки, пра-Колымы и Геральда.

Кроме конусов выноса и каньонов поверхность континентального склона, в частности обращенного к Атлантическому океану, осложнена террасовидными площадками и разделяющими их уступами, а также возвышенностями и грядами [Матишов Г. Г., 1978 г.].

§ 5. Крупнейшие орографические формы и распределение глубин на северном шельфе Евразии

На схемах (рис. 2, 3) отражены все крупнейшие и крупные, а также многие мелкие формы рельефа шельфа, названные в соответствии с изложенными выше принципами и определениями. Во всех районах северной континентальной окраины Евразии шельф продолжает равнины суши. Две из трех развитых на шельфе равнины являются подводными продолжениями крупнейших равнин Евразийского континента: Русской и Западно-Сибирской. В восточном секторе шельфа впервые выделяется единая Лаптевско-Чукотская равнина.

Обширная подводная окраина Русской равнины (Баренцево-Карская равнина) ограничена плоскогорьями и низкогорьями Скандинавии, архипелагов Новой Земли и Северной Земли, горами Бырранга на п-ове Таймыр и бровкой шельфа. На севере за ее пределами распространены горные сооружения Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа. Восточная граница равнины не соответствует формально принятой и никак не выраженной в подводном рельефе границе между Баренцевым и Карским морями. Для всей Баренцево-Карской равнины характерна значительная погруженность относительно остальной части северного шельфа Евразии. В ее пределах, так же как и в пределах надводных равнин [Мещеряков Ю. А., 1965 г.], четко выделяются внутренняя область и сильно приподнятая относительно нее внешняя зона. Приподнятость внешней зоны относительно внутренней области имеет место не только вдоль низкогорных образований, но и по всему внешнему периметру равнины (вдоль бровки шельфа, обращенной к Атлантическому и Северному Ледовитому океанам). Еще одна важная орографическая особенность подводной окраины Русской равнины заключается в сопряженности (а во внешней зоне — в закономерном чередовании) контрастно выраженных положительных изометричных крупных форм (крупных возвышенностей) и отрицательных сильно вытянутых форм (долин, желобов) при явном преобладании по площади первых. Эта же особенность имеет место

в северной части Карского моря, где крупные глубоководные желоба Св. Анны и Воронина чередуются с крупными возвышенностями Земли Франца-Иосифа, Центральнокарской и Таймыро-Североземельской.

Небольшая по площади подводная часть Западно-Сибирской равнины представлена постепенно погружающейся на север и резко ограниченной на западе Ямало-Гыданской наклонной равниной, являющейся подводным продолжением выделенной нами на суше полуостровной ступени. Между ней и Новой Землей расположены четко очерченные Западно-Карская низменность и Новоземельский крупный желоб. Так же как в надводной части равнины [47], орографические линии здесь ориентированы параллельно ее обрамлению. Северная граница не имеет четкого батиметрического выражения, как не имеют такого многие границы между одновысотными равнинами на суше. Вместе с тем она отделяет полуостровную ступень Западно-Сибирской равнины от продолжающегося со стороны Баренцева моря на восток чередования крупных возвышенностей и желобов, свойственного внешней зоне подводной части Русской равнины.

Для подводных продолжений Русской [Кленова М. В., 1961 г.] и Западно-Сибирской [41] равнин характерна группировка положительных и отрицательных орографических форм в единые зоны, осевые линии которых (орографические линии) согласуются по своему простираению с направлением орографических элементов Кольского полуострова, Новой Земли и п-ова Таймыр. Эта особенность определяется волнообразным характером неотектонических движений.

Мелководная Лаптевско-Чукотская равнина занимает весь восточный сектор северного шельфа Евразии. В некоторых местах она распространяется на сушу, включая в себя Яно-Индиговскую, Колымскую, Чаунскую и Ванкаремскую надводные низменности. Внешняя окраина равнины представлена вытянутой на всем ее протяжении относительно узкой наклонной равниной. Так же как на Баренцево-Карской равнине, границы между морями Лаптевых, Восточно-Сибирским и Чукотским орографически не оправданы. Акваториям этих морей не соответствуют крупные отрицательные формы рельефа на шельфе. Острова и архипелаги, по которым условно проведены западные и восточные границы названных морей, являются надводными частями крупных, в основном широтно ориентированных возвышенностей.

Для рельефа дна моря Лаптевых характерны линейно вытянутые понижения — подводные долины с хорошо выраженными бортами. Они чередуются с разделяющими их плосковершинными положительными формами рельефа. Восточная и южная части подводной поверхности значительно приподняты относительно ее западной части. В целом, несмотря на общую мелководность этой области арктического шельфа, орографические образования в ее пределах четко отделяются друг от друга.

На еще более мелководном Восточно-Сибирском море выделяются две крупные и ряд мелких подводных долин. Крупные долины отделены друг от друга обширными Новосибирским и Индигиро-Колымским мелководьями. Между ними расположена почти замкнутая низменность Санникова. Северную часть моря занимает наклонная равнина, осложненная «низовьями» подводных долин. По своим глубинам и орографическим особенностям Восточно-Сибирское море мало чем отличается от Чукотского.

Таким образом, орографические границы в пределах шельфа во многих случаях не соответствуют официально принятым границам акватории морей. И это естественно, так как их проведение, как и разделение всего Мирового океана, осуществлялось в основном с учетом интересов мореплавания и авиации [Шведе Е. Е., 1973 г.] во времена весьма скудных знаний о рельефе дна. Данный вывод был очевиден и ранее для границ, проведенных по меридианам или прямым отрезкам, соединяющим удаленные от суши точки с элементами береговой линии. Менее очевиден, а в ряде случаев просто неожиданный этот вывод для морей, акватории которых казалось бы, полностью соответствуют впадинам рельефа, четко ограниченным архипелагами, островами и полуостровами. На самом деле такого соответствия практически не наблюдается ни для Карского и Восточно-Сибирского морей, ни для моря Лаптевых.

Верхняя граница континентальной окраины является линией вогнутого перелома ее поперечного профиля. Она приурочена к подножиям обрамляющих ее горных сооружений. На Чукотском море она проходит практически по бере-

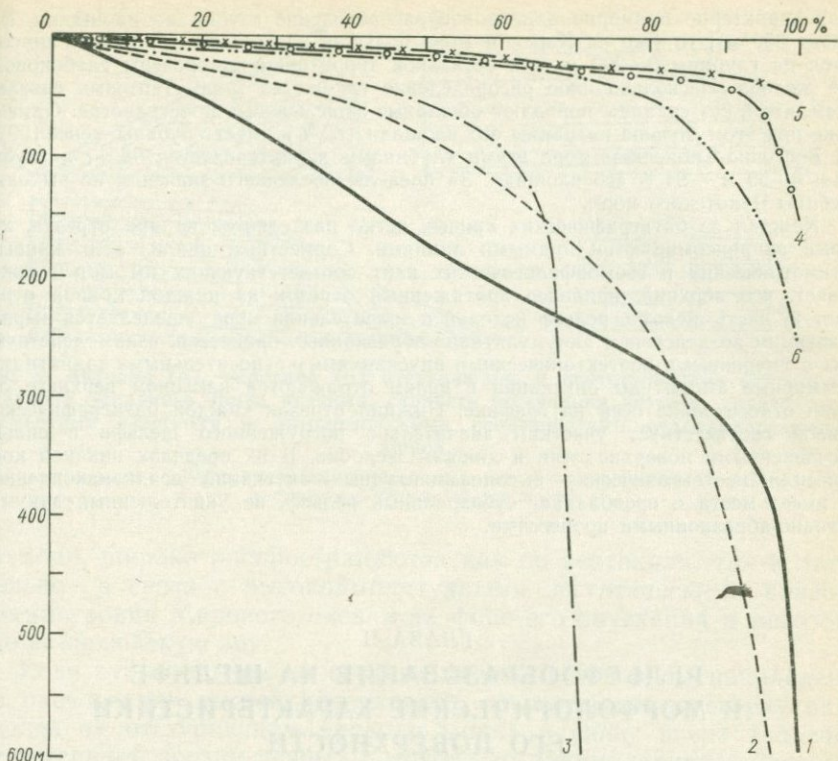


Рис. 8. Батиграфические кривые северных морей СССР.

1 — Баренцево по Н. В. Кленовой [39]; 2 — Карское; 3 — Лаптевых; 4 — Восточно-Сибирское; 5 — Чукотское; 6 — Белое.

говой линии, вдаваясь в сушу лишь в районе Ванкаремской низменности. Вдоль побережья Восточно-Сибирского моря она примыкает к берегу только в его восточной части (за исключением Чаунской низменности). Далее на запад эта граница сначала вдаётся далеко в сушу, в результате чего к Лаптево-Чукотской равнине прилегают Колымская и Яно-Индигорская низменности, а затем снова подходит к берегу с хребтами Улахан-Сис и Хараулахский, кряжами Чекановского и Прончищева и возвышенностью Киряна на о. Большой Бегичев. Лаптево-Чукотская равнина отдалена от хотя и небольшой по площади, но сложной по своему рельефу Северо-Сибирской равнины, которая на гипсометрических картах фигурирует обычно в качестве низменности. Далее верхняя граница окраины протягивается вдоль берегов Таймыра, а затем резко поворачивает к северу, проходя по подводному цоколю Таймыро-Североземельского низкорья и далее на запад — опять вдоль берега Таймыра вплоть до Енисейского залива. Батиметрическое положение этой границы (см. рис. 4) существенно не меняется, высоты и глубины колеблются в пределах от +150 до -200 м. В западном секторе окраины отсутствуют какие-либо орографические критерии проведения ее верхней границы. Здесь континентальная окраина сливается с Западно-Сибирской и Русской равнинами.

Анализ батиметрии северного шельфа Евразии показывает постепенное уменьшение его глубин с запада на восток. В этом же направлении уменьшается средняя глубина бровки шельфа. Данная закономерность четко просматривается во взаимном положении батиграфических кривых (рис. 8). Если для Баренцева

моря характерно примерно одинаковое распределение глубин по площадям (до изобат 350 м), то уже на Карском море большая часть (75 %) площади приходится на глубины 0—200 м, а к остальной территории приурочены глубоководные желоба. Несколько иное распределение глубин на море Лаптевых связано с тем, что в его границы попадают обширные зашельфовые пространства. Однако даже при этом больше половины его площади (62 %) имеет глубины менее 100 м. На Восточно-Сибирском море этими глубинами характеризуется 98 %, а глубинами 0—50 м — 94 % его площади. За пределы последнего значения не выходят глубины Чукотского моря.

Каждая из батиметрических кривых четко разделяется на два отрезка, которые аппроксимируются прямыми линиями. Совместный анализ этих кривых, батиметрических и геоморфологических карт соответствующих им морей показывает, что верхний, наиболее протяженный отрезок на каждой кривой отражает ту часть шельфа, рельеф которой в значительной мере определяется выравнивающим воздействием аккумулятивно-абразионных процессов, взаимодействующих с умеренными неотектоническими опусканиями и относительными поднятиями. Суммарные амплитуды опусканий в целом отражаются наклоном верхнего отрезка относительно осей на графике. Нижний отрезок каждой батиметрической кривой соответствует участкам значительно погруженного шельфа с сильно расчлененными поверхностями и днищами желобов. В их пределах никакой компенсации неотектонических высокоамплитудных опусканий осадконакоплением не имеет места и преобладает субаэральный рельеф, не уничтоженный аккумулятивно-абразионными процессами.

ГЛАВА II

РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ НА ШЕЛЬФЕ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЕГО ПОВЕРХНОСТИ

§ 6. О механизме формирования рельефа шельфа

Для того чтобы представить механизм формирования рельефа шельфа, следует выяснить различия рельефообразующей роли субаэральных и субаквальных процессов на континентальных окраинах [47]. Субаквальные процессы на шельфе представлены преимущественно аккумулятивно-абразионным воздействием волн (волнений и волновых течений), которое фундаментально отличается от субаэральных процессов своим пространственным распространением, направленностью на выравнивание рельефа и эффективностью, превышающей результат рельефообразующей деятельности всех прочих экзогенных агентов как на суше, так и на море.

Если преобладающая на равнинах суши речная эрозия узко локализована в обычно геологически длительно развивающихся устойчивых в плане долинах, то аккумулятивно-абразионные процессы, являясь узко локализованными в маломощной зоне волнового воздействия* в каждый данный момент геологического

* Мощностъ зоны волнового воздействия по разным оценкам [31, 50], составляя от $\frac{1}{2}$ до $\frac{1}{3}$ длины волны на поверхности воды, измеряется первыми десятками метров.

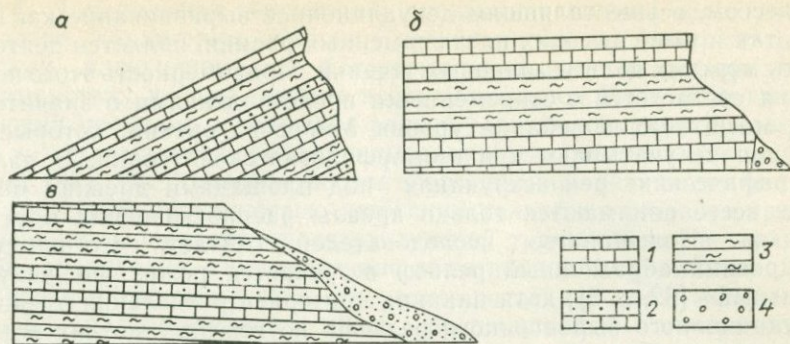


Рис. 9. Активно (а), медленно (б) отступающие и неотступающие (в) уступы в районе Западного чинка Устюрта, скорость отступления которых определяется элементами залегания и литологическими особенностями рельефообразующих пород.

1—3 — пласты: 1 — трудноразмываемые (бронированные), 2 — размываемые, 3 — легко размываемые; 4 — делювиальный шлейф.

времени, широко распространяются как по вертикали, так и латерально в связи с высокоамплитудными эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана на фоне его опускания в мезозойско-кайнозойскую эру.

Если субэаральные экзогенные агенты в основном направлены на расчленение земной поверхности, осуществляемое сверху вниз (вслед за отступающим уровнем моря) и снизу вверх (за счет регрессивной эрозии речных потоков), то аккумулятивно-абразионные процессы выравнивают предшествующий рельеф. Ни русловой и ни плоскостной сток на равнинах суши не могут привести к их денудационному выравниванию: первый в связи со своей направленностью на узко локализованное расчленение области сноса, но не ее общее снижение, а второй — в силу своего практически нулевого рельефообразующего эффекта на водораздельных пространствах [47]. Наиболее вероятным механизмом денудационного выравнивания является педиленизация, которая может осуществляться в результате процессов педиментации, планации и абразии. Педиментация ограничена в пространстве литологическими особенностями рельефообразующих пород, строго определенным и редко встречаемым сочетанием климатических и структурно-тектонических условий. Примером такого сочетания являются условия развития рельефа Западного Казахстана, на территории которого сам факт и скорости отступления уступов (чинков) зависят от условий залегания и литологического состава рельефообразующих пород (рис. 9). Планация не выходит за пределы пояса меандрирования в речных долинах.

Учитывая довольно узкую локализацию и скромную роль этих процессов в выравнивании рельефа равнин, следует признать, что континентальная денудация не может создать широко распространенные на суше поверхности выравнивания, а главным экзогенным

процессом, осуществлявшим денудационное выравнивание как низких, так и ныне высоких платформенных равнин, является деятельность морских волн и волновых течений. Правомерность этого положения согласуется с современными представлениями о значительных масштабах колебания уровня Мирового океана, которые до сих пор не учитываются в геоморфологической теории. В палеогеографических реконструкциях под площадями древних морей чаще всего понимаются только ареалы распространения морских осадков. Большинство исследователей считает, что на суше «...древний абразионный рельеф встречается реже, чем аккумулятивный» [62, с. 3], хотя никаких критериев разделения древнего денудационного выровненного рельефа по генезису до сих пор не установлено. Принимая во внимание, что абразионные участки на современных шельфах составляют почти 1/3 от их общей площади [85] и что древние шельфы, как правило, были значительно мелководнее современных, ареалы распространения древних морей на плитах следует значительно расширить на литолого-палеогеографических картах за счет выделяемых обычно на основании отсутствия осадков соответствующего возраста областей континентальной денудации [47].

Рассматривая механизм рельефообразования на шельфе, следует отметить, что современный рельеф преобладающих по площади шельфовых пространств сформировался в условиях глубокого расчленения и преимущественного транзита осадков в регрессивные эпохи (этапы расчленения) и последующего неравномерного аккумулятивно-абразионного выравнивания затопляемой части континентальной равнины в периоды трансгрессий (этапы выравнивания).

Эвстатические понижения уровня Мирового океана в каждую из регрессий определили в основном эрозионное расчленение сформированных ранее полигенетических поверхностей выравнивания. Чем ниже опускался главный базис эрозии, тем глубже речные потоки врезались в ранее выровненные поверхности. Существенные коррективы в интенсивность глубинной, регрессивной и боковой эрозии (и в отражающие их значения вертикальной, горизонтальной и суммарной расчлененности) внесли проявившиеся в эпохи регрессии дифференцированные тектонические движения. Последние наряду с сугубо гидрологическими факторами и литологическими особенностями рельефообразующих пород определили все многообразие форм и типов эрозионного расчленения (разные направления и многочисленные рисунки речной сети, ее густоту, глубину эрозионных врезов, сужение и расширение отдельных долин в плане), а также различия в проявлении других экзогенных рельефообразующих процессов, т. е. те самые черты и особенности рельефа суши, которые являются морфографическими признаками тектонических движений и неотектонически активных геологических структур.

В результате субаэрального рельефообразования происходит замещение поверхностей выравнивания поверхностями расчлене-

ния*. Для рельефа территорий, прошедших полный цикл расчленения, характерны сплошное замещение одних поверхностей другими, разрушение зон «отсутствия эрозии» на водораздельных пространствах и преобладание вогнутых склонов. Полный цикл расчленения проходит в основном рельеф молодых складчатых областей с максимальной дифференцированностью тектонических движений [47]. На большинстве платформенных равнин в связи с малой дифференцированностью движений рельеф не успевает пройти полный цикл расчленения до следующей трансгрессии, в ходе которой происходит аккумулятивно-абразионное выравнивание поверхности расчленения или замещение последней вновь сформированной, расположенной ниже предыдущей** поверхностью выравнивания.

Если в процессе субаэрального рельефообразования в качестве исходной выступает полигенетическая поверхность выравнивания, подвергающаяся с момента своего формирования тектоническим деформациям и зависящему от них расчленению, то развитие подводного рельефа на шельфе заключается в аккумулятивно-абразионном выравнивании исходной (для субаквального рельефообразования) полигенетической (созданной разными агентами) поверхности расчленения. Для последней характерны сложное строение рельефа, существенно меняющиеся по значению уклоны и наличие самых различных по глубине и ширине эрозионных врезов, многообразие которых определяется дифференцированностью тектонических движений, различной эрозионной (экзарационной) способностью разноориентированных речных (ледниковых) потоков и литологическими особенностями рельефообразующих пород.

Аккумулятивно-абразионная переработка поверхности расчленения и ее замещение поверхностью выравнивания во время трансгрессии происходят в маломощной зоне волнового воздействия (или в прибрежной зоне) и также в значительной мере контролируются тектоническими движениями. Выделяются две последовательные стадии аккумулятивно-абразионного выравнивания затопляемой поверхности расчленения: стадия собственно выравнивания и стадия выколаживания [47].

Первая из них соответствует начальным периодам развития прибрежной зоны при только что стабилизированном уровне моря. На протяжении этой стадии преобладают «продольные» относительно береговой линии лито- и морфодинамические процессы (береговая абразия, вдольбереговое перемещение материала и его аккумуляция), направленные на собственно выравнивание (или уменьшение расчлененности), уничтожение расположенных в основном поперечно к берегу наиболее распространенных субаэраль-

* Облегающие не только деструктивные формы рельефа, но и формы селективной аккумуляции.

** В связи с общим эвстатическим опусканием уровня Мирового океана в мезозойско-кайнозойскую эру.

ных форм рельефа — речных долин (в результате аккумуляции) и разделяющих их водоразделов (в результате абразии).

По мере неминуемого (при относительной стабилизации уровня моря) отмирания клифов, истощения вдольбереговых потоков и как следствие этого прекращения наступания моря на сушу [31, 51] в береговой зоне начинает преобладать поперечная направленность в деятельности абразионно-аккумулятивных процессов. Донная абразия, поперечное перемещение материала и его аккумуляция стремятся выработать профиль равновесия берегового склона. При этом вследствие неоднократных малоамплитудных осцилляций уровня моря, имеющих всегда место на фоне его стабилизации, а также тектонических подвижек в целом происходит выполаживание поверхности или приближение ее к своей проекции на горизонтальную плоскость.

На этом завершается полный цикл аккумулятивно-абразионного выравнивания, в результате которого формируется субгоризонтальная площадка морской террасы. Однако вследствие резкого эвстатического подъема уровня моря в определенные этапы трансгрессии и (или) интенсивно «идущего навстречу» тектонического опускания данного участка шельфа соответствующая ему затапливаемая поверхность может настолько быстро «проскочить» мало мощную зону волнового воздействия, что не успеет подвергнуться существенному аккумулятивно-абразионному воздействию, т. е. пройти не только вторую, но даже полностью первую стадию выравнивания.

После прохождения через зону волнового воздействия поверхности, осложненные в разной степени переработанными (а также и непереработанными) субаэральными формами, попадают в условия относительной консервации*, потому что за ее пределами происходят крайне слабая транспортировка и аккумуляция материала и практически не имеет места (за исключением промоин в узостях) донная абразия. Об этом свидетельствует наличие в глубоководных районах шельфа не только форм субаэрального происхождения, контрастность проявления которых увеличивается с глубиной, но и таких не уничтоженных волновыми процессами эфемерных образований, как аккумулятивные формы древних береговых линий [85]. По Г. Брууну [Фейрбридж Р., 1974], транспортировка песка редко осуществляется глубже 10 м, а донная абразия, например на Черном море, активна до глубин 10 м и очень ослабленно проявляется на глубинах до 15—17 [Шуйский Ю. Д., 1978] или 20 м [31]. Специально проведенные исследования на Японском море [Введенская А. И. и др., 1978 г.] показали, что максимальная глубина моря, при которой возможна

* Интересно, что наличие зон (областей) относительной консервации, в пределах которых рельефообразующий эффект экзогенных процессов близок к нулю, имеет место как на суше (зоны или пояса отсутствия эрозии на водораздельных пространствах), так и на шельфе. Это, пожалуй, единственная общая особенность субаэрального и субаквального рельефообразования.

штормовая переработка донных песчано-алевритовых осадков, может достигать 32 м, а нижняя граница слоя волновой переработки осадков располагается на глубине 20—30 м.

Вместе с тем на участках, где волновая аккумуляция может осуществляться со значительными скоростями вследствие сочетания ряда благоприятствующих этому факторов (§ 10), происходит аккумулятивное выравнивание. Оно, как показывают, например, результаты геоморфологического картографирования всего северного шельфа Евразии, носит локальный характер. Все это не дает оснований для ожидания повсеместного (и даже преобладающего) распространения по площади на глубинах ниже 40—50 м аккумулятивного рельефа и, исходя из этого, для ориентации морских геоморфологических исследований на преимущественный анализ аккумулятивных форм рельефа [62]. Речь идет о всесторонней (хотя, естественно, не абсолютной) консервации (в отношении как абразионных, так и аккумулятивных процессов) подводной поверхности в этой части шельфа. В число законсервированных осложняющих ее форм входят также береговые морфоскульптурные образования, на что справедливо указывает Л. Г. Никифоров [62].

В свете рассмотренных представлений и фактов необходимо внести коррективы в учение о базисных полигенетических поверхностях выравнивания [Мещеряков Ю. А., 1965 г.]. Под ними понимаются одновозрастные субгоризонтальные поверхности, созданные всей совокупностью субаэральных и субаквальных процессов, направленных на выравнивание рельефа. Ю. А. Мещеряков считал, что формирование нижней части каждой поверхности происходит в пределах всего шельфа вплоть до больших глубин. Однако аккумулятивно-абразионное выравнивание имеет место в мало-мощной зоне волнового воздействия, ниже которой неволновая аккумуляция вследствие своей обычно малой скорости не приводит к выравниванию рельефа на большей части шельфовых пространств. Если учесть, что и на суше в каждый данный момент аккумулятивное и денудационное выравнивание осуществляется лишь в пределах прибрежных низменностей и низких пойменных уровней в речных долинах, то следует признать очень узкий вертикальный диапазон образования базисных полигенетических поверхностей, охватывающий в сумме не более 100 м (первые десятки метров глубин на шельфе и высот на суше). Поверхность выше и ниже расположенных пространств на континенте в это время или находится в условиях относительной консервации, или подвергается расчленению.

Второе нуждающееся в пересмотре положение касается вопроса о механизме образования полигенетических поверхностей. По наиболее общепринятому мнению, они формируются в результате полной компенсации тектонических движений экзогенными процессами. Под рельефообразующим эффектом тех и других подразумеваются подъем или опускание земной (надводной и подводной) поверхности (за счет смещения или замещения слагающих ее материальных точек) относительно главного базиса эрозии, который

рассматривается до сих пор во многих моделях рельефообразования стабильным. Вместе с тем формирование разновозрастных морских террас (и привязанных к ним речных и озерных уровней), фиксируемых на современной суше, чаще всего связывается не с компенсацией одних процессов другими, а с максимальным развитием трансгрессий, осложняющих общее опускание уровня Мирового океана или отдельных бассейнов в мезозойско-кайнозойскую эру; вернее, связывается их образование не с самим фактом смены знака эвстатического перемещения уровня Мирового океана (положительного на отрицательный), а с его относительной стабилизацией, которая сопровождает эту смену и обеспечивает наиболее длительную переработку поверхности аккумулятивно-абразионными процессами в зоне волнового воздействия.

Однако и это дополнение вызывает сомнения, истекающие из данных о соизмеримости скоростей тектонических движений и эвстатических колебаний уровня Мирового океана. В соответствии с этими данными наибольшую продолжительность, а следовательно, и эффективность аккумулятивно-абразионного выравнивания в зоне волнового воздействия следует ожидать не в периоды относительной эвстатической стабилизации (так как при этом надо предполагать одновременную эпоху тектонической стабилизации), а в периоды совпадения знака соизмеримых по скорости перемещений уровня Мирового океана и континентальных равнин или их отдельных частей.

Изложенные положения не претендуют на полную ревизию учения о поверхностях выравнивания, а ставят вопрос о необходимости включения в него своеобразного «принципа относительности». По этому принципу действительность любого рельефообразующего процесса, приводящего к смещению или замещению земной поверхности, следует рассматривать относительно не стабильного, а перемещающегося (с тем же порядком скоростей) главного базиса эрозии — уровня Мирового океана.

Таковы в самых общих чертах представления о механизме формирования рельефа шельфа, необходимые для отбора, картографического отображения и генетической интерпретации морфологических характеристик подводных поверхностей.

§ 7. Морфологические характеристики рельефа шельфа

В разделении поверхностей рельефа суши по их уклонам [5, 10] отражается связь между углами их наклона и особенностями и условиями их формирования. Развитие идеи о историко-генетической информативности этого морфологического показателя привело в целом к формулировке аналитического направления в геоморфологическом картографировании [5] и, в частности, к созданию универсальной морфохронологической легенды разномасштабных карт и метода генетически однородных поверхностей ограничения (или граней форм рельефа суши). Особое значение эта идея

имеет для морского геоморфологического картографирования в связи с малым количеством прямых данных о происхождении рельефа и некоторыми особенностями его формирования.

Различная длительность, а следовательно, и суммарный рельефообразующий эффект аккумулятивно-абразионного выравнивания затопляемых поверхностей обусловили не только многообразие их уклонов, но и прежде всего различную степень переработанности субаэральных форм рельефа в их пределах. Чтобы дать исчерпывающую морфологическую характеристику этих поверхностей, связать их морфологию с особенностями и условиями их формирования, а также отличать их друг от друга, в морском геоморфологическом картографировании следует использовать не один, как это делается при создании аналитических карт суши, а два морфологических показателя. К первому из них относится расчлененность рельефа, отражающая степень сохранности форм субаэрального происхождения или результат их аккумулятивно-абразионной переработки в стадию собственно выравнивания. Второй морфологический показатель — уклоны рельефа — отражает степень выположенности поверхностей или результат аккумулятивно-абразионной переработки в стадию выполаживания.

Плодотворность идеи аналитического направления в геоморфологическом картографировании (однозначного выделения реально существующих объектов по морфологическим параметрам) применительно к шельфу не вызывает сомнений. Вместе с тем использовать разработанную для суши схему выделения граней рельефа с их последующей историко-генетической интерпретацией [5, 10] на большей части шельфовых пространств нельзя по ряду объективных и субъективных причин. В тех районах шельфа, где господствует рельеф субаэрального происхождения, выделение этих граней затруднено, так как здесь аккумулятивно-абразионными процессами в значительной мере разрушена древняя (субаэральная, имевшая место до трансгрессии) лестница террасовых уровней речного и другого генезиса и не создана новая, более молодая, субаквальная система разновозрастных морских террас. В пределах сильно выровненных подводных поверхностей аккумулятивно-абразионного происхождения «визуально» по навигационным и батиметрическим материалам чаще всего практически невозможно точно и однозначно зафиксировать в пространстве разделяющие грани границы — ребра рельефа. Данное обстоятельство связано со значительно меньшей, чем на суше, террасированностью и выположенностью рельефа шельфа и усугубляется практическим отсутствием аэрофотоматериалов, по которым на суше обычно трассируются бровки и тыловые швы различных геоморфологических уровней. Классически выраженные террасы с субгоризонтальными площадками и крутыми уступами встречаются на шельфе редко. Выделение ребер, а через них и граней подводного рельефа возможно только при помощи проведения специальных преобразований гидрографических материалов и выделения отличительных линий (§ 15).

Исходя из сказанного, объекты геоморфологического картографирования на шельфе должны выделяться прежде всего по первой морфологической характеристике — расчлененности, в то время как анализ второй характеристики — уклонов — должен привести к более детальному разделению выделенных поверхностей, особенно в пределах выровненного аккумулятивно-абразионного рельефа. Таким образом, речь идет о двух принципах морфологического картографирования. Объектами картографирования рельефа дна морей и океанов являются морфологически однородные (по расчлененности и уклону) поверхности. Степень однородности каждой из них определяется масштабом картографирования и сложностью рельефа.

Использование расчлененности в качестве важнейшего морфологического показателя степени переработки субаэрального рельефа волновыми процессами давно имеет место по отношению к береговым (прибрежным) зонам (берегам). Их разделение во многих классификациях [31, 50 и др.] на берега, измененные (вторичные) и не измененные (первичные) морем, практически основано на анализе морфологии (изрезанности береговой линии) и интерпретируется как отражение условий формирования и генезиса прибрежных зон. Авторы последней классификации берегов [Клиге Р. К. и др., 1978 г.] пришли к выводу, что степень расчлененности или выровненности берега должна рассматриваться в качестве одного из важных классификационных признаков, говорящих о стадии развития того или иного участка берега и об условиях его развития. Рассматривая формирование прибрежной зоны в качестве модели развития рельефа большей части шельфовых пространств, мы [47] одновременно с ними предложили таким образом интерпретировать этот морфологический показатель применительно ко всем подводным поверхностям шельфа, в разной степени подвернувшимся волновому воздействию.

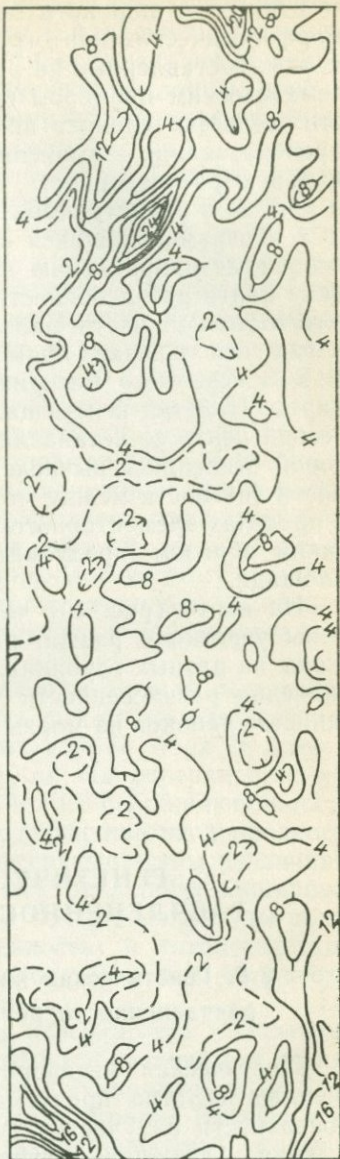
Исходя из того что суммарный рельефообразующий эффект волнового воздействия определяется алгебраической суммой скоростей перемещения уровня моря и земной поверхности, развитие первично расчлененного берега выглядит следующим образом. При длительном воздействии волновых процессов береговая линия выравнивается в результате абразионного срезания выпуклых отрезков и заполнения осадками и отчленения от моря вогнутых участков [31, 50]. Чем быстрее поверхность погружается под уровень моря, тем меньше успевают выровнять береговую линию абразионно-аккумулятивные процессы, тем менее благоприятными для выравнивания создаются условия в прибрежной зоне (раздробленность волнового поля в заливах и губах ингрессионного берега). Слабо переработанный или непереработанный субаэральный рельеф в ходе продолжающейся трансгрессии погружается под зону волнового воздействия и оказывается в условиях относительной консервации. Его уклоны в значительной мере предопределены наземными факторами и носят реликтовый характер. Если же поверхность прибрежной зоны (и береговая линия) полностью прошла

Рис. 10. Фрагмент карты вертикальной расчлененности берегового подводного склона восточной части Балтийского моря.

стадию выравнивания, дальнейшая переработка ее волновыми процессами проявляется в уменьшении уклонов. Их значения, так же как и значения расчлененности, отражают степень абразионно-аккумулятивной переработки, но уже в стадию выполаживания.

Ранее нами [47] была предложена и теоретически обоснована методика отдельной количественной оценки расчлененности и уклонов с использованием всех видов гидрографических материалов: эхограмм, планшетов промера, навигационных и батиметрических карт. Она принципиально отличается от способа оценки этих характеристик рельефа, измеряемых на ориентированных поперек склона батиметрических профилях [Розовский Л. Б., Шувалов А. Р., 1978 г.], в котором расчлененность и уклоны не могут быть однозначно интерпретированы с генетической и морфоструктурной позиций, отражают одно и то же (в основном уклоны поперечных профилей) и находятся в зависимости друг от друга.

Отдельная оценка расчлененности (Q) и уклонов (N) рельефа по эхограммам осуществляется с учетом ориентировки промерного галса относительно основного направления изобат по формулам $Q = l \operatorname{tg}(90^\circ - \alpha)$ и $N = l \operatorname{tg} \alpha$, где l — длина профиля равных отрезков галса, а α — острый угол между основным направлением изобат и линией профиля. На батиметрической карте оценка расчлененности и уклонов сводится к графоаналитическому равномерному сглаживанию изобат, определению максимальных расстояний между истинными и сглаженными одноименными изобатами (которые отражают расчлененность) и заложений между соседними сглаженными изобатами (которые при равных сечениях отражают уклоны).



Наиболее широко в мелко- и среднемасштабном морском геоморфологическом картографировании используются навигационные карты, составленные на районы с проведенным в их пределах систематическим промером глубин. Для оценки по ним расчлененности рельефа следует применять анизотропное картометрическое преобразование — вычислять показатели расчлененности (вертикальную расчлененность, стандарт, коэффициент вариации глубин и др.) не в изометричных, а в вытянутых палетках, ориентированных и перемещающихся способом скользящего окна параллельно основному направлению изобат [47]. По данной методике составлена карта расчлененности рельефа подводного берегового склона юго-восточной части Балтийского моря (рис. 10). В качестве палетки использован прямоугольник с соотношением длин сторон 1:5, а исходного материала — крупномасштабные навигационные карты. Палетка перемещалась параллельно изобатам, а геометрический центр ее устанавливался на каждой отметке глубин, к которой относились вычисленные значения вертикальной расчлененности (разности между максимальными и минимальной глубинами в пределах элементарного прямоугольника). Перемещение палетки таким образом предусматривает многократное перекрытие всей площади.

На карте (рис. 10) четко различаются и могут быть оконтурены участки с разной расчлененностью рельефа. Они расположены на разных глубинах. В самой верхней части склона в целом значения расчлененности уменьшаются, что наблюдается в большинстве районов на морях СССР.

ГЛАВА III

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РАСЧЛЕНЕННОСТИ ПОДВОДНОГО РЕЛЬЕФА

§ 8. Генетическая интерпретация и картографирование расчлененности рельефа северного шельфа Евразии

Генетическая интерпретация морфологических характеристик рельефа шельфа предусматривает прежде всего разделение его поверхности на участки субаэрального и субаквального происхождения. Основная морфологическая особенность первых заключается в осложнении их в основном деструктивными линейными формами рельефа — субаэральными долинами разного генезиса. Несмотря на все многообразие форм их объединяет одна общая черта — расположение в соответствии с направлениями наибольших уклонов поверхности, подвергавшейся расчленению в регрессивные эпохи развития континентальных окраин. Прежде всего этим они отличаются от промоин — линейно вытянутых отрицательных форм подводного рельефа субаквального происхождения.

Промоины расположены не перпендикулярно к основному направлению изобат и приурочены не к склонам и наклонным равнинам, а к узостям между островами или банками, островом и материком. Кроме этого, подводные долины, расчленяющие наклонные поверхности, характеризуются и многими другими особенностями, свидетельствующими об их субаэральном генезисе.

Наиболее характерная геоморфологическая особенность многих шельфовых зон и особенно северного шельфа Евразии заключается в широком развитии в его пределах многочисленных форм рельефа субаэрального происхождения. Среди них практически повсеместно распространены и в целом наиболее контрастно выражены главным образом речные, а также ледниковые долины. Относительная глубина их врезов характеризует степень переработанности сформированного в регрессивные этапы субаэрального рельефа аккумулятивно-абразионными процессами. Подводные поверхности по степени их аккумулятивно-абразионной переработки или по глубине врезов осложняющих их долин подразделяются [47] на поверхности расчленения, неполного и полного выравнивания. Данная классификация поверхностей и картографирование многообразной в геолого-геоморфологическом отношении шельфовой зоны по этому, казалось бы, сугубо формальному морфологическому принципу (рис. 11, 12) в комплексе с анализом дополнительных материалов по рельефообразующим отложениям приводит к определенным генетическим представлениям.

Под поверхностями расчленения в данном регионе понимаются поверхности, осложненные разными по относительной глубине h в пределах одних и тех же абсолютных глубин моря H врезам субаэрального происхождения с $h > 10$ м. На поверхностях расчленения практически полностью сохранились осложняющие их долины субаэрального происхождения, их первичная неоднородность, обусловленная имевшими место в регрессивные этапы различиями эрозионной способности разнопорядковых рек, дифференцированными тектоническими движениями (чем больше амплитуды поднятий, тем выше вертикальная расчлененность) и литологическими особенностями рельефообразующих пород. Для них характерны большие уклоны регионального значения.

Субаэральные формы рельефа на поверхностях расчленения могли быть не уничтожены аккумулятивно-абразионными процессами и сохраниться по разным причинам. Например, в прибрежных зонах архипелагов Шпицберген, Земли Франца-Иосифа и Северной Земли с контрастными экзарационными формами, сложной конфигурацией береговой линии и связанной с этим раздробленностью волнового поля сохранность субаэральных форм расчленения можно объяснить особенностями гидродинамического режима, определившими слабый рельефообразующий эффект волнового воздействия. Однако это никак не объясняет значительной расчлененности подводных поверхностей на обширных и открытых для интенсивной деятельности волн пространствах Карского и особенно Баренцева морей.

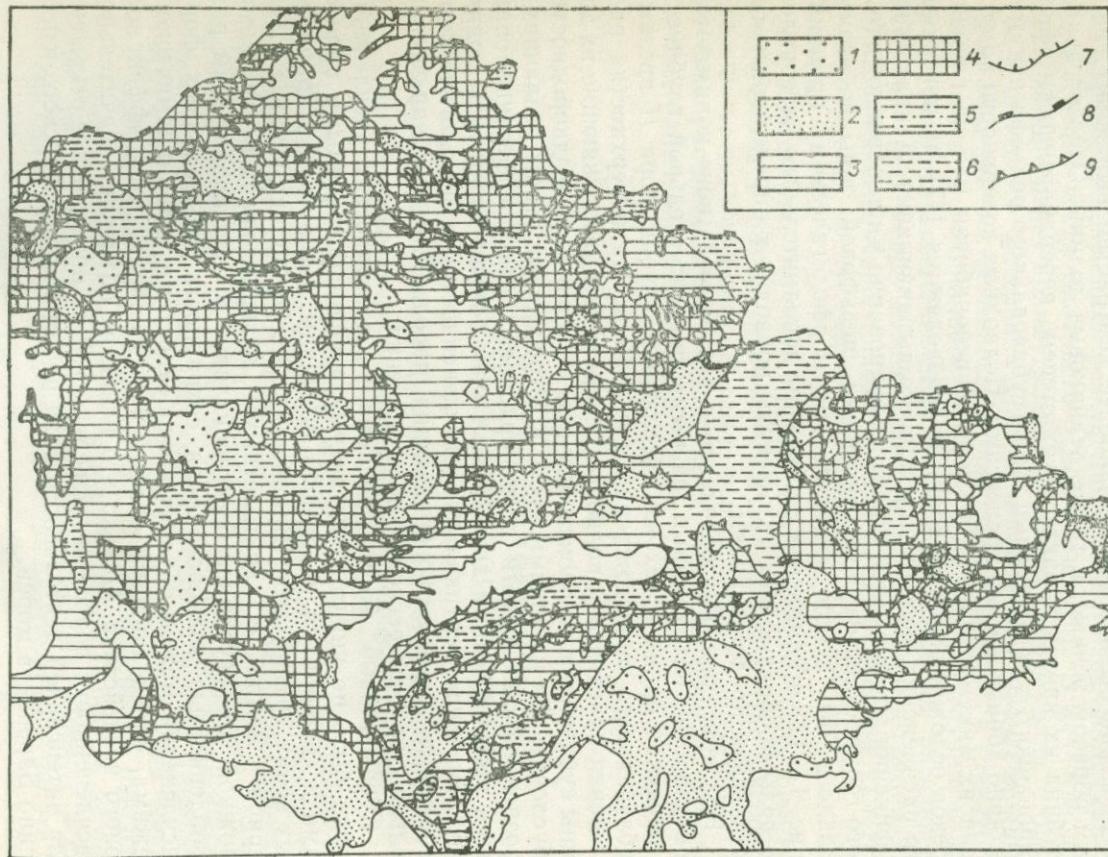
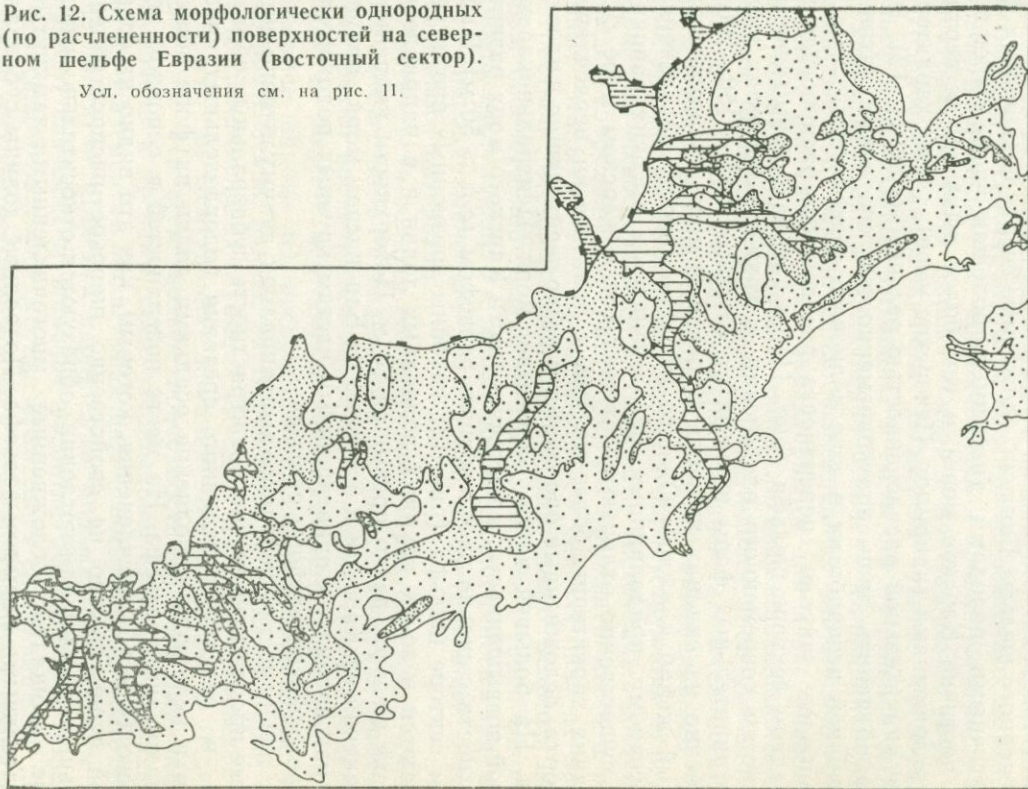


Рис. 11. Схема морфологически однородных (по расчлененности) поверхностей на северном шельфе Евразии (западный сектор).

1—2 — поверхности, созданные волновыми процессами: 1 — полного выравнивания ($h < 3$ м), 2 — неполного выравнивания ($h = 4 \div 10$ м); 3 — 4 — поверхности субаэрального расчленения: 3 — умеренного ($h = 11 \div 50$ м), 4 — сильного ($h > 51$ м); 5—6 — поверхности, созданные неволновой аккумуляцией: 5 — неполного выравнивания, 6 — полного выравнивания; 7 — границы поверхностей; 8 — бровка шельфа; 9 — подводный уступ.

Рис. 12. Схема морфологически однородных (по расчлененности) поверхностей на северном шельфе Евразии (восточный сектор).

Усл. обозначения см. на рис. 11.



Условия значительной устойчивости рельефообразующих пород, характерные для затопленных складчатых областей с выходящими на поверхность дна изверженными и метаморфическими породами, также способствуют сохранности субаэральных форм рельефа. Это имеет место, например, в прибрежных районах Скандинавии, восточной части Карского моря (район архипелага Норденшельда и берега Харитона Лаптева). Однако значительные по площади районы северного шельфа Евразии, сложенные сверху осадочными дочетвертичными породами (например, большая часть Баренцева моря, частично Карское море) и тем более рыхлыми четвертичными отложениями (например, Печорское море), также характеризуются значительной расчлененностью рельефа (рис. 11, 12). Это можно объяснить лишь кратковременностью его аккумулятивно-абразионной переработки в зоне волнового воздействия.

Наиболее широко поверхности расчленения распространены в западном секторе шельфа (рис. 11), в районах, примыкающих к областям современного оледенения, а также в пределах крупных отрицательных форм рельефа на глубинах более 150—200 м и особенно на склонах желобов Баренцева моря. Медвежинский крупный желоб и желоб Южного мыса по своему расчленению, аналогичному придолинному расчленению на высоких равнинах суши, существенно отличаются от желобов в Карском море. Для последних характерны более крутые и практически нерасчлененные борта, осложненные оползнями и резко переходящие в плоские днища. На большей части Баренцева моря, Центральнокарской крупной возвышенности, в восточной части Карского моря развиты поверхности с сильно расчлененным рельефом (с $h > 50$ м). В восточном секторе шельфа (рис. 12) глубины эрозионных врезов увеличиваются в зонах крупных подводных долин и в направлении к бровке шельфа, редко превышая 20 м. Поверхности умеренного расчленения на Карском и особенно на Баренцевом морях приурочены, как правило, к привершинным частям крупных положительных орографических форм рельефа.

На поверхностях неполного выравнивания аккумулятивно-абразионные процессы уменьшили контрастность субаэральных образований в результате неполного срезания водораздельных пространств и неполного заполнения осадками долин на фоне общего выполаживания рельефа. На месте поверхностей в основном эрозионного (§ 9, 10) расчленения, которым, как это видно на современной суше, обычно не свойственно широкое распространение небольших по площади котловин, образуются относительно выровненные площадки, осложненные многочисленными замкнутыми отрицательными формами рельефа. Подводные долины субаэрального происхождения на поверхностях неполного выравнивания проявляются в виде: а) протяженных, обычно уверенно коррелируемых в плане цепочек вытянутых и изометричных отрицательных форм рельефа, которые отражают чередование участков заполненных и недозаполненных осадками эрозионных врезов, или б) неглубоких зон понижений, осложненных вытянутыми котловинами

с перемычками между ними. Глубины недозаполненных частей врезов колеблются примерно от 3 до 10 м и незначительно меняются по площади в пределах каждого данного диапазона глубин. В целом поверхности неполного аккумулятивно-абразионного выравнивания располагаются батиметрически выше поверхностей расчленения, нередко подступая к современной береговой линии, и характеризуются меньшими уклонами регионального значения. Наиболее широко они распространены на всех северо-восточных морях, в основном в широкой зоне, примыкающей к бровке шельфа, а также в центральной части Карского моря и на Печорском море.

Неполному выравниванию подвергся также субаэральный рельеф и на больших глубинах, в частности на днищах желобов, где эрозионные врезы существенно сглажены и проявляются в виде вытянутых зон, обычно редко осложненных замкнутыми отрицательными формами, столь характерными для выше расположенных поверхностей неполного аккумулятивно-абразионного выравнивания. Основным фактором, определившим преобразование субаэрального рельефа на больших глубинах, является неволновая аккумуляция, которая проходит здесь со значительными скоростями вследствие сочетания ряда благоприятствующих этому факторов: а) непосредственной близости источника поступления взвеси — современной и (или) древней (имевшей место в регрессивные этапы) суши, б) интенсивного сноса с нее, в) наличия контрастной отрицательной формы подводного рельефа, являющейся своеобразной ловушкой тонкозернистого терригенного материала, поступающего с прилегающей области сноса в виде взвеси, и г) гидродинамической обстановки, препятствующей транзиту взвешенного материала.

Поверхности полного выравнивания характеризуются практическим отсутствием субаэральной морфоскульптуры. Эрозионные врезы редко проявляются на батиметрических картах с сечением изобат не более 1 м и обычно не превышают по глубине 2—3 м. Наиболее широко они распространены в современной зоне волнового воздействия, однако на Баренцевом и Карском морях встречаются и на больших глубинах (Гусиное и Северо-Канинское плато с $H > 75$ м, Центральная крупная возвышенность с $H > 225 \div \div 200$ м). На всем шельфе поверхности полного выравнивания приурочены к древним, ныне затопленным крупным водоразделам или их фрагментам, испытывающим относительные неотектонические поднятия. Для них характерны минимальные уклоны регионального значения и широкое развитие абразионных процессов, о чем свидетельствуют крупнозернистость слагающих их донных осадков, выходы доголоценовых и дочетвертичных отложений.

На Баренцевом и частично Карском морях такие поверхности выделяются только в самых привершинных частях наиболее контрастных положительных форм рельефа (рис. 11). Кроме этого, они развиты на небольших участках Ямало-Гыданской наклонной равнины. В восточной части шельфа их обширные ареалы практически повсеместно подходят к береговой линии материка и

островов (рис. 12). К поверхностям полного выравнивания относятся также, вероятно, глубоководные поверхности устьевых частей крупных желобов Св. Анны и Воронина, испытывающие интенсивное и относительно длительное погружение, в ходе которого субаэральные формы рельефа были погребены в результате неволновой аккумуляции.

Таким образом, поверхности северного шельфа Евразии по степени абразионно-аккумулятивной переработанности осложняющих их форм субаэрального расчленения подразделяются на несколько морфологических типов, образующих в целом единый ряд.

Для поверхностей каждой из описанных категорий характерна преобладающая приуроченность к определенным глубинам так, что они в своей совокупности составляют своеобразную вертикальную зональность, выраженную в довольно закономерном следующем чередовании (сверху вниз): поверхности полного выравнивания* → поверхности неполного выравнивания* → поверхности расчленения → поверхности неполного выравнивания** → поверхности полного выравнивания**. В указанном направлении увеличивается доля участия в формировании поверхностей аккумулятивных процессов. В плане поверхности, образованные в зоне волнового воздействия, приурочены к определенным орографическим элементам: поверхности полного выравнивания — к положительным формам рельефа, наименее глубоким участкам древних водораздельных пространств (современным подводным возвышенностям, плато, мелководьям и банкам), поверхности расчленения — в основном к центральным частям древних речных водосборных бассейнов, отрицательным формам подводного рельефа. Поверхности неполного выравнивания занимают промежуточное положение, тяготея к периферийным частям плато, плоских возвышенностей, мелководий и к склонам внутришельфовых впадин. Поверхности неполного и полного выравнивания, сформированные процессами неволновой аккумуляции, фиксируются в желобах и на наиболее глубоководных участках шельфа, в основном вдоль его бровки.

Совсем иная генетическая трактовка должна быть дана расчлененности континентального склона. Если основная закономерность в изменении расчлененности на шельфе заключается в своеобразной вертикальной поясности распространения поверхностей расчленения, неполного и полного выравнивания, то в пределах континентального склона изменение расчлененности его поверхности подводными каньонами осуществляется как по вертикали, так и в латеральном направлении. Сверху вниз глубина подводных каньонов в целом уменьшается. Особенно резко это уменьшение происходит на границе континентального подножия и уступа.

На Норвежско-Шпицбергенском склоне максимально расчленены те его верхние зоны, которые примыкают к наиболее интен-

* Созданные аккумулятивно-абразионными процессами в зоне волнового воздействия.

** Созданные процессами неволновой аккумуляции.

сивно поднимающимся в новейшее время положительным морфоструктурам континентальной окраины. Среди них выделяются сильно расчлененные склоны, спускающиеся от берегов Северной Норвегии (рис. 6, е, § 4) и Западного Шпицбергена [Матишов Г. Г., 1978 г.]. Та часть континентального склона, которая расположена между архипелагом Шпицбергена и Скандинавским полуостровом, расчленена значительно меньше, главным образом в своей верхней части (в зоне уступа). До подошвы склона доходят только самые крупные подводные каньоны, в частности каньон Персея.

Рассмотренная закономерность размещения выделенных на шельфе поверхностей по вертикали и в плане носит самый общий характер. Наряду с этим в ряде районов наблюдается приуроченность к одним и тем же глубинам поверхностей полного и неполного выравнивания или поверхностей неполного выравнивания и расчленения. Однако как в районах с четко выраженной закономерностью планового и вертикального размещения этих поверхностей, так и в районах, где данные закономерности проявляются слабо или отсутствуют, поверхности разного типа отличаются по гранулометрическому составу слагающих их донных осадков. Изменение последнего при переходе с одной поверхности на другую указывает на тектонический контроль в их формировании и размещении. Расположение поверхностей выделенных категорий в плане свидетельствует о дифференцированных неотектонических движениях: относительные поднятия, определившие полное или неполное выравнивание в зоне волнового воздействия, и опускания, которые в зависимости от своей интенсивности обусловили или консервацию субаэрального рельефа (поверхности расчленения в областях умеренных погружений), или его погребение под тонкозернистыми осадками (поверхности неполного и полного выравнивания в областях длительных и интенсивных опусканий).

Таким образом, расчлененность (выровненность) рельефа северного шельфа Евразии указывает на относительную направленность и интенсивность дифференцированных неотектонических движений. Интерпретация карты расчлененности (рис. 11, 12) приводит к выводу об общем увеличении погружения этой шельфовой зоны с востока на запад, что согласуется с уменьшением скоростей современных движений (поднятий) северного побережья СССР [63] в этом же направлении и с другими данными.

Разделение поверхностей по расчлененности позволяет не только объективно охарактеризовать морфологию рельефа данного региона, но и довольно однозначно решить вопросы историко-генетического характера: а) какими процессами создана каждая поверхность — субаэральными (расчленяющими) или субаквальными (выравнивающими) и б) в какой из этапов геологической истории была сформирована эта поверхность — в этапы регрессии, относительной стабилизации уровня моря или в этапы его неуклонного подъема.

Дальнейший более детальный анализ морфологических особенностей осложняющих эти поверхности форм рельефа позволяет

более точно определить их происхождение. При этом следует привлечь данные по слагающим их донным осадкам и принять во внимание геолого-геоморфологические материалы и представления о новейшей истории развития Мирового океана в целом и данного региона (с прилегающей сушей) в частности. Существенную роль играет также анализ уклонов и батиметрического положения поверхностей. Только в результате изучения всей совокупности данных может быть определена принадлежность этих поверхностей к той или иной генетической и возрастной категориям.

Генетический принцип классификации поверхностей заключается в их систематике по преобладающим в их создании экзогенным рельефообразующим процессам и по их направленности на аккумуляцию или денудацию. Среди поверхностей расчленения наиболее распространены на шельфе поверхности, созданные эрозионными и эрозионно-аккумулятивными процессами, и поверхности ледникового (экзарационного и аккумулятивного) происхождения. Первые из них осложнены речными, ныне подводными долинами, а вторые наряду с наличием в их пределах троговых долин характеризуются такими специфическими формами, как стадильные и конечные морены (моренные комплексы) и ванны выпавания.

Важно найти критерии генетической диагностики этих двух типов поверхностей субэарального происхождения (речных и ледниковых) прежде всего для их правильного картографирования, а также в связи с недавним появлением гипотезы шельфового оледенения.

§ 9. Подводные долины Арктического шельфа Евразии

Наиболее благоприятным для изучения субэаральных форм рельефа является северный шельф Евразии, на котором практически повсеместно распространены подводные долины речного и реже ледникового происхождения. Представления о них формировались по мере изучения северных морей СССР гидрографическими службами страны, а также в результате работ ПГО «Севморгеология», ААНИИ, ПИНРО, ВСЕГЕИ и других организаций. Рельеф этих морей изучался также норвежскими, американскими и другими исследователями [81, 90, 92, 94]. Полнота и правильность изображения подводных долин на ряде схем [40, 71, 92, 94 и др.] и карт [15, 16, 96] определялись объемом и качеством гидрографических материалов и палеогеографическими концепциями. До недавнего времени специальной сводки по подводным долинам северных морей и их картографического изображения не имелось. Опубликованные нами статьи [46, 49] и приложенные к ним карты в какой-то мере восполнили этот пробел.

Вероятно, невозможно провести формальное описание сети подводных долин без какой-либо ее палеогеографической интерпретации. Явное эрозионное происхождение широко распространенных на северном шельфе Евразии долин (рис. 13, 14), низкое батиметрическое положение приустьевых участков многих из них, сложные перестройки речной сети во времени, существование в последние регрессии замкнутых бассейнов (озер) — все эти и другие факты подтвердили наличие по крайней мере двух-трех крупных регрессий [Зубаков В. А., 1975 г.; Линдберг Г. У., 1965, 1972 гг.], [71, 75], первая (максимальная) из которых характеризовалась стоянием уровня Мирового океана на глубинах около 300 м. Рассмотрение последней (гримальдийской) регрессии в качестве самой глубокой привело бы к явной переоценке амплитуд дифференцированных тектонических

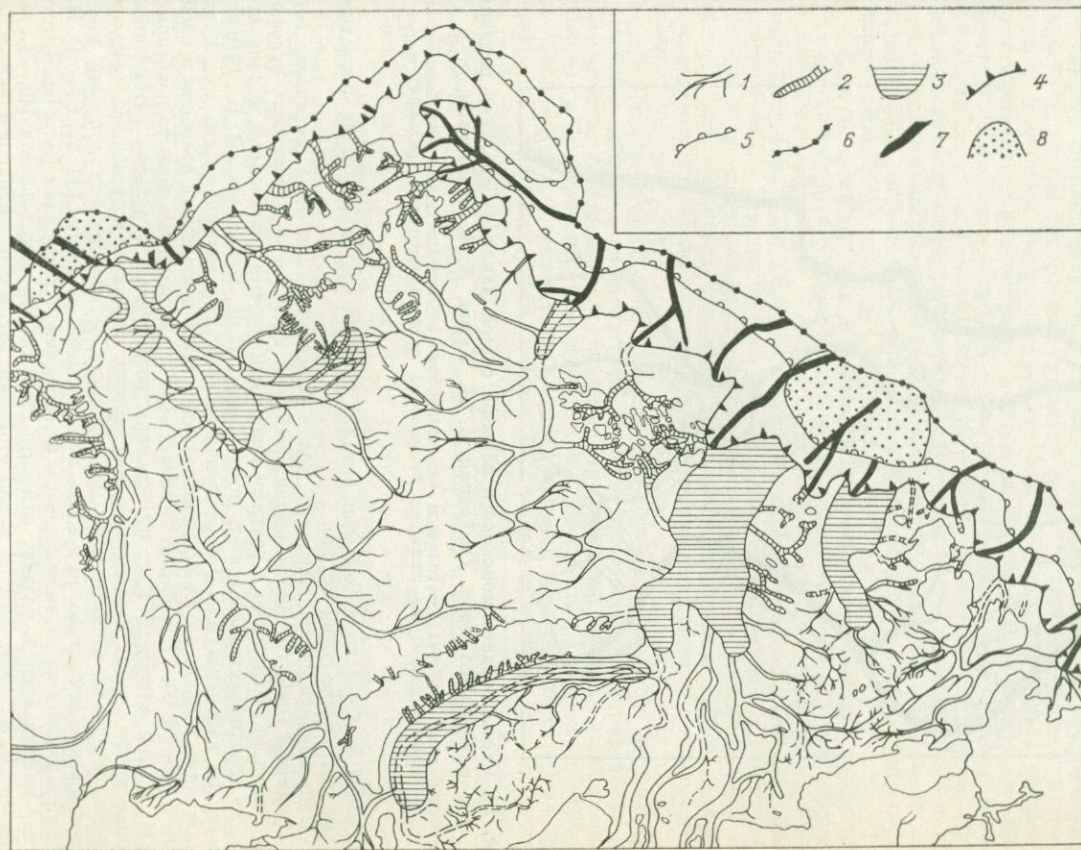


Рис. 13. Схема подводных долин и каньонов на северной континентальной окраине Евразии (западный сектор). Составили Л. И. Жукова, А. Н. Ласточкин, Б. Г. Федоров.

1 — подводные долины на шельфе эрозийного происхождения; 2 — то же, ледникового происхождения; 3 — желоба на шельфе; 4 — бровка шельфа; 5 — граница между континентальным уступом и подножием; 6 — линия подножия; 7 — подводные каньоны; 8 — конусы выноса.

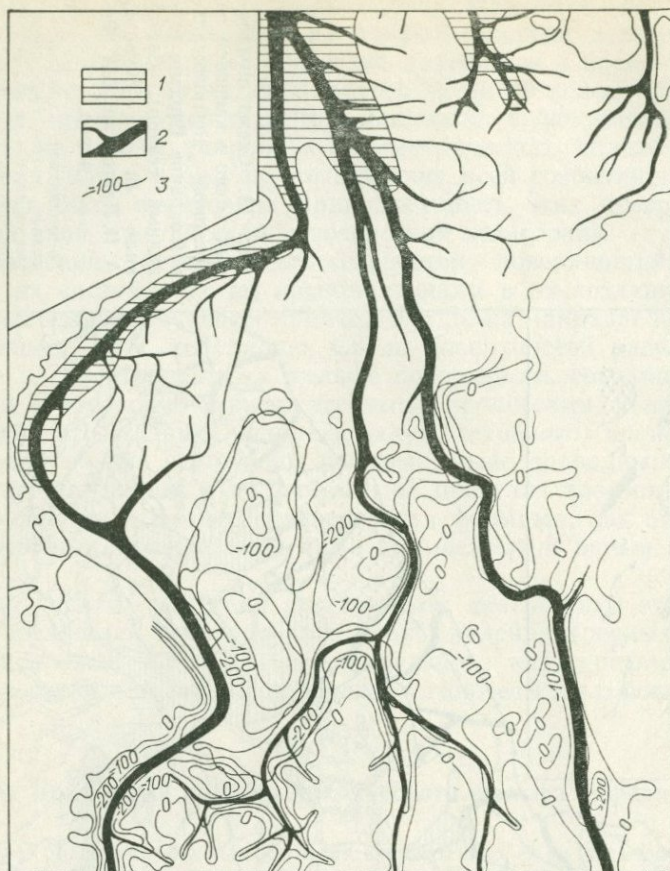


Рис. 14. Схема позднеплиоценового рельефа севера Западно-Сибирской равнины и Карского моря. Составили И. Л. Кузин, А. Н. Ласточкин.

1 — современные желоба; 2 — тальвеги позднеплиоценовых речных (ныне погребенных или подводных) долин; 3 — изогипсы поверхности позднеплиоценового рельефа, м.

опусканий в пределах желобов и впадин, которые составили бы за последние 20 тыс. лет многие сотни метров.

Единственная схема подводных долин Баренцева моря была составлена еще Ф. Нансеном [1904 г.]. Впоследствии, несмотря на лучшую изученность рельефа этого моря (по сравнению с другими северными морями), подводные долины его дна, за исключением Печорского моря [Такки Д. Ф., Буйволенко В. В., 1976 г.], обычно не изображались. Это объясняется господствующими до сих пор представлениями о широком площадном развитии здесь ледниковых покровов в плейстоцене [25, 26, 39, 71 и др.], отнесением моря к гляциальным шельфам, которые, по М. А. Спиридонову [71, с. 48], «лишены выраженных в рельефе затопленных речных долин, столь характерных для других участков материковой отмели». Однако указанная концепция не мешала ряду ее сторонников признать здесь существование речных долин в эпоху максимальной регрессии [39, 57, Сакс В. Н., 1948 г.] и указать на их выраженность в современном подводном рельефе. Вместе с тем, забегаая вперед, следует отметить, что многие исследователи [49, 71, 75; Линдберг Г. У., 1965, 1972 гг. и др.] отрицают распространение покровного оле-

денения на всю территорию Баренцева моря. В частности, Ю. А. Лаврушин и В. Л. Суходольский [71] показывают, что ледниковые покровы не выходили далеко за пределы архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа.

В. Д. Дибнер [27] относит практически все крупные линейные понижения в рельефе Баренцева и Карского морей к внутришельфовым субокеаническим и прибрежно-краевым желобам тектонического происхождения. Не отрицая (а наоборот, используя в морфоструктурном анализе) приуроченность крупных речных долин к разнотипным отрицательным морфоструктурам (в том числе и к желобам), мы прежде всего обращаем внимание [46] на то, что они в совокупности своей образуют системы речных бассейнов, закономерно включающих в себя в качестве отдельных фрагментов показанные изолированными друг от друга желоба В. Д. Дибнера. Ряд долин фиксируется в пределах днищ крупных желобов (например, Новоземельского и Медвежинского).

Анализ гидрографических материалов позволяет выделить в пределах Баренцева моря три водосборные площади (рис. 13). Наиболее обширная из них связана с крупным Медвежинским желобом. В желобе выделяется древняя долина многоводной реки, имевшей место в эпоху максимальной регрессии. На относительно плоском и широком днище желоба четко прослеживается довольно узкий тальвег с постоянным уклоном в сторону Атлантического океана. Исключение составляет «переуглубленная» приустьевая часть, ниже которой, за порогом, у самой бровки шельфа продольный профиль снова наклонен «вниз по течению». Под современными осадками [39] эрозионный врез в днище желоба выражен еще более четко.

К устью древней долины приурочен огромный конус выноса на континентальном склоне (§ 4). Размеры, положение вершины конуса и резкое увеличение кайнозойских отложений в его пределах, наряду с отсутствием их на большей части Баренцева моря [Olav E., Talwan M., 1977 г.], свидетельствуют о длительной поставке по данной долине большого количества аллювия с обширной водосборной площади непосредственно к бровке шельфа и узко локальному отложению этого материала при отсутствии течений, способных более равномерно распределить его вдоль подножия континентального склона в Северной Атлантике.

В пределах водосборной площади Медвежинского крупного желоба, включающей в себя весь север Русской равнины и большую часть Баренцева моря, большинство мелких долин, расположенных на склонах крупных возвышенностей Персея и Центральной, характеризуется поперечными профилями, близкими к V-образным, и острыми углами сочленения, что свидетельствует об их эрозионном происхождении. Вдоль побережья Скандинавии в максимальную регрессию к серии грабенообразных впадин была приурочена довольно узкая долина реки, которая принимала в себя реки, ныне впадающие в Белое море. Она слабо выражена в современном рельефе между крупными возвышенностями Нордкинской и Копытова. Более того, на западном борту Нордкинской ложбины (впадины Дьюпрена) располагаются долины (вероятно, ледниковых и речных?) потоков, встречных по отношению к стоку по данной долине и образованных в последующую регрессию. Долины левых притоков этой крупной артерии имеют ледниковое происхождение и в основном сейчас представлены фиордами. Долины правых притоков, судя по их поперечным профилям, острым углам сочленения и плавным изгибам, являются эрозионными. В последующую регрессию данная речная система была, вероятно, резко укорочена «сверху» (в связи с образованием замкнутого бассейна — озера — на месте Белого моря, о чем свидетельствуют наличие в его плейстоценовых осадках пресноводной фауны, глубины в его горле и другие данные) и «снизу» (в связи с развитием на крупных возвышенностях Копытова и Нордкинской ледниковых покровов, оставивших конечные и стадальные морены [26]).

Расположенный в восточной части моря древний речной бассейн включает в себя долины рек, стекавших в Центральную низменность (рис. 13). Для него характерно отсутствие в современном орографическом плане выхода речного стока к континентальному склону. Наиболее вероятно, что это обусловлено последующим (после максимальной регрессии) тектоническим поднятием центральной приподнятой зоны моря (ныне объединяющей крупные возвышенности: Демидовскую, Центральную и Персея), которое привело к: а) утрате связи данного

бассейна с Медвежинским крупным желобом, имевшей место в эпоху максимальной регрессии, б) значительной переработке отрезка долины в Центральной приподнятой зоне аккумулятивно-абразионными процессами и в) созданию внутреннего бассейна в интенсивно погружающейся Центральной низменности. В пределах последней, так же как в Медвежинском желобе, фиксируются узкие тальвеги на фоне относительно плоского дна, сложенного плейстоценовыми осадками [27]. К данной речной системе относится бассейн Печоры, долина которой по гидрографическим материалам и данным бурения на суше пересекала современную береговую линию в районе губы Колоколкива и затем поворачивала на запад, а не проходила через Карские ворота [Линдберг Г. У., 1972 г.].

Наличие же сибирских видов ихтиофауны в Печоре, отмеченное Г. У. Линдбергом [1965, 1972 гг.], можно объяснить речными переходами между бассейнами современных рек Колвы, Черной (впадавшей в ныне подводную Печору) и рек Мар-Ю, Каратаихи, подводные продолжения которых соединялись с древнейшей (времени максимальной регрессии) Обью.

Северо-западная часть этого бассейна представлена долинами, спускающимися с островов Новой Земли. Они четко выражены в рельефе только в своих верховьях, а на глубинах 80—120 м почти полностью переработаны аккумулятивно-абразионными процессами. Обращают на себя внимание уменьшение их ширины и изменение с глубиной трогообразных поперечных профилей на профили, характерные для равнинных речных долин. Это говорит о том, что ледники здесь спускались по долинам до современных глубин не более 70—80 м.

Северный (желоба Франц-Виктории) и северо-западный (желоба Южного мыса) бассейны представлены долинами ледникового (в их верховьях на архипелагах Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена) и эрозионного (в среднем и нижнем «течениях» на крупной возвышенности Персея) происхождения.

Три древние водосборные системы желобов Медвежинского, Франц-Виктории и Южного мыса ограничены водоразделами. Один из них, проходя через Шпицберген к Новой Земле, разделяет бассейны Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Второй субмеридиональный водораздел, простирающийся от Земли Франца-Иосифа на юг, являлся границей долины, спускающихся к центральной и северной частям Баренцева моря, и долин, спускающихся к желобу Св. Анны. Как видно (рис. 13), он не может служить естественной орографической границей этих двух морей, и весь орографический план указывает на отсутствие таковой между Баренцевым морем и северной частью Карского моря.

Совокупность подводных долин, картируемых на дне Карского моря, по мере обобщения гидрографических материалов [15, 16, 40, 71 и др.] рассматривалась в виде типичного для современных равнин простого чередования речных бассейнов с разделяющими их четко выраженными водоразделами. При этом не получила должного геолого-геоморфологического осмысления совокупность следующих фактов: а) наличие крупной глубоко врезанной (до 260 м), известной по данным бурения [75 и др.] погребенной долины на юге Ямала, соединяющей современную Обь с Байдарацкой губой; б) несоответствие малых размеров современных долин и водосборных бассейнов Байдараты и Гыды их значительным по ширине (и соответственно водности создавших их рек) подводным продолжениям; в) эрозионный врез с глубинами до первых десятков метров, фрагменты которого четко выражены на днище в северной и центральной частях Новоземельского крупного желоба; г) своеобразная бифуркация подводных долин Гыды и Енисея, принятая Г. Джонсоном и Д. Миллиганом [94] за единую дельту западносибирских рек. Данные обстоятельства показывают, что эвстатические колебания уровня Мирового океана сопровождалась здесь существенными перестройками речной сети. В связи с ними плановое соотношение подводных долин далеко от идеальной, изображаемой ранее [40] картины закономерного чередования речных бассейнов и разделяющих их водораздельных пространств. Подводные долины Карского моря принадлежат к нескольким древним речным бассейнам (рис. 13).

Бассейн Оби занимает всю западную часть моря и характеризуется резко асимметричным строением. В эпоху максимальной регрессии долина Оби проходила в Байдарацкую губу и далее в Югорскую впадину и современный Новоземельский желоб (рис. 14). Предполагается, что севернее она пересекала выступ

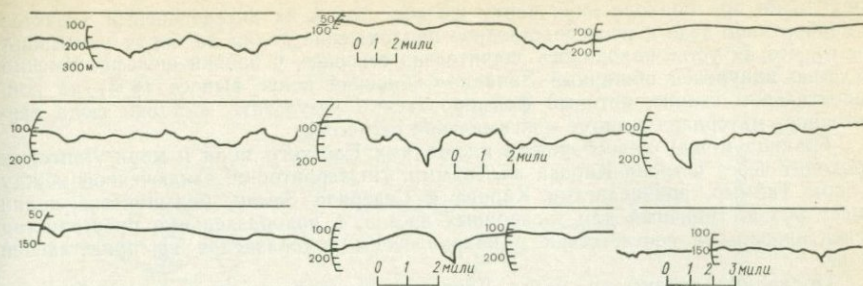


Рис. 15. Батиметрические профили юго-западной части Карского моря. Составил Г. Г. Матишов.

Брусилова и выходила к континентальному склону по крупному желобу Св. Анны. Перестройка речной сети в данном бассейне была вызвана последующим интенсивным развитием Щучинского выступа на юге Ямала, Обского прогиба, к которому приурочена современная Обская губа, Новоземельского желоба и выступа Брусилова. Высокоамплитудные движения в пределах первых двух морфоструктур отражены на карте новейшей тектоники Западно-Сибирской равнины [1969 г.] Свидетельством интенсивного плейстоценового формирования Новоземельского желоба и выступа Брусилова являются фрагменты долины реки на днище желоба, стекавшей ранее, судя по приращению к ней притоков, в северном направлении, а ныне упирающейся в 200-метровый уступ — южный склон выступа Брусилова. В последнюю регрессию долина Оби занимала естественное для нас положение, выходя на север из современной Обской губы и впадая в морской бассейн того времени в районе выступа Брусилова.

В бассейне правого притока древнейшей Оби, впадавшего в нее в Юганской впадине, тоже были существенные перестройки в результате интенсивного развития положительной и сопряженной с ней отрицательной морфоструктур, расположенных к западу от Ямала на траверсе устьев рек (соответственно) Харасовой и Сядорояха. В пределах последней в недавнюю регрессию образовался небольшой по площади внутренний водоем с более молодыми долинами впадающих в него рек, стекающих в сторону, противоположную общему направлению стока в данном бассейне в эпоху максимальной регрессии. В ряде долин этого района на эхограммах (рис. 15) четко выражены речные террасы. В целом эхограммы ничем, кроме абсолютных отметок, не отличаются от многих гипсометрических профилей прилегающей части Западно-Сибирской равнины.

К востоку от Оби расположен бассейн Гыды, который в качестве самостоятельной большой гидрографической системы, включающей водосборную площадь современных рек Надыма, Пура и Таза, был развит в эпоху максимальной регрессии (рис. 14). Сообщение между современными Тазовской и Гыданской губами осуществлялось, вероятно, по ныне погребенному эрозионному врезу, унаследованному современной долиной Юрибея.

Бассейн Енисея в своих низовьях не претерпел значительных перестроек. О существовании древнейшего (времени максимальной регрессии) Енисея, доходящего до крупного желоба Св. Анны, свидетельствуют глубины его погребенной долины (у г. Дудинки — 300 м, по О. В. Суздальскому [75 и др.]). В регрессивные эпохи пра-Енисей включал в себя бассейны Пясины и своих самых нижних правых притоков, подводные долины которых четко прослеживаются в современном рельефе.

Речные бассейны древних рек Оби, Гыды и Енисея на севере замыкаются желобом Св. Анны, на плоском днище которого следы подводных долин не обнаружены. Мы предполагаем, что в его пределах долины этих рек сливались в мощную единую артерию, эрозионный врез которой в настоящее время полностью погребен под молодыми мелкозернистыми осадками. Основанием для такого предположения является значительное увеличение врезов и сужение этих

трех долин при подходе их к борту желоба. Такой их антецедентный характер в прибортовой зоне и непосредственное продолжение долин на борту указывают на то, что их устье находилось значительно севернее, у бровки шельфа. Именно к устью приурочен обширный Западно-Сибирский конус выноса (§ 4) на континентальном склоне, который формировался в результате поставки сюда терригенного материала в эпоху максимальной регрессии.

Граница между водосборными площадями Карского моря и моря Лаптевых проходит через острова Кирова на Таймыр. На территории, заключенной между п-овом Таймыр, архипелагами Кирова и Северной Земли, большинство долин имеет облик, типичный для эрозионных врезов, а водораздельные пространства ориентированы в соответствии с направлением водоразделов на прилегающей суше.

Подводные долины дна моря Лаптевых принадлежат к трем водосборным бассейнам (рис. 16). Самый западный из них включает в себя долины Хатанги и Анабара, которые соединялись севернее о. Большой Бегичев. Низовья образованной в результате этого слияния долины достигали бровки шельфа и выходили на континентальный склон через Североземельский желоб. Положение этих подводных долин согласуется с представлениями Г. У. Линдберга [1972 г.] о причинах различия ихтиофауны рек Хатанги и Лены. Вместе с тем из этого же следует ожидать сходства ихтиофауны Хатанги и Анабара.

К востоку от рассмотренного бассейна располагается древняя водосборная площадь Лены — Оленёка. Американские исследователи [92] выделяют две Лены: Западную и Восточную. Точнее долины данного бассейна отрисованы на карте четвертичных отложений Арктики и Субарктики [1965 г.] и схеме [72], хотя и они требуют внесения ряда коррективов и дополнений. Гидрографические материалы показывают, что севернее современной дельты Лены располагается древний водораздел, с которого в сторону континентального склона стекали реки первых порядков, никак не представляющие собой продолжение многоводной речной системы (Западной Лены [92]). В настоящее время на этом водоразделе происходит преимущественный размыв донных осадков. Отсутствуют также следы широкой долины к востоку от дельты, что, правда, может быть связано со значительной переработкой рельефа этого района в результате интенсивной аккумуляции аллювия и волнового воздействия при уровне моря, близком к современному. Это обстоятельство и значительная ширина левого притока подводной долины Яны — Омолоя (Восточной Лены [92]) — в его среднем и нижнем течении в определенной мере позволяют предположить сток ленских вод по данной долине в последнюю регрессию, что соответствует современному направлению преобладающего стока реки по восточным протокам дельты. Однако этому противоречит довольно резкое сужение притока Яны — Омолоя вверх по течению и отклонение его верховьев от дельты на восток.

Больше соответствует гидрографическим и геоморфологическим данным представление А. П. Пуминова [1960 г.], С. С. Коржуева, Д. В. Федорова [1970 г.] о стоке ленских вод (по нашему мнению, в эпоху максимальной регрессии) по современной Оленёкской протоке или долине Оленёка и далее на шельфе — по долине, расположенной к востоку от подводного продолжения Анабара и Хатанги (подводной долине Оленёка [92]). Эти представления совпадают с данными о молодом послеледниковом возрасте долины прорыва Лены («Ленской трубы»).

Своеобразие дельты Лены заключается в том, что она наложена на ряд активных, сопряженных друг с другом и нарушенных разрывами антиклинальных и синклинальных зон, продолжающих на северо-запад структуры Хараулахского хребта и Няйтинского кряжа. Эти простирания контролируют в западной части дельты протоки и разделяющие их (не характерные для типичных дельт) водоразделы, а также на омывающей дельту части моря соответственно ориентированные банки и разделяющие их вытянутые понижения. Собственно дельтой можно назвать только ее восточную, полностью сложенную сверху голошеновым аллювием часть, где в самое последнее время (вероятно, в результате накопления аллювия и подпруживания реки в узкой синклинальной зоне на западе) произошли прорыв ленских вод на восток и образование приразломной Быковской и других проток. До этого долина Лены подчинялась простиранию структур и располагалась в одной из синклинальных зон, направляясь на запад и да-

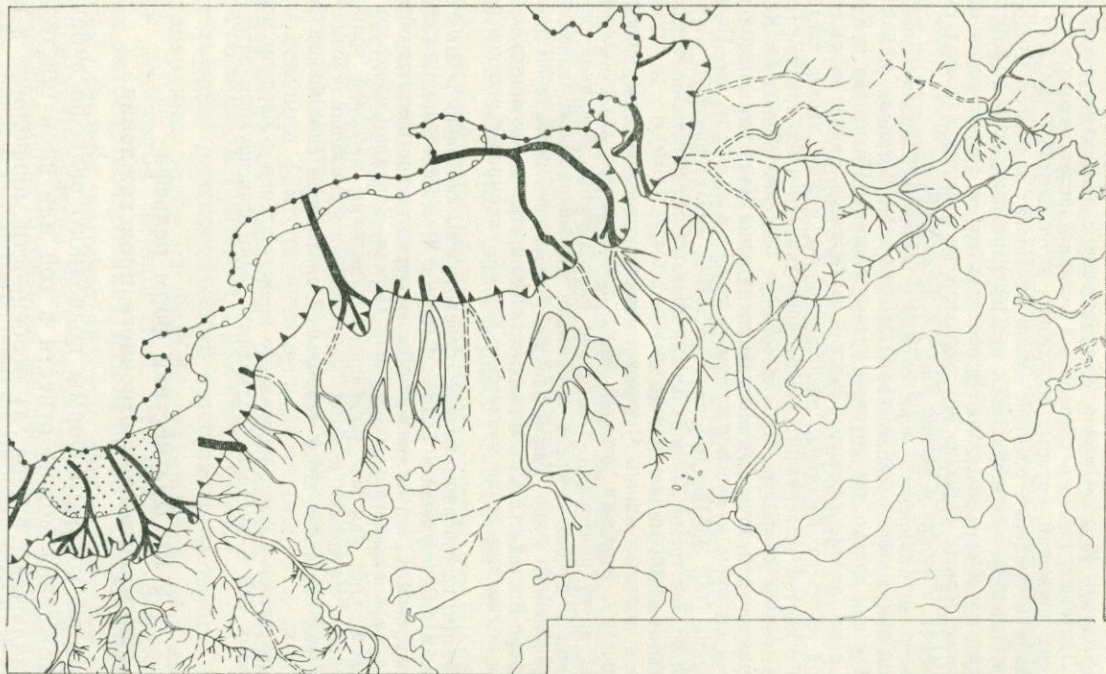


Рис. 16. Схема подводных долин и каньонов на северной континентальной окраине Евразии (восточный сектор). Составили Л. И. Жукова, А. Н. Ласточкин.

Усл. обозначения см. на рис. 13.

лее за пределами Оленёкского залива — на север к бровке шельфа. Эта самая мощная долина в море Лаптевых прослеживается на континентальном склоне в виде сложной системы подводных каньонов. Судя по пока скудным гидрографическим материалам [96], именно с ее устьем связана в пространстве вершина третьего гигантского (Восточно-Сибирского) конуса выноса на северной континентальной окраине, под которым погребена юго-восточная оконечность срединно-океанического хр. Гаккеля.

Подводные долины Яны и Омоя, составляющие с притоками третий речной бассейн моря Лаптевых, также развивались в условиях интенсивного проявления неотектонических движений, которые определили antecedentный характер ее отдельных отрезков и сложный рисунок долин ее многих притоков. Водораздел между Яной и Омоем характеризуется сильно выровненным рельефом и другими признаками новейшего поднятия. В пределах той и другой долин обнаружены [92] древние дельты. Одна из них расположена в самых низовьях Омоя (у бровки шельфа), а вторая в долине Яны у о. Бельковского.

На дне Восточно-Сибирского моря наряду с серией субпараллельных относительно небольших долин, расположенных к северу от островов Анжу, ранее рисовались [98 и др.] только две крупные речные системы Индигирки и Колымы. Проведенный нами анализ гидрографических материалов привел к выделению в центре моря третьего бассейна, расположенного между этими системами. По сравнению с картой четвертичных отложений Арктики и Субарктики [1965 г.] существенно изменены конфигурация и положение бассейна подводной Колымы. Детально с применением звуковой геолокации изучены Чаунская долина в пределах одноименной губы и расположенная к северо-востоку от нее Певекская подводная долина [18]. Эрозионный врез последней характеризуется глубинами до 45 м. Он выполнен тремя аллювиальными свитами, перекрытыми сверху морскими глинистыми илами мощностью до 6—8 м.

Почти все подводные долины Чукотского моря составляют одну сильно разветвленную систему, верховья которой были представлены двумя стекавшими навстречу друг другу притоками. Последние располагались в единой линейной зоне погружения и в свою очередь принимали перпендикулярно направленные к ним реки современной суши. Такой рисунок речной сети характерен для мезозойд всего Северо-Востока СССР. Ниже места соединения этих притоков характер сочленения подводных долин меняется и больше напоминает рисунок равнинной гидросети.

Таким образом, на северном шельфе сосредоточены «низовья» речных систем трех крупнейших платформенных равнин Евразии: Русской, Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской. С этими «низовьями» пространственно связаны обширные конусы выноса на континентальных склонах Персея, Западно-Сибирском и Восточно-Сибирском. Они явились «конечными пунктами» массовой транспортировки терригенного материала в эпоху максимального снижения уровня Мирового океана и как следствие этого наибольшей эрозионной способности равнинных рек.

Кроме деструктивных форм эрозионного происхождения в Карском море [40] и море Лаптевых [92] в пределах подводных долин фиксируются затопленные дельты.

§ 10. Диагностика форм рельефа аккумулятивно-эрозионного происхождения

Признаки, по которым формы подводного рельефа субэврального происхождения можно отнести к той или иной генетической категории, включают в себя: а) особенности морфологии в плане, поперечном и продольном профилях, б) латеральное распределение форм и распределение их по вертикали, в) соотношение с формами соответствующего происхождения на суше, г) соотношение с формами погребенного рельефа, структурой и вещественным составом рельефообразующих отложений. Все эти признаки можно

разделить на прямые и косвенные. Если первые из них указывают непосредственно на генезис формы рельефа (например, продолжение подводной долины на суше долиной речного происхождения), то вторые позволяют судить о генезисе опосредованно, с помощью анализа тех элементов, особенностей и черт, механизм и условия образования которых установлены в результате изучения формирования наземного рельефа.

При анализе тех и других признаков на северном шельфе Евразии прежде всего обращает на себя внимание широкое развитие сильно вытянутых линейных и часто контрастно выраженных отрицательных форм наряду со значительно более изометричными контурами положительных форм рельефа (рис. 2, 3).

Многие из линейных отрицательных образований являются транзитными по отношению к положительным формам и пересекают весь шельф от береговой линии до его бровки. Подводные долины представлены на батиметрических картах или в виде четко выраженных заливов (на поверхностях расчленения) изобат, или в виде цепочек замкнутых и полузамкнутых контуров (на поверхностях неполного выравнивания). В последних случаях отмечается четкая коррелируемость этих форм в плане, т. е. возможность уверенного и однозначного проведения их осевых и соединяющих линий — тальвегов подводных долин.

Совокупность тальвегов подводных долин чаще всего имеет древовидный рисунок в плане, ничем не отличающийся от рисунка современной речной сети на платформенных равнинах. Для них также характерны присущие равнинам овальные и близкие к изометричным контуры водосборных бассейнов и специфические рисунки речной сети, объясняемые на суше ее реакцией на неотектонические движения [47 и др.]: центробежные (радиальные), центростремительные, долины огибания и т. д. Примерами радиального расположения подводных долин является распределение эрозионных врезов на возвышенностях Свердрупа и Колгуевской, а центростремительного — в Северо-Ямальской впадине. Огибающие и секущие (антецедентные по отношению к положительным морфоструктурам) долины широко развиты в восточной части Карского моря, в частности в районе о. Кирова.

Следующий диагностический признак эрозионного происхождения подводных долин на шельфе заключается во взаимном положении элементов речной сети. Это положение характеризуется углами встреч (сочленения) и поворотов речных долин и их отдельных отрезков, которые на суше определяются в соответствии со сформулированными нами ранее [47] правилами. Данные правила можно распространить на шельф со следующими оговорками: а) углы встреч и поворотов здесь определяются между тальвегами подводных долин, б) при этом следует иметь в виду возможную разновозрастность подводных долин и перестройки гидросети в плане.

Значения углов встреч речных долин являются чуткими показателями дифференцированных рельефообразующих движений

(рис. 17). Наиболее острые углы связаны с переходными морфоструктурами, соответствующими моноклиналям, склонам и крыльям крупных новейших структур. Примерами этого может служить сеть подводных долин на склонах возвышенностей и бортах низменностей в Печорском и Карском морях. Углы встреч имеют большие значения на центроклиналях и еще большие — в прогибах, по оси которых протекала крупная река, принимавшая притоки чаще всего под прямым углом. Последнее имеет место на многих долинах, особенно в Баренцевом море (рис. 13). Выше по течению antecedentных участков (зон новейших поднятий) углы встреч иногда составляют $>90^\circ$. Примером новейшего поднятия, определившего указанную особенность в плановой конфигурации расположенных «выше по течению» подводных долин, является возвышенность островов Каменных и Расторгуева в Карском море.

В связи с многообразием рельефообразующих деформаций пликативного характера взаимная ориентировка гидрографических элементов может характеризоваться различными углами встречи и изгибов. Однако анализ встречаемости этих углов, проведенный на суше в 17 различных по геолого-геоморфологическим условиям районах Восточной и Западной Сибири, показал наличие ряда общих закономерностей [42]. На частных по каждому из этих районов и сводных гистограммах (рис. 18) выделяются два крупных максимума для острых и тупых углов. Чаще всего они осложнены дополнительными максимумами, связанными с углами около $30-40$, $50-55$, $65-75$, $90-95$, $125-135$, $145-155^\circ$. Наиболее редко встречаются углы $75-115^\circ$, хотя именно в этом диапазоне происходит суммирование наблюдаемых углов встреч и углов изгибов речных долин. Отмечается большое сходство в распределении значений углов, о чем свидетельствуют похожие друг на друга гистограммы и кривые сглаживания, а также субпараллельные кумулятивные кривые, построенные по тем же данным.

Взаимная ориентировка подводных долин на северном шельфе Евразии характеризуется теми же особенностями. В том числе это относится к Баренцеву и Карскому морям (рис. 18), которые во многих районах рассматриваются в качестве типичных гляциальных шельфов. Гистограммы по этим территориям отличаются от гистограмм по территориям суши лишь малым количеством тупых углов, основную массу которых на суше составляют углы поворотов долин. Последние трудно выявить и тем более оценить на шельфе, где даже в пределах поверхностей расчленения преобладают плавные очертания, которые часто приобретают резкие повороты вследствие сильно возрастающей в трансгрессивные периоды боковой эрозии и последующей аккумулятивно-абразионной обработки долин в субаквальных условиях.

В подводном рельефе шельфов фиксируются подводные долины, значительная часть которых имеет древний возраст, сопоставимый со временем формирования ныне погребенного дочетвертичного рельефа. Поэтому направления древнего речного стока и рисунок ныне подводной гидросети отражают тектонические движения

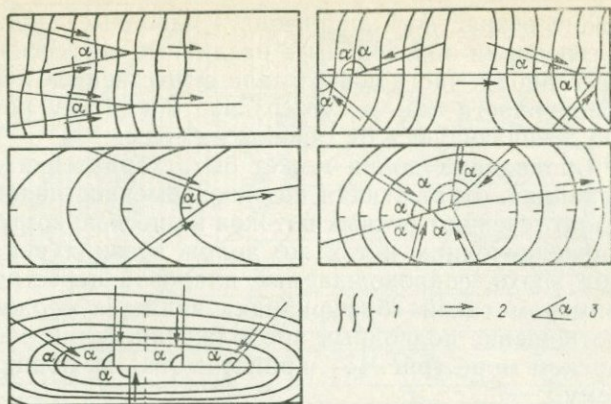


Рис. 17. Зависимость взаимной ориентировки речных долин от новейших движений и новейших структурных форм.

1 — условные изогипсы верхней структурной поверхности; 2 — речная долина и направление течения реки; 3 — угол встречи.

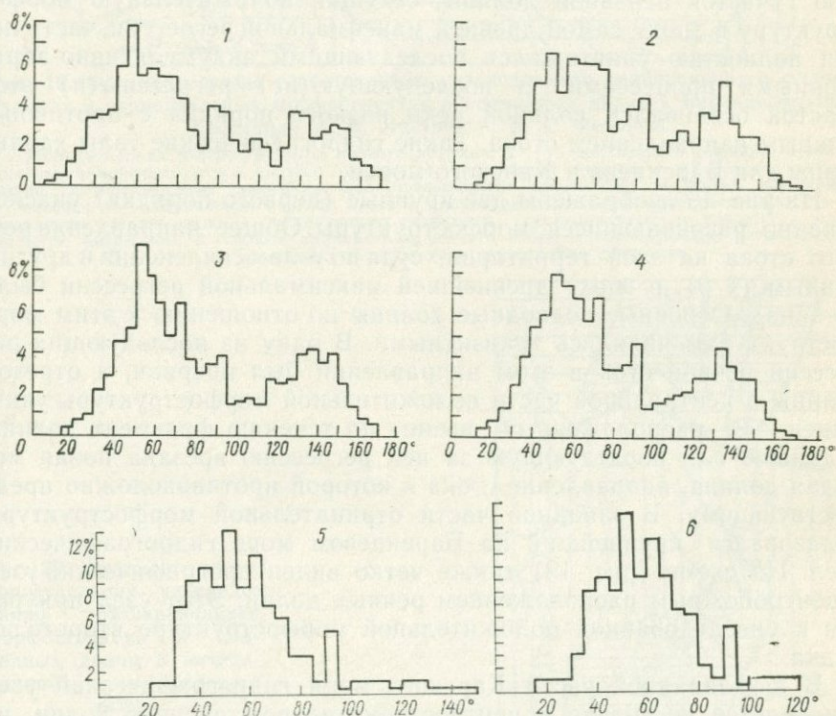


Рис. 18. Сводные гистограммы распределения углов встреч и изгибов речных долин для районов:

1 — п-ова Ямал (742); 2 — севера Западной Сибири (1681); 3 — Западной Сибири (1547); 4 — Восточной Сибири (3748); 5 — Баренцева моря (364); 6 — Карского моря (260). В скобках приведено количество измерений.

более широкого возрастного диапазона. Подводные долины разных временных генераций образованы в различные регрессивные этапы развития бассейнов и часто испытывали существенные перестройки. В своей совокупности они могут создавать картину речной сети, существенно отличающуюся от таковой на суше.

Для сети подводных долин может быть характерна своеобразная «бифуркация», отражающая не одновременное явление разделения (вниз по течению) речных потоков на несколько русел, а различное положение одних и тех же долин древних рек в разные регрессивные эпохи, сопровождаемые плановой перестройкой гидросети. Примером такой «бифуркации» является сложное плановое взаимоотношение подводных продолжений долин рек Енисея и Гыды в Карском море (рис. 13), принятое [94] за обширную дельтовую систему.

В результате отмеченных выше (§ 9) перестроек речной сети создаются гидрографические узлы [47], несколько отличающиеся от таковых на суше, но и имеющие с ними главную общую черту — центростремительные расположения долин. Механизм их формирования представляется следующим образом. Самый низкий по течению участок основной долины, секущий положительную морфоструктуру в эпоху самой древней максимальной регрессии, частично или полностью уничтожался последующими аккумулятивно-абразионными процессами. В последующую(ие) регрессию(и) этот участок осваивался долиной реки низкого порядка с противоположным направлением стока. Такие гидрографические узлы характерны для Баренцева и Карского морей.

На рис. 19 изображены две крупные (первого порядка) унаследованно развивающиеся морфоструктуры. Общее направление речного стока на этой территории, судя по углам сочленения и другим данным (§ 9), в эпоху древнейшей максимальной регрессии было на запад. Основные подводные долины по отношению к этим морфоструктурам являлись транзитными. В одну из последующих регрессий речной сток в этом направлении был прерван, а отрезок долины в центральной части положительной морфоструктуры уничтожен. В расположенный выше по течению фрагмент долины в данную или последующую за ней регрессию врезана новая молодая долина, направление стока в которой противоположно предшествующему. В западной части отрицательной морфоструктуры образовался крупнейший на Баренцевом море гидрографический узел. На схеме (рис. 19) также четко виден орографический узел с центробежным расположением речных долин. Этот узел приурочен к унаследованной положительной морфоструктуре второго порядка.

В юго-западной части Карского моря гидрографический узел выражается не только в центростремительном рисунке долин, но и в приуроченности к нему озерного бассейна времени последующей (за максимальной) регрессии (рис. 20). В древнейшую регрессию общее направление стока в этом районе осуществлялось на юг. В одну из последующих регрессий здесь образовался небольшой

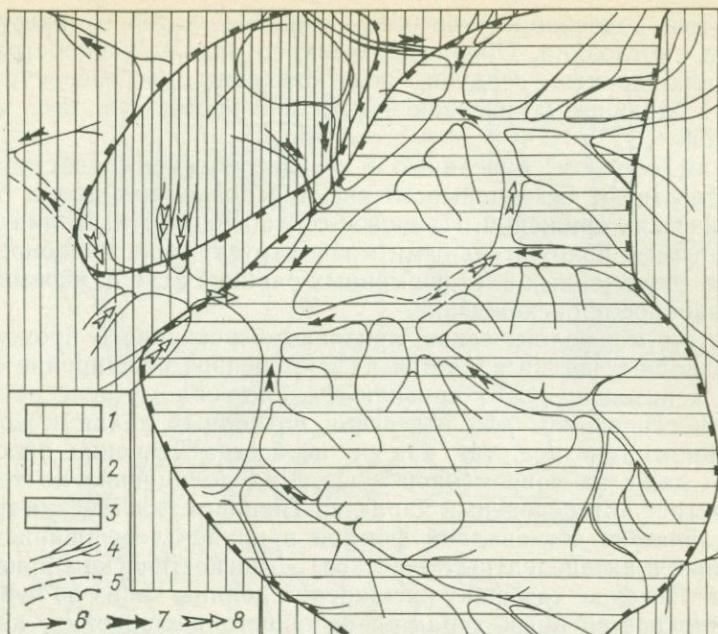
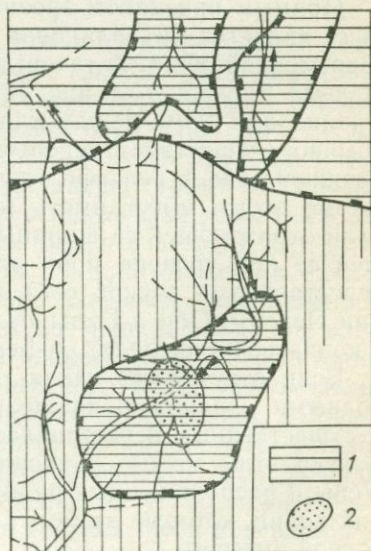


Рис. 19. Фрагмент схемы сопоставления унаследованно развивающихся положительных и отрицательных морфоструктур и подводных долин в Баренцевом море.
Составили А. Н. Ласточкин, Б. Г. Федоров.

1 — положительная морфоструктура первого порядка; 2 — то же, второго порядка; 3 — отрицательная морфоструктура первого порядка; 4 — подводные долины; 5 — участки подводных долин, переработанные аккумулятивно-абразионными процессами и слабо выраженные в рельефе; 6 — направления речного стока в древнейшую максимальную регрессию; 7 — направления речного стока в последующую регрессию, унаследованные от таковых в максимальной регрессии; 8 — новые направления речного стока в последующую регрессию, появившиеся в результате перестройки гидросети.

Рис. 20. Фрагмент схемы сопоставления унаследованно развивающихся морфоструктур и подводных долин в юго-западной части Карского моря.

1 — отрицательная морфоструктура второго порядка; 2 — озерный бассейн времени гримальдийской регрессии. Остальные усл. обозначения см. на рис. 19.



замкнутый водосборный бассейн, к центру которого приурочена озерная котловина. Она выделяется по ареалу распространения глинистых донных осадков, под которыми погребены отрезок крупной долины и низовья долин впадающих в нее мелких притоков.

Таким образом, описанные и не рассмотренные здесь факты свидетельствуют о зависимости рисунка подводных долин от неотектонических движений. Плановое соотношение этих долин с отрицательными и положительными морфоструктурами, подобное такому на современных платформенных равнинах суши, указывает на их эрозионное происхождение.

Другим морфологическим признаком эрозионного происхождения подводных долин является их постепенное расширение от верховьев к низовьям. Этот признак в единственном числе не может служить основанием для отнесения подводных долин к долинам эрозионного генезиса, так как он не всегда уверенно прослеживается даже на современной суши. Ряд долин вниз по течению приобретает antecedентный характер (например, «Ленская труба») или отличается четковидной формой в плане (чередованием расширенных и antecedентных участков). Диагностическим признаком здесь является не сам факт расширения долины «вниз по течению», а именно постепенный характер ее общего расширения, на фоне которого могут быть частные и резкие изменения поперечного профиля. Последние связаны или с сугубо гидрологическими причинами (с впадением крупного притока и существенным увеличением расхода воды в реке, что неминуемо отражается на ширине террасового комплекса), или с пересечением транзитной долиной границы между активно развивающимися контрастными морфоструктурами разного знака.

Прямым признаком эрозионного происхождения подводных долин является их плановая сопряженность с речными долинами современной суши. К таковым относятся многие долины северного шельфа Евразии (см. рис. 13, 16), Охотского [18] и других морей. Однако при этом между надводной и подводной частями долины обычно существует перерыв, приуроченный к современной прибрежной зоне, в рельефе которой долина не выражена (см. ниже). Кроме этого, могут иметь место факты несоответствия водности (или отражающей ее ширины долины) современной и продолжающей ее под уровень моря древней реки, что объясняется такими перестройками речной сети, которые имели место, например, у долин Печоры, Оби и Гыды (§ 9). Многие долины могут начинаться и кончаться в пределах современного шельфа.

Если отсутствует какая-либо связь между надводными и подводными долинами на шельфе, то это может свидетельствовать о существенных перестройках речной сети на прилегающей суши. Только этим можно объяснить соотношение долины современной Лены и расположенных рядом с ее дельтой (к северу от нее) мелких долин, которые не могут являться продолжением этой мощной водной артерии.

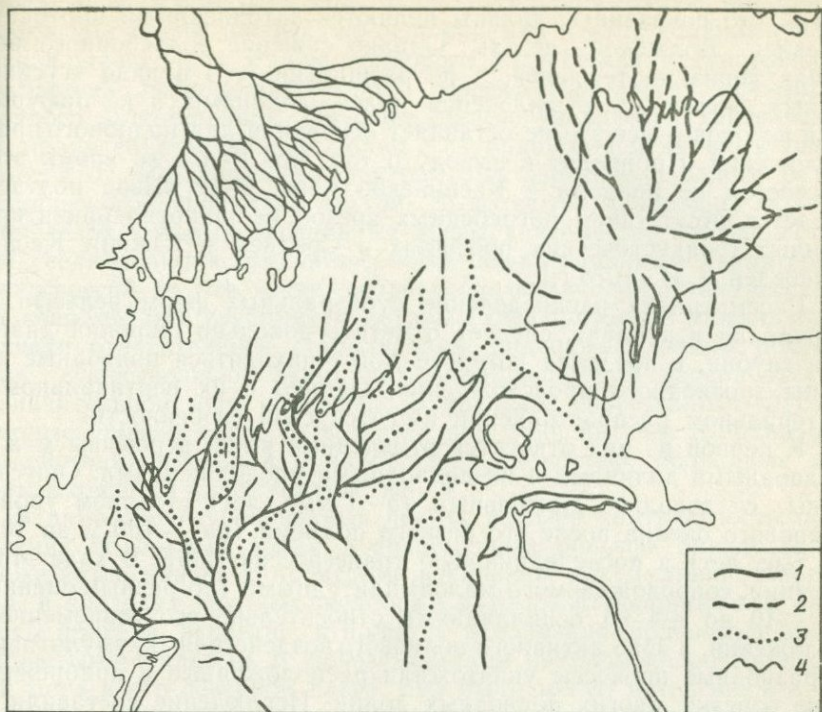


Рис. 21. Подводные долины на севере Каспийского моря. Составила А. Г. Зинченко.

1 — гальеги подводных долин; 2 — то же, выделяемые менее уверенно; 3 — основные водоразделы; 4 — изобата 5 м.

То же следует сказать про низовья Волги и распределение подводных долин на севере Каспийского моря (рис. 6). Для восточной части Северного Каспия характерно центростремительное расположение долин, приуроченных к Уральской бороздине. Ни одну из долин западной части этого района нельзя считать продолжением долины Волги, а все вместе они не представляют собой Волжскую дельту, сформированную в одну из регрессивных фаз развития Каспийского моря. Подводное продолжение Волги в десятки раз должно превышать по ширине любую из показанных на схеме (рис. 21) долин. Их ширина и плановое взаимное расположение свидетельствуют о том, что это долины рек первых порядков, стекавших в одну из регрессивных эпох с южного склона неотектонически активного Новогиреевско-Полдневского вала, расположенного в пределах дельты и к северу от нее, по моноклинали в Среднекаспийскую впадину [Карта новейшей тектоники юга СССР, 1973 г.]. Структурно-тектоническая приуроченность этой речной системы определила преобладание в ней острых углов симметричного сочленения долин. Если бы данная система была перевернута относительно стран света на 180° , то можно было бы предполо-

жить, что показанные долины являются затопленными протоками древней Волжской дельты. Однако сужение водосборного бассейна «вниз по течению», а не расширение его в виде «гусиной лапы», острые углы сочленения между долинами, а не бифуркация потоков — все это не оставляет оснований для подобного предположения и приводит к выводу о том, что Волга во время этой регрессии не впадала в Каспийское море. Этот вывод подтверждается отсутствием погребенных врезов на широтно ориентированных геоакустических профилях в Среднем и Южном Каспии [Лебедев Л. И., 1978 г.].

Рассматривая распределение субаэральных форм рельефа по вертикали и в плане, следует отметить довольно широкий диапазон глубин, в пределах которого могут находиться подводные долины эрозионного происхождения. Однако в их вертикальном и латеральном распространении имеются свои особенности.

К первой из них относятся отмеченные выше перерывы между надводными долинами и их подводными продолжениями. Они связаны с довольно длительным (5—7 тыс. лет) стоянием уровня Мирового океана после его резкого подъема (на ~100 м за 10—15 тыс. лет) в последнюю ледниковую трансгрессию [36]. В ходе этого стояния, сопровождаемого малоамплитудными (по разным оценкам от —10 до +4 м) осцилляциями относительно его современного положения, в зоне активного волнового воздействия аккумулятивно-абразионные процессы уничтожили расположенные в прибрежной зоне отрезки многих подводных долин. Исключение составили те долины, которые приурочены к участкам интенсивных голоценовых тектонических опусканий, быстро выведших эти долины за пределы зоны волнового воздействия.

Другая особенность заключается в уменьшении контрастности речных долин малых порядков вплоть до их часто полного отсутствия на главных водоразделах, приуроченных к положительным морфоструктурам. Это объясняется наибольшей продолжительностью их нахождения в поднимающейся вслед за уровнем моря зоне волнового воздействия. Такое редуцирование речных систем вносит своеобразие в их общий древовидный (но без самых малых «ветвей») рисунок. Наиболее характерен он для сети подводных долин северо-восточных морей СССР (рис. 16).

Батиметрическое положение подводных долин на Баренцевом и Карском морях свидетельствует о их формировании в регрессивный этап, когда уровень океана располагался на 270—300 м ниже современного. На Карском море устья подводных долин привязаны к определенным батиметрическим уровням, из которых, вероятно, уровень 270—290 м фиксирует самую глубокую и древнюю регрессию, а уровень 100—130 м — максимальное развитие гримальдийской регрессии.

Контрастность проявления подводных долин в рельефе шельфа (глубина врезов, четкость отражения их бортов, тальвегов, долин мелких притоков) в целом увеличивается с глубиной. Эта закономерность связана с тем, что глубина отражает интенсивность но-

вейших погружений. Чем больше амплитуды опусканий, тем менее длительное время пребывала осложняемая этими долинами подводная поверхность в зоне волнового воздействия и тем меньше суммарный рельефообразующий эффект ее аккумулятивно-абразионного выравнивания. На фоне общего увеличения контрастности проявления подводных долин с глубиной она меняется в зависимости от эвстатического фактора при переходе с одного батиметрического уровня на другой. Выделяются диапазоны глубин, в пределах которых эрозионные врезы повсеместно уменьшаются или увеличиваются. Это объясняется осцилляционным характером трансгрессий (в том числе позднепоследледниковой трансгрессии). На современных глубинах, к которым был приурочен уровень моря в эпохи относительной стабилизации, подводные долины претерпели существенную аккумулятивно-абразионную переработку и в значительной мере сглажены. В пределах современных глубин, которые уровень моря (и вслед за ним зона активного волнового воздействия) проходил с наибольшей скоростью, подводные долины выражены более контрастно.

В наиболее глубоководных частях шельфа контрастность проявления подводных долин в современном рельефе определяется также интенсивностью процессов неволновой аккумуляции. Например, в пределах крупных желобов Св. Анны и Воронина эти процессы привели, вероятно, к полному заполнению подводных долин глинистыми осадками. В Новоземельском крупном желобе, по крайней мере в его северной части, они были менее интенсивны и не привели к полному уничтожению фрагментов древнейшей Оби. Еще меньше роль неволновой аккумуляции в формировании рельефа днища Медвежинского крупного желоба. Исходя из того, что на краевых плато условия для интенсивной неволновой аккумуляции наименее благоприятны*, в их пределах следует ожидать контрастное проявление подводных долин субаэрального происхождения, что, в частности, подтверждается разветвленной системой речных долин на Чукотском краевом плато [14].

Большую роль в диагностике генезиса форм субаэрального происхождения играют не только рассмотренные выше сугубо геоморфологические признаки, но и материалы звуковой геолокации или непрерывного сейсмопрофилирования, мелкого бурения как на шельфе, так и на прилегающей суше, опробования донных осадков и драгирования на обнаженных участках морского дна.

Акустические методы, используемые в геоморфологическом картографировании, включают в себя: а) ультразвуковое эхолотирование, которое наряду с отражением форм современного рельефа позволяет выделять на площади дна литологические границы в современных осадках; б) ультразвуковую гидролокацию дна узконаправленным сканирующим лучом (сонографию), дающую изображение подводного рельефа, и в) звуковую геолокацию,

* Эти орографические образования в отличие от желобов не могут служить ловушками взвешенного материала.

позволяющую получать непрерывный акустико-геологический разрез по профилю [29]. Как акустические методы, так и метод непрерывного сейсмического профилирования основаны на общем принципе локации, заключающемся в измерении времени распространения импульса продольных упругих волн, генерированного в воде и отраженного от объектов исследования [66].

На эхограммах (рис. 15) во врезях часто четко выражены эрозионно-аккумулятивные террасы. Речное происхождение подводных долин, в том числе долин без явно выраженных диагностических (геоморфологических) признаков их генезиса, может быть установлено в результате анализа их планового соотношения с погребенными долинами, отраженными на эхограммах геолокаторов и профилях НСП или на картах изогипс современного положения дочетвертичного рельефа, построенных по этим материалам. Такой анализ, в частности, проводился на Восточно-Сибирском и Охотском морях [18]. Максимально достоверные выводы об эрозионном происхождении могут быть сделаны в случаях соответствующих плановых соотношений подводных, погребенных и современных речных долин. Более того, при этом не исключено обнаружение существенных плановых перестроек речной сети, таких, какие имели место, например, в полуостровной части Западно-Сибирской равнины и южной части Карского моря (§ 9) или юго-западной части Охотского моря [18]. О перестройке речной сети в бассейне Оби свидетельствует погребенный эрозионный врез, обнаруженный в результате бурения на юге п-ова Ямал. Данные по погребенному рельефу и подводным долинам в этом регионе позволили восстановить позднеплиоценовый рельеф (рис. 14).

На Балтийском море по данным НСП обнаружены погребенные долины небольших размеров (шириной 0,5—0,3 км, с глубиной вреза 50—100 м), продолжение которых установлено также на прилегающей суше [66]. В отличие от ледниковых долин-трогов на бортах и под днищем этих долин речного происхождения деформации пластов коренных пород отсутствуют, а внутри их прослеживается слоистость. Таким образом, к геоморфологическим критериям диагностики генезиса форм субаэрального рельефа добавляются сугубо геологические: наличие или отсутствие гляциодислокаций в коренных породах, слоистость или отсутствие таковой у выполняющих частично погребенные (т. е. выраженные в современном подводном рельефе) врезы четвертичных отложений.

Наряду с деструктивными формами разного генезиса эхограммы ЗГЛ и профили НСП позволяют определить происхождение форм, созданных различными субаэральными и субаквальными процессами селективной аккумуляции: речными (дельты), ледниковыми (морены и моренные комплексы), водно-ледниковыми (озы, камы), прибрежно-морскими (косы, вдольбереговые валы) и оползневыми [70].

Чаще всего анализируются не только отдельные деструктивные или аккумулятивные формы с их различными по уверенности интерпретации и степени выраженности диагностическими призна-

камни, а сочетание этих форм и их плановые соотношения. Это значительно повышает точность выводов о генезисе как каждой из анализируемых и картографируемых форм, так и в целом поверхности, которую данные формы осложняют.

Важным аргументом в пользу эрозионного происхождения большей части подводных долин на северном шельфе Евразии в целом и на Баренцево-Карском шельфе в частности является их закономерное плановое соотношение с формами рельефа на континентальном склоне: подводными каньонами и конусами выноса. В данном регионе установлены конусы выноса, которые по своим размерам близки к крупнейшим конусам выноса в Мировом океане (Бенгальскому, Конго, Астории, Амазонки и др.). Происхождение последних однозначно связывается с аккумуляцией терригенного материала, поступавшего и поступающего по главным речным артериям континентов и далее — в виде мутьевых потоков по подводным каньонам. Этот вывод вытекает не только из их плановых соотношений, но и из результатов наблюдений, а также из установленной связи между интенсивностью мутьевых потоков и твердым стоком питающих их рек [52, 86]. Возраст конусов выноса оценивается миллионами и первыми десятками миллионов лет [53]. Вся совокупность этих данных свидетельствует о парагенетическом единстве речных долин на современной суше, погребенных (дочетвертичных) и подводных долин на шельфе, каньонов и конусов выноса на континентальных окраинах атлантического типа.

Узкая локализация в аккумуляции терригенного материала, фиксируемая верховьями каньонов устьевого питания и вершинами конусов выноса, никак не может быть объяснена ледовым разном моренного материала. Как показывают исследования осадкообразования в океанах [53], ледниковые покровы не продуцируют морены на ледяных берегах. Доставляемый к берегу моренный материал вместе со льдами выносятся в океан и откладывается в основном в его пелагической части. Именно поэтому в тех районах континентальных окраин, которые подвергались покровному оледенению, конусы выноса не обнаружены. Исключение составляет район Ньюфаундлендской банки и Джорджес-Банки, где, хотя грубообломочный материал и распространен на шельфе, конечноморенные комплексы подходят к его бровке только около о. Новая Шотландия. Таким образом, моренный материал и здесь не участвует в создании конусов выноса. В целом эхограммы поперечных галсов и разрезы континентальных склонов на окраинах атлантического типа, подвергавшихся и не подвергавшихся плейстоценовому покровному оледенению, существенно отличаются друг от друга. Первые имеют значительно более четко выраженные уступы, сильно редуцированные подножия, а также намного меньшие мощности рыхлых низкоскоростных осадков.

Все это имеет прямое отношение к конусу выноса Персея. Он выражает в рельефе центральную часть выделенного по данным сейсморазведки Геленджикского предконтинентального желоба [27] или, как его называют зарубежные исследователи [Eldholm O.,

Talwani M., 1977 г.], мощного (4 с отраженного времени) осадочного клина. Максимальные его мощности приходятся на район устья долины Медвежинской, что видно на картах изопахит осадков с $v_{\text{пнт}} = 2,4$ км/с. Кайнозойский возраст слагающих его отложений (с $v_{\text{пнт}} = 1,7 \div 2,8$ км/с) определен в соответствии с датировками подстилающей их океанической коры в зоне развития магнитных аномалий № 5—24 [Hinz K., Schlüter, 1978 г.]. Более точное время формирования данной толщи и соответствующего ей конуса выноса пока не установлено. Ясно только, что это происходило не ранее 10 млн. лет назад, что согласуется с порядком датировок таких же по размерам конусов выноса в Мировом океане. Вместе с тем учитывая, что максимальное оледенение на шельфе предполагается в позднем вюрме (21—17 тыс. лет назад), вряд ли можно связывать образование этого конуса выноса с так называемыми ледниково-мутьевыми потоками [Матишов Г. Г., 1980 г.]. Вытекающие из данной возрастной оценки нереально высокие скорости осадконакопления на континентальном склоне (более 3 км за несколько тысяч лет) и амплитуды последующих опусканий бровки шельфа (~400 м за полтора десятка тысяч лет) как минимум на порядок выше соответствующих значений даже в самых активных районах на окраинах тихоокеанского типа.

§ 11. Ледниковый рельеф северного шельфа Евразии и определение форм аккумулятивно-экзарационного происхождения

Ледниковый рельеф на Арктическом шельфе Евразии представлен деструктивными и аккумулятивными формами. Среди первых наиболее широко распространены ледниковые долины — трогги, а среди вторых — конечные и стадияльные морены и моренные комплексы. Формы ледниковой денудации и аккумуляции спорадически встречаются только в западном секторе шельфа (включая в него и восточные подводные склоны архипелага Северная Земля) и в основном в районах, примакающих к центрам современного оледенения (Земля Франца-Иосифа, Шпицберген, Новая Земля, Северная Земля). Вместе с тем явно ледниковое происхождение имеют долины, расположенные также в пределах центров древнего оледенения на ныне подводных крупных возвышенностях Медвежинско-Надеждинской, Копытова, Нордкинской, Западно-Новоземельской (на плато Северо-Канинском, Гусином и Моллера).

Общей особенностью, а следовательно, и диагностическим признаком ледниковых форм рельефа является их преобладающая приуроченность к склонам крупных (в основном во внешнем поясе Баренцево-Карской равнины) и крупнейших (обрамляющих равнины) положительных, а также сопряженных с ними отрицательных орографических образований, в то время как долины речного происхождения наиболее часто и ярко проявляются в центральных частях крупных отрицательных форм рельефа и в значительной

мере уничтожены аккумулятивно-абразионными процессами на водораздельных пространствах. Исключением являются ледниковые долины в пределах центров оледенений, ныне расположенных под уровнем моря. Для этих центров характерны глубокие трог и разделяющие их сильно выровненные (бывшие ледораздельные) пространства. Выровненность последних объясняется длительным волновым воздействием, продолжительность которого была обусловлена совпадением по знаку эвстатических перемещений уровня Мирового океана в позднепоследледниковую трансгрессию и интенсивных гляциостатических движений.

В целом ледниковые долины выражены более контрастно, чем речные. Они характеризуются большей глубиной врезов, чаще всего измеряемых первыми сотнями метров, и на всем своем протяжении четко выраженными бортами. Их яркое проявление в современном подводном рельефе объясняется следующими причинами: а) расположением в основном в областях, сложенных сверху изверженными и метаморфическими породами с повышенной устойчивостью к последующему абразионному воздействию; б) значительной первичной (субаэральной) контрастностью, определившей ингрессионный характер наступления моря на сушу в ходе позднепоследледниковой и, вероятно, других трансгрессий, раздробленностью волнового поля, которая в свою очередь определила низкую интенсивность аккумулятивно-абразионных процессов в зоне волнового воздействия; в) их преобладающей приуроченностью к зонам, испытывающим интенсивное тектоническое прогибание.

Эти зоны чаще всего четко проявляются орографически в виде подводных долин и желобов и фигурируют в литературе под названиями краевых или продольных желобов [25, 26, 59, 81 и др.]. Их образование обусловлено высокоамплитудными опусканиями по разломам, которые компенсируют гляциоизостатические воздымания сопряженных с ними областей (испытавших резкое сокращение вюрмских или сартанских ледниковых покровов) [81] и усугубляются погружениями гидроизостатического характера [47]. Нет никаких оснований для привлечения к объяснению механизма формирования данных форм рельефа таких дополнительных гипотетических факторов и процессов, как ледниковая нагрузка, экзартация и эрозия ледниковыми водами [59]. Непосредственное примыкание продольных или краевых желобов к областям современного и древнего оледенения является одним из свидетельств ограниченного (этими областями) распространения ледниковых покровов и долинных ледников в последнюю эпоху оледенения.

Так же как речные долины, многие долины ледникового происхождения в районах шельфа, примыкающих к областям современного и древнего оледенения, являются подводными продолжениями трогов суши, в том числе занятых долинными ледниками и (или) выраженных в береговой линии в виде далеко вдающихся в сушу глубоководных фиордов. Ледниковые долины характеризуются обычно постоянной или слабо меняющейся шириной, прямолинейностью и трогообразным поперечным профилем. Их продоль-

ные профили осложняются ригелями и расположенными поперек долин положительными формами рельефа: крутостенными порогами или стадияльными моренами.

На Норвежском и Западно-Шпицбергенском шельфах [Хольтедаль У., 1958 г.], а также на Земле Франца-Иосифа [26] и подводном склоне Северного острова Новой Земли четко выделяются две системы троговых долин двух возрастных генераций [49]. Троги поздней генерации продолжают на шельфе фиорды, удаляясь от современных берегов не более чем на 10 км, и только на склонах Гусиного, Северо-Канинского плато и на Центральнокарской крупной возвышенности полностью затоплены. Эти долины нередко заканчиваются грядами напорных морен, фиксирующих фронт оледенения [57].

Троговые долины ранней генерации развиты от глубин 25—50 м до бровки шельфа на глубине около 400—500 м. От долин поздней генерации они обычно отделены проходящим параллельно берегу (продольным) узким тектоническим желобом, имеют крутую заднюю стенку и резко отличаются от молодых долин, намного преросходя их по глубине и в 4—10 раз по ширине [81]. Верховья трогов ранней генерации повсеместно уничтожены денудационными процессами. Реликтами их, возможно, являются фиорды Финмаркена и их короткие подводные продолжения, существенно отличающиеся от норвежских фиордов поздней генерации, а также трог Кандалакшской губы Белого моря, дно которого, по данным сейсмоакустических исследований 1976 г. на судне «Владимир Альбанов» [49], выполнено рыхлыми отложениями мощностью до 160 м. Троговые долины ранней генерации на бортах Медвежинского крупного желоба и желоба Южного мыса являются висячими, нигде не достигающими дна.

Формы рельефа ледниковой аккумуляции неоднократно описаны на Баренцево-Карском шельфе [24, 25, 40, 45, 57 и др.], где они представлены холмисто-западинными грядовыми полями, расположенными на разных глубинах. Однозначно определить генезис многих из этих форм на современном уровне изученности практически невозможно. Наблюдениями В. Д. Дибнера [28] в батискафе установлено незначительное распространение морен на дне Баренцева моря на глубинах до 200 м и широкое распространение абразионных останцов, нередко принимаемых за моренные образования. По сборам донно-каменного материала было выяснено его местное происхождение. С большей степенью вероятности можно допустить ледниковое происхождение гряд и холмов в пределах трогов (которые рассматриваются нами в качестве стадияльных морен) и гряд серповидной формы с крутым проксимальным склоном, замыкающим ледниковые долины. Такая морена напора высотой до 220 м обнаружена, например, в конце одного из трогов, спускающегося от Северного острова Новой Земли в Баренцево море до глубины 300 м.

Конечные и стадияльные морены отличаются от других, расположенных в основном поперек склона форм субаэрального проис-

хождения тем, что они чаще всего ориентированы параллельно основному направлению изобат и могут быть приняты за куэстовые гряды на абразионном подводном склоне (грядовой бенч) или за формы прибрежной морфоскульптуры (бары и косы). В свою очередь при отсутствии материалов НСП, ЗГЛ и опробования донных осадков названным формам может быть приписано ледниковое происхождение. О ледниковом происхождении подобных образований можно судить на основании только геоморфологических признаков в случаях, когда они находятся в определенных плановых соотношениях с деструктивными формами, экзарационный генезис которых установлен с высокой степенью вероятности. Данное условие обычно не выполняется на Баренцевом море [24, 57], где границы оледенений расширяются на основании выделенных (только по данным эхолотирования) отдельных гряд, ориентированных параллельно склону и не связанных в пространстве с другими элементами ледникового рельефа.

Конечноморенные комплексы характеризуются сложным рельефом, включающим в себя положительные (морены) и отрицательные (озерные котловины, межморенные понижения) формы. Отношение этих форм к направлению регионального уклона может быть самым разнообразным. Ледниковой аккумуляцией создан узко локализованный в пространстве холмисто-западинный рельеф на восточном подводном склоне архипелага Новая Земля (см. ниже), на Медвежинской крупной возвышенности и южном подводном склоне Кольского полуострова, обращенном в Белое море. Вместе с тем, как показал анализ сейсмоакустических материалов по Печорскому морю [49], ледниковые формы рельефа отсутствуют как на поверхности дна, так и в погребенном состоянии (в акустико-геологическом разрезе), а на дне Баренцева моря небольшие положительные формы рельефа чаще всего представляют собой явные морфоструктуры того же знака либо абразионные останцы.

Так же как в отношении форм эрозионного происхождения, ледниковый и водно-ледниковый генезис рельефа устанавливается в результате комплексного анализа не только диагностических признаков отдельных форм, но и их соотношения в плане. Зная общие закономерности в расположении трогов, ригелей, стадийных, конечных и боковых морен и моренных комплексов, ванн выпаживания, озерных котловин, озов и камов на арктических островах с современными долинными и покровными ледниками [Говоруха Л. С., 1970 г.], нетрудно прийти к однозначному выводу об экзарационной, экзарационно-аккумулятивной или флювиогляциальной природе той или иной формы или поверхности расчленения на шельфе. Субэаральные поверхности эрозионного происхождения значительно уступают поверхностям экзарационно-аккумулятивного генезиса по морфологическому многообразию осложняющих их морфоскульптурных образований.

Наиболее четко, например, это проявляется на восточном подводном склоне о. Новая Земля, где экзарационно-аккумулятивная поверхность расчленения в своей верхней части осложнена ледни-

ковыми долинами типично троговой формы, продолжающимися в виде вдающихся в сушу фиордов, а в нижней — представлена слабонаклонной и сильно расчлененной процессами селективной ледниковой и, возможно, флювиогляциальной аккумуляции площадкой и верхней зоной западного борта Новоземельского крупного желоба [45]. В то время как слабонаклонная площадка почти повсеместно на склоне спускается до глубин 130—150 м, нижняя граница экзарационно-аккумулятивной поверхности на борту желоба, проведенная в соответствии с распространением конечноморенных образований, занимает различное и меняющееся в широком диапазоне глубин батиметрическое положение. В районе прол. Маточкин Шар и севернее она опускается до глубин 250—270 м. Здесь ледниковые долины достигают максимальной протяженности. К северу и к югу от этого района, где долины были созданы менее мощными ледниками, граница поверхности проходит по изобатам 130—170 м.

Формы ледникового происхождения, развитые вдоль восточного побережья Новой Земли, подверглись волновому воздействию в наименьшей степени. Ледниковые долины имеют врезы до 200 м и более, часто характеризуются обратным падением продольного профиля и не открываются на склоне желоба, а теряются в многочисленных, типичных для конечноморенного ландшафта, положительных (морены и, вероятно, озы и камы) и отрицательных (озерные ванны) формах рельефа. Многие из этих форм ориентированы перпендикулярно к долинам. Каждой крупной долине соответствует дугообразная положительная форма в пределах верхней части желоба (в границах экзарационно-аккумулятивной поверхности) с максимальным свалом глубин в выпуклой, наиболее удаленной от берега части дуги. Распространение этих дугообразных фрагментов склона тесно связано с наличием фиордов и их подводных продолжений — ледниковых долин. Они как бы замыкают долины и поэтому принимаются нами за конечные морены, сформированные в прибрежной зоне во время максимального развития ледников долинного или выводного типов.

Приведенные данные о распространении субаэральных форм ледникового происхождения явно противоречат представлениям о развитии мощных (более 2500 м) ледниковых покровов, перекрывавших в самом недавнем прошлом территорию Баренцева, [Гросвальд М. Г., 1967 г.] и Карского [Астахов В. И., 1976 г.; Волков И. А. и др., 1978 г.] морей. Исходя из них, следует ожидать так же, как на Антарктическом шельфе [18], в центральных областях этих морей наиболее высокоамплитудные гляциоизостатические поднятия, в то время как именно этот сектор Арктического шельфа Евразии характеризуется всеми признаками наибольших неотектонических, в том числе позднеплейстоцен-голоценовых, погружений (§ 23). В отличие от восточного сектора современные движения в его пределах имеют в целом отрицательный знак [63]. При этом во многих случаях максимальные глубины приурочены к гипотетическим ледоразделам [Волков И. А., 1978 г.], а совре-

менная подводная орография и субэральные формы рельефа никак не соответствуют тем, которые должны были бы сформироваться в ходе дегляциации западного сектора шельфа — разрушения предполагаемых Баренцева и Карского ледниковых куполов. С позиций гипотезы шельфового оледенения здесь следует ожидать значительные мощности ледово-морских и ледниковых отложений, под которыми была бы полностью погребена поверхность коренных пород, а также отсутствие каких-либо субэральных форм эрозионного происхождения. Эти признаки имеют место, в частности, на Антарктическом шельфе, где мощности осадков составляют 200—380 м [18], и не обнаруживаются на Баренцевом и Карском морях.

Генетическая трактовка рельефа этих морей дана М. Г. Гросвальдом [1967 г.] без учета не только рельефообразующих отложений, на что указывалось ранее [Лазуков Г. И., 1972 г.], но и морфологии рельефа. Подводный рельеф районов, испытавших покровное оледенение, а затем сразу же оказавшихся под уровнем моря, существенно отличается от аккумулятивно-эрозионных поверхностей своими общими орографическими особенностями. Если для аккумулятивно-эрозионных поверхностей характерны наличие линейных и сильно вытянутых, в основном незамкнутых отрицательных форм (транзитных по отношению к крупным и изометричным положительным формам) и древовидный рисунок подводных долин, то экзарационный рельеф здесь представлен не трогами, выработанными долинными ледниками, а слабо вытянутыми в направлении предполагаемого перемещения льда или изометричными, в основном замкнутыми отрицательными и такими же по удлинению положительными формами, обычно редко коррелируемыми в плане.

Примером такого рельефа служит поверхность дочетвертичных пород на Балтийском море и прилегающих к нему зон суши Восточной Прибалтики. На карте, составленной по данным НСП (на море) и бурения (на суше) [70], представлен экзарационный рельеф, погребенный под маломощным покровом ледниковых и морских четвертичных отложений. В Центральной и Северной Балтике в этом рельефе развиты редкие подводные долины ледникового происхождения. Остальные как отрицательные, так и положительные более крупные формы рельефа одинаково слабо вытянуты и не коррелируют в плане. Только лишь на современных суше и подводном береговом склоне имеют место линейные отрицательные формы или цепочки уверенно коррелируемых в плане отрицательных форм, которые, вероятно, следует рассматривать в качестве погребенных долин речного генезиса.

Современный рельеф Центральной Балтики не несет на себе никаких следов эрозионного расчленения, столь характерных для северного шельфа Евразии. Развитые в северных и центральных районах моря ледниковые долины характеризуются установленным по данным НСП геологическим диагностическим признаком их экзарационного генезиса — наличием затухающего с глубиной

синклинального изгиба слоев у дна долины, созданного в результате деформации коренных пород под действием ледниковой нагрузки [66].

§ 12. Генезис подводных каньонов и расчлененность континентального склона

Расчлененность континентального склона проявляется в расчленении его поверхности подводными каньонами разной протяженности и глубины врезания. Генезис этих образований давно обсуждается в литературе [32, 33, 52, 69, 86 и др.]. К настоящему времени в этой дискуссии наблюдается существенный позитивный сдвиг в сторону представлений о каньонах как о сложных полигенетических образованиях, созданных в результате совокупной деятельности и влияния многих процессов и факторов. Представления о генезисе подводных каньонов пережили историю, хотя и более короткую, но близкую по своему характеру к истории развития взглядов на происхождение речных долин [Геренчук К. И., 1960 г.; Философов В. П., 1975 г.]. Для тех и других эта проблема должна быть подразделена на вопросы о: а) предопределенности, б) заложении и в) развитии данных отрицательных вытянутых форм рельефа.

Наиболее вероятно дизъюнктивная предопределенность заложения многих каньонов. По В. П. Зенковичу [32], О. К. Леонтьеву [1965 г.] и другим исследователям, образование каньонов обусловлено активным развитием разрывных нарушений, которые в пределах шельфа часто представлены диаклазами и освоены долинами разного генезиса, а на континентальном склоне находятся в условиях интенсивного растяжения и представляют собой дизъюнктивы с зияющими полостями. Однако так же, как для речных долин, идея об их дизъюнктивной предопределенности не является универсальной, а их приуроченность к разрывным нарушениям не может считаться обязательной. Вместе с тем первопричина их заложения должна заключаться в создании лотка (первичной ложбины), который (ая) затем может преобразоваться в подводный каньон. Именно лоток обуславливает первичную и последующую селективность субаквальной эрозии, несмотря на пониженные (по сравнению с окружающей поверхностью склона) уклоны в пределах созданного каньона.

Судя по экспериментам Д. Л. Ваффингтона и Р. Дилла [86], мутьевые потоки не возникают на ровных участках склона (вне зависимости от его уклонов и состава смеси, взвешенной над склоном). Для формирования потока нужна локализирующая его на склоне ложбина.

По отношению к речным долинам указанная выше идея хотя в свое время и восторжествовала над представлениями последователей В. В. Докучаева об их сугубо экзогенном (никак не связанном с трещинно-разрывными дислокациями) происхождении, вме-

сте с тем не доведена до крайности — до положения об их повсеместной дизъюнктивной предопределенности («где долина — там разлом»). Наряду с установленной приуроченностью многих речных долин к разрывным нарушениям отмечается большое количество фактов отсутствия связи между этими элементами рельефа и структуры [47]. Не соответствуют гидрологическим данным представления об обязательном (при превращении балок и оврагов в долины постоянных водотоков) питании рек подземными водами, доля которых в речном стоке может равняться нулю или исчисляться несколькими процентами. Таким образом, заложение и питание рек, долины которых в новейших впадинах и прогибах достигают зеркала грунтовых вод, могут быть не связаны с разрывными нарушениями [47].

То же можно сказать и о подводных каньонах. О приуроченности некоторых из них к дизъюнктивным дислокациям свидетельствуют геологический материал [32], а также их частая прямолинейность. Однако другие являются криволинейными, продолжают на конусах выноса, где наличие крупных проникающих до поверхности дна разрывных нарушений сомнительно [52]. Следует специально оговориться о том, что дизъюнктивно предопределенные каньоны проявляют в рельефе не преобладающие на склоне параллельно ему ориентированные сбросы, а разломы, простирания которых соответствуют или близки к направлению наибольшего свала глубин. Такая избирательность каньонов [32] похожа на избирательную приуроченность речных долин только к тем разрывным нарушениям (чаще к их фрагментам), простирание которых совпадает с направлением максимальных или результирующих уклонов наземных поверхностей [47].

Что касается заложения каньонов не по полостям разрывных нарушений, то следует отметить возможность их образования на вогнутых перегибах продольного профиля континентального склона или стыках двух его разноориентированных участков, приуроченных к разным системам флексуро-сбросовых дислокаций. На этих стыках формируются естественные лотки стока, которые затем могут быть эродированы в результате течения осадков и перемещения материала в мутьевых потоках.

Другой возможный фактор, определяющий первичное заложение подводных каньонов, заключается в интенсивной локализованной разгрузке субмаринных подземных вод на континентальном склоне, приведшей к образованию на месте разгрузки оползней и мутьевых потоков и созданию ими тальвега. В дальнейшем этот тальвег за счет глубинной и регрессивной (попятной) эрозии может перейти в подводный каньон. В данном случае используется идея Д. Джонсона о формировании каньонов за счет подземных вод. После ее критики со стороны Ф. Шепарда [86] и последующего забвения к ней независимо друг от друга и одновременно вернулись Н. Ф. Глазовский [18] и автор [47]. Однако и тем и другим этот фактор рассматривается не в единственном числе и не в качестве основного, а как один из ряда факторов, определяю-

щих заложение и развитие каньонов. Так как континентальный склон является основной зоной контакта вод гидросферы и земной коры [47], то доля подземных вод в формировании каньонов, вероятно, превышает таковую в развитии речных долин на суше.

Не следует полностью исключать возможность заложения каньонов на континентальном склоне в качестве долин субаэрального происхождения, особенно в районах континентальной окраины, испытавших высокоамплитудные погружения. В этих районах бывает трудно разграничить участки континентального склона и аномально погруженного шельфа. Вероятно, в недавнем прошлом континентальный склон северо-восточных морей СССР (§ 4) был частью шельфа и прибрежной низменности. Сейчас крупные подводные долины в пределах этой шельфовой зоны морфологически ничем не отличаются от своих продолжений ниже бровки шельфа. Подводные долины субаэрального генезиса, испытавшие высокоамплитудные неотектонические погружения, могут быть законсервированы в качестве реликтовых форм или продолжать свое развитие за счет субаквальной эрозии.

Необходимо иметь в виду, что формирование подводных каньонов или расчленение континентального склона идет в условиях резких эвстатических колебаний уровня Мирового океана. В этом заключается общность развития всей поверхности континента от вершин гор на суше до подножий континентальных склонов, которая проявляется в чередовании эпох расчленения и выравнивания.

В периоды регрессий увеличивается расчлененность поверхности континента как в латеральном, так и в вертикальном направлениях: в результате расширения площадей эродлируемых равнин (за счет вышедших из-под уровня моря прибрежных низменностей) и возрастания глубинной эрозии постоянных и временных водотоков. В связи с последним увеличивается объем твердого стока рек. Аллювиальный материал доставляется непосредственно к бровке шельфа и в значительной мере локализуется на отдельных его участках. Вдольбереговые течения или не успевают более равномерно распределить его вдоль бровки, или транспортируют его на другой не менее локализованный участок накопления. Насыщение этим материалом суспензионных потоков повышенной плотности, а также мощные «течения» осадков определяют резкое возрастание субаквальной эрозии на континентальном склоне и расчленение поверхности его уступа в подводных каньонах. Таким образом, в регрессивный период при отступании береговой линии к бровке шельфа происходит значительно более интенсивное расчленение всего континента и в том числе его подводного цоколя, а также осуществляется сквозное перемещение материала, который в ходе своего транзита у бровки шельфа меняет транспортирующие его средства (реки на суспензионные потоки). При этом кратковременность его задержек у бровки шельфа обеспечивается скоростью его накопления (твердым стоком реки), а также сейсмическими и гидриди-

намическими воздействиями, которые играют здесь роль спусковых механизмов.

Подтверждением высказанных представлений являются расположение и развитие подводных каньонов на континентальном склоне в восточной части Черного моря и их роль в литодинамике этой шельфовой (прибрежной) зоны, детально изученная Г. А. Сафьяновым [52, 69]. Этим автором установлен, на первый взгляд, парадоксальный вывод о том, что чем больше поступление аллювиального материала на участок такой зоны, тем скорее он спускается по каньону. В свою очередь, увеличение стока осадка по каньону определяет возрастание глубинной и регрессивной эрозии в его пределах. В свете этих представлений закономерными считаются: а) плановые соответствия устьев подводных долин на шельфе и верховьев каньонов на континентальном склоне, которые широко развиты, в частности, на северной континентальной окраине Евразии (рис. 13, 16) и в других районах [33, 86] и могут быть объяснены не только возможной дизъюнктивной тектоникой тех и других [47]; б) резкое возрастание числа и глубины врезов каньонов на континентальных склонах и сужение шельфовых зон, примыкающих к орогенным сооружениям на суше (с характерным для них повышенным твердым стоком эродирующих их рек), а также к устьям древних речных систем с затопленными ныне низовьями.

В трансгрессивные этапы сквозное перемещение аллювиального материала прерывается. Он в значительной мере накапливается на прибрежных равнинах и мелководьях шельфа и на некоторое время выбывает из глобального круговорота вещества. Субаквальная эрозия на континентальном склоне резко сокращается, и бровка шельфа уже не испытывает такого быстрого отступления (в верховьях регрессирующих каньонов) в сторону суши, которое имело место в регрессивную эпоху.

Обращают на себя внимание некоторые общие особенности расчленения поднятой суши и континентальных склонов. Оно осуществляется узколокализованными потоками и носит, как правило, не площадной, а линейный характер. Экзогенная деструкция континентального склона происходит крайне неравномерно, в основном в подводных каньонах за счет их глубинной и регрессивной субаквальной эрозии, т. е. так же, как субаэральная денудация, которая развивается в основном в столах речных систем и обычно не выходит за пределы долинного рельефа. В промежутках между подводными каньонами континентальный склон практически почти не подвергается денудации и не отступает так же, как почти не денудированы (и не снижаются) водораздельные пространства в пределах зон «отсутствия эрозии» на суше.

Все это не противоречит представлениям О. Горслийна [32] о четырех факторах формирования каньонов: а) мощный источник наносов, в основном песка; б) узкий шельф; в) морфологические особенности и взаимное расположение структурных элементов склона; г) локализация накопления наносов у берега. Мощными источниками наносов могут быть или река с обширным

водосборным бассейном, или водотоки, небольшие по протяженности, но стекающие с расположенных у самой береговой линии гор. В том и другом случае обеспечивается локализация наносов. Горные реки с большим твердым стоком являются более благоприятным фактором в связи с более грубым литологическим составом поставляемого ими материала.

Именно этим можно объяснить значительную расчлененность континентального склона у Кавказских и Аппалачских гор, Пиренейского и Скандинавского полуостровов, в Средиземном море, подводных склонов Исландии и Алеутской дуги и других районах [33, 52, 86], для которых особенно характерны узкие шельфовые зоны. Плотность каньонов на единицу длины континентального склона Норвегии (см. рис. 6, *e*) свидетельствует о том, что он испытывает отступление почти на всей своей протяженности. Однако такое частое расположение каньонов на склоне составляет скорее исключение, чем правило. Узкий шельф определяет близкое расположение участков локализованного накопления наносов к его бровке. Действительно, наибольшее расчленение склонов имеет место в районах развития узких шельфовых зон. Наряду с этим большое количество каньонов встречается и на склонах, обрамляющих некоторые широкие шельфы (например, северо-западный шельф Европы), что объясняется их формированием в регрессивные стадии развития Мирового океана, когда береговая линия подходила значительно ближе к бровке шельфа. К ней же по ныне затопленным долинам на шельфе поставлялся аллювиальный материал.

ГЛАВА IV

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ И ВОЗРАСТНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ УКЛОНОВ РЕЛЬЕФА

§ 13. Методы выделения граней подводного рельефа

На поверхностях неполного выравнивания, которые в большинстве шельфовых областей преобладают по площади, эвстатический фон фиксируется не только в распределении по вертикали расчлененности, но и значительно ярче — в изменении с глубиной уклонов. И чем больше выровнена подводная поверхность, тем более четкое изменение уклонов наблюдается при переходе от одной глубины к другой. Согласованное изменение уклонов с глубиной на обширных пространствах приводит к выводу о том, что причиной этого является разная степень выположенности подводных поверхностей, которая осуществляется в ходе осцилляционного развития последней * трансгрессии.

* Здесь и ниже имеется в виду последнее прохождение через данный диапазон глубин зоны волнового воздействия вслед за поднимающимся уровнем моря.

Чередование по вертикали зон с относительно малыми и большими значениями уклонов наиболее ярко проявляется в виде лестницы террасовых уровней. На суше изучение истории развития рельефа основывается на анализе разновозрастных поверхностей выравнивания на водораздельных пространствах, речных террас в долинах и морских террас на побережьях. Выделение и датировки тех и других проводятся по широко известным и проверенным методам. Однако рельеф шельфа террасирован значительно слабее, чем рельеф суши [47]. Это определяет необходимость разработки специальной методики анализа уклонов и историко-генетической интерпретации их значений.

Древние береговые линии и часто (но не всегда) приуроченные к ним террасовые уровни можно обнаруживать путем анализа донных осадков и характерных форм прибрежной морфоскульптуры. Материалы для такого анализа могут быть получены только в результате трудоемких полевых исследований, и прежде всего донного опробования и детального промера глубин. Они являются основой для датировки береговых линий, в частности с использованием радиоуглеродного метода. Однако пока эти материалы собираются и используются лишь для локальных участков на морях СССР. Учитывая труднодоступность многих из этих морей, вряд ли в обозримом будущем сбор таких материалов будет носить массовый характер.

В наиболее простых и вместе с тем наиболее редких случаях, когда в рельефе шельфа четко прослеживаются бровки (обычно узких) террасовых площадок и (или) подошвы ограничивающих (разделяющих) их уступов, грани выделяются по перегибам профиля на эхограммах или по резким изменениям заложений изобат на батиметрической карте. Наиболее точное и однозначное их выделение обеспечивается в результате анализа эхограмм. В качестве примера нами [47] была приведена схема тыловых швов морских террас на подводном цоколе о. Рухну в Рижском заливе, выделенных в результате анализа эхограмм геолокатора.

К настоящему времени предложено несколько количественных приемов, направленных на обнаружение подводных террас, которые представляют собой разные по площади и конфигурации площадки, более выположенные относительно разделяющих их наклонных поверхностей.

Первый прием заключается в построении и анализе клинографических кривых, отражающих изменение суммарной (для всей изучаемой территории) длины изобат с глубиной [39]. По М. В. Кленовой [39], максимальное значение суммарной длины изобат указывает на приуроченность к соответствующим глубинам древней, ныне затопленной береговой линии, а значит, и площадки террасы, сформированной в эпоху относительно длительного стояния уровня моря. Такой изобатой, по ее мнению, на Баренцевом море, например, является изобата 200 м. Данная трактовка клинографических кривых неверна по следующим соображениям.

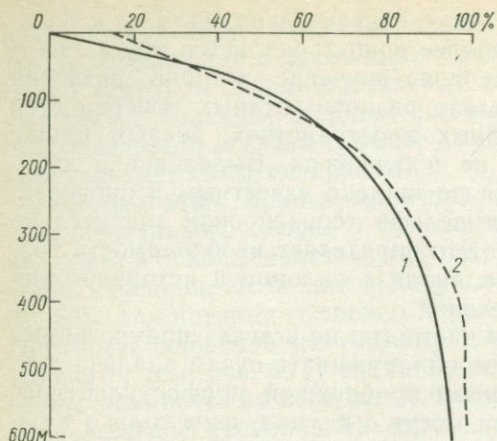


Рис. 22. Батиграфическая кривая 1 и кумулятивная форма клинографической кривой 2 Карского моря. Составлена по материалам М. В. Кленовой [39] и др.

Суммарная длина изобат, так же как и оконтуриваемые ими площади, прежде всего зависит от размеров, абсолютных и относительных глубин и от геометрии орографической формы, к которой приурочена акватория моря или ее часть. Этот вывод со всей очевидностью вытекает из сравнения двух кривых: батиграфической и клинографической. Первая из них является кумулятивной кривой, а вторая — кривой распределения. Для сравнительного анализа данных об изменении с глубиной длин изобат и оконтуриваемых ими площадей их следует представить в едином виде: или в виде частоты встречаемости, или в виде накопления частостей встречаемости. На рис. 22 приведено сопоставление кумулятивных кривых, построенных в соответствии с накоплением площадей и длин изобат на Карском море. При построении кумулятивной формы клинографической кривой за 100 % была принята суммарная длина проведенных с равным сечением всех изобат, включая протяженность современной береговой линии (изобата 0 м). Накопление площадей и длин изобат с глубиной осуществляется примерно одинаково.

То, что обе кривые на графике расположены близко друг к другу, вполне естественно, так как периметр любого ареала находится в прямой зависимости от его площади. В связи с тем, что площади (и накопление площадей) с глубиной уменьшаются, уменьшаются и длины изобат и соответственно их накопление. Отклонение от этой закономерности в сторону увеличения длины изобат может рассматриваться как увеличение расчлененности в соответствующем максимуму диапазоне глубин. Это будет отражать снижение степени переработки волновыми процессами субаэральных форм рельефа или наиболее резкий подъем уровня моря и зоны волнового воздействия, а не береговую линию, сформированную в условиях относительной стабилизации уровня моря.

Второй прием, направленный на обнаружение подводных террас, заключается в составлении и анализе кривых распределения

глубин по навигационным картам [68]. Предполагается, что батиметрическое положение террас соответствует модальным значениям глубин на полимодальных кривых распределения. При этом В. Г. Рихтером учитывалось неравномерное нанесение на карте точек промера на разных глубинах. Данный способ может быть эффективен только тогда, когда выявляемые террасы занимают субгоризонтальное положение и представлены в рельефе поверхностями, площадь которых обеспечивает повышенную частоту встречаемости отметок ее глубин. Он был применен на Восточно-Сибирском море [38] без учета неравномерности нанесения отметок глубин на навигационных картах, что, естественно, сказалось на полученных результатах.

Примерно на этих же принципах основано выделение береговых линий фландрского возраста в результате анализа промерных профилей [18]. Последние располагаются по нормали к основному направлению изобат. С них снимают через равные расстояния глубины, строят кривые распределения этих глубин и осредненный профиль подводного склона.

Рассмотренные приемы основаны на анализе частоты (или частости) встречаемости отметок глубин, которая опосредованно отражает уклоны подводных поверхностей. Их эффективность определяется не только качеством и особенностями исходного материала, но и сугубо объективным фактором — соотношением площадей более и менее наклонных поверхностей в рельефе (точнее, их проекций на горизонтальную плоскость). Использование данных приемов приводит к выделению (но не картографированию) относительно выположенных поверхностей, если последние по площади превосходят разделяющие их более наклонные поверхности. Чем четче в рельефе выражено чередование более или менее наклонных поверхностей, чем больше разница между их уклонами, тем более эффективными будут данные приемы.

Однако большинство шельфов, как уже отмечалось, террасировано очень слабо и надеяться на повсеместную применимость данных приемов не приходится. Именно поэтому следует обратиться непосредственно к анализу уклонов.

§ 14. Анализ уклонов аккумулятивно-абразионных поверхностей на древних водоразделах Арктического шельфа Евразии

Выделение граней аккумулятивно-абразионного рельефа на северном шельфе Евразии можно производить главным образом на ныне подводных водораздельных пространствах, разделявших в периоды регрессии крупные речные бассейны (§ 9). Это объясняется преобладающей приуроченностью основных водоразделов к положительным морфоструктурам. На них новейшие движения, совпадая по направленности и средним скоростям с перемещением уровня Мирового океана в последнюю трансгрессию, определили большую продолжительность и эффективность аккумулятивно-аб-

разионного выравнивающего воздействия, чем это имело место на отрицательных морфоструктурах.

Следует также иметь в виду преобладание на положительных морфоструктурах абразионных процессов. Форма профиля абразионного подводного склона более чутко реагирует на ход трансгрессии, детально отражая этапы относительной стабилизации и разделяющие их этапы ускоренного подъема уровня моря. В профилях же аккумулятивных склонов, формирующихся на отрицательных морфоструктурах, запечатлена как бы осредненная картина эвстатического подъема уровня моря, детали хода которого «смазаны» вследствие более широкого диапазона глубин развития волновой аккумуляции. В связи с меньшей переработкой этих склонов волновыми процессами их профили в значительной мере определяются «первичными» (субаэральными) уклонами и чаще всего вообще не отражают ход последовательной трансгрессии.

Поэтому наиболее целесообразно искать следы, фиксирующие в рельефе особенности динамики уровня моря, в батиметрических профилях по древним водораздельным линиям, вдоль которых затушевывающее влияние «первичных» уклонов сведено к минимуму. Ход трансгрессии на этих профилях отражается в наиболее «чистом» виде — в чередовании по вертикали менее и более наклонных поверхностей, фиксирующих соответственно этапы относительной стабилизации трансгрессии и этапы ее ускоренного развития. В течение этапов стабилизации в результате более длительной аккумулятивно-абразионной переработки субаэрального рельефа происходили его бóльшие выравнивание и выположивание, чем это имело место в течение этапов быстрого подъема уровня моря, причем эти различия в выположенности поверхностей проявляются не контрастно (не лестницей террас), а в виде довольно плавного изменения уклонов, которые измеряются первыми метрами и дециметрами на километр.

Таким образом, аналогично тому как анализируются комплексы классически выраженных террас разного генезиса, нами [41] проведены расчленение по вертикали и корреляция в пространстве поверхностей полного аккумулятивно-абразионного выравнивания с разными уклонами в пределах ныне подводных бывших водораздельных пространств. Батиметрическое положение этих поверхностей устанавливалось в результате анализа и картографирования подводных долин (рис. 13, 16), проведения разделяющих их основных водораздельных линий и оценки вдоль последних суммарной длины заложений между смежными изобатами $\sum l$ и среднего заложения между ними \bar{l} или средних уклонов ΔH . Изменение этих характеристик с глубиной (рис. 23) отражает чередование по вертикали и площадное распространение слабонаклонных площадок («террас») и разделяющих их более наклонных поверхностей («склонов»).

Возможности корреляции выделенных «террас» на территории всего северного шельфа Евразии вытекают из общепланетарной согласованности хода эвстатических колебаний уровня Мирового

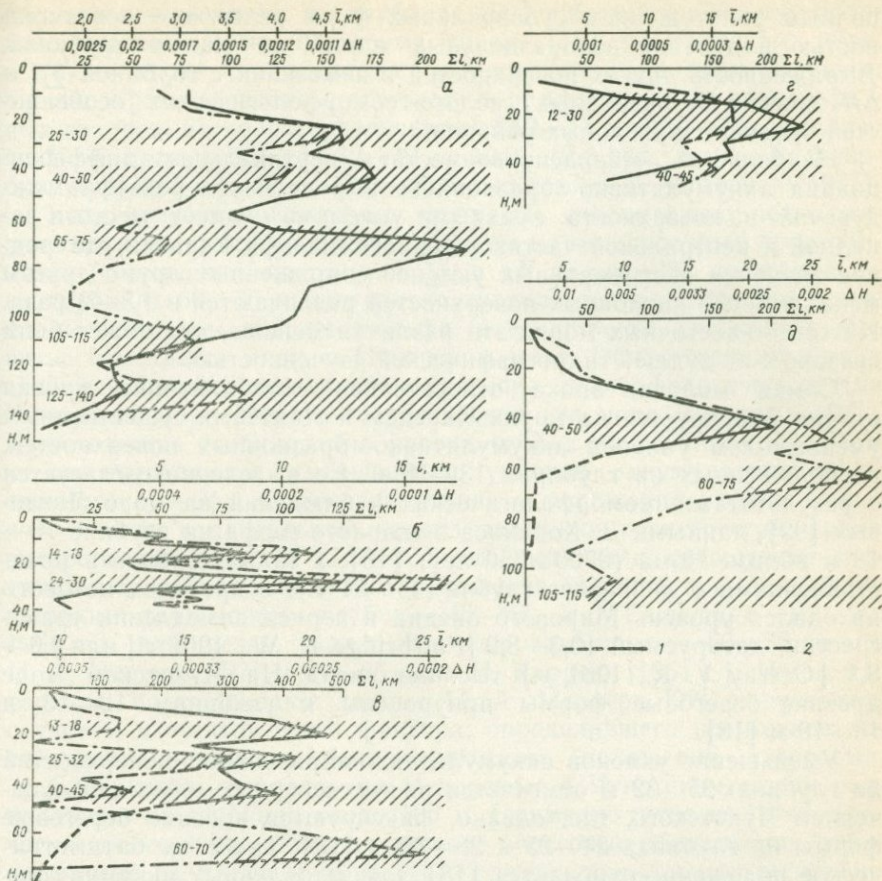


Рис. 23. Изменение суммарной Σl и средней \bar{l} длины заложений между изобатами и средних уклонов ΔH с глубиной H на морях Печорском (а), Каспском, западные и южные районы (б), Лаптевых (в), Восточно-Сибирском (г) и Чукотском (д).

1 — изменение Σl , 2 — изменение \bar{l} и ΔH . На Каспском море сечение изобат через 2 м, на других морях — через 5 м.

океана [Марков К. К., 1974 г.] и значительной молодости данных поверхностей. Последнее обеспечивает их относительно малую тектоническую деформированность. Кроме этого, приуроченность анализируемых поверхностей к положительным морфоструктурам определяет их однонаправленные тектонические перемещения. Тектонически обусловленные различия в батиметрическом положении разновозрастных поверхностей в отдаленных друг от друга районах шельфа связаны с различиями только скоростей, а не знака вертикальных перемещений соответствующих им блоков земной коры.

Слабонаклонная поверхность современной береговой зоны не нашла своего отражения на графиках (рис. 23) в связи с обычно

полным уничтожением субэдральных форм рельефа и невозможностью выделения водораздельных линий на малых глубинах. Выраженность других поверхностей в изменении с глубиной $\sum l$ и ΔH зависит от различных геолого-геоморфологических особенностей проанализированных районов.

Наибольшая «террасированность» — вертикальная дифференциация аккумулятивно-абразионного выровненного рельефа междуречий на поверхности с разными уклонами — имеет место в западной и центральной частях северного шельфа Евразии, где средние значения экстремальных уклонов сопряженных друг с другом менее и более наклонных поверхностей различаются в 1,5—2 раза. На северо-восточных морях эти различия меньше, что может быть связано с их худшей гидрографической изученностью.

Самая молодая эпоха относительной стабилизации уровня океана фиксируется на морях Карском и Лаптевых существенным уменьшением уклонов аккумулятивно-абразионных поверхностей, расположенных на глубинах 13—18 м. Ее выделение согласуется с результатами геоморфологических наблюдений на море Лаптевых [92], данными Д. Хопкинса о возрасте торфа на глубине 16—18 м вблизи Нома (9700 ± 350 лет) [18], а также с общими представлениями о диапазоне глубин (15—24 м), в пределах которого находился уровень Мирового океана в период замедления трансгрессии, датируемый 10,3—8,9 [Fairbridge R. W., 1961 г.] или 9,6—8,1 [Curry Y. R., 1961 г.] тыс. лет назад. На Чукотском море древние береговые формы приурочены к глубинам 12—13 и 18—19 м [18].

Уменьшение уклонов аккумулятивно-абразионных поверхностей на глубинах 25—32 м отмечается на всех северных морях, за исключением Чукотского, где, однако, фиксируются древние береговые формы на глубинах 24—25 и 28—30 м [18]. Такое же батиметрическое положение отмечается [18] для затопленных аккумулятивных образований на Восточно-Сибирском море. На кривой колебания уровня Мирового океана [Curry Y. K., 1961 г.] этому интервалу глубин соответствуют стояния уровня океана на глубинах 27—35 м в период регрессии, осложняющей его подъем в послеледниковое время — 8,7 тыс. лет назад. Стабилизация трансгрессии в это время привела к формированию хорошо выраженной террасы на глубинах 30—35 м к северу от современной дельты Лены и дельт в подводных долинах Оленёка на глубине 30 м, Яны на глубине 25 м [92] и Колымы на глубинах 20—25 и 30 м [18].

Также практически повсеместно на северном шельфе Евразии фиксируется уменьшение уклонов аккумулятивно-абразионных поверхностей на глубине 40—50 м. К этим глубинам приурочена обширная абразионная терраса в центральной части моря Лаптевых [92] и существенно выровненная поверхность в Восточно-Сибирском море [98]. Радиоуглеродные датировки осадков и геоморфологические наблюдения на море Лаптевых свидетельствуют об относительно стабильном стоянии его уровня на глубинах 37—45 м 12,0—11,0 тыс. лет назад [92]. Это соответствует возрасту дельто-

вых отложений на тех же глубинах [90] и батиметрическому положению затопленных береговых форм [18] в Чукотском море, а также эпохе стабилизации, установленной на всем Мировом океане. Уровень океана в эту эпоху и ее датировки, по данным разных авторов, несколько различаются (40—41 м, 12,0—11,6 тыс. лет по И. Каррею [1961 г.]; 32—40 м, 12,0—10,8 тыс. лет по Р. Фейрбриджу [1961 г.]; 42 м, 12,0—10,0 тыс. лет по Н. А. Мернеру [97]).

Если вышерасположенные «террасы» относительно четко выражены и значительно распространены на междуречных пространствах (совпадение максимумов $\sum l$ и ΔH на рис. 23), то «терраса» на глубинах 60—75 м контрастно проявляется в увеличении уклонов в восточном секторе шельфа, а ее широкое площадное развитие отмечается лишь в Печорском море. Обнаруженные между этой и вышерасположенной «террасой» геоморфологические (на Чукотском море [90]) и геологические (на море Лаптевых [92]) свидетельства стабилизации уровня океана на глубинах 53—55 м не подтверждаются уменьшением уклонов аккумулятивно-абразионного рельефа. В представлениях о положении уровня Мирового океана в длительный период задержки трансгрессии, время которого определяется 17,0—12,5 тыс. лет назад, существуют значительные расхождения. Это положение оценивается или очень широким диапазоном глубин—45—65 м [Fairbridge R. W., 1961 г.], или резко отличающимися глубинами—60—72 м по Н. А. Мернеру [97] и 81—86 м по И. Каррею [1961 г.]. Наши материалы подтверждают данные Н. А. Мернера [97], полученные с учетом изостатического фактора, определившего возможное последующее изменение батиметрического положения «террасы».

Следующая «терраса» на Печорском и Чукотском морях расположена на глубинах около 100 м. Примерно такое же батиметрическое положение занимают древние береговые образования, установленные на Карском море [40]. Уменьшение уклонов выровненных поверхностей фиксируется также на глубинах 120—150 м на Печорском (рис. 23), Баренцевом и Карском (рис. 24) морях. В их пределах располагался, вероятно, уровень Мирового океана в максимум гримальдийской регрессии.

Приведенный материал не подтверждает представлений об изоляции Арктического бассейна от вод Мирового океана в эпохи оледенений, и прежде всего во время последнего наступания ледниковых щитов. Перемещение уровня Северного Ледовитого океана в позднеледниковую трансгрессию происходило синхронно с его эвстатическими колебаниями во всех открытых районах Мирового океана. На это, в частности, указывают упоминаемые Л. С. Говорухой [1968 г.] зоогеографические и археологические данные о трансгрессии на Лаптево-Чукотском шельфе около 5000 лет назад.

Результаты такого же анализа уклонов, проведенного по мелко-масштабным батиметрическим картам с большим сечением изобат, позволяют говорить об уменьшении уклонов поверхностей выравнивания в глубоководной части шельфа Баренцева и Карского

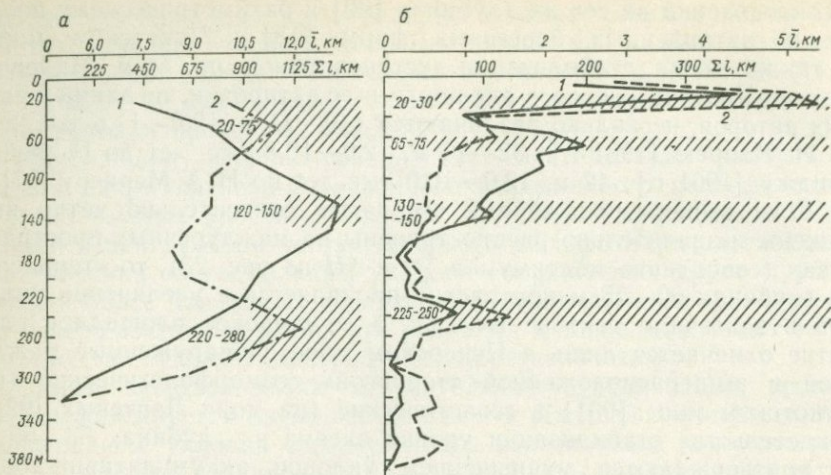


Рис. 24. Изменение суммарной и средней длины заложения между изобатами с глубиной на Баренцевом (а) и Карском (б) морях.

1 — изменение Σl ; 2 — изменение \bar{l} . Сечение изобат через 25 м.

морей на глубинах 220—280 м (рис. 24), которое, вероятно, фиксирует относительную стабилизацию уровня Мирового океана в позднем плиоцене или раннем плейстоцене.

§ 15. Картографирование разновозрастных поверхностей на шельфе методом отличительных линий

В § 13, 14 рассмотрена методика выявления граней рельефа. Используя ее, можно установить наличие в исследуемом районе шельфа относительно выположенных и разделяющих их более наклонных поверхностей и их приблизительное батиметрическое положение. Однако вопрос о проведений границ — фиксации этих поверхностей на карте — ни один из этих методических приемов не решает. Наиболее частое на шельфе отсутствие четко выраженных бровок и тыловых швов потребовало разработки специального метода выделения и относительной датировки граней подводного рельефа. Таковым является метод анализа отличительных линий, теоретическое обоснование и порядок применения которого рассмотрены в работах автора [44, 47]. Здесь же развиваются изложенные ранее представления, приводятся и обсуждаются результаты применения этого метода в разных районах на морях СССР.

Уклоны подводных поверхностей аккумулятивно-абразионного полного и неполного выравнивания согласованно изменяются с глубиной. Это отмечается практически повсеместно, а не только в пределах подводных склонов, осложненных четко выраженными террасами. В то время как эвстатический фон в изменении расчле-

ненности рельефа проявляется обычно в сильно затушеванном виде и значения расчлененности могут существенно не меняться при переходе с одних глубин на другие (или, наоборот, сильно различаться на одних и тех же глубинах), изменение уклонов на аккумулятивно-абразионных поверхностях с глубиной осуществляется согласованно на значительных по площади территориях и носит довольно резкий характер.

Это видно, например, на карте максимальных уклонов или градиентов батиметрической поверхности (рис. 25), составленной примерно на ту же территорию Восточной Балтики, на которую выше приведена карта расчлененности (см. рис. 10). Уклоны отражены в обратно пропорционально зависящих от них (при равном сечении) значениях заложений между изобатами. Заложения вычислены по относительно равномерно нанесенным линиям наибольшего свала глубин, перпендикулярным к основному направлению изобат.

Если расчлененность на этой территории мало зависит от батиметрического положения, то в распределении уклонов четко прослеживается своеобразная вертикальная поясность. Верхняя зона склона характеризуется относительно резким свалом глубин — большими уклонами или малыми значениями заложений. Ниже ее располагается широкая зона с довольно малыми уклонами, и далее вниз по склону идет чередование зон с относительно большими и малыми углами падения его поверхности. Эти зоны на рис. 25 маркируются отличительными линиями первого рода.

Такое же чередование с глубиной протяженных зон с относительно большими и малыми уклонами поверхности отмечается в северо-восточной части Гданьского залива и в Рижском заливе [47] Балтийского моря, на западном подводном склоне п-ова Ямал в Карском море (рис. 33), подводном склоне п-ова Камчатка в зал. Шелихова (рис. 32), на Каспийском море (рис. 28) и в других районах, где в пределах аккумулятивно-абразионных поверхностей полного и неполного выравнивания нами проводился анализ отличительных линий. На рис. 25 видно, что наряду с, казалось бы, беспорядочным изменением заложений между изобатами как вдоль, так даже поперек подводного склона наблюдается закономерное чередование выдержанных на десятки и сотни километров вдоль склона зон с относительно малыми и большими уклонами.

Значения уклонов в пределах каждой зоны могут существенно различаться как на разных глубинах, так и вдоль склона. При этом они всегда остаются меньше (в относительно пологой зоне) или больше (в относительно крутой зоне) уклонов выше и ниже расположенных по склону сопряженных с нею зон (на одном поперечном профиле). Эта особенность отличает систему выделяемых зон от лестницы классически выраженных террас, для которых обычно характерны равные или близкие значения уклонов на каждой из составляющих эту лестницу поверхностей (площадок террас или разделяющих их уступов). По крайней мере почти всегда

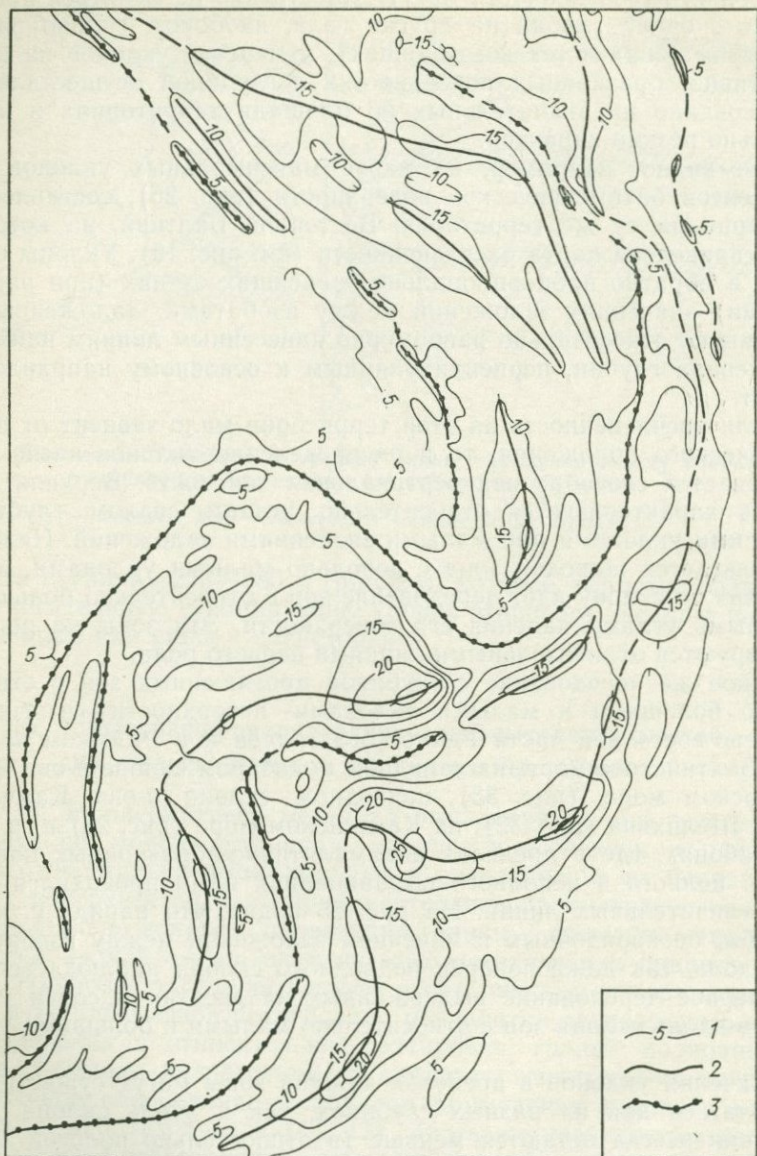


Рис. 25. Фрагмент карты градиентов батиметрической поверхности и отличительных линий первого рода подводного склона восточной части Балтийского моря. Составила Ж. А. Гялумбаускайте, редактор А. Н. Ласточкин.

1 — линии равных заложений изобат; 2—3 — отличительные линии: 2 — наименьших уклонов, 3 — наибольших уклонов.

наблюдается неизменность уклонов в продольном направлении (относительно склона) у площадок террас.

Другой характерной чертой, отличающей лестницу ярко выраженных террасовых уровней от совокупности выделяемых на наклонных поверхностях зон разной крутизны, является слабое проявление разделяющих эти зоны перегибов. В то время как площадки и уступы террас четко отделяются друг от друга по линиям вогнутых и выпуклых переломов склона (бровкам и тыловым швам), границы между зонами относительно малых и больших уклонов на нетеррасированной наклонной поверхности аккумулятивно-абразионного выравнивания обычно трудно провести однозначно. На батиметрических картах можно видеть, где примерно меняется заложение изобат. Но так как смена эта происходит постепенно, зафиксировать ее в виде одной уверенно проведенной линейной границы не удается. Как показывает наш опыт, чаще всего визуально вообще невозможно наметить даже примерное положение подобных границ на батиметрической карте. На эхограммах галсов, ориентированных по нормали к основному направлению изобат, это положение определяется более уверенно, но опять-таки чаще всего не в виде точки перегиба, а в виде выпуклых или вогнутых отрезков поперечного профиля.

Наряду с рассмотренными различиями имеет место одна самая важная для нас общая черта у комплексов четко выраженных террас и зон разной крутизны на наклонных поверхностях. Она заключается в первичном горизонтальном положении тех и других элементов рельефа. Горизонтальное положение морских террас и составляющих их элементов (площадок, бровок, тыловых швов) в эпоху их образования ни у кого не вызывает сомнений и справедливо связывается с повсеместной приуроченностью в эту эпоху уровня моря к соответствующей (современной) глубине или высоте. О также горизонтальном первичном положении выделяемых нами зон разной крутизны свидетельствует их современное субпараллельное положение относительно изобат на наклонных поверхностях. Особенно ярко это выражено у маркирующих и разделяющих эти зоны отличительных линий (соответственно) первого и второго родов, которые отклоняются от основного направления изобат только на участках их положительных и отрицательных тектонических деформаций.

Эта общая черта свидетельствует о том, что как террасированность склона, так и чередование на нем зон разной крутизны без явно выраженных перегибов определяются одним и тем же фактором — осцилляционным характером эвстатических перемещений уровня моря. Последний обуславливает разную продолжительность стояния уровня моря на определенных (современных) глубинах (высотах), а следовательно, и различный суммарный выравнивающий эффект аккумулятивно-абразионных процессов в стадию выколаживания.

В эпоху относительной стабилизации уровня моря, имевшей место на фоне его подъема в последнюю трансгрессию, происходило

выполаживание склона. Если эта эпоха была достаточно длительной, то в течение ее аккумулятивно-абразионные процессы привели к наиболее полному и равномерному выполаживанию подводной поверхности, расположенной в зоне волнового воздействия того времени,— к значительному приближению данной поверхности к ее проекции на горизонтальную плоскость. В результате формировалась субгоризонтальная площадка морской террасы. Последующий подъем уровня определил минимальное выполаживание выше расположенной зоны и обеспечил четкую границу между только образованным уступом (клифом) и площадкой террасы — ее тыловой шов. В последующую за этим эпоху замедления трансгрессии формируется выше расположенный террасовый уровень со своей бровкой и тыловым швом.

Однако чаще всего на большей части шельфовых пространств в эпохи относительной стабилизации не происходило существенного и равномерного выполаживания подводной поверхности в зоне волнового воздействия соответствующего времени. Аккумулятивно-абразионные процессы, несмотря на свою интенсивность и продолжительность, не могут устранить различия в уклонах, унаследованные на только что сформировавшейся поверхности неполного выравнивания от предшествующей эпохи ее субазального развития. Более того, они в определенных условиях даже не подавляют полностью рельефообразующий эффект дифференцированных тектонических движений на формирующихся поверхностях полного выравнивания. Вместе с тем на каждом из ряда поперечных профилей склона, проведенных на значительном протяжении последнего, эпоха относительной стабилизации фиксируется участком более выположенным, чем соседние, сопряженные с ним выше и ниже расположенные на нем участки. Степень этой выположенности определяется, вероятно, целым рядом факторов: литологическими особенностями рельефообразующих пород, тектоническими движениями и гидродинамической обстановкой.

Чем определяются довольно существенные различия в степени террасированности разных районов (участков) шельфа на одних и тех же глубинах, несмотря на единый ход эвстатических колебаний уровня данного внутреннего моря или Мирового океана в целом,— пока не ясно. Можно сказать только, что наиболее четко осцилляционный характер эвстатических колебаний уровня моря фиксируется в поперечных профилях абразионных подводных склонов, особенно сложенных устойчивыми к денудации горными породами. Именно в их пределах наиболее часто встречаются террасы.

Принципиальная генетическая общность, единый механизм формирования как четко выраженных террас, так и простого чередования на склоне зон разной крутизны позволяют рассматривать и те и другие в качестве субаквальных элементов рельефа одного ряда и использовать их при относительных датировках и синхронизации. До сих пор отсутствует определение предела, за которым террасы теряют свой классический облик (с четко выраженными

субгоризонтальной площадкой, субвертикальным уступом, линиями бровки и тылового шва), «расплываются» на склоне и «утрачивают право» называться террасами. Часто в практике как морских, так и наземных исследований выделяются террасы, у которых площадки и уступы мало отличаются друг от друга по уклонам, а границы между ними прослеживаются слабо и проводятся иногда условно. Такое стремление разделить земную поверхность на составляющие ее грани рельефа даже там, где они плохо выражены, является естественным, так как это единственный путь геоморфологического (историко-генетического) картографирования подобных районов и он обеспечивает реализацию одного из двух направлений их морфоструктурного анализа. Однако это стремление должно быть методически подкреплено возможностью однозначной фиксации границ этих граней — линий выпуклых и вогнутых перегибов.

Метод отличительных линий позволяет решить данную задачу не только в тех редких районах или на тех глубинах, где «на глаз» видно, что подводная наклонная поверхность осложнена чередующимися зонами разной крутизны, но и там (на значительно большей части шельфовых пространств), где эти зоны визуально не могут быть обнаружены и тем более точно зафиксированы на гидрографических материалах всех видов.

Этим самым резко расширяется использование тех возможностей для относительных датировок и синхронизации поверхностей, которые, по справедливому замечанию К. К. Маркова [1974 г.], обеспечиваются единым, планетарно согласованным ходом колебаний уровня Мирового океана и горизонтальностью создаваемых при этом элементов рельефа. Ведь без предлагаемого нами расчленения подводных поверхностей на зоны разной крутизны методом отличительных линий картографирование граней подводного рельефа (и последующее определение тектонических деформаций) ограничилось бы на шельфе только небольшими по площади и редкими районами с четко выраженными (обычно одиночными на подводных склонах) террасовыми уровнями.

Увеличение возможностей синхронизации и относительных датировок поверхностей в результате применения метода отличительных линий ожидается не только за счет чисто площадного расширения работ по геоморфологическому картографированию и практически гарантированной однозначности в фиксации геоморфологических границ (граней рельефа), но и за счет использования для этих целей дополнительных элементов рельефа, на которые ранее внимание не обращалось. К этим элементам относятся отличительные линии первого рода — линии повышенных и пониженных уклонов подводных поверхностей.

Отличительные линии первого рода выделяются на картах уклонов или градиентов батиметрической поверхности (рис. 25, 28) в результате плановой корреляции их экстремальных значений в пределах зон (поверхностей) с относительно повышенными и по-

ниженными значениями уклонов, ориентированных параллельно основному направлению изобат. Эти линии маркируют данные грани рельефа, отражают их наличие и батиметрическое положение, но никак не указывают на их границы. Так же, как и разделяющие грани перегибы, отличительные линии первого рода на всем их протяжении или отдельные их фрагменты являются разновозрастными геоморфологическими элементами. Располагаясь параллельно основному направлению изобат с небольшими отклонениями от этого направления, связанными с тектоническими деформациями, они фиксируют древние береговые линии, возникшие в условиях, наиболее характерных для формирования каждой данной зоны в целом.

Если зона, более выположенная относительно соседних (выше и ниже расположенных) зон, образовалась в эпоху относительной стабилизации (или замедления подъема) уровня моря, то ее осевая линия, или линия плановой корреляции минимальных (в данной зоне) уклонов, отражает то положение уровня, которое он занимал наиболее длительное время в эту эпоху. Именно на этой глубине (или в этом узком диапазоне глубин) поверхность данной зоны была подвергнута наиболее продолжительной аккумулятивно-абразионной переработке и произошло наибольшее выполаживание. И наоборот, линия плановой корреляции максимальных уклонов в зоне относительно большей крутизны фиксирует положение наиболее кратковременного стояния уровня моря на фоне его ускоренного подъема.

Таким образом, анализ отличительных линий первого рода в разных районах шельфа СССР свидетельствует о том, что в выделяемых зонах разной крутизны уклоны меняются не только вдоль склона, но и самое главное — поперек его. На каждом поперечном профиле в пределах каждой зоны (или грани) они характеризуются экстремальными (максимальными в зонах повышенных уклонов и минимальными — в зонах относительно низких уклонов) значениями. Точки с этими значениями обычно хорошо коррелируются в плане и располагаются на линиях, субпараллельных основному направлению изобат. Данное обстоятельство приводит к выводу об одновозрастности каждой из этих линий на всем ее протяжении (или на протяжении слагающих эту линию фрагментов) и позволяет использовать их при относительной датировке и синхронизации поверхностей так же, как для этой цели используются линии перегибов — отличительные линии второго рода. При этом следует иметь в виду, что фиксация отличительных линий первого рода производится более уверенно и точно, так как она не требует двойного преобразования батиметрической поверхности, сопровождаемого большими «шумами», а ограничивается составлением карты градиентов или уклонов и проведением на ней по строго определенным правилам [47] линий плановой корреляции.

Отличительные линии второго рода выделяются в качестве линии плановой корреляции экстремальных значений градиентов изогradientной поверхности или второй производной изменения глу-

бин по линиям наибольшего свала глубин на подводных наклонных поверхностях. Морфологически зоны повышенных значений второй производной отражают перегибы подводных склонов, разделяющие грани рельефа с разной крутизной. Линии, коррелирующие ее максимальные значения, фиксируют линии выпуклых и вогнутых перегибов. Эти перегибы отражают смену этапов ускоренного развития трансгрессии на ее замедление и, наоборот, относительной стабилизации на резкий подъем уровня моря. Разделяющие зоны перегибов линии с минимальными значениями второй производной в изменении глубин маркируют такие глубины, на которых динамика эвстатического процесса испытывала наименьшие изменения. На этих глубинах подъем уровня моря происходил со скоростью более постоянной, чем в других пределах глубин. Эти отличительные линии условно называются линиями «постоянных» уклонов. В отличие от всех других отличительных линий они могут пересекаться и сливаться с отличительными линиями первого рода.

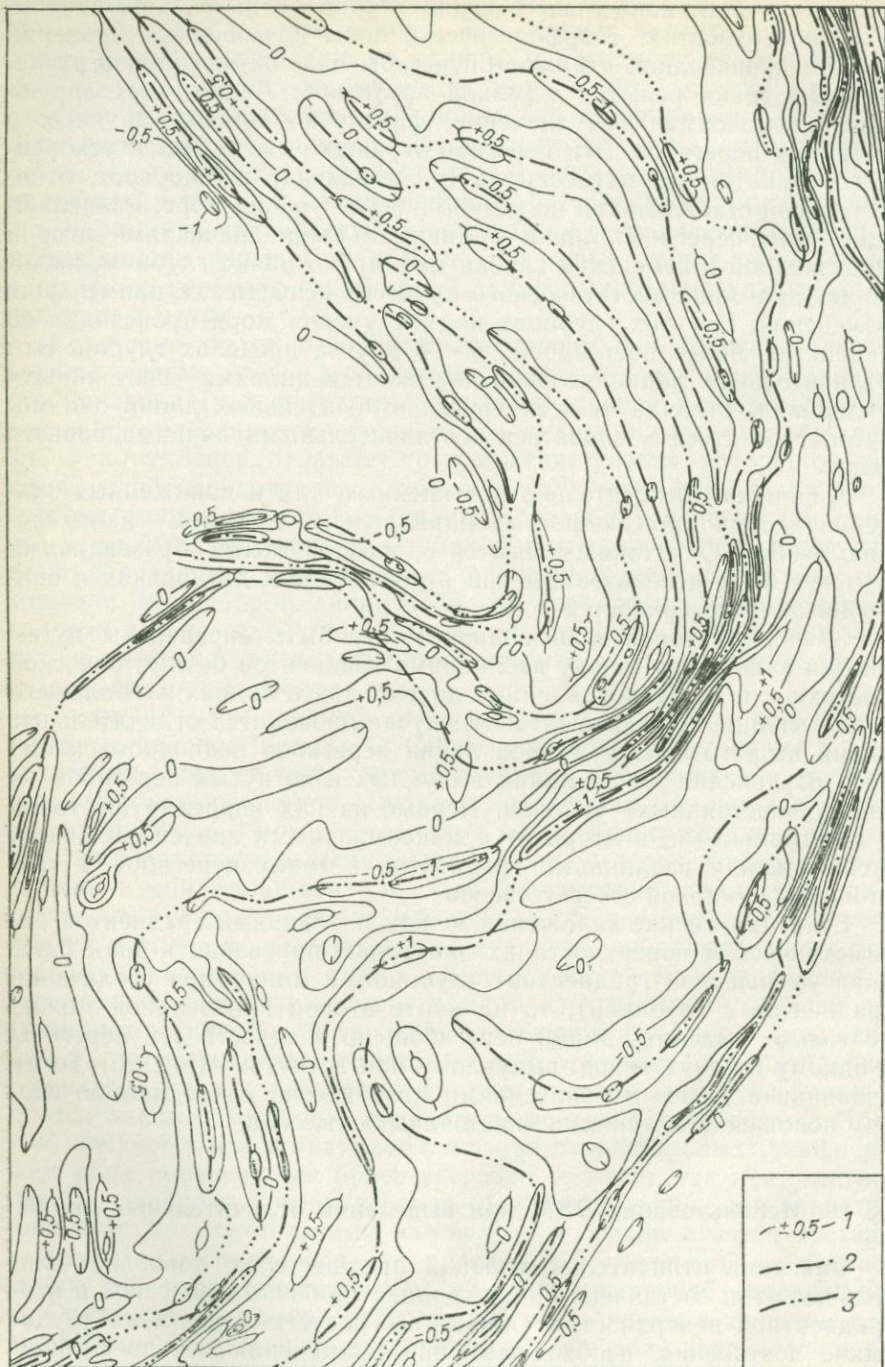
Линии как относительно повышенных, так и пониженных значений второй производной субпараллельны основному направлению изобат. Они также являются одновозрастными образованиями и могут быть использованы при относительных датировках и синхронизации поверхностей.

Значения второй производной могут быть определены путем оценки заложений между изолиниями градиентов батиметрической поверхности на равноудаленных друг от друга линиях наибольшего свала глубин. На карте в таком случае проводятся отличительные линии второго рода двух типов: линии перегибов подводного склона (без разделения их на линии выпуклых и вогнутых перегибов) и линии «постоянных» уклонов. Первые из них коррелируют точки с минимальными, а вторые — с максимальными значениями заложений между изолиниями градиентов в зонах перегибов и «постоянных» уклонов соответственно.

Если при оценке заложения между изолиниями градиентов батиметрической поверхности их значениям присваивать знак плюс (при уменьшении градиентов с глубиной) и минус (при увеличении градиентов с глубиной), то на карте второй производной можно не только выделить линии перегибов, но и отнести эти перегибы к одному из двух типов: выпуклому или вогнутому (рис. 26). Тогда изолинии с нулевыми значениями практически совпадают по своему положению с линиями «постоянных» уклонов.

§ 16. Использование ЭВМ при выделении отличительных линий

Фиксации отличительных линий предшествует довольно длительный этап составления карт градиентов батиметрической и изогradientной поверхностей. Однако все расчеты и наиболее трудоемкие построения, необходимые при применении метода отличительных линий, могут осуществляться с помощью ЭВМ. Основными



преимуществами использования вычислительной техники здесь являются не только ее быстрдействие и резкое снижение объема технических операций, но и возможность применения этого метода на больших площадях поверхности дна в широком интервале глубин.

Решение данной задачи проводилось нами совместно с А. Г. Зинченко и В. М. Омелиным при помощи комплекса обработки графической информации, созданного во ВНИГРИ на базе ЭВМ «Минск-32». Кроме ЭВМ комплекс включает кодирующее устройство планшетного типа «Шифратор-2» и графопостроитель «Атлас-2» с соответствующим программным обеспечением ввода, вывода и обработки графической информации [Омелин В. М. и др., 1978 г.]. Планшет «Шифратор-2» обеспечивает кодирование в полуавтоматическом режиме и вывод на перфоленду для последующего ввода в ЭВМ условных координат отметок глубин, считываемых с фрагментов навигационных карт размерами до 600×800 мм, с точностью считывания координат $\pm 0,2$ мм. Графопостроитель «Атлас-2» обеспечивает по данным, выводимым из ЭВМ, построение батиметрической карты и карт градиентов батиметрической и изоградиентной поверхностей. Максимальный размер поля вывода составляет 600×580 мм, аппаратурные погрешности графических построений $\pm 0,5$ мм.

В качестве эталонного участка выбран подводный склон п-вов Мангышлак (в районе м. Песчаного) на Каспийском море. Этот выбор определяется морфологической простотой его рельефа, возможностью контроля полученных результатов материалами детальных работ (эхолотирования и геоакустического профилирования) ИГиРГИ [11] и нашими данными, полученными при ручном счете и построении карт градиентов батиметрической и изоградиентной поверхностей. Район характеризуется выровненным аккумулятивно-абразионным рельефом, почти полным отсутствием рыхлых отложений и выходами дочетвертичных пород в прибрежной зоне. С увеличением глубины мощность рыхлых осадков, представленных разнозернистыми терригенно-ракушечно-оолитовыми песками с ракушей, возрастает. Подводная поверхность в южной части района, а также на севере характеризуется четким перегибом (бровкой шельфа). В центральной части ее наклон более равномерный и бровка шельфа выглядит менее контрастно. Осложняющие формы прибрежной и субэвральской морфоскульптуры редки и, за исключением террасовидных площадок на глубинах 29, 50 и 70 м [11], сконцентрированы в основном в прибрежной зоне.

Рис. 26. Фрагмент карты градиентов изоградиентной поверхности и отличительных линий второго рода подводного склона восточной части Балтийского моря. Составила Ж. А. Гялумбаускайте, редактор А. Н. Ласточкин.

1 — изолинии заложений на карте градиентов батиметрической поверхности (рис. 25; мм).
2—3 — отличительные линии второго рода: 2 — выпуклых перегибов, 3 — вогнутых перегибов.

Исходным материалом для выделения отличительных линий послужила карта с отметками глубин, проставленными через 1,5 (до глубин 50 м) и 2,0 см (ниже глубин 50 м) в направлении наибольшего свала глубин и через 1,5—2,5 см — в направлении склона. Эта нерегулярная сеть отметок глубин, введенная при помощи «Шифратора-2» в ЭВМ, послужила основой для создания в машине регулярной сети (матричной модели), являющейся стандартной формой представления цифровой модели рельефа для автоматической системы обработки информации во ВНИГРИ и основой для построения картографических документов на выходе. Чем плотнее сетка отметок глубин на навигационной карте (планшете промера), тем точнее осуществляется линейная интерполяция исходных значений.

«Шифратор-2» производит измерение считываемых координат планшета. При вводе в ЭВМ эти координаты пересчитываются в координатную систему навигационной карты. Контроль данных производится путем вывода их на графопостроитель в форме исходного документа. Вывод может быть осуществлен в системе координат «Шифратора» или в координатах навигационной карты. После визуализации (или без нее) данные записывают на магнитную ленту результатов и, если это необходимо, корректируют.

Батиметрическая карта эталонного участка составлена в результате использования программы обработки двумерных функций UNIT1 (язык программирования — Фортран-IV, разработчик В. Е. Зверев, ВНИГРИ). Данная программа предназначена для построения регулярной сети значений функции двух переменных методом сплайн-интерполяции по произвольной совокупности точек наблюдений. Она вводит исходные данные и вычисляет значения функции с помощью сплайнов, которые строят способом последовательных приближений [Briggs J., 1974 г.].

На полученной с графопостроителя батиметрической карте (рис. 27) изобаты проходят не всегда через отметки с соответствующими значениями глубины, что объясняется рассмотренной выше последовательностью операций на ЭВМ и аппаратурными погрешностями. Отклонения могут регулироваться путем задания в виде параметра программы. На эталонном участке зафиксирована хорошая сходимость рисовки изобат 20, 50, 100 и 200 м с их положением на навигационной карте, где они проведены по значительно большему числу отметок, сосредоточенных на исходном планшете промера. Такая проверка показала (рис. 27) небольшой уровень «шума», возникший в результате перевода нерегулярной сети отметок в матричную модель и аппаратурных погрешностей.

Градиенты батиметрической и изоградиентной поверхностей считались по программе UNIT2 (разработчик В. Е. Зверев), которая по значениям функции в узлах регулярной сети вычисляет значения ее градиентов по формуле $|\text{grad } Z| = \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2}$. Градиенты рассчитывают в предположении, что функция в пре-

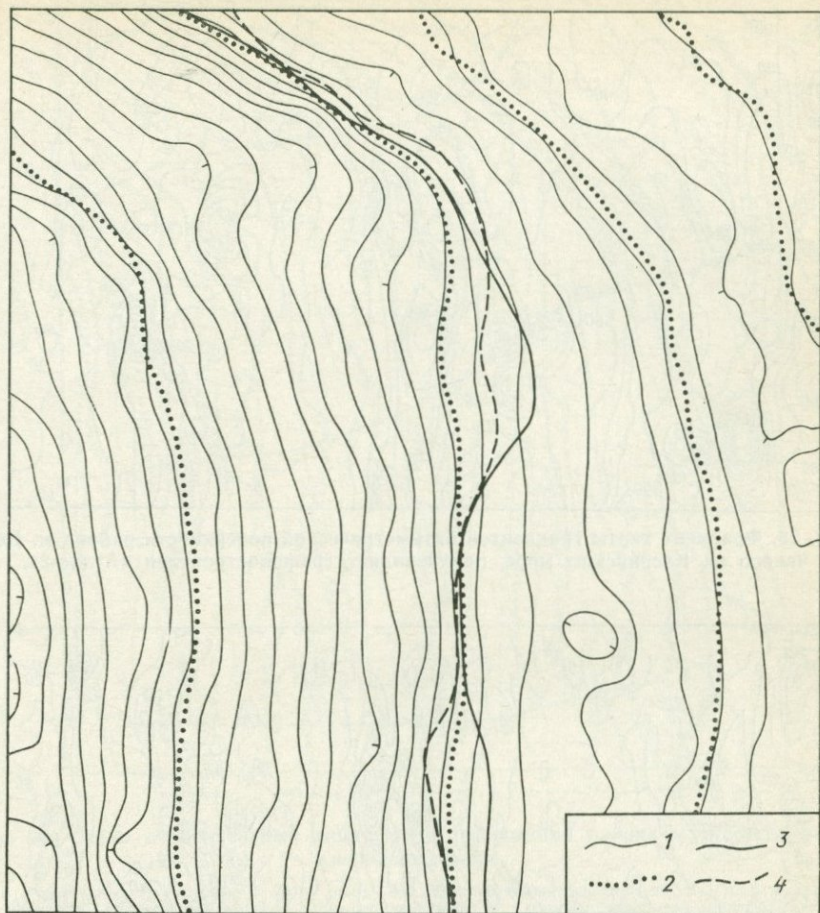


Рис. 27. Батиметрическая схема района м. Песчаного на Каспийском море, полученная с графопостроителя «Атлас-2». Изобаты проведены через 10 м.

1—2 — изобаты: 1 — полученные в результате линейной интерполяции на ЭВМ «Минск-32», 2 — отрисованные на навигационной карте; 3—4 — бровка шельфа; 3 — выделенная по данным эхолотирования и геоакустического профилирования ИГиРГИ, 4 — установленная в качестве линии выпуклого перегиба по методу отличительных линий.

делах ячейки сетки линейна. Вычисленные значения градиентов увеличены в 100 раз против действительных с целью повышения наглядности картографического изображения.

Карты градиентов батиметрической (рис. 28) и изогradientной (рис. 29) поверхностей, так же как и батиметрическая карта, получены на графопостроителе с заданными сечениями линий равных значений этих параметров. Все они выполнены в масштабе исходной карты, характеризуются несколько разными рамками с одним общим (в данном случае — юго-западном) углом привязки.

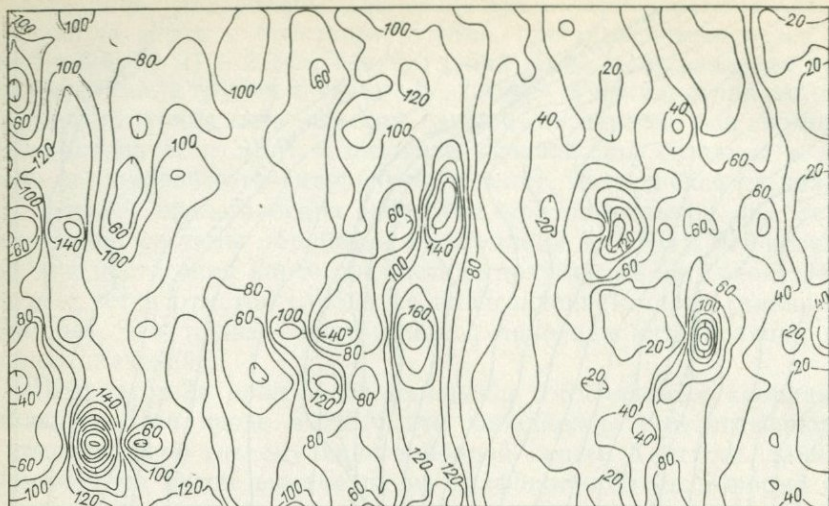


Рис. 28. Фрагмент карты градиентов батиметрической поверхности района м. Песчаного на Каспийском море, полученная с графопостроителя «Атлас-2».

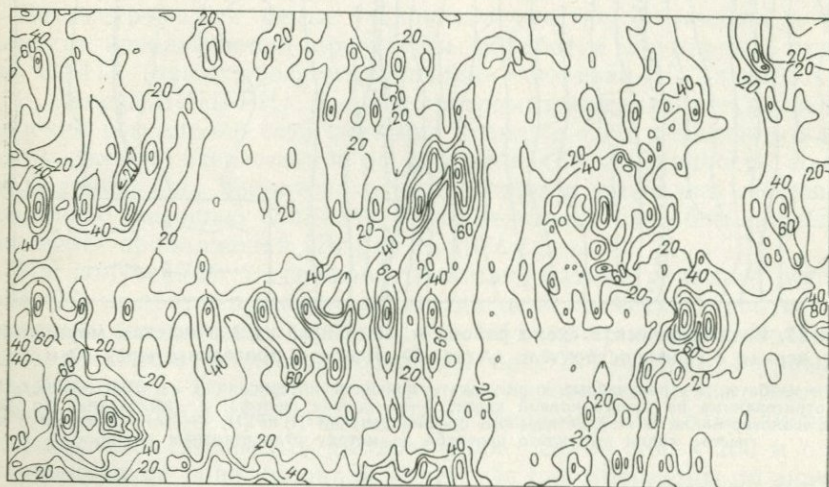


Рис. 29. Фрагмент карты градиентов изогradientной поверхности района м. Песчаного на Каспийском море, полученная с графопостроителя «Атлас-2».

При пофрагментной обработке карты вдоль каждой рамки фрагмента образуется зона краевых искажений, которая обусловлена алгоритмом интерполяции или вычисления градиента и ширина которой определяется как самим алгоритмом, так и плотностью регулярной сети при заданном масштабе. В данном случае ширина этой зоны составляет около 3 см при шаге сети на плане 1 см.

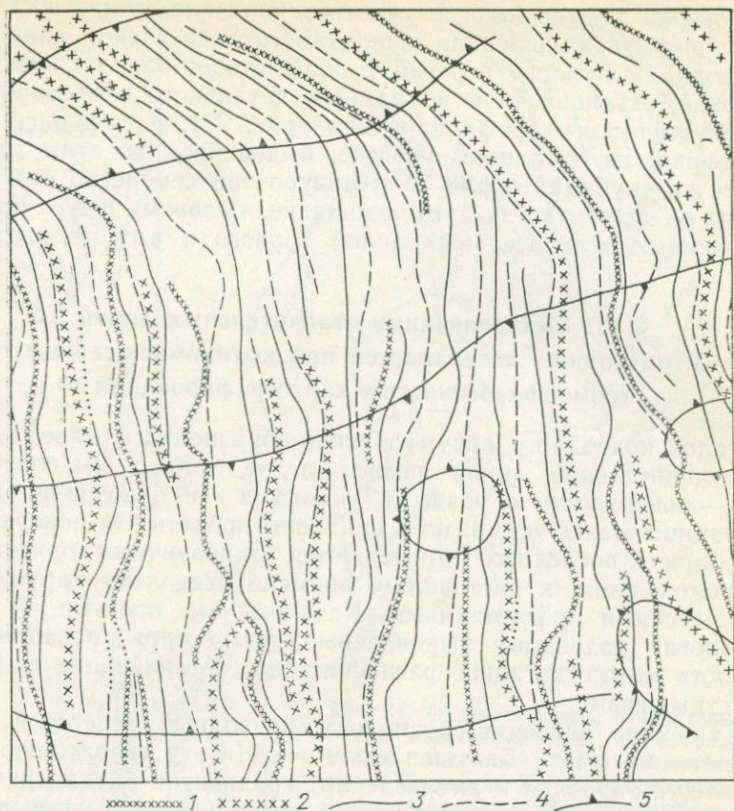


Рис. 30. Схема отличительных линий и их деформаций района м. Песчаного на Каспийском море.

1—2 — отличительные линии первого рода: 1 — максимальных градиентов, 2 — минимальных градиентов; 3—4 — отличительные линии второго рода: 3 — максимальных градиентов, 4 — минимальных градиентов; 5 — границы зон отрицательных и положительных тектонических деформаций отличительных линий.

Такие зоны необходимо исключать из рассмотрения или принимать с учетом возможных ошибок. С целью уменьшения влияния краевого эффекта необходимо фрагменты карт выбирать с перекрытием или производить обработку фрагментов максимального размера, что определяется объемом оперативной памяти ЭВМ.

На картах градиентов остается путем плановой корреляции провести отличительные линии (рис. 30). Удобство использования ЭВМ и графопостроителя «Атлас-2» заключается в том, что для участков потери корреляции (с редкими изолиниями) можно увеличить число изолиний градиентов за счет уменьшения сечения между ними. Это может осуществляться вплоть до полного выявления корреляции, если таковая имеется и может быть обнаружена при данной точности исходного материала и уровне аппаратурных погрешностей.

Проверка полученных результатов показала, в частности, что бровка шельфа, выделенная в качестве отличительной линии второго рода (выпуклого перегиба), удовлетворительно соотносится с таковой, установленной по данным детального эхолотирования и геоакустического профилирования (рис. 27). К наиболее четко выраженной на эталонном участке, выделенной по этим данным террасе на глубинах около 70 м приурочено семейство соответствующих ее элементам (уступу, площадке, тыловому шву и бровке) протяженных отличительных линий первого и второго рода.

§ 17. Синхронизация отличительных линий и подводных поверхностей при крупномасштабном геоморфологическом картографировании

Анализ подводного аккумулятивно-абразионного рельефа методом отличительных линий позволяет не только выделить его грани — поверхности с разными уклонами — и однозначно провести границы между ними, но и синхронизировать эти поверхности. Возможности последнего определяются их первичным горизонтальным положением, к настоящему времени несколько нарушенным тектоническими деформациями. Казалось бы, простые по своей морфологии подводные выровненные, но нетеррасированные поверхности можно детально расчленить на составляющие их разновозрастные грани.

В качестве примера рассмотрим подводный береговой склон юго-восточной части Балтийского моря. На эту территорию в результате составления и анализа карт градиентов батиметрической (рис. 25) и изоградиентной (рис. 26) поверхностей были выделены отличительные линии первого и второго рода, совокупность которых вместе с их тектоническими деформациями показана на рис. 31. Подводный рельеф Восточной Балтики в своей верхней части (до глубин 20—25 м) представлен поверхностями полного выравнивания, подвергающимися и в настоящее время значительному волновому воздействию. Ниже этих глубин расположены поверхности неполного выравнивания, осложненные слабо выраженными формами ледниковой аккумуляции. Наибольшей протяженностью и наименьшей прерывистостью, наилучшим проявлением в рельефе и на карте градиентов батиметрической поверхности характеризуются отличительные линии первого рода, а из них — линии наибольших уклонов. Отличительные линии первого и второго рода расположены параллельно основному направлению изобат, своей конфигурацией отрисовывая все морфологические детали склона. Среди них имеются линии, прослеживаемые на значительном протяжении склона, и линии, распространенные лишь на его отдельных участках.

Другим примером может служить совокупность отличительных линий на подводном склоне п-ова Камчатка в зал. Шелихова (рис. 32). В этом районе они выражены более четко. Специальным

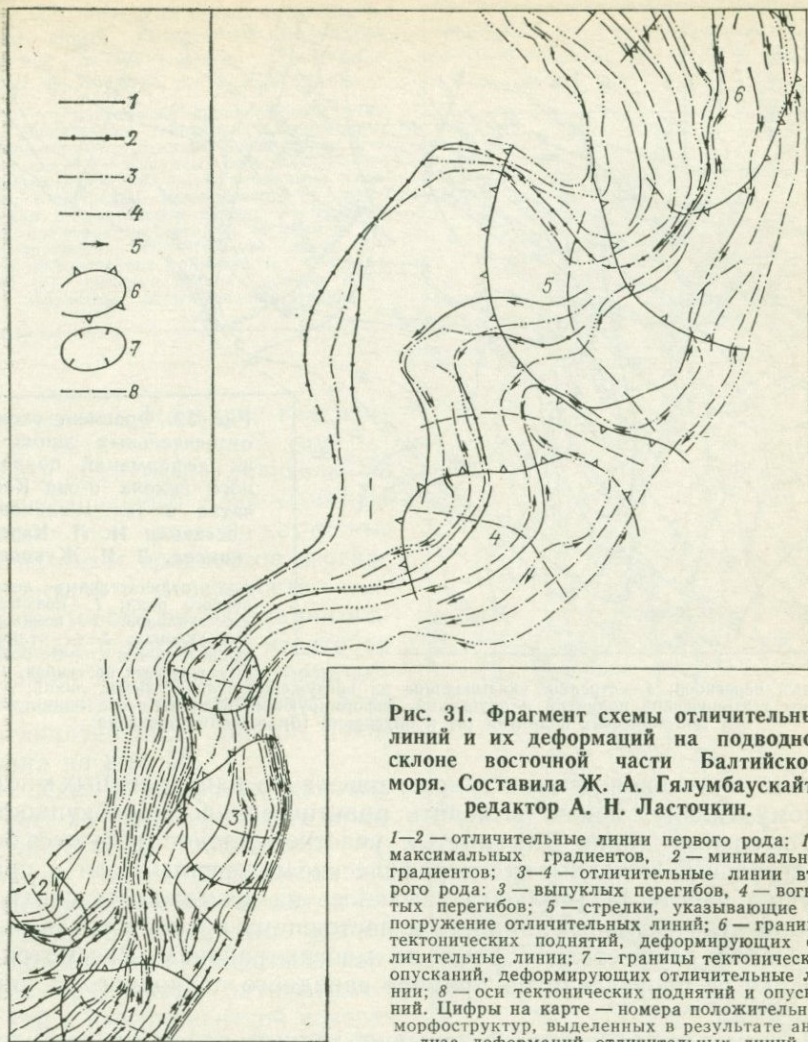


Рис. 31. Фрагмент схемы отличительных линий и их деформаций на подводном склоне восточной части Балтийского моря. Составила Ж. А. Гялумбаускайте, редактор А. Н. Ласточкин.

1—2 — отличительные линии первого рода: 1 — максимальных градиентов, 2 — минимальных градиентов; 3—4 — отличительные линии второго рода: 3 — выпуклых перегибов, 4 — вогнутых перегибов; 5 — стрелки, указывающие на погружение отличительных линий; 6 — границы тектонических поднятий, деформирующих отличительные линии; 7 — границы тектонических опусканий, деформирующих отличительные линии; 8 — оси тектонических поднятий и опусканий. Цифры на карте — номера положительных морфоструктур, выделенных в результате анализа деформаций отличительных линий.

знаком на схеме показаны линии «постоянных» уклонов (1—2). Все особенности, отмеченные на Восточной Балтике, характерны для этого и других районов. На более выположенных участках подводных береговых склонов, обычно выступающих в море, проявляется более полный спектр отличительных линий, в то время как на крутых склонах некоторые линии или исчезают, или выделяются с трудом.

Большое значение при их выделении имеет детальность исходных гидрографических материалов. На навигационных картах точность и сама возможность выделения отличительных линий определяются расстояниями между отметками глубин. Используя эхо-

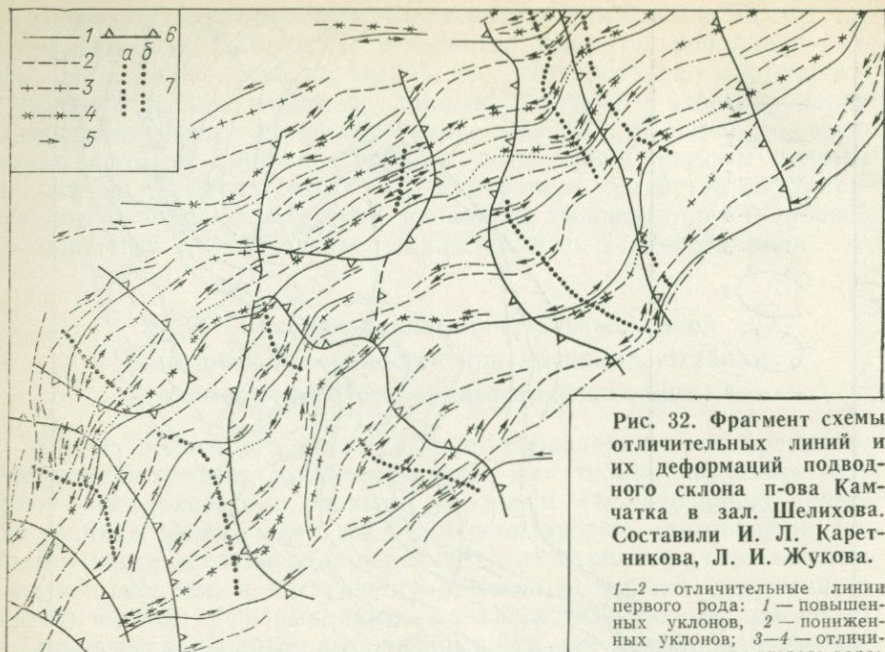


Рис. 32. Фрагмент схемы отличительных линий и их деформаций подводного склона п-ова Камчатка в зал. Шелихова. Составили И. Л. Каретникова, Л. И. Жукова.

1—2 — отличительные линии первого рода: 1 — повышенных уклонов, 2 — пониженных уклонов; 3—4 — отличительные линии второго рода: 3 — выпуклых перегибов, 4 —

вогнутых перегибов; 5 — стрелки, указывающие на погружение отличительных линий; 6 — границы тектонических поднятий и опусканий, деформирующих отличительные линии; 7 — оси тектонических поднятий (а) и опусканий (б) подводного склона.

граммы часто проведенных галсов, поперечно направленных к подводному склону, можно выделить практически всю совокупность отличительных линий. Для крутых участков склонов требуются более детальные исходные гидрографические материалы. Если в предыдущей работе [47] только указывалось на возможность синхронизации отличительных линий, то к настоящему времени такая синхронизация осуществлена нами во многих районах. Рассмотрим методику ее проведения на примере западного подводного склона п-ова Ямал.

В геоморфологическом отношении данный район представлен поверхностями полного (в верхней части склона до глубин ~20—25 м) и неполного (на всем остальном протяжении склона до глубин ~130—140 м) аккумулятивно-абразионного выравнивания. Они сложены сверху песками, глинистыми песками, песчаными алевролитами и алевролитами, которые в соответствии с перечислением замещают друг друга по мере увеличения глубины. Вдоль береговой линии в ряде мест склон осложнен барами и косами, а на глубине 25—140 м — сильно переработанными аккумулятивно-абразионными процессами долинами субаэрального происхождения, выраженность которых в рельефе увеличивается с глубиной.

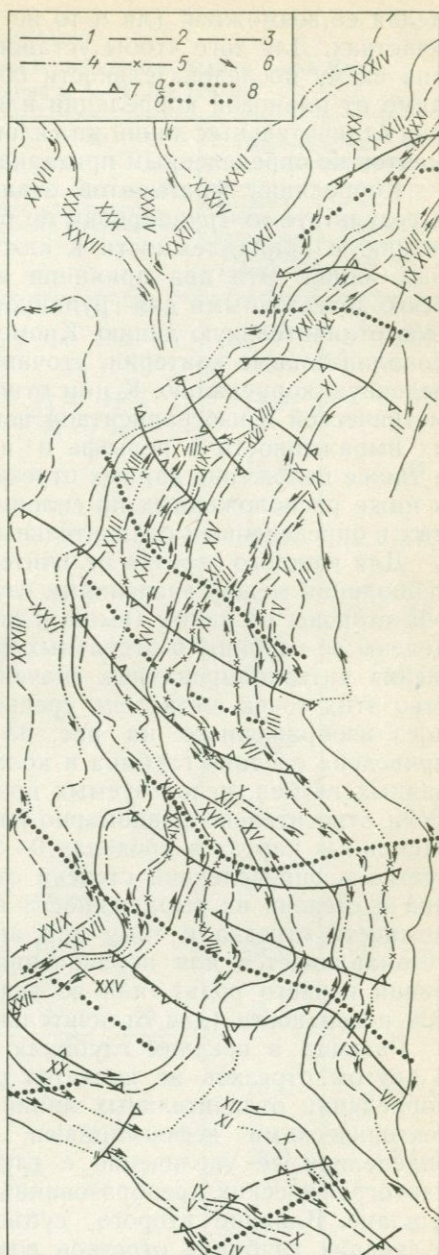
Выделение и фиксация отличительных линий в данном районе проводились по картам в соответствии с изложенной ранее [47]

Рис. 33. Фрагмент схемы отличительных линий западного подводного склона п-ова Ямал. Составили Л. И. Жукова, А. Н. Ласточкин.

1—2 — отличительные линии первого рода: 1 — повышенных уклонов, 2 — пониженных уклонов; 3—5 — отличительные линии второго рода: 3 — выпуклых перегибов, 4 — вогнутых перегибов, 5 — «постоянных» уклонов; 6 — стрелки, указывающие на погружение отличительной линии; 7 — границы тектонических поднятий и опусканий, деформирующих отличительные линии; 8 — оси тектонических поднятий (а) и опусканий (б); римские цифры — номера одно-возрастных отличительных линий.

методикой. На карте градиентов батиметрической поверхности выделены отличительные линии первого рода — осевые линии зон разной крутизны, а на карте градиентов изоградиентной поверхности — линии второго рода — линии выпуклых и вогнутых перегибов склона и линии «постоянных» уклонов. Совокупность всех отличительных линий показана на рис. 33.

Как и в других районах (рис. 25—32), они здесь представлены не сплошными линиями, прослеживаемыми на всем протяжении склона, а отдельными отрезками разной длины и выраженности на картах градиентов батиметрической и изоградиентной поверхностей. Несколько линий проходит почти вдоль всего подводного склона полуострова, маркируя зоны, которые довольно четко проявляются на батиметрической карте и на вторичных построениях. Преобладающее большинство линий характеризуется локальным распространением на склоне, чаще всего не выражены в рисунке изобат и могут быть выделены только в результате проведенных преобразований. Прерывистость отличительных линий затрудняет повсеместную относительную датировку поверхностей на склоне,



делая ее возможной (да и то не всегда) на отдельных локальных участках. Для того чтобы установить единую для всего этого района схему последовательности образования поверхностей, необходимо от плановой корреляции или непосредственного прослеживания отличительных линий на склоне перейти к корреляции их фрагментов по определенным признакам.

Корреляция фрагментов отличительных линий осуществляется в результате их группировки по близкому батиметрическому положению и принадлежности к каждому из пяти типов отличительных линий. Эти два принципа являются необходимыми и чаще всего достаточными для группировки отдельных фрагментов в единую отличительную линию. Кроме этого, могут быть использованы дополнительные критерии, уточняющие или подтверждающие проведенную корреляцию. К ним относятся значения градиентов батиметрической и изоградиентной поверхностей, отражающие степень их выраженности в рельефе и на этих вторичных построениях, а также положение данных отрезков относительно соседних (выше и ниже расположенных по склону) фрагментов, уверенно отнесенных к определенным отличительным линиям.

Для каждого отрезка отличительных линий путем линейной интерполяции между значениями глубин соседних расположенных по обе стороны от линии (выше и ниже ее по склону) отметок определены ее глубины в отдельных точках, а затем в результате сложения интерполированных значений и деления суммы на количество этих точек вычислена средняя глубина. В табл. 6 для каждого изображенного на рис. 33 отрезка отличительной линии приведена средняя глубина и количество отметок проинтерполированных глубин, используемых при определении средних значений. Если относительно равномерно нанесены отметки глубин на навигационных картах в пределах 0—20, 20—50 и >50 м, то их количество в определенной степени отражает протяженность этих линий и степень их выраженности в современном рельефе. Принадлежность отрезка к тому или иному типу отличительных линий устанавливается или по значениям уклонов (для отличительных линий первого рода), или по значениям градиентов изоградиентной поверхности (для отличительных линий второго рода).

Разница в средних глубинах отдельных коррелируемых друг с другом отрезков не является существенным препятствием при корреляции отличительных линий. Она определяется, во-первых, тектоническими деформациями, которые в значительной мере определили ее увеличение с глубиной, и, во-вторых, точностью картографических преобразований и прослеживания этих отрезков в плане. Влияние второго, субъективного, фактора на разницу в средних глубинах отрезков возрастает у отличительных линий второго рода, для выделения которых требуются двойные преобразования батиметрической поверхности. Так, если у отличительных линий первого рода, расположенных на глубинах до 50 м, эта разница составляет не более 5 м, то у линии второго рода в этом же пределе глубин она достигает 8 м. На глубинах около 100 м

ТАБЛИЦА 6

Синхронизация отличительных линий подводного склона п-ова Ямал.
Составили Л. И. Жукова и А. Н. Ласточкин

Разновидности отличительных линий		Средняя глубина отрезков отличительных линий, м (числитель), и кол-во отметок проинтерполированных глубин в пределах отрезка (знаменатель)	Одновозрастные отличительные линии	
Род	Тип		Батиметрическое положение (средняя глубина, м)	Номера на схеме (см. рис. 33)
I	A	$\frac{6,4}{14}$; $\frac{6,3}{10}$; $\frac{7,1}{11}$	6,6	I
I	A	$\frac{11,2}{44}$; $\frac{10,9}{28}$; $\frac{12,4}{9}$; $\frac{11,3}{10}$; $\frac{11,4}{87}$; $\frac{11,5}{30}$	11,5	II
II	B	$\frac{12,9}{13}$; $\frac{15,6}{4}$; $\frac{18,0}{12}$	15,0	IV
I	B	$\frac{15,5}{26}$; $\frac{15,9}{5}$	15,6	III
II	D	$\frac{18,4}{5}$; $\frac{16,7}{19}$	17,1	VI
I	A	$\frac{17,5}{6}$; $\frac{18,5}{7}$	18,0	VIII
I	B	$\frac{19,5}{62}$; $\frac{18,5}{11}$; $\frac{19,1}{11}$	19,3	V
II	D	$\frac{20,5}{17}$	20,5	VII
I	A	$\frac{20,0}{5}$; $\frac{20,9}{17}$; $\frac{20,9}{13}$; $\frac{22,0}{27}$	21,2	IX
II	Г	$\frac{20,5}{11}$; $\frac{22,3}{7}$; $\frac{23,3}{4}$; $\frac{21,8}{19}$; $\frac{19,3}{9}$; $\frac{23,7}{8}$	21,5	X
I	B	$\frac{23,9}{88}$; $\frac{25,0}{34}$; $\frac{24,6}{8}$; $\frac{22,7}{25}$; $\frac{22,6}{14}$	23,9	XI
I	A	$\frac{24,8}{46}$; $\frac{26,3}{21}$	25,2	XXII
II	D	$\frac{27,8}{17}$; $\frac{26,4}{15}$; $\frac{30,3}{15}$	28,1	XIII
I	B	$\frac{29,9}{20}$	29,9	XV
II	Г	$\frac{28,6}{8}$; $\frac{32,6}{12}$; $\frac{30,7}{20}$; $\frac{28,1}{17}$	31,2	XIV
I	A	$\frac{29,0}{16}$; $\frac{31,4}{19}$; $\frac{30,1}{4}$; $\frac{31,8}{65}$; $\frac{30,6}{13}$	31,2	XVI

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 6

Разновидности отличительных линий		Средняя глубина отрезков отличительных линий, м (числитель), и кол-во отметок проинтерполированных глубин в пределах отрезка (знаменатель)	Одновозрастные отличительные линии	
Род	Тип		Батиметрическое положение (средняя глубина, м)	Номера на схеме (см. рис. 33)
I	Б	$\frac{35,6}{16}$; $\frac{36,5}{29}$; $\frac{32,2}{28}$	34,6	XVII
II	Г	$\frac{38,8}{12}$; $\frac{37,7}{3}$; $\frac{37,8}{8}$	38,3	XIX
II	Д	$\frac{34,1}{9}$; $\frac{37,1}{13}$; $\frac{38,9}{7}$; $\frac{36,7}{7}$; $\frac{42,1}{32}$	39,2	XVIII
I	А	$\frac{41,8}{22}$; $\frac{37,7}{4}$; $\frac{39,1}{8}$; $\frac{39,8}{30}$	40,3	XX
II	Д	$\frac{44,8}{5}$	44,8	XXI
I	Б	$\frac{47,8}{17}$; $\frac{42,6}{10}$; $\frac{43,6}{9}$	45,0	XXII
II	В	$\frac{52,4}{172}$	52,4	XXIII
II	Г	$\frac{67,2}{9}$	67,2	XXIV
I	А	$\frac{72,7}{176}$	72,7	XXV
I	Б	$\frac{90,7}{16}$; $\frac{98,3}{38}$; $\frac{107,3}{37}$; $\frac{94,6}{7}$	100,2	XXVI
I	А	$\frac{101,8}{13}$; $\frac{102,8}{28}$	102,5	XXVIII
II	Г	$\frac{91,0}{13}$; $\frac{104,0}{63}$; $\frac{113,2}{28}$; $\frac{99,9}{9}$; $\frac{117,2}{9}$	105,4	XXVII
II	Д	$\frac{117,9}{10}$	117,0	XXIX
I	А	$\frac{125,7}{9}$; $\frac{116,5}{11}$	120,6	XXX
I	Б	$\frac{125,7}{8}$; $\frac{120,1}{29}$	121,3	XXXI
I	А	$\frac{144,5}{12}$; $\frac{146,3}{21}$; $\frac{133,7}{16}$; $\frac{132,1}{11}$	140,0	XXXII
I	Б	$\frac{145,2}{28}$; $\frac{145,5}{23}$	145,4	XXXIII

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 6

Разновидности отличительных линий		Средняя глубина отрезков отличительных линий, м (числитель), и кол-во отметок проинтерполированных глубин в пределах отрезка (знаменатель)	Одновозрастные отличительные линии	
Род	Тип		Батиметрическое положение (средняя глубина, м)	Номера на схеме (см. рис. 33)
II	B	$\frac{157,6}{13}$; $\frac{145,5}{4}$; $\frac{143,3}{10}$	150,5	XXXIV
II	B	$\frac{170,4}{18}$	170,4	XXXV
I	A	$\frac{190,0}{22}$	190,0	XXXVI

Примечание. I — отличительные линии первого рода — осевые линии зон повышенных (А) и пониженных (Б) уклонов подводного склона, II — отличительные линии второго рода — линии выпуклых (В) и вогнутых (Г) перегибов подводного склона и осевые линии зон «постоянных» уклонов склона (Д).

разница между средними глубинами отдельных отрезков тех и других линий достигает около 10 м, что, вероятно, объясняется как возрастанием амплитуд тектонических деформаций, так и возможными искажениями и ошибками, связанными с увеличением расчлененности с глубиной и довольно контрастным проявлением на этих глубинах подводных долин эрозионного происхождения, осложняющих поверхность неполного выравнивания.

Таким образом, отрезки однотипных отличительных линий, характеризующихся близкими средними глубинами, составляют группу одновозрастных элементов рельефа. Для каждой такой группы определяется единое среднее значение глубины, которое рассматривается как первичное батиметрическое положение одновозрастной отличительной линии. Линии, маркирующие как четко выраженные в рельефе, так и невидимые визуально, а выявляющиеся только в результате проведенных преобразований зоны разной крутизны и перегибов склона, зафиксированы на карте (рис. 33) и уверенно сгруппированы в одновозрастные элементы.

Выделенные отличительные линии разграничивают поверхности разного возраста. Между смежными линиями выпуклого и вогнутого перегибов расположена грань рельефа — часть поверхности склона, отличающаяся по уклонам от выше- и ниже расположенных зон. Внутри этой грани проходит одна из отличительных линий первого рода, которая разделяет ее на две разновозрастные зоны: верхнюю и нижнюю.

Расчленив подводные поверхности на составляющие ее грани можно практически с любой детальностью, которая, естественно, определяется прежде всего детальностью исходных гидрографических материалов. Используемые нами материалы свидетельст-

вуют о том, что в данном районе наиболее четко проявляются в рельефе и наиболее точно и уверенно могут быть выделены на вторичных построениях отличительные линии первого рода, из которых наиболее хорошо выражены линии повышенных уклонов. Наибольшая суммарная протяженность характеризует отличительные линии, расположенные в интервалах глубин 0—35 и 50—105 м.

Продолжая исследования по применению метода отличительных линий для возрастной характеристики подводного рельефа, Ж. А. Гялумбаускайте и Л. С. Лукошявичус [1980 г.] в ЛитНИГРИ на основе корреляции однотипных отличительных линий с привлечением литолого-фациальных и маринопалинологических данных, выделили разновозрастные абразионно-аккумулятивные поверхности на территории Юго-Восточной Балтики, которые соответствуют стадиям развития Иольдиевого и Литоринового морей, Анцилового и Балтийского озер. Используя абсолютные датировки соответствующих этим стадиям отличительных линий, Ж. А. Гялумбаускайте [1981 г.] оценила их деформации и по ним определила скорости голоценовых тектонических движений.

ГЛАВА V

АНАЛИЗ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА И ОБЩАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Возрастная характеристика рельефа на разномасштабных геоморфологических картах выражается различно. При крупно- и среднемасштабном морском геоморфологическом картографировании определения относительного возраста и отдельные датировки следует относить к выделенным граням-поверхностям, совокупность которых отражает конкретные, в том числе небольшие, формы рельефа. На мелкомасштабных и тем более обзорных картах может быть проведено разделение подводной поверхности по расчлененности только на самые крупные фрагменты, которым присваивается та или иная возрастная характеристика.

При геоморфологическом картографировании относительные датировки разновозрастных подводных поверхностей в каждом данном районе следует привязать к общей схеме новейшей геологической истории области, включающей в себя не только этот, но и соседние районы шельфа, а также прилегающую сушу. Общность палеогеографии позднего кайнозоя такой области основывается не только на структурно-тектоническом, но и на историко-генетическом единстве надводной и подводной части континентальных окраин. При этом над- и подводные поверхности субэвралного и субаквального происхождения отражают разные этапы развития рельефа в этой схеме. Формирование рельефа в каждой из

данных областей континентальной окраины носит, с одной стороны, индивидуальные особенности, связанные с тектоническим режимом в каждой этой области, и одновременно с этим общие черты, обусловленные эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана.

Ниже предлагается возрастная интерпретация морфологии рельефа на северной континентальной окраине Евразии и других геологических данных. Морфология, генезис и история развития рельефа явились содержанием общей геоморфологической карты данного региона.

§ 18. Рельеф и новейшая история северного континентального шельфа Евразии

Известные палеогеографические реконструкции для позднего кайнозоя северного шельфа Евразии основаны на изучении осадков дна, четвертичных отложений суши и других геолого-геоморфологических данных по побережью и островам. Наиболее полно весь этот комплекс фактических данных обобщен В. Н. Саксом в монографии [1948 г.], а позже О. В. Суздальским [75] и И. Д. Даниловым [1979 г.]. Вместе с тем палеогеографический анализ подводного рельефа проведен лишь в отдельных работах, посвященных Норвежскому [Хольтедаль У., 1958 г.], Баренцеву [57] и Карскому [40, 45] морям. Для всего шельфа гидрографические материалы практически не анализировались несмотря на то, что именно они дают хотя и не полную, но наиболее однозначно интерпретируемую информацию о позднекайнозойской истории северных морей СССР. На это особое внимание обращал Я. Я. Гаккель [1958 г.]. Следует также отметить, что данная информация является в некотором смысле независимой и дополнительной по отношению к геолого-геоморфологическим материалам по суше. Игнорирование гидрографических материалов привело В. И. Астахова [1976 г.], И. А. Волкова [1978 г.], М. Г. Гросвальда [1967 г.] к представлениям о ледниковых плейстоценовых покровах, занимающих всю территорию Баренцева и Карского морей. Этим представлениям в ряде районов суши противоречат и практически везде на шельфе не отвечают данные о современном подводном рельефе и рельефообразующих отложениях [Лазуков Г. И., 1972 г.; 49].

Естественно, что анализ подводного рельефа не может осветить все этапы новейшей геологической истории данного региона, которые в основном запечатлены в изучаемых на прилегающей суше и практически еще не изученных на шельфе разрезах верхнекайнозойских отложений. Анализ этих материалов приводит к самым различным представлениям о позднекайнозойской истории региона в целом и составляющих его районов, о чем можно судить, в частности, по сопоставлению наиболее известных стратиграфических схем плейстоцена севера СССР [Гудина В. М., 1976 г.] и сводным работам по его палеогеографии [23, 75].

Не вдаваясь в эту специальную проблему, рассмотрим лишь те выводы, которые получены нами и Б. Г. Федоровым [49] в результате изучения подводного рельефа и необходимы для его возрастной характеристики при геоморфологическом картографировании северного шельфа СССР. При своих палеогеографических реконструкциях мы исходим главным образом из анализа морфологии подводных поверхностей и осложняющих их форм, диагностических признаков генезиса и пространственных соотношений субаэральных и субаквальных элементов и форм разных возрастных генераций (§ 8—11, 14).

В Баренцево-Карском секторе шельфа выделяются по крайней мере две разновозрастные генерации субаэрального рельефа (§ 9, 11) и на всем шельфе — семь аккумулятивно-абразионных поверхностей, фиксирующих относительную стабилизацию уровня Полярного бассейна в ходе позднепоследледниковой трансгрессии (§ 14). Возрастная характеристика поверхностей и форм рельефа проводилась путем установления их пространственных взаимоотношений (в плане и по вертикали), определения последовательности их формирования и привязки отдельных этапов к геохронологической шкале методом возрастных рубежей. В связи с недостатком геохронологических данных по осадкам выделенные нами аккумулятивно-абразионные поверхности «террас» датированы преимущественно косвенным путем. Для этого использовались радиоуглеродные датировки, полученные на море Лаптевых [92] и Чукотском море [90]. Применялся также метод сравнения батиметрического положения «террас» с известными кривыми колебаний уровня Мирового океана [36], включая кривую Н. А. Мернера [97], построенную с учетом гидроостатических опусканий шельфа (§ 14). Самая нижняя аккумулятивно-абразионная поверхность развита на глубинах 225—250 м (Карское море) и 220—280 м (Баренцево море) (рис. 24). На более древний (допозднеплейстоценовый) возраст этой поверхности косвенно указывают батиметрическое положение и значительный диапазон глубин, в котором она непрерывно прослеживается и который, вероятно, обусловлен ее тектоническими деформациями. Дополнительные данные о возрасте этой поверхности дает анализ соотношения глубины ее развития на шельфе Баренцева моря с распространением эрозионных долин.

О древности эрозионных долин ранней генерации свидетельствуют хорошая разработанность разветвленной долинной сети, наличие мощных конусов выноса в пределах современного континентального склона. Большая часть площади современного шельфа Баренцева моря вместе с областями Печорской и Мезенской синеклиз (включая Беломорскую впадину) и современными приморскими районами Кольского полуострова и Северной Скандинавии представляли собой единую водосборную площадь крупной речной системы (§ 8). Эта система выходила через Медвежинский крупный желоб в пределы современного континентального склона, где долина замыкается обширным конусом выноса, мощность осадков

которого по данным сейсморазведки достигает нескольких километров. Близкие по масштабам конусы выноса определяются по резкому уменьшению уклонов континентального подножия [96] в районах крупных желобов Св. Анны и Воронина и против устья прадолины Лены—Оленёка. Таким образом, с трех крупнейших равнин Евразийского континента терригенный материал выносился транзитом по главным речным артериям в довольно ограниченные по площади районы.

Батиметрическое положение устьев рек ранней генерации указывает на их формирование в эпоху максимальной регрессии, миоцен-плиоценовый возраст которой установлен на суше по отложениям, выполняющим переуглубленные (до 300 м) погребенные долины [23; Зубаков В. А., 1965, 1975 гг.]. Верхний возрастной предел развития этих долин фиксируется в Медвежинском крупном желобе налеганием нижнечетвертичных морских осадков на эрозионную поверхность, которая близ бровки шельфа прослеживается под ними сейсмоакустикой до 200 м ниже дна [57]. Очевидно, субаэральная эрозионная поверхность образовалась раньше времени накопления указанной толщи осадков, которая фактически фиксирует время формирования континентального склона в его современных пределах.

На Норвежском и Медвежинско-Шпицбергенском шельфах эрозионная поверхность ранней генерации с глубоко врезанными долинами смыкается с экзарационной поверхностью, осложненной троговыми долинами того же возраста. Если возраст всего западного континентального склона, спускающегося к Лофотенской котловине, принять за единый или близкий (что наиболее вероятно), то экзарационную и эрозионную присклоновые поверхности следует признать одновозрастными, сформировавшимися до начала раннечетвертичной трансгрессии. Об этом же свидетельствует постепенный переход трогов «вниз по течению» в эрозионные долины в районе крупных возвышенностей Копытова и Медвежинско-Надеждинской.

В то же время ледниково-эрозионные образования (троги в верховьях, речные долины в низовьях) Медвежинско-Надеждинской крупной возвышенности и склонов Западно-Шпицбергенской крупной возвышенности нередко образуются к Медвежинскому и Зюйдкапскому желобам в виде висячих долин. Подобная картина зафиксирована у западного борта Новоземельского крупного желоба. Объяснить это можно сбросовой тектоникой, либо позднейшей активной абразией, либо, что наиболее вероятно, более поздним (по отношению к эрозионной поверхности) формированием трогов.

По В. В. Зубакову [1975 г.], первое значительное (дунайское I—II?) оледенение развивалось параллельно второй плиоценовой трансгрессии, сопоставляемой многими исследователями с колвинско-устьосоленинской трансгрессией Полярного бассейна. Д. Д. Квасов [1973 г.] на основании палеомагнитной датировки исландской морены, погребенной под базальтами, относит первое оледенение

шельфа Баренцева моря к палеомагнитной эпохе Гаусса (3350—2430 тыс. лет назад). Поскольку нижняя экзарационная поверхность возвышенных участков шельфа древнее «обрезающего» ее континентального уступа (возраст последнего зафиксирован субгоризонтальным залеганием нижнечетвертичных осадков на флексуорообразно погруженной экзарационно-эрозионной поверхности), она может быть соотнесена либо с эпохой второй плиоценовой трансгрессии, либо с палеомагнитной эпохой Гаусса, в любом из этих вариантов — к плиоцену. Для более определенной ее датировки фактического материала пока нет.

Нижний предел распространения новообразованных эрозионных форм молодой генерации колеблется от 130—140 м на Карском до 270 м на Баренцевом море. Такое существенное различие глубин трудно объяснить разной интенсивностью тектонических погружений долин одного возраста. Если за время образования долин молодой генерации принять гримальдийскую регрессию, то исходя из наиболее распространенных представлений о максимальной глубине регрессии в 120—140 м придется оценить размах общего тектонического погружения дна Баренцева моря в 100 м за последние 20 тыс. лет. Более вероятна разновозрастность новообразованных эрозионных долин Баренцева и Карского морей. На Карском море глубины распространения этих долин укладываются в пределы максимального снижения уровня моря в позднем плейстоцене. Вероятно, они относятся ко времени максимума гримальдийской регрессии. То же следует сказать о долинах северо-восточных морей. По А. П. Валпетеру [18], большинство подводных долин на Восточно-Сибирском море сформировано в позднем плейстоцене и голоцене (хотя предполагаются и более древние). Они врезаны в отложения со споро-пыльцевыми спектрами каргинского времени и перекрыты слоем голоценовых и верхнеплейстоценовых глин и алевролитов.

Новообразованные долины Баренцева моря имеют допозднеплейстоценовый возраст. «Устья» этих долин достигают нижнего предела глубин распространения нижней деформированной аккумулятивно-абразионной поверхности (—270 м) и на этом основании могут считаться одновозрастными ей. С учетом позднейшего гидроизостатического погружения аккумулятивно-абразионной поверхности, оцениваемого в $\frac{1}{3}$ мощности слоя воды [Bloom A. Z., 1967 г.], глубина соответствующей ей регрессии Мирового океана достигала 180 м. Для такой глубокой регрессии во временном интервале между миоценом—ранним плиоценом (максимальной регрессии) и поздним плейстоценом (гримальдийской регрессии) в современной геохронологической шкале находится лишь один эпизод геологической истории — раннеплейстоценовая тюркьянская (каспийско-нижеволжская) регрессия [Геохронология СССР, 1974 г.]. Поэтому этап формирования нижней выровненной поверхности и новообразованной эрозионной сети Баренцева шельфа отнесен нами к раннему плейстоцену.

О молодости ледниковых форм рельефа поздней генерации можно судить по их хорошей сохранности (слабой переработке процессами абразии и аккумуляции), отчетливой связи с наземными ледниковыми формами, распространению их вблизи берегов на малых глубинах (обычно до 25—50 м), за исключением долин прежних островных центров оледенений, полностью затопленных в настоящее время (Гусиное и Северо-Канинское плато, Центральнокавказская крупная возвышенность). Согласно большинству авторов [28; Хольтедаль У., 1978 г. и др.], эти формы принадлежат последнему позднеплейстоценовому оледенению, или последней стадии валдайского оледенения [57]. Наши данные сопоставления площадей распространения ледниковых форм и абразионно-аккумулятивных поверхностей разного возраста позволяют лишь отнести ледниковые формы поздней генерации к позднему плейстоцену без расчленения их на этапы и стадии.

В подводном рельефе запечатлено шесть палеогеографических этапов развития северного шельфа Евразии, из которых три этапа приходятся на крупные регрессии Полярного бассейна. События новейшей истории между сильно разорванными во времени плиоцен-раннеплейстоценовым и позднеплейстоцен-голоценовым этапами фиксируются в разрезе отложений и в рельефе на суше, но не находят заметного отражения в рельефе дна и нами не рассматриваются.

В первый этап максимальной регрессии (до уровня —260 ÷ —300 м) произошло интенсивное эрозионное расчленение всей поверхности современного шельфа и, возможно, за его пределами. Береговая линия того времени располагалась, по-видимому, в пределах современного континентального склона. Этот этап, обычно не фиксируемый в рельефе узких шельфовых зон Атлантического океана (в связи, как нам представляется, с разрушением и преобразованием созданных во время его субаэральных форм различными интенсивными субаквальными процессами на континентальных склонах), является отражением установленной [1] для всей территории СССР преадакчагыльской фазы расчленения. На 300 м ниже современного снижался также уровень Каспийского моря, что фиксируется в его пределах погребенной поверхностью выравнивания (реликтом древнего шельфа) предбакинского возраста [Лебедев Л. И., 1979 г.]. Датируется этот этап по-разному: ранним плиоценом [23], за рубежом среднего и позднего плиоцена [Цейтлин С. М., 1972 г.] или довольно неопределенно — поздним олигоцен-плиоценом [75], миоцен-плиоценом [Зубаков В. А., 1975 г.; 49].

Фиксируется данный этап на всей территории СССР ныне погруженными, максимально переуглубленными эрозионными врезками, которые сильно различаются и достигают у Северной Двины 125, Печоры — 240, Енисей — 300, Колымы — 30 м [1]. Разная глубина врезок долин впадающих в Арктический бассейн рек связана не столько с тектоническими движениями, сколько с различной удаленностью изученных поперечных профилей древних долин от их устьев и истоков времени максимальной регрессии. Наибольшие

врезы характерны для погребенных долин Западно-Сибирской равнины, включая сюда долину пра-Печоры, проходящей в то время в Карское море. Наименьшие врезы отличают погребенные долины, пересекающие современную береговую линию в восточном секторе шельфа, потому, что на современной суше располагаются в основном их верховья относительно небольшой протяженности.

В максимальную регрессию весь современный шельф Евразии представлял собой значительно расчлененную сушу (рис. 34). На шельфе Баренцева моря основной речной сток осуществлялся в Атлантику. В Карском море предполагается слияние в крупном желобе Св. Анны трех крупнейших сибирских рек. Пра-Обь несла в себе воды северо-востока Русской равнины, южной части и западной прибортовой зоны Западно-Сибирской равнины. Пра-Гыда собирала воды большей части севера Западной Сибири. Водосборная площадь пра-Енисея, как и современного Енисея, включала восточную прибортовую зону Западно-Сибирской равнины и западную окраину Среднесибирского плоскогорья. Весь восточный сектор шельфа представлял собой относительно возвышенную сушу и дополнялся на севере позднее обрушившейся и перешедшей в континентальный склон широкой зоной низких равнин. Долины древних рек пересекали как современный шельф, так и эту зону низких равнин, непосредственно замыкаясь в океанических котловинах Нансена и Амундсена (пра-Лена—Оленёк, пра-Яна) и Подводников (пра-Индибирка и пра-Кольма).

Второй этап связан с развитием позднеплиоценовой (колвинско-устьесоленинской) трансгрессии и похолоданием, приведшим к образованию ледниковых покровов, локализованных в «палеоприморских» западных и северных районах Баренцево-Карского шельфа (рис. 34). Оледенение этого этапа было максимальным на положительных морфоструктурах, явно и контрастно выраженных в виде соответствующих по знаку крупных форм рельефа. Однако геоморфологические признаки развития ледников в центральных областях Баренцева и Карского морей, а также во всем восточном секторе шельфа отсутствуют. Древнейшее оледенение имело место на крупных возвышенностях Копытова, Медвежинско-Надеждинской, Западно- и Восточно-Шпицбергенской, Земли Франца-Иосифа, Центральнокарской, Таймыро-Североземельской, на северном острове Новой Земли.

Этот этап является проявлением на северной континентальной окраине Евразии позднеплиоценовой эпохи выравнивания, зафиксированной на всей территории СССР [1]. В Западной Сибири ему соответствует ямальская трансгрессия. Трансгрессия Полярного бассейна зафиксирована осадками колвинской (бассейн Печоры), полуйской (Нижнее Приобье), туруханской свит или большехетского горизонта с устьесоленинскими или варомыяхинскими слоями (низовья Енисея), а также песцовской свиты на Чукотке [Гудина В. И., 1976 г.].

Третий этап ознаменовался раннеплейстоценовой, или второй плиоценовой по В. А. Зубакову [1975 г.], регрессией с понижением

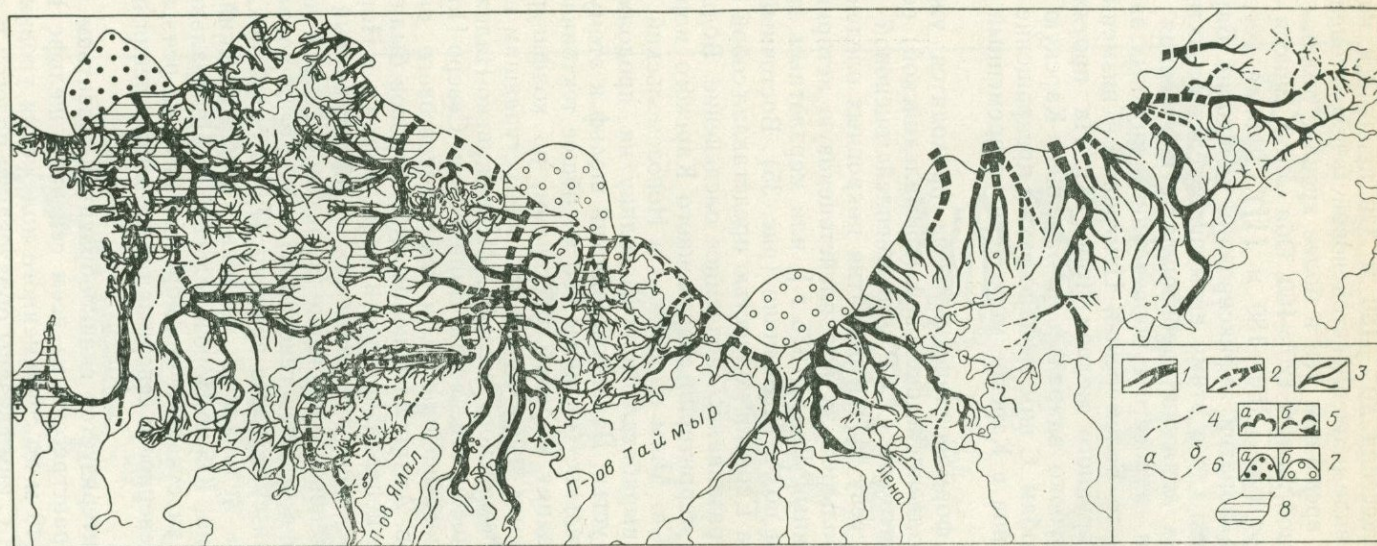


Рис. 34. Палеогеоморфологическая схема северного шельфа Евразии в плиоцене—раннем плейстоцене. Составили А. Н. Ласточкин, Б. Г. Федоров.

1 — речные долины времени максимальной регрессии; 2 — предполагаемое положение долин; 3 — троговые долины первого (плиоценового) оледенения; 4 — границы водосборных бассейнов (водоразделы); 5 — границы распространения ледниковых форм рельефа плиоценового оледенения (а — установленные, б — предполагаемые); 6 — современное положение бровки шельфа (а — установленное, б — предполагаемое); 7 — конусы выноса на современном континентальном склоне (а — уста новленные, б — предполагаемые); 8 — моря и озера времени раннеплейстоценовой регрессии.

уровня Полярного бассейна до —180 м. Он проявился на всей территории СССР в виде раннеплейстоценовой (эоплейстоценовой) фазы расчленения с врезанием рек в более древние долины (глубина врезов у Северной Двины 120—160, Оби — 150, Енисея — 130, Лены — 120—280, Колымы — 150—180 м [1]). Данная регрессия на северном шельфе Евразии зафиксирована только на Баренцевом и Карском морях, где к этому времени вследствие активизации неотектонических движений произошла существенная перестройка орографии и гидросети с образованием крупных замкнутых водоемов на месте Беломорской, Центральной низменностей и Новоземельского крупного желоба (рис. 34). На протяжении этого этапа море глубоко вдавалось в Баренцево-Карскую сушу того времени по желобам. С ним связано также прекращение стока из Печорского бассейна в Карское море через современный прол. Карские Ворота.

Четвертый этап формирования рельефа приходится уже на время максимума позднеплейстоценовой (гримальдийской) регрессии (для всей территории СССР — позднеплейстоценовой фазы врезания по А. А. Асееву [1]) и развития покровных оледенений, обусловленного наибольшим за всю плейстоценовую историю похолоданием [Серебряный Л. Р., 1975 г.], или мерзлотным этапом четвертичной истории по А. А. Величко (рис. 35). Восточный сектор северного шельфа Евразии полностью представлял собой сушу, на которой, видимо, развивалось подземное оледенение. Воды Полярного бассейна на территории современного Карского моря через крупный желоб Св. Анны проникали в Новоземельский крупный желоб, а Обь выработала новую долину на продолжении своего современного устья. Баренцевоморский шельф к этому времени испытал значительное (не менее 200 м) общее тектоническое погружение и был занят морским бассейном, по конфигурации близким к современному, а по площади немного уступавшим ему за счет осушения Печороморского шельфа, Медвежинско-Надеждинской крупной возвышенности, части Западно- и Северо-Новоземельской крупных возвышенностей, а также берегового склона современных островов. Архипелаги небольших островов были приурочены к поднятиям центральной части моря, а также к Норвежскому шельфу. Белое море представляло собой замкнутый бассейн. Позднеплейстоценовое оледенение (зафиксированное в ледниковых формах рельефа поздней генерации) почти ограничивалось по площади островной сушей того времени. При этом возникли не существующие теперь ледниковые покровы: Медвежинский, Гусино-Северо-Канинский, Южно-Новоземельский и Центральнокарский. На осушенных участках Печороморского шельфа речные долины унаследовали северное и северо-западное направления прежней речной сети.

Пятый этап характеризуется скачкообразным развитием позднепоследледниковой трансгрессии на всем северном шельфе Евразии от глубин 120—140 м до современного положения уровня Мирового океана (§ 14). С ним связаны образования пологой и слабо

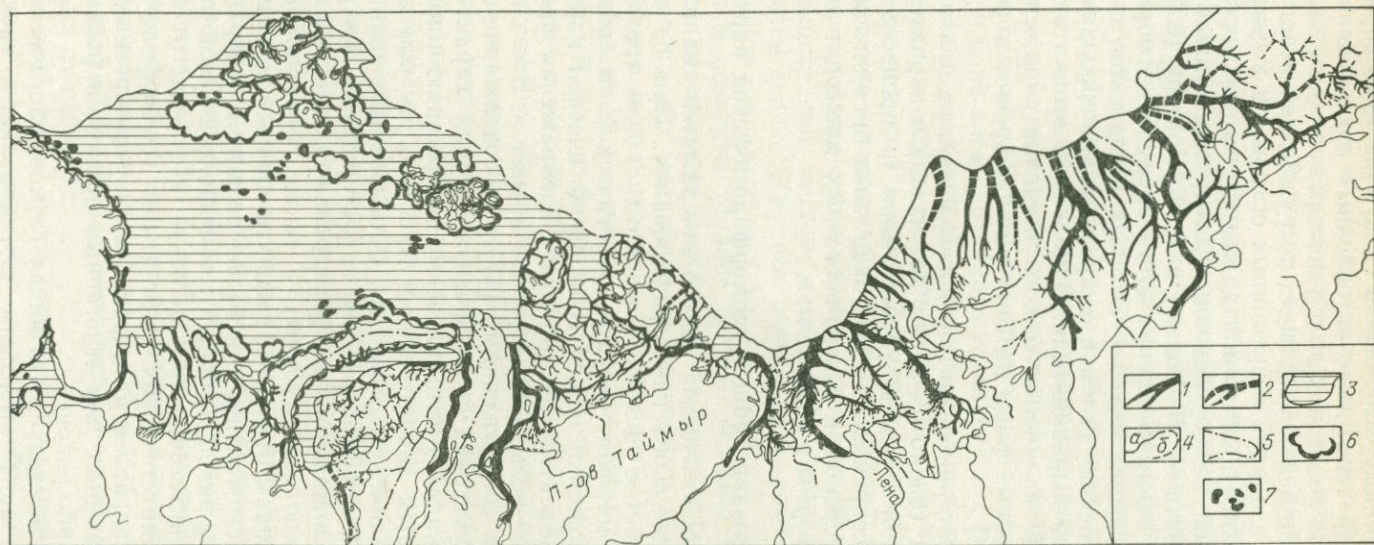


Рис. 35. Палеогеографическая схема северного шельфа Евразии в позднем плейстоцене (этап гримальдийской регрессии). Составили А. Н. Ласточкин, Б. Г. Федоров.

1—2 — речные долины: 1 — достоверно установленные, 2 — предполагаемые; 3 — моря и озера; 4 — современное положение бровки шельфа (а — достоверное, б — предполагаемое); 5 — водоразделы; 6 — границы ледниковых щитов и куполов; 7 — острова с ледниковыми куполами.

выраженной «лестницы» выровненных аккумулятивно-абразионных поверхностей на древних, ныне затопленных водоразделах, уничтожение в пределах последних долин первых порядков, деградация ледников и многолетней мерзлоты на погружающейся под уровень моря территории, изоляция современных островов и вымирание на них арктических животных: мамонта, шерстистого носорога, северного оленя и песца. Радиоуглеродные датировки донных осадков позволили установить М. Л. Холмсу и Д. С. Кригеру [92] конфигурацию древних береговых линий этого времени на море Лаптевых, батиметрическое положение которых согласуется с нашими данными по изменению уклонов аккумулятивно-абразионных поверхностей полного выравнивания. В целом об этом этапе свидетельствуют данные палинологического изучения отложений ряда затопленных береговых форм на Восточно-Сибирском море [Вейнберг И. Г., 1978 г.].

Шестой этап истории развития рельефа шельфа начинается со среднего голоцена (около 6—5 тыс. лет назад) и характеризуется относительной стабилизацией уровня моря, в процессе которой сформировались современная береговая зона и многочисленные (особенно на Печорском и северо-восточных морях), в основном аккумулятивные формы в ее пределах.

§ 19. Содержание общей геоморфологической карты

Общей геоморфологической картой завершается аналитический этап геоморфологического картографирования. При ее составлении предусматривается сведение на один лист всех трех характеристик рельефа: морфологической, генетической и возрастной. Ранее [47] в отношении общей геоморфологической карты нами отмечалось, что объектом всестороннего изображения на ней является рельеф, а не рельефообразующие процессы. В связи с этим, а также с другими соображениями [47] в ее содержание не включаются морфоструктурная и морфоскульптурная характеристики картируемых площадей. Карта по своему содержанию и принципам составления является аналитической. Вместе с тем она содержит не только обоснование, но и выводы. Обоснованием являются все показанные на ней морфологические характеристики поверхностей и совокупность осложняющих их форм рельефа (включая изобаты, отражающие абсолютные глубины), а также рельефообразующие отложения. К выводам относятся зафиксированные на карте представления о происхождении и истории развития поверхностей и форм рельефа. Как видно, на общей геоморфологической карте уже имеется элемент синтетичности. Однако он в отличие от содержания собственно синтетических карт (карт геоморфологического районирования) направлен на характеристику конкретных поверхностей, а не эндогенных или экзогенных процессов рельефообразования в каком-либо районе.

Из сказанного не следует, что общая геоморфологическая карта является простым арифметическим суммированием трех харак-

теристик рельефа. На ней все его характеристики должны быть органически согласованы, вытекать одна из другой и в совокупности своей представлять единую информационную модель, которая наиболее полно и всесторонне отражает рельеф подводной поверхности.

На карте должен быть отражен по возможности весь набор разнорядковых форм рельефа, расположенных на картируемой площади. Допустимо исключение из ее содержания только тех форм, которые не могут быть показаны в связи с их малыми (для данного масштаба карты) размерами. Однако и при этом имеется возможность закартографировать в виде ареала площадь их распространения или их совокупность (например, под условным знаком комплекса конечноморенных образований подразумевается совокупность конечных морен, межморенных понижений и ледниковых озер), а в виде внесмасштабного условного знака — отдельные мелкие формы, важные для обоснования представлений о возрасте или генезисе осложняемых ими поверхностей и крупных форм рельефа (например, дельта в подводной долине, указывающая на ее речное происхождение и положение древней береговой линии).

Что же касается форм, размеры которых превышают минимальные площади при данном масштабе картографирования, то они отражаются двояко. Крупные формы проявляются на карте в виде совокупности обрамляющих их поверхностей разной морфологии, генезиса и возраста. Мелкие формы, которые на карте данного масштаба невозможно расчленить на составляющие их поверхности, обозначаются масштабными условными знаками, которые одновременно могут отражать морфологию и их происхождение. Таким образом, в содержание карты входит всегда отражение как поверхностей, так и форм рельефа. При этом последние делятся на крупные и мелкие. Разделение форм на эти две категории условно, зависит от масштаба картографирования и может быть основано на количественных критериях.

Третьей составляющей содержания общей геоморфологической карты являются ребра (перегибы) рельефа или отличительные линии второго и третьего (см. ниже) рода. Они не только служат границами поверхностей разной морфологии, генезиса и возраста, но и отражают пластику рельефа, ориентировку его основных форм, являясь одновременно своеобразными элементами географической привязки.

В целом соотношение картографируемых элементов рельефа и их характеристик на общей геоморфологической карте выглядит следующим образом (табл. 7). Морфологически характеризуются все элементы рельефа, но по-разному. Для ребер и граней предусматриваются словесная характеристика в легенде и соответствующие условные знаки на карте. Морфология мелких и крупных форм рельефа отражается соответственно в их контурах и отрисовывающих их изобатах.

Ребра рельефа по своей морфологии разделяются на линии выпуклых и вогнутых перегибов, а также отличительные линии треть-

ТАБЛИЦА 7

Основные элементы и их характеристики на общей геоморфологической карте

Элементы рельефа	Характеристика рельефа
Ребра	Морфология
Грани	Морфология, генезис, возраст
Формы:	
мелкие	Морфология, генезис
крупные	Морфология

его рода. Последние являются линиями плановой корреляции положительных и отрицательных форм рельефа, которые проводят по правилам, близким к правилам фиксации линий первого и второго родов [47] на батиметрической основе (с отметками глубин) без каких-либо ее преобразований и в тех районах, где эти формы хорошо коррелируют друг с другом. Наиболее яркие примеры таких районов можно найти в молодых складчатых зонах (рис. 36). Представления об отличительных линиях третьего рода близки к понятиям о тальвегах (линиях, соединяющих наиболее низкие точки долин, каньонов) и гребнях (линиях, соединяющих самые высокие точки гряд и холмов), которые являются разновидностями линий, называемых в гидрографии и морской геоморфологии характерными или структурными. До сих пор этим элементам рельефа уделяется недостаточное внимание, хотя их совокупность (вместе с отличительными линиями первых двух категорий) может использоваться для привязки естественных и искусственных объектов и в целях навигации еще более эффективно, чем орографические формы.

Отличительные линии третьего рода следует различать не только по знаку коррелируемых ими форм рельефа, но и по их плановому соотношению с последними на продольные (соответствующие по простирацию коррелируемым формам) и поперечные (секущие формы рельефа преобладающего простираания). Продольные линии отражают плановую корреляцию длинных осей вытянутых замкнутых орографических форм (рис. 37, а) и осевые линии незамкнутых форм (рис. 37, б). Поперечные линии соединяют согласованные изгибы ряда смежных продольных зон, с которыми связаны замыкания некоторых форм (рис. 37, в). Предположительно могут коррелироваться сужения и расширения орографических форм в плане (рис. 37, г), а также цепочки положительных и отрицательных образований, осложняющих склоны (рис. 37, д—ж).

На поверхностях субаэрального расчленения линии, коррелирующие отрицательные формы рельефа, могут быть тальвегами подводных долин эрозионного или экзарационного происхождения, а линии, коррелирующие положительные формы,— водоразделами

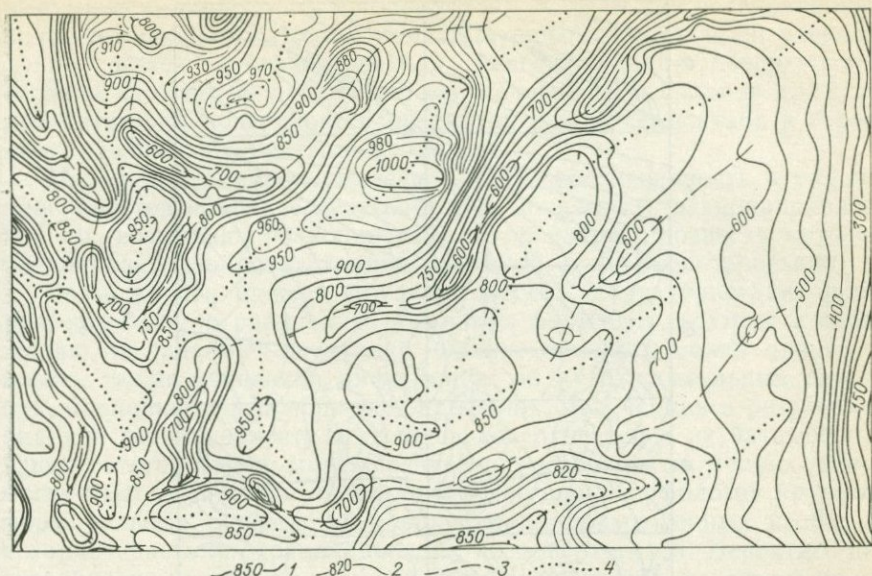


Рис. 36. Фрагмент батиметрической схемы и отличительные линии третьего рода на один из районов в Альпийской складчатой зоне. Составили В. П. Видяев, А. Г. Зинченко, А. Н. Ласточкин.

1 — изобаты через 50 м; 2 — изобаты через 10 м; 3—4 — отличительные линии, коррелирующие: 3 — положительные формы рельефа, 4 — отрицательные формы рельефа.

или ледоразделами. В районах преобладания абразии или процессов неволновой и волновой аккумуляции данные линии трассируют в основном тектонически обусловленные формы рельефа. На крупномасштабных картах целесообразно показывать также отличительные линии первого рода, которые маркируют поверхности разной крутизны, являющиеся одновозрастными элементами рельефа и ограничивают одновозрастные поверхности (§ 15). Отличительные линии всех трех родов могут быть показаны на карте штриховыми, прерывистыми и другими кривыми линиями.

Морфологическая характеристика поверхностей предусматривает отражение двух параметров: расчлененности и уклонов. Отражение первого из них на карте связано с классификацией граней на поверхности расчленения, неполного и полного выравнивания. С увеличением масштаба картографирования должна возрастать дробность деления поверхностей по этому принципу с привлечением количественных критериев отнесения их к тому или иному типу. Для каждой категории следует указать граничные показатели степени аккумулятивной или абразионной переработки первичной поверхности субаэрального расчленения — характеристики расчлененности (вертикальная расчлененность, стандарт глубин, коэффициент вариации и др.), которые вычисляются на исходных гидрографических материалах (эхограммах, навигационных и батимет-

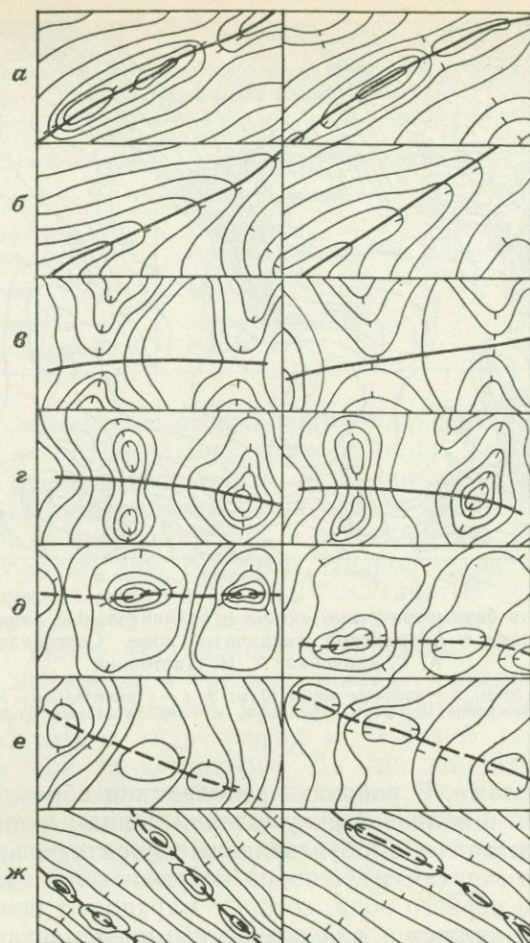


Рис. 37. Проведение отличительных линий третьего рода по батиметрическим картам

рических картах) по предложенной и теоретически обоснованной ранее методике [47]. По этой же методике оцениваются уклоны. В соответствии с их значениями грани рельефа могут быть разделены (с возможной для данного масштаба дробностью) на горизонтальные, субгоризонтальные, наклонные (слабо, сильно, средне) и субвертикальные. К последним следует относить те поверхности, проекции которых на горизонтальную плоскость в масштабе карты могут быть изображены только одной линией. Исходя из изложенных (см. «Введение») представлений о последовательности работ по геоморфологическому картографированию обе характеристики поверхностей должны быть отражены линиями равных значений на специальных промежуточных картах, анализ которых позволит

эмпирически определить граничные показатели для установленных типов поверхностей. Делом будущего, вероятно, является установление общей морфологической классификации поверхностей, а также стандартных значений расчлененности и уклонов для каждой категории поверхностей на картах разного масштаба и в разных районах континентальных окраин.

На общей геоморфологической карте расчлененность и уклоны поверхностей наиболее целесообразно показывать разнонаправленной (и, возможно, разноцветной) штриховкой, плотность которой увеличивается с возрастанием значений этих характеристик.

Возможности прямой морфологической характеристики форм рельефа более ограничены. У мелких форм она сводится к отражению их плановых очертаний. Однако на карте может присутствовать также косвенная информация об их относительных глубинах, продольных и поперечных профилях, полученная в результате анализа расчлененности и уклонов поверхностей и их батиметрии. Кроме этого, яркие морфологические особенности мелких форм могут быть специально оговорены в легенде. Морфология крупных форм рельефа отражается совокупностью разреженных изобат и в характеристике ограничивающих их поверхностей. Вероятно, целесообразно на общую геоморфологическую карту вынести в упрощенном виде содержание орографической карты (схемы), обозначив крупнейшие и крупные формы рельефа соответственно расположенными названиями и (или) номерами с соответственным к карте списком форм. В названии последних всесторонне отражается их морфология (§ 2).

Наряду с формами, гребнями и ребрами рельефа на общей геоморфологической карте следует показать еще один элемент подводного рельефа, существенно отражающей его морфологию [47]. Это «вершины» рельефа, или отличительные глубины, под которыми понимаются не только отметки выдающихся глубин на относительно однородном батиметрическом фоне, но и максимальные и минимальные глубины на соответственно отрицательных и положительных формах рельефа [Павлова А. В., 1961 г.]. Они дополняют систему разреженных изобат, указывая на относительные превышения и особенности поперечных профилей крупных форм.

Под генезисом поверхностей и форм понимается происхождение последних в результате деятельности экзогенных процессов, преобладающих во время их образования. При этом подразумевается, что формирование всех поверхностей в целом и осложняющих их форм находится под повсеместным и постоянным контролем со стороны тектонических движений. Именно поэтому в легендах карт не следует употреблять понятия «эрозионно-тектонические», «экзарационно-тектонические» и прочие, относящиеся как к формам, так и поверхностям.

Генетическая характеристика на общей геоморфологической карте предусматривается для поверхностей и мелких форм рельефа. Последние являются в основном экзогенно обусловленными (морфоскульптурными) образованиями, в то время как крупные

формы рельефа созданы в результате взаимодействия тектонических движений и аккумулятивно-денудационных процессов при ведущей роли эндогенного фактора. Вместе с тем морфоструктурами все крупные орографические формы назвать нельзя. К этой категории (к явным морфоструктурам [47]) относится только такая форма рельефа, контур которой совпадает с участком земной поверхности, испытывающим в качестве единого целого определенные по знаку и направленности тектонические перемещения относительно соседних участков (см. § 18).

На общей геоморфологической карте следует использовать все принципы генетической классификации форм рельефа и поверхностей. По преобладающему экзогенному процессу в их формировании они прежде всего делятся на субаэральные (реликтовые) и субаквальные. Эти генетические типы поверхностей соответствуют их морфологическим категориям: поверхностям расчленения и поверхностям выравнивания (соответственно). Переходным между ними типом являются поверхности неполного выравнивания (морфологическая категория) или поверхность субаэрального происхождения с частичной (абразионной, аккумулятивно-абразионной, аккумулятивной) переработкой (соответствующая ей генетическая категория). Этот же принцип предусматривает дальнейшее деление граней и форм рельефа на речные, ледниковые, сформированные под воздействием волновых процессов, процессов неволновой аккумуляции и т. д. Второй генетический принцип заключается в направленности экзогенных процессов на аккумуляцию или денудацию. В соответствии с ним выделяются денудационные (абразионные, эрозионные, экзарационные и др.), аккумулятивные (аллювиальные, флювиогляциальные, аккумулятивные морские, ледниковые и др.) поверхности и формы, а также формы и грани рельефа смешанного происхождения — денудационно-аккумулятивные не расчлененные по генезису (эрозионно-аккумулятивные, экзарационно-аккумулятивные и др.). Генезис рельефа предлагается отражать на карте цветовым тоном.

Возрастная характеристика дается только грядям рельефа. Для них указывают или время их формирования, после которого они не претерпели принципиальных изменений, или последовательность образования поверхностей. Наиболее подробную возрастную характеристику (при условии использования метода отличительных линий) можно дать поверхностям аккумулятивно-абразионного полного и неполного выравнивания. Для того чтобы перейти от их относительной датировки к абсолютной, необходимо применение радиоуглеродного и биостратиграфических методов. Поверхности днищ внутришельфовых желобов и глубоководных впадин, континентального склона и океанов, сформированные в условиях неволновой аккумуляции, не датируются. До сих пор не решен вопрос о времени их образования и самой возможности их возрастной характеристики. Вряд ли сейчас можно провести детальную возрастную характеристику для поверхностей субаэрального расчленения на шельфе. Возрасту отдается основное изобразительное

средство на карте — цвет. Однако так как целый ряд генетических категорий поверхностей не датируется, для отражения их происхождения также целесообразно подобрать цвета той части спектра, которые не используются на шельфе.

В содержание общей геоморфологической карты следует также включить генетическую характеристику берегов. Береговые зоны могут быть классифицированы в легенде, так же как поверхности и формы, по преобладающему сформировавшему их экзогенному процессу и направленности последнего на денудацию или аккумуляцию [34]. Морфологию берегов по ряду соображений [47] на карте показывать нецелесообразно. Берега субаквального происхождения датируются голоценовым возрастом поверхности в современной прибрежной зоне. Расчлененные берега сформировались в основном в результате субаэральных процессов в регрессивные эпохи, и в частности в предшествующую позднепоследниковому подъему уровня Мирового океана гримальдийскую регрессию. Берега наиболее целесообразно показывать разноцветными линиями, сопровождаемыми масштабными и внес масштабными знаками прибрежной морфоскульптуры.

Разными видами крапа и значками, принятыми для обозначения литологического состава, на карте показывают рельефообразующие породы: донные современные осадки и четвертичные отложения (пески, глинистые пески, песчаные алевриты, алевриты, алевритовые глины и глины) и коренные породы.

§ 20. Общая геоморфологическая карта северных морей СССР

Согласно сформулированным принципам составления [47] и представлениям о содержании (§ 19) общей геоморфологической карты коллективом сотрудников ВНИГРИ, ПГО «Севморгеология», ВСЕГЕИ и ПИПРО под нашей редакцией составлена геоморфологическая карта северных морей СССР [Ласточкин А. Н., 1975 г.]. Она включает в себя морфологическую, генетическую и возрастную характеристики ребер, граней и форм рельефа, а также берегов (табл. 8).

В качестве ребер рельефа на карте показаны основные орографические границы северной континентальной окраины Евразии: бровки шельфа, граница между уступом и подножием континентального склона и линия подножия континентальной ступени (§ 4). Первая из них фиксирует главный выпуклый перегиб континентальной ступени, остальные две — линии вогнутых перегибов.

Морфологическая характеристика поверхностей на шельфе заключается в их разделении по расчлененности на четыре типа (§ 8), а по уклонам — на шесть типов. На всем Арктическом шельфе Евразии выделены следующие морфологически однородные (по уклонам) поверхности: горизонтальные (уклоны $< 0,0005$, углы наклона $\leq 2'$), субгоризонтальные (уклоны $0,0006—0,0010$, углы наклона $2—3'$), слабонаклонные (уклоны $0,0011—0,0025$, углы наклона $3—9'$), средненаклонные (уклоны $0,0026—0,010$, углы

Содержание общей геоморфологической карты северных морей СССР (масштаб 1 : 2 500 000, 1975 г.)

I. РЕБРА РЕЛЬЕФА

По уклонам

1. Бровка шельфа
 2. Граница, разделяющая собственно шельф и аваншельф
 3. Граница, разделяющая уступ и подножие континентального склона
 4. Нижняя граница континентальной ступени
- II. ПОВЕРХНОСТИ
- А. Морфологическая характеристика поверхности шельфа
- По расчлененности
5. Выравнивания (глубина врезов <3 м)
 6. Неполного выравнивания (глубина врезов 4—10 м)
 7. Расчленения (глубина врезов 11—50 м)
 8. Сильного расчленения (глубина врезов >51 м)
9. Горизонтальные (уклоны <0,0005, углы наклона <2')
 10. Субгоризонтальные (уклоны 0,0006—0,0010, углы наклона 2—3')
 11. Слабонаклонные (уклоны 0,0011—0,0025, углы наклона 3—9')
 12. Средненаклонные (уклоны 0,0025—0,010, углы наклона 9—35')
 13. Сильнонаклонные (уклоны >0,011, углы наклона >35')
 14. Уступы и крутые склоны (не выраженные по ширине в масштабе карты)

Б. Возрастная характеристика поверхностей шельфа	В. Генетическая характеристика поверхностей шельфа					
	субаквального происхождения			субаэрального происхождения		
	Денудационные	Денудационно-аккумулятивные (не расчлененные по генезису)	Аккумулятивные	Денудационные	Денудационно-аккумулятивные (не расчлененные по генезису)	Аккумулятивные
Средне-поздне-голоценовые	15. Абразионные	16. Абразионно-аккумулятивные	17. Аккумулятивные *	18. Аллювиально-морские		
Раннеголоценовые—позднеплейстоценовые (время поздне-последней ледниковой	19. Абразионные	20. Абразионно-аккумулятивные	21. Аккумулятивные *			
трангрессии)						
Позднеплейстоценовые (время гримальдийской регрессии)			22. Озерно-аккумулятивные	23. Эрозионные	25. Эрозионно-аккумулятивные	27. Речные аккумулятивные
Допозднеплейстоценовые	29. Абразионные	30. Абразионно-аккумулятивные	31. Аккумулятивные *	24. Экзарационные	26. Экзарационно-аккумулятивные	28. Ледниковые аккумулятивные
Недатированные поверхности желобов			37. Сформированные в условиях неволновой аккумуляции и оползневых смещений масс	32. Экзарационные	33. Экзарационно-аккумулятивные	36. Речные аккумулятивные
			38. Сформированные в условиях неволновой аккумуляции	34. Эрозионные	35. Эрозионно-аккумулятивные	

Поверхности континентального склона и ложа океанов (недатированные)

39. Континентального уступа, формирующиеся преимущественно в условиях оползневых смещений масс и суспензионных потоков
40. Континентального подножия, формирующиеся в условиях интенсивной аккумуляции материала, доставляемого суспензионными потоками и в результате оползневых смещений
41. Континентального склона (нерасчлененного), формирующиеся в условиях суспензионных потоков, оползневых смещений и интенсивной аккумуляции материала
42. Сильно расчлененной приосевой зоны срединно-океанических хребтов, формирующиеся в условиях слабой неволновой аккумуляции
43. Фланговых зон срединно-океанических хребтов, формирующиеся в условиях значительной неволновой аккумуляции.
44. Плоских вершин океанических хребтов и массивов, формирующиеся в условиях слабой неволновой аккумуляции
45. Склонов океанических хребтов, формирующиеся в условиях значительной неволновой аккумуляции
46. Наклонных абиссальных равнин, формирующиеся в условиях аккумуляции материала, доставляемого суспензионными потоками
47. Субгоризонтальных абиссальных равнин, формирующиеся в условиях слабой неволновой аккумуляции

III. ФОРМА РЕЛЬЕФА

Происхождение	Субаэральное	Субаквальное
Денудационные	48. Подводные долины эрозионные 49. Подводные долины экзарационные 50. Экзарационные котловины	51. Активные и отмершие клифы 52. Абразионные останцы 53. Промойны и борозды 54. Подводные каньоны на континентальном склоне
Аккумулятивные	55. Затопленные дельты 56. Конечные морены долинных и предгорных ледников	58. Бары, пересыпи, косы 59. Полосы осушки
	57. Конечноморенные комплексы покровных ледников	60. Подводные оползни 61. Конусы выноса на континентальном склоне

IV. БЕРЕГА

А. Современные берега

Первично расчлененные, слабо измененные волновыми процессами

62. Эрозионно-расчлененные
63. Экзарационно-расчлененные
Формирующиеся под преимущественным воздействием волновых процессов
64. Абразионные (в том числе абразионно-эрозионные в губах и заливах)
65. Аккумулятивно-абразионные
66. Аккумулятивные
Формирующиеся под воздействием эрозионно-аккумулятивных и волновых процессов
67. Дельтовые

Формирующиеся под воздействием неволновых процессов

68. Термоабразионные
69. Ледяные

Б. Древние берега

70. Затопленные береговые линии, выраженные абразионными уступами

V. ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

71. Границы поверхностей с разной расчлененностью и уклонами
72. Границы поверхностей разного возраста и генезиса
73. Современные ледники
74. Падения продольных профилей подводных долин в последнюю регрессию, унаследованные от направления речного стока в предшествующую(ие) регрессию(ии)
75. Падения продольных профилей подводных долин в последнюю регрессию, не соответствующие направлению речного стока в предшествующую(ие) регрессию(ии)
76. Падения продольных профилей подводных долин допозднеплейстоценовой(ых) регрессии(ий), не освоенных речными потоками в последнюю(ие) регрессию(ии)

* Сформированные в зоне волнового воздействия.

наклона 10—35'), сильнонаклонные (уклоны $\geq 0,01$, углы наклона $\geq 36'$). Положение поверхностей этих категорий сопоставлено с границами поверхностей, однородных по расчлененности. Поверхности с разной степенью аккумулятивно-абразионной переработки субаэральных форм рельефа показаны красной горизонтальной штриховкой разной плотности. Поверхности разной крутизны отражены черной вертикальной штриховкой разной густоты и линиями уступов и крутых склонов, ширина которых не может быть показана в масштабе карты. Плотность той и другой штриховки увеличивается с возрастанием расчлененности и уклонов.

Возрастная и генетическая характеристики поверхностей шельфа даны в легенде карты в виде таблицы (табл. 8). В соответствии с выраженными в подводном рельефе этапами новейшей геологической истории (§ 18) выделяются шесть разновозрастных поверхностей субаквального (поверхности выравнивания) и субаэрального (поверхности расчленения) происхождения, а также поверхности смешанного генезиса.

Средне-позднеголоценовые поверхности выравнивания относятся к современной прибрежной зоне (табл. 8, № 15—18). Выделяются абразионные и аккумулятивные ее участки, а также фрагменты, в формировании которых участвовали и участвуют абразия и аккумуляция. Смешанным (субаквально-субаэральным) происхождением характеризуются аллювиально-морские поверхности, которые формируются в заливах и губах в результате осаждения аллювия и его волновой переработки. Все поверхности этого возраста в соответствии с распределением глубин (см. рис. 8) меньше всего развиты на Баренцевом и больше всего — на Чукотском морях. Их площади последовательно увеличиваются с запада на восток. Если на Печорском и Карском морях они представлены соответственно узкой и широкой полосами вдоль материковой береговой линии, то на северо-восточных морях фрагменты средне-позднеголоценовых поверхностей встречаются в значительном удалении от суши. Особенно далеко на север они распространяются на Восточно-Сибирском море (рис. 38). Широко развиты, особенно в Карском море, вдоль берегов, в заливах и губах аллювиально-морские поверхности. На море Лаптевых они зафиксированы вдоль внешнего края дельты Лены, в Хатангском, Оленёкском и Янском заливах. На Восточно-Сибирском и особенно на Чукотском морях эти поверхности распространены значительно меньше.

Наиболее широко представлены в современном рельефе ранне-голоценово-позднеплейстоценовые поверхности, сформированные при последнем подъеме уровня Мирового океана примерно на 100 м. Они характеризуются значительным диапазоном глубин распространения и обширными площадями на Печорском море, в южной части Карского и особенно на северо-восточных морях. Среди генетических разностей этих поверхностей преобладают абразионные и абразионно-аккумулятивные.

Позднеплейстоценовые поверхности расчленения, сформированные в эпоху гримальдийской регрессии, имеют речное и ледниковое

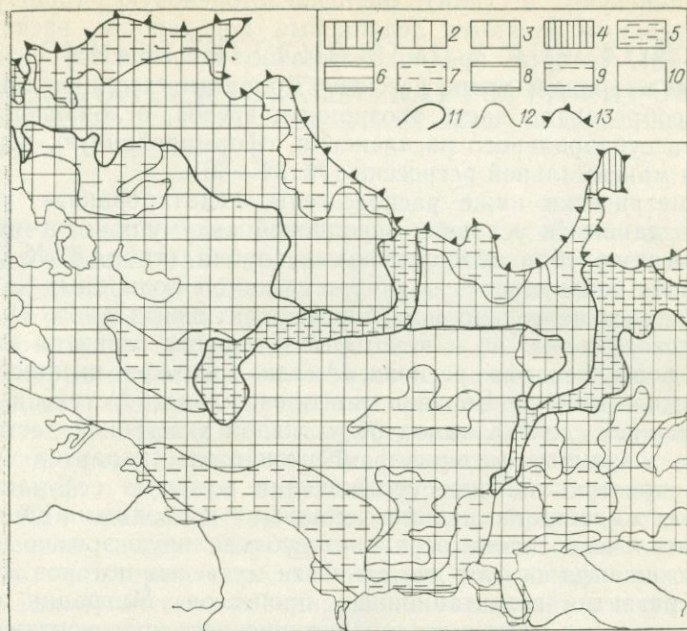


Рис. 38. Схема возрастной и генетической характеристики поверхностей Восточно-Сибирского моря.

1—4 — поверхности (по возрасту): 1 — позднелайстоценовые, 2 — раннеголоценовые—позднелайстоценовые, 3 — средне- и позднеголоценовые, 4 — допозднелайстоценовые; 5—6 — поверхности (по генезису): 5 — эрозивно-аккумулятивные, 6 — аллювиально-морские; 7—10 — субаквальные поверхности: 7 — аккумулятивные, 8 — абразионно-аккумулятивные, 9 — абразионные, 10 — созданные процессами неволновой аккумуляции; 11 — границы разновозрастных поверхностей; 12 — границы между поверхностями разного генезиса; 13 — бровка шельфа.

происхождение. Поверхности той и другой генетических разностей (табл. 8, № 22—27) разновозрастны, расположены на глубинах до 120—140 м и осложнены эрозийными и экзарационными долинами самой поздней генерации. Они занимают значительные площади в северо-восточной части Карского моря и на севере Печорского. На северо-восточных морях поверхности этого возраста речного происхождения приурочены к крупнейшим долинам, пересекающим всю шельфовую зону (рис. 38). К поверхностям выравнивания этого возраста относится расположенная к западу от п-ова Ямал в Карском море поверхность озерной аккумуляции, сформированная на месте замкнутого водоема времени максимального развития гримальдийской регрессии.

Так как непосредственных датировок более древних поверхностей не имеется, все они отнесены к допозднелайстоценовым. В соответствии с рассмотренными (§ 15) этапами новейшей истории северного шельфа Евразии их следует датировать в основном плиоценом — ранним плейстоценом. Наиболее молодые из них — поверхности выравнивания и неполного выравнивания (табл. 8, № 29—31), сформированные, вероятно, в плиоценовую (колвинско-

устьсоленинскую) и (или) раннеплейстоценовую трансгрессию. Более древними являются ледниковые поверхности расчленения (№ 32—33), которые предположительно связываются с колвинско-устьсоленинской трансгрессией. Долинные ледники того времени преобразовали часть эрозионных врезов, осложняющих поверхность субаэрального расчленения, сформированную, вероятно, во время максимальной регрессии (№ 34—36).

Батиметрически ниже расположены недатированные поверхности, созданные в условиях неволновой аккумуляции в пределах шельфовых желобов и зашельфовых глубин (табл. 8, № 37—38, 39—47). Их совокупность наряду с системой подводных каньонов ярко отражает не только морфологию континентального склона и океанического ложа, но и некоторые элементы развития этих основных форм рельефа региона. Анализ рельефа внешней зоны Арктического шельфа Евразии, континентального уступа и подножия позволяет сделать вывод об активной экзогенной деструкции северной окраины материка. Фестончатый характер бровки шельфа, пространственные соотношения вогнутых ее участков и окраинных желобов на шельфе с мощными подводными каньонами континентального склона отражают субаквальную эрозию или деструкцию шельфа за счет деятельности мутьевых потоков и интенсивного развития гравитационных процессов. Миграция бровки шельфа в сторону суши и наступание внешнего края континентального подножия на океанические пространства сопровождаются расширением переходной зоны от континента к океану в Полярном бассейне. Деструкция континента усиливается и в направлении с востока на запад, в котором в целом возрастает глубина бровки шельфа (см. рис. 5), субаэральное расчленение подводного рельефа и степень некомпенсированности новейших погружений осадконакоплением.

Цвета поверхностей разного возраста и генезиса подобраны на карте следующим образом. Поверхностям выравнивания на шельфе, созданным в зоне волнового воздействия, отведены голубой и синий цвета и их оттенки. Поверхности субаэрального расчленения показаны оттенками зеленого и коричневого цветов, обычно используемых для отражения рельефа суши на гипсометрических и физико-географических картах. Остальная часть спектра отдана генезису недатированных поверхностей так, что каждый цвет со своими оттенками характеризует определенную группу поверхностей в желобах (табл. 8), на континентальном склоне, средне-океанических хребтах, океанических хребтах, массивах и абиссальных равнинах.

СИНТЕТИЧЕСКИЙ ЭТАП В МОРСКОМ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ КАРТОГРАФИРОВАНИИ

Синтез знаний о рельефе осуществляется обычно в виде геоморфологического районирования. Под районированием в геолого-географических науках понимается пространственная группировка объектов и явлений в их территориальные закономерные сочетания и комплексы [Исаченко А. Г., 1965 г.]. Последние характеризуются территориальной целостностью, качественными отличиями от соседних районов и внутренним единством. Районирование может быть аналитическим и типологическим. Эти направления, по сути дела, представляют собой две последовательные стадии синтеза знаний о рельефе и рельефообразующих процессах территорий. При аналитическом районировании производится выделение участка путем определения его качественного отличия от соседних территорий, единства и границ распространения этого отличия. Типологическое районирование заключается в систематике пространственно разобщенных, выделенных на аналитической стадии участков разного таксономического ранга на основе их качественного сходства по определенным признакам (критериям).

ГЛАВА VI

МОРФОСТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

§ 21. К дискуссии о понятии «морфоструктура»

Отсутствие общепринятого определения главного понятия «структурной геоморфологии», а также широкое и часто свободное использование обозначающего его термина отрицательно сказываются на практике морфоструктурного анализа. Прежде всего это связано с многообразием и сложностью природных объектов, называемых морфоструктурами, для систематики которых существует не менее девяти критериев. Вторая причина, приведшая к своеобразному кризису в понятийно-терминологическом аппарате структурной геоморфологии, заключается в различных соотношениях между выделяемыми морфоструктурами и геологическими структурами в разновозрастных платформенных и орогенных областях, а также в разной методике выделения и анализа морфоструктурных образований.

Сейчас существуют три подхода к определению понятия «морфоструктура», под которыми подразумеваются: а) геологическая структура, выраженная в рельефе; б) форма рельефа, созданная

преимущественно тектоническими движениями в их взаимодействии с экзогенными процессами; в) участок земной поверхности, испытывающий в качестве единого целого тектонические перемещения относительно соседних участков этой поверхности. На пути к общепринятому определению из этих подходов с теоретической и практической точек зрения важно выбрать такой, который: а) является наиболее общим и в виде частных случаев включает в себя два остальных подхода, учитывая все многообразие морфотектонических образований; б) наиболее правильно отражает объект геоморфологии в целом и структурной геоморфологии в частности; в) соответствует методическим возможностям последней и способствует ее развитию. С позиций этих требований рассмотрим данные варианты определения понятия «морфоструктура».

Первое определение основывается на представлениях о повсеместном выражении в рельефе геологических структур (как пассивном, так и в результате их неотектонической активности). Их пассивное геоморфологическое проявление имеет место в ограниченных по площади районах. В их пределах экзогенные процессы направлены на денудацию, а не на аккумуляцию. При этом селективность денудации стимулируется интенсивными неотектоническими движениями (и прежде всего — тектонической активностью данных структур в новейшее время), а также соответствующими условиями залегания и мощностями переслаивающихся отложений различной плотности.

Неотектоническая активность геологических структур доновой заложения фиксируется хотя и значительно чаще, чем их пассивное отражение в рельефе, но далеко не повсеместно и в разной степени [47]. Отсюда и их далеко не повсеместное и разное по контрастности геоморфологическое проявление. Наряду с этим разнопорядковые тектонически обусловленные геоморфологические образования могут быть выделены практически везде, поскольку все точки земной поверхности испытывают разные по направленности и интенсивности движения и могут быть сгруппированы в единые территориальные однородно (с близкими скоростями и амплитудами) перемещающиеся совокупности. И многие из этих образований, чаще всего называемых в литературе морфоструктурами, никакой связи с геологическими структурами не имеют. Причины данного явления подробно рассмотрены нами ранее [47]. И. П. Герасимов [1976 г.] по этому поводу отмечает, что тектонические движения земной коры, создавшие подобный рельеф поверхности, в силу определенных геологических условий не получили здесь достаточно ясного выражения в геологической структуре.

Этот подход в определении понятия «морфоструктура» исторически был связан, во-первых, с широко распространенными до недавнего времени, а ныне полностью утраченными свою силу представлениями о повсеместной унаследованности неотектонических движений или геоморфологической выраженности неотектони-

чески активных структур донового заложения [Геренчук К. И., 1960 г.]. Во-вторых, на заре морфоструктурного анализа морфоструктурами были названы лишь крупнейшие формы рельефа континентов и океанов. Их преобладающее большинство действительно соответствует контурам геологических структур. Это является следствием известной закономерности о возрастании степени унаследованности (в том числе в неотектонический этап развития) и соответственно контрастности геоморфологического проявления структур с увеличением их площадных и линейных размеров. Однако после того как рамки морфоструктур были значительно расширены Ю. А. Мещеряковым [1965 г.] за счет включения в них любых по размерам тектонически обусловленных образований на земной поверхности, было установлено, что связь меньших из них с геологическими структурами в осадочной толще часто отсутствует.

Это послужило причиной для выделения, в том числе на шельфе [18], так называемых полупрямых, полуобращенных, гетерогенных, инверсионно-наложенных и прочих типов морфоструктур в качестве комплексных геолого-геоморфологических образований, механизм создания которых, кстати сказать, до сих пор никем не раскрывался. Нам представляется правильным говорить не о типах морфоструктур, а о типах соотношений между тектонически обусловленными геоморфологическими образованиями (морфоструктурами в нашем понимании) и геологическими структурами. Таких соотношений может быть всего два: а) прямое*, обусловленное не только унаследованным и унаследованно-возрожденным, по А. П. Валпетеру и Ю. И. Гольдфарбу [18], но и автономным (создавшим одновременно сквозные или наложенные структуры в чехле и морфоструктуры в рельефе) развитием морфоструктур, и б) обратное, обусловленное редко встречаемым инверсионным [18] развитием морфоструктур. Только в этих случаях есть связь (прямая или обратная) тектонически обусловленных образований на земной поверхности с формами залегания слоев и можно говорить о комплексных геолого-геоморфологических объектах. В противных случаях эти образования отсутствуют, и, как считает Г. И. Худяков [82, с. 11], «дисконформную по отношению к рельефу земной поверхности тектоническую структуру уже нельзя относить поэтому к геоморфоструктуре».

Третий исток данного направления в определении понятия «морфоструктура» носит сугубо региональный характер. До сих пор этот подход защищается теми исследователями, которые занимаются морфоструктурным анализом в основном в орогенных областях. В их пределах наиболее часто крупные формы рельефа (хребты, межгорные и предгорные прогибы и впадины) полностью или частично соответствуют главным образом глыбовым структурам. Последние представляют собой отдельные гетерогенные (вклю-

* Включая сюда плановые смещения контуров структур в результате региональных перекосов на моноклиналиях и склонах.

чившие в себя разновозрастные пликативные формы и их части, сильно нарушенные многочисленными сбросами, сдвигами, надвигами, гранитоидами), активно и конэрозионно развивающиеся, созданные в современных границах в основном в новейший тектонический этап (т. е. фактически новообразованные) блоки. Комплексное геолого-геоморфологическое изучение этих структур и их многообразного (в основном в результате селективной денудации) отражения в рельефе приводит Г. И. Худякова [82] к настойчивому подчеркиванию того, что «геоморфоструктура не столько эндогенно обусловленная форма рельефа и не только внешняя форма тектонической структуры, а прежде всего — сама тектоническая структура с конформной ей внешней геоморфологической поверхностью».

Близкое к этому определение дано морфоструктуре применительно к шельфу Баренцева моря. Под ней понимается «...блок земной коры, отличающийся специфическими особенностями рельефа, которым на глубине во всех тектонических этажах соответствуют геологические структуры, также неповторимые в соседних блоках» [27, с. 10].

Такое понимание морфоструктуры совершенно не подходит к тектонически обусловленным геоморфологическим образованиям на платформенных равнинах, во-первых, потому что многие из них никак не связаны с формами залегания слоев в разных структурных этажах. Во-вторых, в случаях их планового соответствия геологическим структурам, которые в основном носят конседиментационный характер, рассматриваемое в качестве морфоструктуры комплексное геолого-геоморфологическое образование включает в себя существенно разновозрастные элементы. Это, с одной стороны, длительно формирующаяся на протяжении всего (или большей части) платформенного этапа развития форма залегания слоев в нижней части разреза и, с другой стороны, созданная в самый последний и обычно короткий отрезок геологического времени тектонически обусловленная форма рельефа. Такая явная несоизмеримость времени развития структуры и морфоструктуры (в нашем понимании) придает комплексному геолого-геоморфологическому образованию больше геометрическое, чем генетическое, единство, а последнее сводится лишь к унаследованному перемещению одного и того же штампа — блока фундамента.

Таким образом, рассматривая морфоструктуры как выраженные в рельефе геологические структуры, сторонники этого подхода должны отдать себе отчет в том, что данный термин в таком его истолковании далеко не охватывает всего многообразия тектонически обусловленных образований. Он лишь отражает одну из их разновидностей и одновременно с этим — специфические геолого-геоморфологические объекты. Последние хотя и являются очень важными (особенно с практической точки зрения) объектами изучения и несомненно заслуживают специального термина, вместе с тем не могут быть противопоставлены морфоскульптурам в са-

мом главным и сейчас наиболее общепринятом разделении геоморфологических образований по их генезису.

Нами уже указывалось [47], что такая трактовка данного понятия, с одной стороны, не позволяет рассматривать морфоструктуру в качестве объекта только структурно-геоморфологических исследований, на что справедливо указывает В. Д. Дибнер [27]. При этом последние не могут считаться самостоятельным научным и прикладным направлением, имеющим свой объект и методический аппарат, необходимый и достаточный для его изучения. С другой стороны, эта же трактовка вынуждает считать каждое уверенно выделенное по геоморфологическим данным тектонически обусловленное образование выражением в рельефе конкретной структуры, что с точки зрения прогноза последних во многих районах неоправданно.

Следует добавить, что это не только ущемляет самостоятельность структурно-геоморфологических исследований, но и ставит их в полную зависимость от наличия, качества и объема геолого-геофизических материалов по структуре осадочной толщи (особенно в геологически закрытых районах), в то время как данные исследования призваны опережать сейсморазведку и бурение и нацеливать их на наиболее перспективные в отношении антиклинальных структур участки [47]. Опыт комплексирования структурно-геоморфологических и геолого-геофизических исследований показал порочность вытекающей из рассматриваемого варианта определения морфоструктуры «компромиссной рисовки» контуров прогнозируемых структур по тем и другим данным. И те и другие материалы являются независимыми не столько в результате разной методики их получения, сколько с предметной стороны. Одни из них отражают только складчатую и глыбовую структуру фундамента, другие — ее и плотностные неоднородности в осадочной толще, третьи — платформенные структуры часто только в нижних и средних горизонтах чехла, а четвертые — новейшие тектонические движения. Последние могут быть как унаследованными (т. е. проявлением неотектонической активности структур донейшего заложения), так и автономными (никак не связанными с этими структурами), а чаще всего являются суммой этих двух составляющих.

Таким образом, данный вариант определения морфоструктуры не соответствует объекту изучения и возможностям структурной геоморфологии, а также ставит последнюю в ложное положение факультативного* дополнения к другим научным дисциплинам о строении и развитии земной коры или науки, претендующей (без достаточных на то оснований) на ее всестороннее изучение и этим самым превышающей свои возможности. И то и другое

* Имеется в виду, что при изучении структуры можно использовать геоморфологические данные, а можно (что чаще всего и делается при изучении платформ) обойтись и без них, ограничившись анализом геолого-геофизических материалов.

не способствует дальнейшему развитию структурной геоморфологии как науки о формах и закономерностях проявления в современной земной поверхности разновозрастных тектонических движений*. Ведь последние одновременно со своим участием в рельефообразовании могут выразиться в структуре (а через структуру еще и пассивно в рельефе), а могут и не получить в ней никакого качественного (в виде конкретных форм залегания слоев) отражения. Все сказанное не противоречит очевидным преимуществам комплексирования структурной геоморфологии со смежными научными дисциплинами и использования результатов и методических приемов последних. Наоборот, оно способствует такому взаимодействию наук за счет четкого определения объекта изучения и границ применения структурной геоморфологии. Ее прямая задача заключается в установлении форм и закономерностей геоморфологического проявления тектонических движений и геологических структур, а обратная задача — в оценке тектонических движений и прогнозе геологических структур.

При этом морфоструктура должна быть определена в целом как проявление в рельефе тектонических движений, а не геологических структур. Выражение последних в виде морфоструктур следует рассматривать в качестве частного от этого явления, имеющего место при определенных структурных и неотектонических условиях [47]. Это полностью предусмотрено во втором подходе к определению понятия «морфоструктура», которое могло бы быть безоговорочно принято в предлагаемой редакции, если бы геоморфологическое выражение тектонических поднятий и опусканий всегда и везде строго соответствовало конкретным формам рельефа (положительным, отрицательным или нейтральным, замкнутым или незамкнутым, вытянутым или изометричным и т. д.). Данное определение подходит только к крупнейшим и не ко всем крупным формам рельефа, тектоническая обусловленность которых не вызывает сомнений.

Трудности его использования на практике появились тогда, когда термин «морфоструктура» стал применяться и по отношению к средним и мелким формам рельефа и совокупностям форм. При этом был утрачен главный (хотя и формально морфологический, но относительно четкий) признак деления форм на морфоструктуры и морфоскульптуры — их размер. Остался практически только один (генетический) критерий этого разделения — преобладание тектонических или экзогенных процессов в их создании. Если тектоническое происхождение крупнейших и многих круп-

* В этом определении структурной геоморфологии имеет место тоже этимологическое противоречие, на которое было указано Н. А. Флоренсовым [79] в отношении нашего варианта [47] определения понятия «морфоструктура». Однако в нем более важным представляется отмеченное им же отсутствие смысловых противоречий в таком толковании морфоструктуры. Устранить этимологическую неточность можно было бы, назвав данную отрасль науки не структурной, а тектонической геоморфологией. Это название лучше соотносится с названием другой ее части — климатической геоморфологией.

ных орографических образований очевидно, то при анализе более мелких форм возникает ряд сомнений и вопросов. Прежде всего к последним относятся вопросы о том, как определить (вернее, оценить) долю участия в их формировании тех и других групп процессов, есть ли формы, в создании которых эти доли равны и т. д.

В качестве примера того, что далеко не все формы могут быть подразделены на морфоструктурные и морфоскульптурные образования, можно привести бессточные котловины (суффозионные цирки) в Западном Казахстане (Кумжольская, Жосалинская, Акарпинская и др.) (рис. 39), а также впадину зал. Кара-Богаз-Гол, контуры которых практически совпадают с неотектонически активными антиклинальными структурами. Созданы эти отрицательные формы, очевидно, интенсивными денудационными процессами (суффозией, дефляцией, эрозией, абразией) при несомненном участии высокоамплитудных тектонических поднятий, приведших к растрескиванию верхних бронирующих известняков и выходу на поверхность легкоразмываемых отложений. Поэтому они могут быть одновременно названы и морфоструктурами и морфоскульптурами.

Другое обстоятельство, свидетельствующее о неопределенности трактовки морфоструктуры в качестве конкретной формы рельефа, заключается в довольно частом геоморфологическом выражении тектонических поднятий или опусканий в виде не одной, а совокупности орографических изолированных друг от друга форм. В пределах крупных речных долин тектоническое поднятие может проявиться группой эрозионных останцов (например, эрозионные останцы в низовьях р. Вилюй, приуроченные к Усть-Вилюйской и Собо-Хаинской неотектонически активным структурам). Одна или несколько antecedentных долин могут разрезать единый поднимающийся блок на несколько изолированных замкнутых форм рельефа. Следует также иметь в виду многочисленные варианты несоответствия границы формы рельефа контуру создавшего ее единого тектонического поднятия или опускания в результате проявления аккумулятивно-денудационных процессов. Например, боковая эрозия может сократить площадь тектонически обусловленной возвышенности, а накопление делювиального шлейфа или образование подводного или предгорного конуса выноса также может изменить контуры форм рельефа (горного хребта, межгорной котловины, континентального склона). Последние в связи с этим уже не будут соответствовать в плане тектоническим поднятиям или опусканиям и их ограничениям.

Отожествление морфоструктуры с тектонически обусловленной формой рельефа не предусматривает еще одного, пожалуй, самого важного обстоятельства, а именно того, что тектонические движения (в том числе неотектоническая активность структур новейшего заложения) очень часто вообще не выражаются в виде конкретных орографических элементов. Это обстоятельство давно учитывается в практике структурно-геоморфологических исследо-

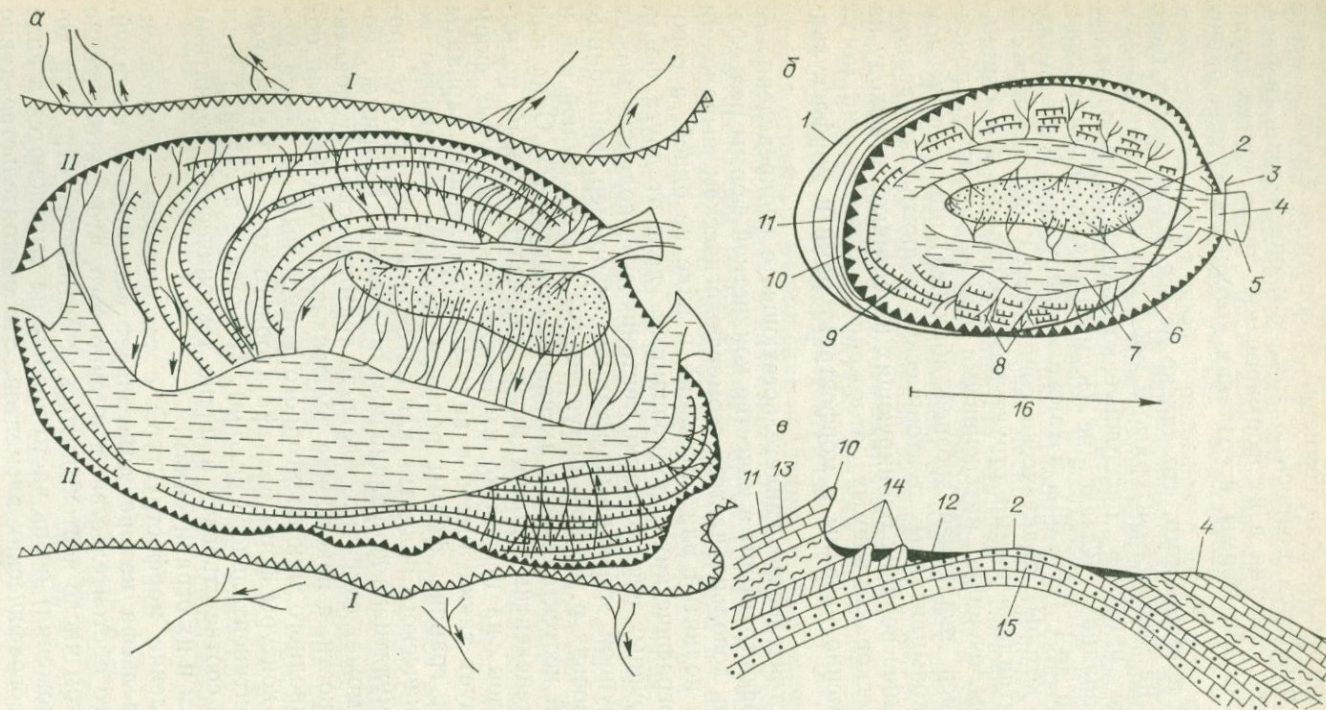


Рис. 39. Строение неотектонически активных антиклинальных структур в виде суффозионных цирков на западе Туранской плиты.

a — морфографическая схема Кумзольской морфоструктуры: I—II — уступы откопанных поверхностей: I — сарматской, II — верхнемеловой; *б* — план, *в* — профиль. 1 — контур структуры; 2 — ядро структуры; 3 — «устье» цирка; 4 — ригель цирка; 5 — конус выноса; 6 — суффозионный цирк; 7 — пути выноса растворимого материала из цирка; 8 — ложбины временных водотоков; 9 — микроузлы внутри цирка; 10 — наиболее высокая часть уступа; 11 — периклиналь структуры; 12 — маломощный покров невынесенного материала; 13 — бронирующие пласти; 14 — легкоразмываемые пласти; 15 — слаборазмываемые пласти в ядре структуры; 16 — направление общего уклона рельефа.

ваний (особенно в пределах низких аккумулятивных равнин и на шельфе) и привело нас к разделению морфоструктур на явные и неявные [47]. Первые из них представлены орографическими формами рельефа и их совокупностями. Тектонические движения в пределах не менее распространенных неявных морфоструктур выражаются в основном в плановых характеристиках и особенностях рельефа (и ландшафта в целом): рисунке речной сети, ширине и полноте террасового комплекса в речных долинах, спрямлении и сужении (расширении) последних, в изменениях общей обводненности (заозеренности и заболоченности) территории, а также в уклонах и горизонтальной расчлененности рельефа поверхности. Причинами формирования неявных морфоструктур являются малый временной диапазон тектонических движений, запечатленный на молодых (в основном аккумулятивных) поверхностях разного генезиса, их незначительные амплитуды.

Представления о неявных морфоструктурах должны базироваться на знании механизма взаимодействия тектонических движений с ведущим экзогенным процессом (или группой процессов) в их пределах. Они значительно расширяют возможности структурно-геоморфологических исследований, которые во многих районах на суше и особенно на шельфе сводятся только к структурно-тектонической интерпретации выраженных в изогипсах (изобатах) возвышенностей и низменностей. Что же касается пространств между этими орографическими формами или внутри их, то они часто не характеризуются вообще в морфоструктурном отношении. Это создает неверное представление о их тектонической стабильности, отсутствии дифференцированных перемещений отдельных участков земной коры в их пределах.

В наиболее общем виде, предусматривающем все многообразие морфотектонических образований, их соотношение с геологическими структурами и орографическими формами рельефа, морфоструктуру следует определить как часть земной поверхности, испытывающую в качестве единого целого определенные по направленности и интенсивности тектонические перемещения относительно соседних участков земной поверхности [47]. В таком толковании морфоструктуры могут быть: а) унаследованные и новообразованные, связанные (прямо или обратно) с геологическими (сквозными, наложенными, комбинированными) структурами, и б) не связанные с ними, неунаследованные или автономные. В земной поверхности они могут быть представлены одной или несколькими формами рельефа или их фрагментами, а может быть и так, что в ее пределах отсутствуют конкретные орографические образования.

§ 22. Опыт морфоструктурного районирования морей и океанов

Проблема морфоструктурного районирования суши и тем более моря находится лишь на уровне своей постановки, что связано со слабой разработанностью основных понятий структурной геомор-

фологии. Для ее решения требуется выяснить вопросы соотношения таких понятий, как «морфоструктура» и «морфоструктурный район». Важно определить свое отношение по вопросу о морфоструктурной позиции шельфа и на базе этого сформулировать принципы морфоструктурного районирования континента в целом и континентальных окраин в частности.

Нередко в классификациях морфотектонических образований морфоструктурные районы ставятся в один таксономический ряд с конкретными разнотипными морфоструктурами, что проиллюстрировано В. П. Чичаговым [1976 г.]. Так, Г. С. Ганешин и др. [18] все морфотектонические образования шельфа относят к четырем категориям, в каждой из которых они делаются в свою очередь по следующим принципам: морфологическому (по степени вытянутости), приуроченности к определенным тектоническим областям, знаку формы и связи с конкретными крупными тектоническими структурами. Во вторую категорию включены морфоструктурные районы — районы распространения конкретных морфоструктур, обладающих особенностями, характерными для платформенных (ортошельфы), орогенных (парашельфы) и современных геосинклинальных (гемишельфы) областей. Вероятно, ставить те и другие в один ряд также неверно, как неверно включать в единую классификацию тектонические области (выделенные, например, по возрасту складчатости) и конкретные структуры (антеклизы, валы, синклиории, грабены и т. д.).

В классификации морфотектонических образований побережья и шельфа морей восточных окраин СССР [18] они подразделяются на три категории по многим признакам. В нее же включаются как конкретные морфоструктуры, так и элементы морфоструктурного районирования. В одном ряду (видов морфоструктур) стоят следующие образования: морфоструктуры на антиклинальных (синклинальных) структурах, горстах (грабенах) и шарьяжах; устойчивые новейшие поднятия; блоки знакопеременных движений с преобладанием поднятий; экстрезивные купола, стратовулканы и вулcano-тектонические возвышенности; цокольные и пластовые равнины; миогеосинклинали, геосинклинальные, внутригорные прогибы, грабены и др.

Как видно, здесь смешана терминология чисто тектоническая и структурно-геоморфологическая, а внутри последней подразумеваются отдельные морфоструктурные формы и тип морфоструктуры какой-то территории. Для одних морфоструктур устанавливается соотношение с геологической структурой, для других этой характеристики не дается, третьи называются тектоническими терминами, а четвертые — сугубо геоморфологическими (генетическими).

На структурно-геоморфологической схеме материковой окраины Охотского и Японского морей отражено [Кулаков А. П., 1978 г.] морфоструктурное районирование этого региона. Выделяются районы, сгруппированные в следующие типы: материковые блоки, шовные зоны, континентальные и морские впадины. Для них пред-

ложены дополнительная геоморфологическая и неотектоническая характеристики.

Типологическое морфоструктурное районирование Мексиканского залива и Карибского моря осуществлено Е. Н. Былинским [1977 г.] на структурно-геоморфологической карте этого региона в соответствии с классификацией морфоструктурных территориальных комплексов. Регион разделяется на подводные окраины континентов и микроконтинентов и переходные зоны (от океана к континенту). Первая категория морфоструктурных областей включает в себя горы и платформенные равнины. И те и другие в свою очередь делятся на шельф, континентальный склон и подножие. К переходным зонам относятся древние и молодые морские котловины, глыбовые хребты, трюги, кряжи, островные дуги, глубоководные желоба и ложе океана.

В классификации морфоструктурных образований континентов и океанов для целей обзорного геоморфологического картографирования [17] они подразделяются на пять порядков и называются морфоструктурами. Важно указать, что главный принцип этой классификации заключается в разделении морфоструктурных форм по интенсивности и направленности неотектонических движений.

Исходя из рассмотренных представлений (§ 21) шельфы не могут считаться своеобразными морфоструктурами или морфоструктурными областями и отдельно от равнин суши классифицироваться по структурно-геоморфологическому принципу. Не случайно при большом числе вариантов сугубо орографических определений шельфа его общее определение с морфоструктурных позиций до сих пор отсутствует. Попытки морфоструктурной типизации шельфовых зон, предпринятые вслед за Д. Г. Пановым [1963 г.], фактически сводятся к разной по детальности систематизации тектонических областей, к которым приурочены шельфы. Сюда относится разделение их на шельфы древних и молодых платформ (щитов и плит), внегеосинклинальных и эпигеосинклинальных орогенов (в пределах разновозрастных складчатых зон) и современных геосинклиналей [65] или на орто-, пара- и гемисельфы [18]. Данные принципы классификации морфоструктурных областей и проведения типологического морфоструктурного районирования, во-первых, применимы не только к шельфовым пространствам, но и ко всем морфотектоническим территориальным комплексам на континентах и, во-вторых, являются хотя и необходимыми, но недостаточными, указывающими только на геологическую предысторию, но непосредственно не отражающими неотектонические особенности морфоструктурных областей. А. П. Валпетер и Ю. И. Гольдфарб [18, с. 13] справедливо указывают (в отношении к шельфам), что их более детальное районирование «...рационально вести не столько по признаку связи с палеоструктурами, большинство из которых более не развивается как таковые, сколько по направленности и интенсивности новейших движений».

Что касается представлений о шельфе как о своеобразной морфоструктурной области, то выдвигаемые П. А. Каплиным [1977 г.] в их пользу аргументы выглядят неубедительными. Во-первых, приведенным им немногочисленным фактам изменений структуры земной коры на шельфе можно противопоставить огромную сумму фактов гораздо более резких таковых изменений в пределах современной суши. Данные изменения имеют место прежде всего в зонах сочленения разновозрастных и разнотипных структур (платформ, складчатых областей, предгорных прогибов и т. д.) и проявляются в зонах значительных перепадов гипсометрического положения земной поверхности и мощностей различных слоев литосферы. В то же время при переходе с суши на большинство шельфовых зон континентальные структуры продолжают без каких-либо принципиальных изменений, о чем, в частности, свидетельствуют все используемые в данной книге сведения по геологическому строению северного шельфа Евразии [14, 27, 39 и др.], шельфов Балтийского [13], Каспийского [11, 12], дальневосточных и других [17, 18, 33, 65, 85] морей. Это дает основание Н. И. Николаеву [65] считать, что по крайней мере шельфы у берегов атлантического типа в структурном отношении принадлежат к прилегающим участкам суши. Таких же взглядов, давно используемых для прогноза геологической структуры шельфа, придерживаются О. К. Леонтьев и Д. Е. Гершанович [65] и многие другие исследователи. Одним из исключений является работа В. Б. Ляцкого [1974 г.], считающего шельфы целостными однородными геологическими системами, характеризующимися едиными закономерностями геологического строения и развития. Последнее можно объяснить только неоправданным стремлением представить шельфы в качестве объектов новой науки («шельфоведения»), на создание которой претендует В. Б. Ляцкий, так как никакой геологической однородности в строении и развитии шельфов как единых целостных систем не наблюдается.

Приводимые П. А. Каплиным [1977 г.] примеры о срезании береговой линией разновозрастных структур материка легко объясняются ее приуроченностью к разлому с высокоамплитудными смещениями крыльев. Их можно дополнить (например, северный берег Кольского полуострова, восточный берег Рижского залива) и вместе с тем указать на частые подобные соотношения пликативных и дизъюнктивных структур внутри континента.

Представления П. А. Каплина относятся только к современным шельфам и никак не учитывают древних шельфов [65], в частности того, что в мезозое и кайнозое они были распространены на значительных территориях (Западно-Сибирская плита, Виллюйская и Прикаспийская синеклизы и др.), где формировались структуры шельфового ряда [Боголепов К. В., 1968 г.].

Выделение шельфы в качестве «своеобразных» [Каплин П. А., 1977 г.] морфотектонических образований и осуществляя их отдельные от суши структурно-геоморфологическое районирование и типизацию, мы как бы исключаем их из континентов, что не-

верно с любых позиций: структурно-тектонических, морфоструктурных, палеогеографических и др. «Районирование (структурно-геоморфологическое,— А. Л.) шельфа невозможно в отрыве от прибрежной суши, поскольку эти две области тесно связаны в своем развитии и часто представляют единые структуры, разделенные молодой современной береговой линией» [18, с. 14]. Этот вывод распространяется как на платформенные [65], так и на складчатые и геосинклинальные [18, 19] области. Показательно, что для рельефа континентов и океанов в целом [17] и, например, северо-восточных и дальневосточных морей СССР [18] даются схемы классификаций морфотектонических образований — единые как для суши, так и для шельфов и последние в них никак не фигурируют, т. е. вообще не рассматриваются в качестве специфических морфоструктур или морфоструктурных областей.

В. Д. Дибнер [27] хотя и считает шельф морфоструктурным образованием, вместе с тем дает ему сугубо орографическое определение и никак не отражает его на своей морфоструктурной карте. На последней показаны сильно вытянутые морфоструктурные формы, секущие береговую линию (в Тимано-Печорской провинции). При этом никаких принципиальных различий между их надводными и подводными частями автором не наблюдается. Таким образом, между проведенной В. Д. Дибнером [27] систематикой морфоструктурных областей континентальной окраины атлантического типа и содержанием морфоструктурной карты обнаруживаются противоречия. Они усугубляются еще и тем, что в его классификационной схеме шельфовые и береговые равнины являются самостоятельными, не связанными друг с другом, подразделениями и почему-то только первые из них делятся на цокольные и пластовые, а наличие аккумулятивных равнин вообще не предусмотрено. Равнины всех трех типов могут занимать как надводное, так и подводное положение, пересекаться современной береговой линией и входить в континентальную окраину.

Континентальные окраины рассматриваются в качестве зон перехода от континентов к океану [Конюхов А. И., 1979 г.], частей океанов [Белюсов В. В., 1968 г.] и частей континентов (что выражено в самом названии). Наша точка зрения по этому вопросу сводится к тому, что термин «континентальная окраина», строго говоря, применим только к окраинам атлантического типа. Каждая из них хотя и представляет собой периферию континента, вместе с тем является его неотъемлемой частью со всеми присущими ему чертами: континентальным типом коры, резко меняющимся на океанический только в зоне склона или подножия, интенсивным осадконакоплением, относительной тектонической стабильностью, характерной для преобладающих на континенте платформенных равнин. Так называемые окраины тихоокеанского типа правильнее относить к самостоятельному типу морфоструктурных образований — зонам перехода от континента к океану. Их промежуточное пограничное положение между этими крупнейшими морфоструктурами разного знака подчеркивается: а) мозаичным строением

и переходными типами земной коры, б) большим разнообразием морфоструктур перехода от континента к океану, в) резко меняющейся скоростью осадконакопления в их пределах, г) интенсивным проявлением тектоно-магматической деятельности. Данные обстоятельства привели к наибольшему распространению в литературе для обозначения этих морфоструктурных образований термина «зона перехода». С позиции тектоники плит они относятся к деструктивным границам типа «континент—океан».

Таким образом, выделение континентальных окраин тихоокеанского и атлантического типов как морфотектонических образований происходит в результате двух различных процедур: таксономии и мерономии. Первая заключается в разбиении крупнейших морфоструктур на три равноправных таксона — континент, океан, зона перехода от континента к океану, вторая сводится к выделению в пределах континента его структурной части — окраины.

До сих пор отсутствуют строго определенные морфоструктурные ограничения континентальных окраин атлантического типа. Если в отношении более контрастно выраженных в рельефе и строении земной коры их нижних границ (с океанами) имеется ряд конкретных суждений [27, 85 и др.], то верхние границы обычно не проводятся и не оговариваются. Исключением из этого являются представления Ю. Е. Погребницкого [1974 г.] о верхней границе Арктической депрессии, которая проводится по пограничному орогенному поясу или по границе области речного стока в Северный Ледовитый океан. Однако даже главные водоразделы на континентах не соответствуют морфоструктурным границам, или проходя по осевым частям положительных морфоструктур, или часто не совпадая с зонами максимальных высот и орографическими линиями. Кроме этого, не следует забывать о существенных перестройках речной сети, которые имели место, в том числе и в новейший тектонический этап.

Наиболее ярким геофизическим показателем, по которому относят земную кору на данном участке к континентальному, океаническому или переходному типам, является ее мощность. Мощность коры убывает от наиболее высоких орогенных областей к глубоководным океаническим котловинам в строгой зависимости от гипсометрии (батиметрии) современного рельефа (рис. 40). Мощности земной коры и положения ее верхней границы относительно уровня Мирового океана, по-видимому, отражают единый процесс развития в неотектонический этап ее гетерогенных (составленных из разновозрастных блоков) сегментов.

В постепенном изменении мощностей коры от континента к океану отмечаются два типа зон повышенных градиентов. Увеличение градиентов фиксируется в пределах континентальных склонов и окраин тихоокеанского типа, что обычно ярко проявляется на картах мощностей коры или глубин до поверхности Мохоровичича (М) [Беляевский Н. А., 1974 г.; Вольвовский И. С., 1973 г.; Деменицкая Р. М., 1975 г.]. В зонах данного типа одно-

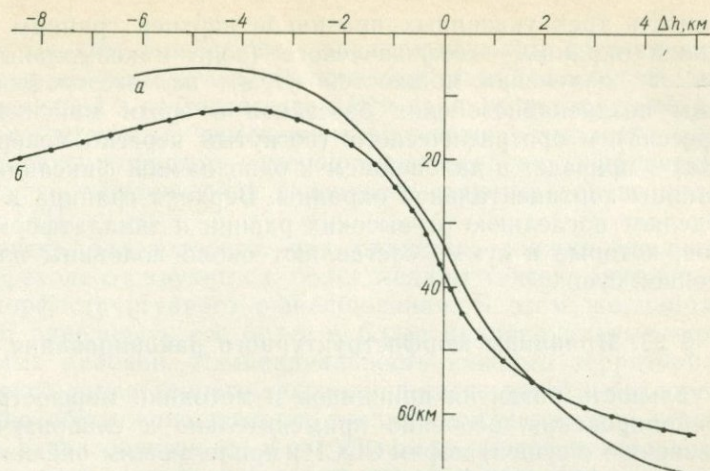


Рис. 40. Графики зависимости мощности (а) земной коры [по Р. М. Деменцкой, 1975 г.] и глубины (б) до поверхности М [по И. С. Вольвовскому, 1973 г.] от рельефа земной поверхности.

временно происходят резкое нарастание глубин и соответствующее этому резкое уменьшение мощностей коры.

Наряду с этим имеют место зоны увеличения градиентов мощностей коры при относительно небольшом изменении гипсометрического положения земной поверхности. В пределах этих зон максимальных градиентов происходит наиболее резкое утонение коры. В общем виде они выражены на осредненных графиках зависимости толщины коры (или залегания поверхности М) от рельефа земной поверхности (рис. 40). На них на глаз видно, что наибольшие градиенты в утонении земной коры при переходе от континентов к океанам наблюдается в диапазоне 0—500 м. абсолютной высоты. Максимальное значение первой производной функции $H = 33 \Delta h (0,38 \Delta h - 0,18) + 38$, где H — мощность земной коры, а Δh — превышения рельефа относительно уровня Мирового океана [Деменцкая Р. М., 1975 г.], имеет место в точке, где $\Delta h = +474$ м. Эта цифра, а также уменьшение заложений между линиями равных мощностей (глубин до поверхности М) при переходе от плоскогорий (Сибирского, Деканского и др.) и высоких равнин в Северной Америке и в европейской части СССР к гипсометрически ниже расположенным территориям показывают, что именно здесь начинается окраина континента.

К этим зонам приурочены границы между низкими и высокими равнинами и береговые линии позднекайнозойских бассейнов в эпохи максимальных трансгрессий. Данные границы в совокупности своей составляют верхнюю границу континентальной окраины, которая имеет фестончатый характер, глубоко вдается в современную сушу и часто представлена в рельефе вогнутым перегибом — тыловым швом континентальной террасы. Возможно,

совокупность трех указанных признаков верхней границы континентальной окраины — геофизического (зона максимальных градиентов в изменении мощностей коры), палеогеографического (границы позднекайнозойских бассейнов в эпохи максимальных трансгрессий) и орографического (вогнутый перегиб поперечного профиля) — приведет в дальнейшем к однозначной фиксации верхней границы континентальной окраины. Верхняя граница в основном отделяет последнюю от высоких равнин и эпиплатформенных орогенов, которые в сумме составляют около половины площади современной суши.

§ 23. Принципы морфоструктурного районирования

Актуальность развития принципов и методики морфоструктурного районирования, особенно применительно к слабоизученным (по сравнению с сушей) морям СССР и прилегающим океаническим пространствам, определяется необходимостью широкого использования экстраполяций и интерполяций представлений и данных об особенностях геоморфологического проявления тектонических движений и о соотношении выделенных морфоструктур с геологическими структурами. При этом важно установить границы, до которых можно распространить эти представления и данные и за пределами которых их экстраполяция будет неправомерна.

Термин «морфоструктура» применяется для обозначения как структурно-геоморфологических особенностей какой-либо территории в целом, так и конкретной тектонически обусловленной формы (совокупности форм рельефа) или тектонически обособленного участка земной поверхности. В первом значении термин (морфоструктура района по И. П. Герасимову [1970 г.]) предназначен, по сути дела, для морфоструктурного районирования на его аналитической (например, морфоструктура северо-восточных морей СССР) или типологической (например, морфоструктура древних платформенных равнин) стадиях.

Если рассматривать конкретную морфоструктуру как результат проявления в рельефе тектонических движений (а не структуры) дифференцированно развивающегося в неотектонический этап участка земной коры (§ 21), то под морфоструктурным районом (областью) следует понимать участок земной поверхности, характеризующийся территориальной целостностью, однородностью или общими особенностями новейших движений (близкими значениями их характеристик) на всей его площади и качественным отличием от прилегающих к нему других морфоструктурных районов.

Основными характеристиками неотектонических движений являются: а) абсолютные амплитуды (знак и абсолютное значение амплитуды общего поднятия или опускания), б) горизонтальные градиенты амплитуд, отражающие дифференцированность движений, в) приросты амплитуд структур доновейшего заложения в неотектонический этап (в процентах от общей амплитуды по

самым нижним горизонтам), характеризующие степень унаследованности неотектонических движений или долю унаследованной составляющей в неотектогенезе. Эти характеристики тесно связаны друг с другом. С изменением абсолютных амплитуд движений определенным образом изменяются степень их дифференцированности и неотектоническая активность структур доновейшего заложения [47].

Степень однородности, или единства, должна увеличиваться при переходе от крупных к более мелким таксономическим единицам морфоструктурного районирования. В этом же направлении следует определять все более и более индивидуальные черты выделяемых районов. Индивидуальность каждого территориального комплекса определенного таксономического ранга и его внутреннее единство обуславливаются не только соразмерностью неотектонических характеристик, но и относительно равной длительностью их проявления в рельефе (одновозрастностью рельефа).

В целом неотектоническое своеобразие каждой морфоструктурной области на континенте в значительной мере определяется ее геологической предысторией и прежде всего возрастом структуры. Если абсолютные амплитуды новейших движений (знак и абсолютное значение амплитуды) в ее пределах не находятся в жесткой однозначной зависимости от времени формирования континентальной структуры, то горизонтальные градиенты амплитуд (дифференцированность движений) существенно и закономерно изменяются в зависимости от степени консолидации сегментов земной коры при переходе от древних к более молодым складчатым системам. Орогенные образования в разных складчатых системах характеризуются различными значениями горизонтальных градиентов амплитуд [Николаев Н. И., Шенкарева Г. А., 1967 г.], разной степенью и особенностями дифференциации движений. В областях докембрийских складчатостей наиболее распространены глыбовые орогенные сооружения, и этот блоковый характер движений ярко запечатлен в рельефе соответствующих им плоскогорий, нагорий и плато с резким придолинным расчленением и почти полным отсутствием такового в приводораздельных (привершинных) частях. В пределах каледонских и герцинских складчатых систем развиты складчато-глыбовые горы и процентное соотношение складчатых и блоковых структур сильно зависит от абсолютных амплитуд общих поднятий. Им свойственно сочетание плоских вершин и сыртов с альпинотипным рельефом, часто расположенных на близких высотах. Для мезозой и тем более альпийских складчатых зон характерно преобладание в структуре складчатых форм, а в рельефе — острых вершин, вогнутых склонов (даже в пределах низкогорий), что свидетельствует о повсеместно высоких значениях горизонтальных градиентов амплитуд и площадном развитии регрессивной эрозии.

Существенные неотектонические и обусловленные ими геоморфологические различия имеются и у цокольных равнин, развитых в разновозрастных складчатых областях [Мещеряков Ю. А.,

1965 г.], а также у денудационных и аккумулятивных равнин древних платформ и эпигерцинских плит. Для древних платформ характерны в основном денудационные равнины* и четко выраженные в их рельефе преобладающие по площади положительные конэрозионные структуры с плоскими привершинными частями и относительно крутыми склонами, в разной степени утратившие кривизну складки и приближающиеся к типичным горстам. Равнины эпигерцинских плит отличаются равными по площади сопряженными и чаще всего вытянутыми и группирующимися в единые продольные зоны (волнообразные деформации) новейшими поднятиями и прогибами. Для равнин древних платформ в отличие от молодых плит, кроме этого, типичны: а) большие диапазоны градиентов амплитуд при положительном знаке и значительных амплитудах движений, б) резкие изменения горизонтальных градиентов в зонах перехода от положительных к отрицательным морфоструктурам.

Эти же особенности отчетливо проявляются в шельфовых зонах. Например, на Баренцево-Карской древней платформенной равнине проявляются те же особенности, которые характерны для ее надводного продолжения — Русской равнины: преобладание по площади контрастных изометричных положительных морфоструктур, чередующихся с вытянутыми отрицательными формами. На Западно-Сибирской равнине эпигерцинской плиты, как в ее надводной, так и подводной частях, господствуют вытянутые, сопряженные друг с другом и соразмерные по площади положительные и отрицательные морфоструктуры. Для Лаптевско-Чукотской равнины эпимезозойской плиты характерно независимое от возраста фундамента сочетание сильно вытянутых зон поднятий и прогибов с изометричными морфоструктурами положительного и отрицательного знаков.

Вышесказанное является иллюстрацией к тому, что структурно-геоморфологические данные не только отражают отдельные неотектонически активные структуры и характеристики новейших движений, но и в результате анализа последних могут служить материалом для тектонического районирования. Рамки морфоструктурного анализа могут быть значительно расширены за счет привлечения его к проблеме тектонического районирования. Если для суши и хорошо изученных районов континентальных окраин можно уже сейчас удовлетворительно решать прямую задачу морфоструктурного анализа в этой проблеме, т. е. устанавливать особенности геоморфологического проявления разновозрастных и разнотипных тектонических областей, то, вероятно, в ближайшем будущем следует перейти к решению обратной задачи — проведению тектонического районирования по структурно-геоморфологическим

* На территории СССР исключением из этого являются Прикаспийская и Печорская низменности, а в пределах шельфа — Печорское море, северо-запад Карского моря, северная часть Каспия и отдельные небольшие по площади районы на Баренцевом и Балтийском морях.

данным. Особое значение это будет иметь для слабоизученных территорий внешних и внутренних морей СССР.

§ 24. Морфоструктурное районирование морей СССР

В соответствии с вышеизложенными принципами предлагается следующая классификация морфоструктурных областей (рис. 41) для обзорного и мелкомасштабного типологического морфоструктурного районирования морей СССР и сопредельных территорий (рис. 42, 43, 44). В ней систематизируется полный ряд морфоструктурных областей от орогенных на континенте до сугубо океанических. При этом для континентальной части их классификация осуществлена по двум критериям: абсолютным амplitудам и горизонтальным градиентам амplitуд новейших тектонических движений.

Знак и значения амplitуд закономерно изменяются (по вертикали) (рис. 41) от высоких горных областей до низких и далее — от цокольных равнин до денудационных и аккумулятивных. Ниже, в пределах континентального склона и ложа океанов, этот принцип выдерживается полностью, за исключением переходной зоны к Тихому океану, где глубоководные океанические желоба, соответствующие зонам Беньофа, характеризуются гораздо большими амplitудами новейших погружений (которые сопровождают поддвижение), чем соседние с ними собственно океанические типы морфоструктурных областей.

Градиенты амplitуд изменяются (по горизонтали) от древних к более молодым по времени консолидации тектоническим районам на континенте, от складчато-глыбовых к глыбово-складчатым и далее — к складчатым областям. В орогенных областях это проявляется также при переходе от эпиплатформенных к эпигеосинклинальным сооружениям. На равнинных областях уменьшение градиентов амplitуд происходит от равнин древних платформ к равнинам эпигерцинских и эпимезозойских плит и далее — к равнинам межгорных и предгорных впадин в кайнозойских складчатых зонах. В данном направлении не только уменьшается дифференцированность новейших движений, но и возрастает доля унаследованной составляющей в неотектогенезе, проявляющаяся в увеличении прироста амplitуд структур доновейшего заложения за неотектонический этап [47]. Последние более ярко выражаются в современном рельефе, что обеспечивает повышение эффективности структурно-геоморфологических исследований при выявлении пликативной структуры осадочной толщи. В связи с уменьшением доли глыбово-разрывной формы в неотектогенезе снижается контрастность геоморфологического проявления дизъюнктивных дислокаций, что опять-таки определяет разные возможности их рассирования в рельефе в различных морфоструктурных областях.

Континент в морфоструктурном отношении подразделяется на орогенные и равнинные области. Горные сооружения рассматри-

К О Н Т И

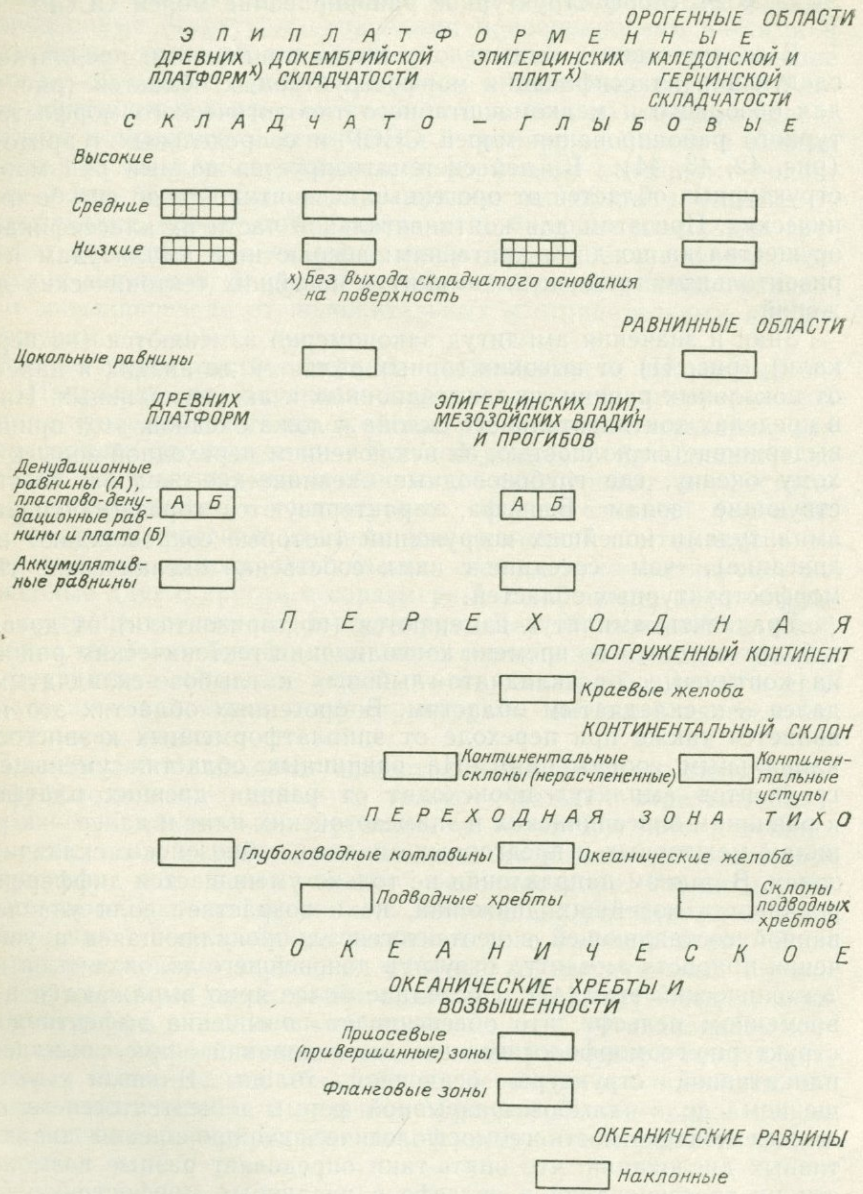


Рис. 41. Классификация морфоструктурных областей для типологического морфоструктурного районирования морей СССР и сопредельных территорий.

Н Е Н Т

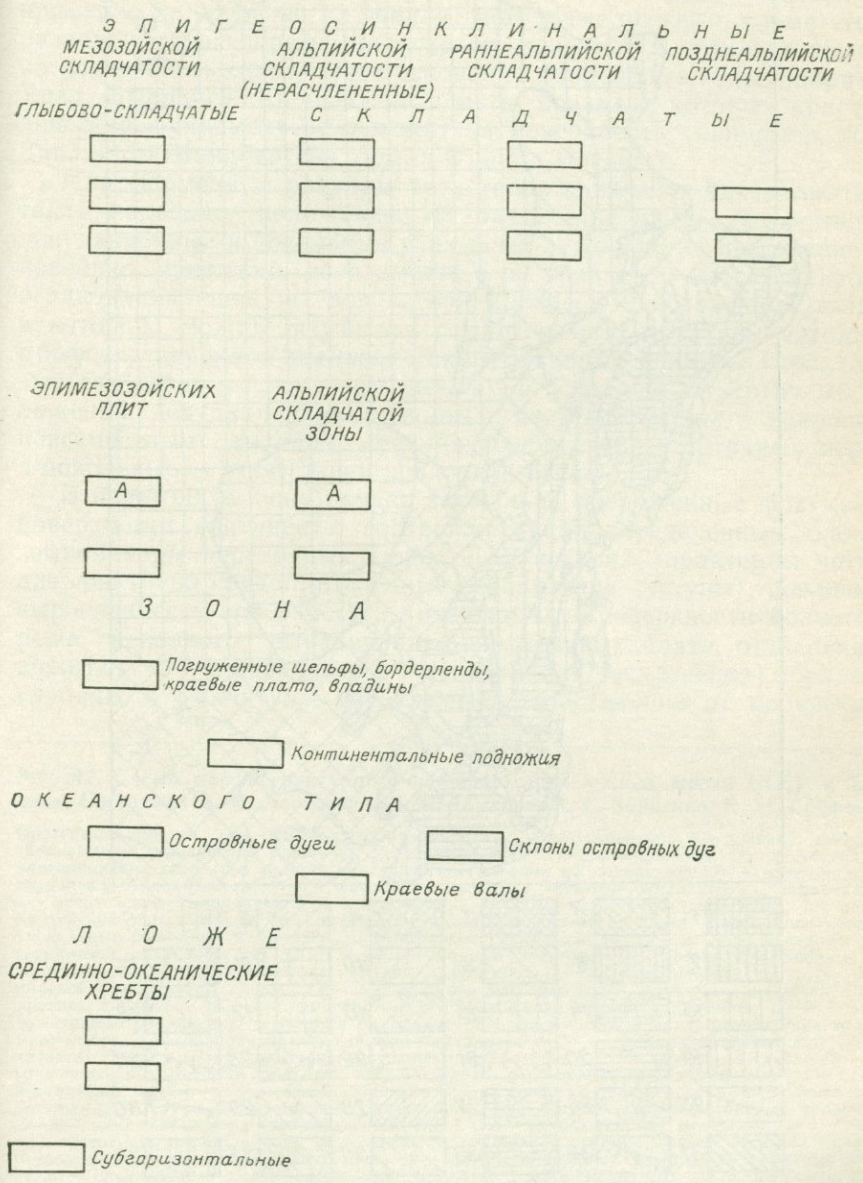
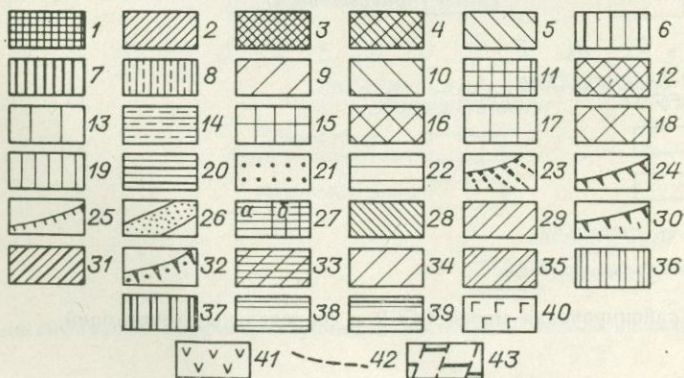
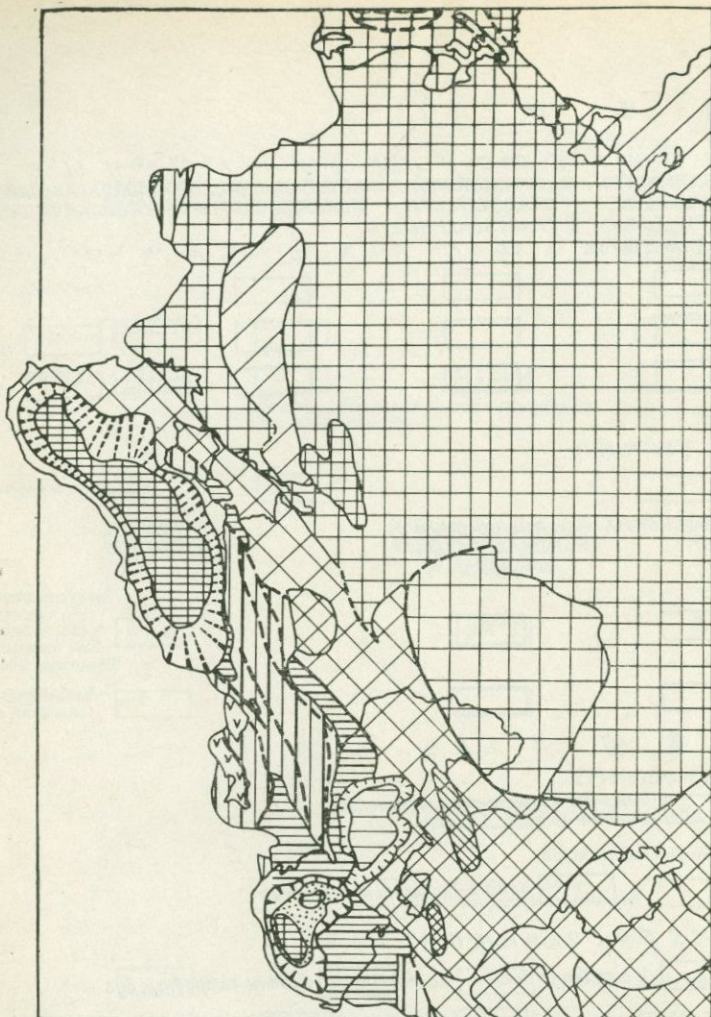


Рис. 41. Классификация морфоструктурных областей для типологического морфоструктурного районирования морей СССР и сопредельных территорий.



ваются вместе со своими подводными подножиями (цоколями) или парашельфами (по Г. С. Ганешину и др. [18]) так, что нижние границы принятых [67] гипсометрических диапазонов низко-, средне- и высокогорных областей сдвинуты в сторону уменьшения примерно на 200—300 м. Эпиплатформенные орогены, кроме этого, разделяются на горные сооружения, развитые в областях выхода на поверхность складчатого основания (цокольные горы, например Урал, Бырранга, Хибин), и горы, в пределах которых кристаллический фундамент не выходит на поверхность (например, горы Западного Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа).

Платформенные равнины трех типов занимают как надводное, так и подводное положение. Их разделение на аккумулятивные, денудационные и цокольные указывает не только на интенсивность новейших движений, но и вместе с их возрастом на устойчивость осадконакопления и возрастной диапазон их осадочной толщи, в которой может изучаться геологическая структура методами морфоструктурного анализа. Аккумулятивные равнины характеризуются сплошным покровом рыхлых, в основном четвертичных отложений, денудационные равнины — отсутствием этого покрова и повсеместным выходом на поверхность дочетвертичных пород, а цокольные — отсутствием осадочной толщи.

В переходную зону входят аномально погруженные фрагменты поверхности континента, соответствующие определенным блокам земной коры переходных типов. Для всех их характерны четкие дизъюнктивно предопределенные ограничения (уступы), различная выровненность поверхностей (в желобах — поверхности полного и реже неполного выравнивания, на краевых плато, отчлененных шельфах и бордерлендах — поверхности расчленения), большие глубины и амплитуды погружений, нарастающие от поперечных

Рис. 42. Схема морфоструктурного районирования южных морей СССР и Балтики. Составили А. Н. Ласточкин, Л. И. Жукова, А. Г. Зинченко, П. Н. Сафронов.

Орогенные области. 1—4 — эпиплатформенные (складчато-глыбовые): 1 — древних платформ (без выхода складчатого основания на поверхность), 2 — докембрийской складчатости, 3 — эпигерцинских плит (без выхода складчатого основания на поверхность), 4 — каледонской и герцинской складчатости; 5—8 — эпигеосинклинальные (глыбово-складчатые и складчатые): 5 — мезозойской складчатости, 6 — альпийской складчатости (нерасчлененные), 7 — раннеальпийской складчатости, 8 — позднеальпийской складчатости; 9—10 — равнинные области (цокольные равнины): 9 — в зонах докембрийской складчатости, 10 — в зонах каледонской и герцинской складчатостей; 11—14 — денудационные равнины: 11 — древних платформ, 12 — эпигерцинских плит, мезозойских впадин и прогибов, 13 — эпимезозойских плит, 14 — альпийской складчатой зоны; 15—16 — пластово-денудационные равнины и плато: 15 — древних платформ, 16 — эпигерцинских плит, мезозойских впадин и прогибов; 17—20 — аккумулятивные равнины: 17 — древних платформ; 18 — эпигерцинских плит, мезозойских впадин и прогибов, 19 — в областях мезозойской складчатости, 20 — в областях альпийской складчатости; 21—22 — переходная зона (погруженный континент): 21 — краевые желоба, 22 — погруженные шельфы (бордерленды, краевые плато, глубоководные впадины); 23—26 — континентальный склон: 23 — континентальный склон (нерасчлененный), 24 — континентальные уступы, 25 — уступы, обрамляющие погруженные шельфы, 26 — континентальные подножия; 27—33 — переходная зона тихоокеанского типа: 27а — глубоководные котловины, 27б — включая котловины южных морей, 28 — океанические желоба, 29 — островные дуги, 30 — склоны островных дуг, 31 — подводные хребты, 32 — склоны подводных хребтов, 33 — краевые валы; 34—35 — океаническое ложе (океанические хребты и возвышенности): 34 — приосевые (привершинные зоны), 35 — фланговые зоны; 36—37 — срединно-океанические хребты: 36 — приосевые (привершинные зоны), 37 — фланговые зоны; 38—39 — океанические равнины: 38 — наклонные, 39 — субгоризонтальные; 40—41 — вулканические пояса: 40 — мезозойские, 41 — кайнозойские; 42 — крупные разломы, выраженные в рельефе; 43 — рифтовые долины и трансформные линейменты на срединно-океанических хребтах.

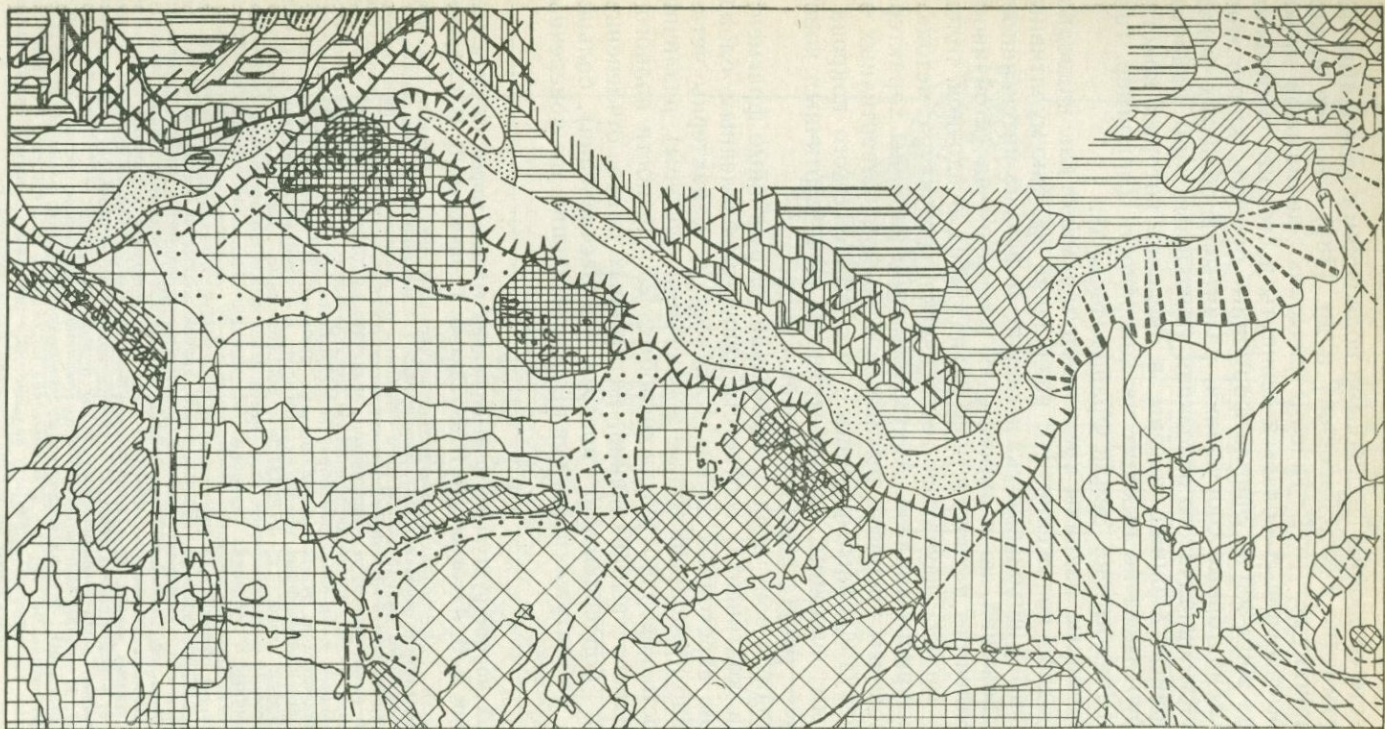


Рис. 43. Схема морфоструктурного районирования северных морей. Составили А. Н. Ласточкин, Л. И. Жукова, А. Г. Зинченко, П. Н. Сафронов.

Условные обозначения см. на рис. 42.

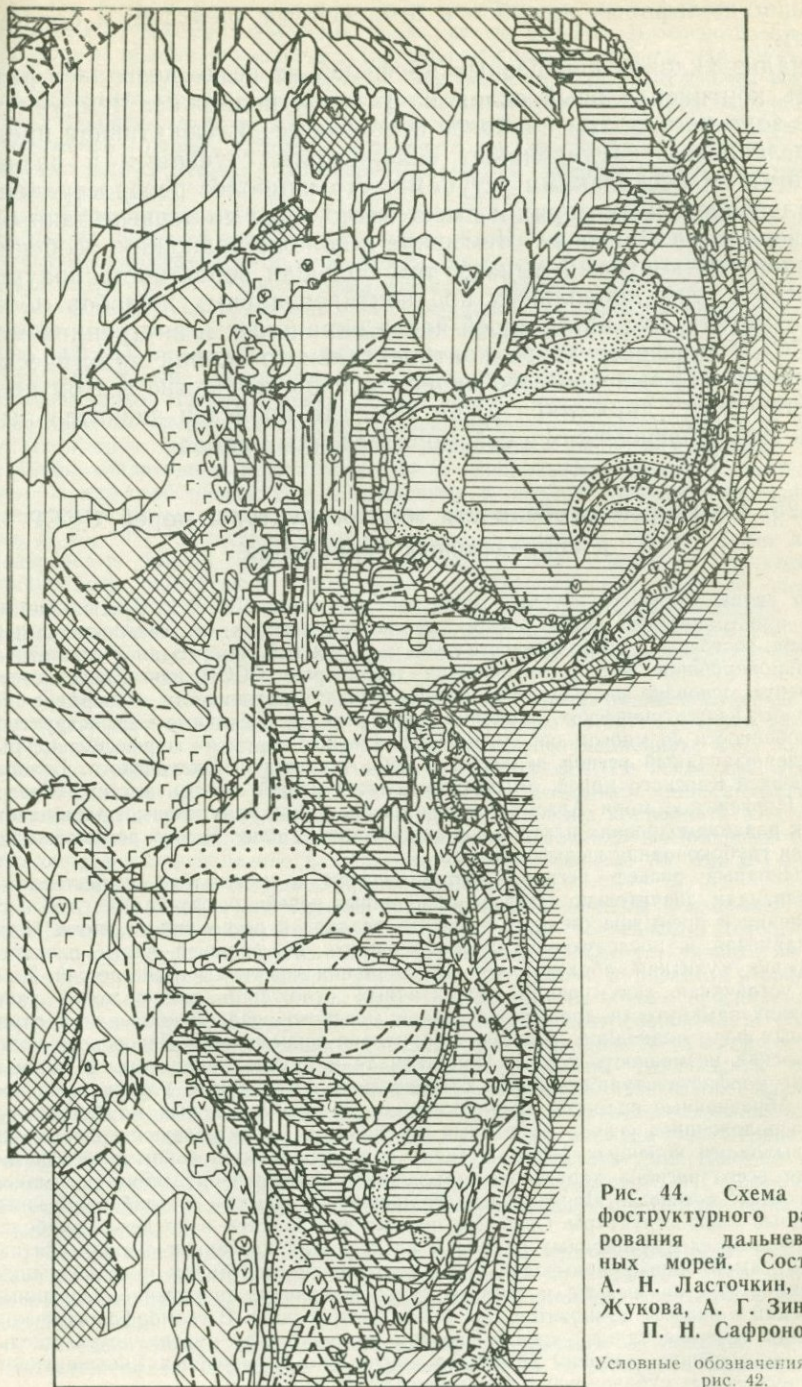


Рис. 44. Схема морфоструктурного районирования дальневосточных морей. Составили А. Н. Ласточкин, Л. И. Жукова, А. Г. Зинченко, П. Н. Сафронов.

Условные обозначения см. на рис. 42.

окраинно-шельфовых желобов к отчлененным шельфам и бордерлендам.

Анализ уклонов поперечных профилей не везде позволяет разделить континентальный склон на уступ и подножие. Чем уже и круче зона уступа, тем наиболее вероятна ее дизъюнктивная предопределенность. Склон может осложняться ступенями и разделяющими их несколькими уступами, что наиболее распространено на дальневосточных морях и имеет место, судя по первым данным, на севере моря Лаптевых. Чем шире и положе подножия, особенно осложненные конусами выноса, тем большая вероятность приуроченности к ним продольных предконтинентальных желобов. Следует отметить, что на большей части окраинных и внутренних морей СССР морфоструктура континентального склона практически не изучена. Не выяснено его происхождение и участие в этом неотектонических движений даже там, где проведен значительный объем гидрографических и сейсморазведочных работ.

§ 25. Некоторые особенности морфоструктуры морей СССР и сопредельных территорий

По своим морфоструктурным особенностям моря СССР с прилегающими к ним пространствами суши делятся на четыре региона: а) северо-западный, б) северо-восточный, в) дальневосточный и г) южный. Это главное аналитическое районирование морей, омывающих территорию СССР или Евразийского континента, основано на существенных различиях интенсивности и дифференцированности неотектонических движений в их пределах. Основные морфоструктурные особенности во многом определили характерные черты их морфоскульптуры.

Северо-западный регион включает в себя территории Балтийского, Белого, Баренцева и Карского морей, омывающих берега нашей страны, а также Северное и Норвежское моря Атлантического океана. Они приурочены преимущественно к равнинам древних платформ и эпигерцинских плит. В этот регион входит широкая глубоководная шельфовая зона.

Подводный рельеф региона сформировался в результате существования по амплитудам, значительно дифференцированных новейших опусканий, глубокого расчленения и преимущественного транзита осадков в регрессивные эпохи позднего кайнозоя и последующего неравномерного, на большей части площади слабо аккумулятивно-абразийного выравнивания в периоды трансгрессий. Наиболее устойчивая аккумуляция четвертичных отложений имела место лишь в условиях замкнутости древних бассейнов морского осадконакопления и отрицательных форм подводного рельефа (территория современного Печорского моря, Беломорская низменность и др.). При этом те и другие приурочены к отрицательным морфоструктурам — зонам относительно интенсивных новейших прогибаний. Абразийные процессы господствовали на положительных морфоструктурах, расположенных сейчас на разных глубинах и характеризующихся сплошными выходами коренных пород и (или) грубозернистыми донными осадками.

Для всего региона характерно интенсивное проявление глыбово-разрывной формы неотектогенеза. Линеаменты ограничивают горсто- и грабенообразные площадные морфоструктуры. Особенно широко они развиты в пределах наиболее глубоководных денудационных равнин и на границах последних с аккумулятивными. У самой бровки шельфовой зоны, судя по ее очертаниям и соотношению с линеаментами на шельфе и континентальном склоне, проявление разрывных дислокаций в рельефе становится еще более контрастным. В геоморфологическом отношении северо-западный шельф Евразии отличается от многих других шельфовых зон особенно широким развитием контрастно выраженных, дизъюнктивно предопределенных субэзральных форм рельефа (§ 9, 11).

Входящие в этот регион моря СССР расположены на двух платформенных равнинах. Белое и Баренцево моря, а также северная часть Карского моря приурочены к северному подводному продолжению равнины Восточно-Европейской платформы, обычно называемое Баренцево-Карской равниной. На западе последней расположено Балтийское море. Южные и юго-западные районы Карского моря охватывают северную подводную часть Западно-Сибирской эпигерцинской плиты. Границам этих региональных тектонических структур соответствуют орографические границы, которые очерчивают два крупнейших морфоструктурных образования — Русскую (Баренцево-Карскую) и Западно-Сибирскую платформенные равнины.

Деление Баренцево-Карской равнины по данным изучения батиметрии и орографии на внешнюю зону и внутреннюю область (§ 5) полностью отражает ее главную морфоструктурную особенность, обнаруженную на платформенных равнинах суши Ю. А. Мещеряковым [1969 г.]. Вторая особенность заключается в чередовании аккумулятивных и денудационных (пласто-денудационных) равнин и в резких, дизъюнктивно предопределенных границах между ними (рис. 42). И те и другие приурочены к наиболее контрастно выраженным в рельефе явным отрицательным и положительным морфоструктурным зонам соответственно. Наряду с этими типами равнин древней платформы для Баренцево-Карского шельфа характерны активизированные морфоструктурные области, испытывающие интенсивные новейшие погружения (желоба и краевые плато) и высокоамплитудные неотектонические и гляциоизостатические поднятия. Первым из них свойственны ярко выраженные в рельефе границы — дизъюнктивно предопределенные уступы, повышенная сейсмичность [Аветисов Г. А., Голубков В. С., 1971 г.], а также расположенные на глубинах 500 м и более плоские поверхности (днища желобов и площадки краевых плато) со значительными мощностями четвертичных отложений (в Медвежинском крупном желобе — до 450 м [27]). Вторые вследствие своих мощных новейших (особенно поздне-последледниковых) подвижек вышли за пределы типичных платформенных равнин и перешли в категорию эпиплатформенных гор (без выхода складчатого основания на поверхность).

Подводное продолжение Западно-Сибирской платформенной равнины в морфоструктурном отношении представлено на большей части территории аккумулятивной областью, которая на севере переходит в денудационную, а на западе — в сильно погруженный Новоземельский крупный желоб. Не исключено, что в отдельные регрессивные (а может быть, и трансгрессивные) эпохи новейшей геологической истории северная денудационная зона была приподнята и полностью или частично препятствовала транспортировке материала в Полярный бассейн, что определило накопление плиоцен-четвертичных осадков на Ямало-Гыданской наклонной равнине и Западно-Карской низменности.

Для подводной части Русской платформенной равнины в пределах Восточной Балтики характерны те же морфоструктурные особенности, которые отмечены по отношению к другим морям этого региона. Следует указать на увеличение роли глыбово-разрывной формы неотектогенеза в развитии морфоструктуры, с одной стороны, с возрастанием интенсивности общего прогибания и абсолютных амплитуд, а с другой, — в направлении к центральной части обширной области интенсивного новейшего поднятия Фенноскандии. И то и другое проявляется в дизъюнктивной предопределенности границ Готландской впадины в Центральной Балтике, отрицательных морфоструктур Ботнического залива, приуроченного к известному одноименному грабену, и Финского залива, северный борт которого проходит по краевой флекуре Фенноскандии [13]. Отрицательная морфоструктура Финского залива вместе с морфоструктурой Невской низменности, тектонически обусловленными впадинами Ладожского и Онежского озер, Беломорской впадиной входят в единую зону новейших опусканий, окаймляющих Фенноскандию.

Северо-восточный регион состоит в основном из обширной Лаптевско-Чукотской равнины, протягивающейся от п-ова Таймыр до м. Барроу. Узкая наклонная низменность, примыкающая к бровке шельфа, постепенно переходит в континентальный склон.

Морфоструктура данного региона сформировалась в условиях умеренных неотектонических опусканий, не полностью и не повсеместно компенсируемых

накоплением континентальных (аллювиальных и озерно-аллювиальных) и прибрежно-морских четвертичных отложений. Судя по погребенным врезам некоторых долин (пра-Анабара, пра-Колымы), генезису выполняющих их четвертичных осадков, а также по некоторым особенностям подводного рельефа, Лаптевско-Чукотская равнина молодой энеозойской плиты попала под уровень моря совсем недавно, будучи почти полностью затопленной в ходе позднепоследней ледниковой трансгрессии. Ее рельеф отличают слабо выраженные формы субэарального происхождения и сильная выровненность древних водораздельных пространств. Последняя особенность проявляется несмотря на большую ледовитость акватории региона, существенно снижающую рельефообразующий эффект воздействия современных волн, и может быть объяснена интенсивными неотектоническими поднятиями приуроченными к этим пространствам положительных морфоструктур.

В целом Лаптевско-Чукотская равнина характеризруется общими умеренными опусканиями и проявляющимися на этом фоне новейшими воздыманиями крупных положительных морфоструктур с развитием в их пределах древней и современной абразии и грубозернистыми донными осадками. В морфоструктурном отношении она представлена аккумулятивными и денудационными областями. Мощность четвертичных осадков на аккумулятивных равнинах, как правило, не превышает 200 м.

В соответствии с приведенными выше (§ 4) сведениями по батиметрии и уклонам северного континентального склона Евразии на разных своих участках он существенно различается по неотектоническим движениям и связанным с ними экзогенным процессам. Перечисленные на рис. 7 морфологические типы поперечных профилей континентального склона отражают, по-видимому, разные стадии метакронного развития его отдельных участков: а) начальную стадию обрушения континентальной окраины с пока еще зачаточным подножием (рис. 7, а), б) две последовательные (зрелые) стадии роста подножия (и, вероятно, соответственно продольного предконтинентального желоба) за счет уступа и прилегающей к континенту океанической зоны (рис. 7, б, в), в) конечную стадию максимального развития подножия и предконтинентального желоба (рис. 7, г).

Главная особенность дальневосточного региона* заключается в большом разнообразии морфоструктурных условий. В его пределах выделяются горные сооружения мезозой и альпид, денудационные и аккумулятивные равнины кайнозойских впадин и прогибов и погруженные области континента, а также характерные морфоструктурные области переходной зоны и океанического ложа. По особенностям морфоструктуры в этом регионе выделяются две зоны: материковая и переходная. Морфоструктурные элементы первой из них отражают дифференцированно развивающиеся в новейшее время сугубо континентальные образования: срединные массивы, поднятия и прогибы в области мезозойской складчатости. Переходная зона включает в себя морфоструктуру дальневосточных морей, а также обрамляющих их островов и полуостровов. Данные зоны разделяются вулканическими и субвулканическими мезозойско-кайнозойскими образованиями Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского поясов.

Современный горный рельеф материковой части образовался в результате общего новейшего воздымания региональной поверхности в основном денудационного выравнивания и происходящих на этом фоне резко дифференцированных перемещений отдельных блоков земной коры. Все это привело к глубокому расчленению рельефа и широкому распространению литоморфных морфоструктур. Вулканический пояс приурочен к единому региональному склону горной страны, который опускается к морским бассейнам, депрессиям и прогибам, отделяющим полуострова от материковой части. Он пересекает разнородные морфоструктурные области и сопровождается соответственно ориентированными, сильно вытянутыми положительными и отрицательными морфоструктурами.

Особенностью морфоструктуры островов и полуостровов являются резкая вытянутость и сопряженность геоморфологически выраженных горстообразных поднятий, грабенов и депрессий. Ядра Сахалинской, Камчатской и Корякской морфоструктур с выходами в сводах домезозойских и мезозойских сильно дисло-

* При описании морфоструктур дальневосточных морей СССР использованы материалы П. Н. Сафронова.

цированных пород представлены в рельефе среднегорными массивами. В прогибах и крупных депрессиях распространены сильно вытянутые морфоструктуры, отражающие в рельефе складчатые дислокации осадков палеогена и неогена.

В пределах равнинных областей на шельфе выделяются: а) береговой склон, разделяющий аккумулятивные равнины суши и шельфа и являющийся зоной проявления блоковых движений; б) внутренняя шельфовая ступень, осложненная депрессиями, котловинами и поднятиями, большинство из которых связано с продолжающимися в море неотектонически активными структурными формами прибрежных районов суши; в) внешняя зона, опущенная на глубины до 500 м и осложненная многочисленными разнопорядковыми положительными и отрицательными морфоструктурами.

Континентальный склон срезает участки подводного берегового склона, внутренней и внешней ступеней шельфа. В морфоструктурном отношении с ним сходны склоны островных дуг и подводных хребтов. Конфигурация континентального склона подчинена крупным площадным морфоструктурам, которые выделяются на суше и шельфе, а также системам разрывных нарушений. Судя по ней, а также по осложняющим склон формам, под действием тектонических и связанных с ними экзогенных (гравитационным оползанием, субаквальной эрозией, мутьевыми потоками) процессов происходит его деструкция.

Своеобразными морфоструктурами в дальневосточном регионе являются также: а) глубоководные котловины со сложным тектонически обусловленным рельефом, б) подводные хребты Ширшова и Бауэrsa, существенно отличающиеся друг от друга по морфоструктуре, в) островные дуги, асимметричные, горстобразные в поперечном профиле, со связанными с ними близкими по простиранию разломами, г) океанические желоба, являющиеся внешней границей переходной зоны.

Особенности морфоструктуры южных морей СССР * тесно связаны с гетерогенной структурой основания. С севера на юг данного региона аккумулятивные и денудационные равнины древней Восточно-Европейской платформы сменяются равнинами эпигерцинских плит, затем орогенами и аккумулятивными равнинами предгорных и межгорных впадин и прогибов Альпийской складчатой зоны и, наконец, глубоководными впадинами Черного и Каспийского морей (рис. 42). Положение и конфигурация крупнейших отрицательных морфоструктур, к которым приурочены южные моря СССР, связаны с поперечной зональностью в проявлении новейших движений в основном автономного характера. Она определила резкие погружения и воздымания шарниров широтно ориентированных продольных структурных зон Скифско-Туранской плиты и Альпийской складчатой зоны. Степень дифференцированности новейших движений возрастает при переходе от древней платформы к Альпийской складчатой зоне.

Бровка шельфа на Черном и Каспийском морях имеет четкое морфологическое выражение. Однако в пределах Среднего Каспия она отделяет от собственно шельфа область погруженного шельфа, на котором не происходит смены земной коры с континентальной на океаническую. Для участков континентального склона на Черном море отмечается их дизъюнктивная предопределенность, широкое развитие в их пределах гравитационных процессов и субаквальной эрозии мутьевыми потоками. Обращают на себя внимание существенные морфоструктурные различия западного и восточного склонов на Каспийском море. В то время как ориентировка и очертания последнего позволяют предполагать его приуроченность к флексурно-разрывным зонам, для западного склона наиболее характерны контрастно проявившиеся в рельефе площадные морфоструктуры, во многом определившие его конфигурацию и морфологию.

* При описании морфоструктуры южных морей СССР использованы материалы А. Г. Зинченко.

МОРФОСКУЛЬПТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

§ 26. Принципы морфоскульптурного районирования

Значение морфоскульптурного районирования морей и океанов определяется главным образом нуждами инженерной геологии, а также потребностями других видов исследований и работ. Без морфоскульптурного районирования нельзя осуществлять картографирование современных геологических процессов. Оно входит в качестве основной части в содержание морфоскульптурной карты (рис. 45).

Морфоскульптурная область или другой элемент морфоскульптурного районирования любого таксономического ранга характеризуется территориальной целостностью, внутренней однородностью и качественными отличиями от соседних областей. Под внутренней однородностью, или единством морфоскульптурной области, понимаются: а) преимущественное развитие определенного набора морфоскульптурных образований, созданных господствующими на всей ее территории одними и теми же экзогенными агентами (агентом) и процессами (процессом) рельефообразования, б) единая направленность их (его) на аккумуляцию или (и) денудацию, расчленение или выравнивание, в) соразмерность их (его) рельефообразующего эффекта.

Наличие или отсутствие того или иного экзогенного агента рельефообразования на суше определяется в основном климатическими условиями, или современными, или недавнего геологического прошлого. Поэтому там расположение различных морфоскульптурных областей подчиняется климатической латеральной зональности, контрастно проявляющейся в общепланетарном и региональном масштабах, и высотной поясности, имеющей более локальное значение. В Мировом океане, хотя и обнаруживается несомненный контроль климатической зональности формирования и распределения морфоскульптуры разного типа (что прежде всего проявляется в особенностях осадкообразования [53]), вертикальная поясность играет большую роль в пространственном замещении одних экзогенных процессов другими (и соответственно созданных ими морфоскульптурных образований), в количественных и качественных изменениях их рельефообразующего эффекта. Это связано главным образом с еще большим, чем на суше, контролем за субаквальными экзогенными процессами со стороны тектонических движений и усугубляется эвстатическим фактором, который определил батиметрическое положение субаэральной реликтовой морфоскульптуры и формирование субаквальной морфоскульптуры. Последняя образуется в сфере волнового воздействия * аккумуля-

* Под сферой волнового воздействия понимается оболочка Земли, в пределах которой современный рельеф испытывал воздействие волн. Ее мощность определяется диапазоном современных высот и глубин между положением уровня

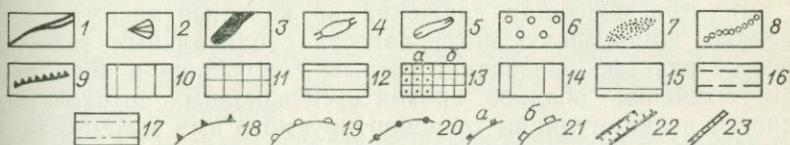
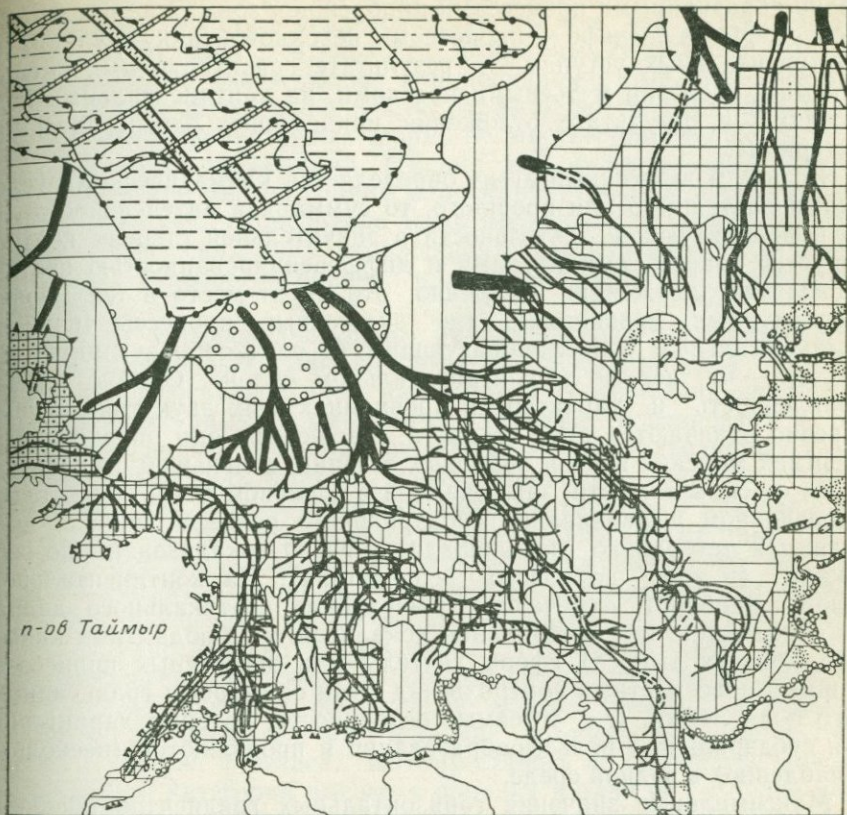


Рис. 45. Фрагмент упрощенной морфоскульптурной схемы моря Лаптевых.

1—9 — морфоскульптурные формы: 1 — подводные долины на шельфе, 2 — подводные дельты, 3 — подводные каньоны на континентальном склоне, 4 — абразионные останцы, 5 — промوییны, 6 — конусы выноса, 7 — бары, 8 — полосы осушки, 9 — клифы; 10—17 — морфоскульптурные районы: 10 — абразионный, 11 — аккумулятивно-абразионный, 12 — аккумулятивный (морской), 13 — субаэральный (а — ледниковый, б — речной), 14 — сформированный гравитационными смещениями масс и эрозией суспензионных потоков, 15 — сформированный в результате аккумуляции материала, доставленного суспензионными потоками и оползневыми смещениями, 16 — сформированный в результате аккумуляции материала, доставленного суспензионными потоками, 17 — сформированный в результате неволновой аккумуляции; 18 — бровка шельфа; 19 — нижняя граница континентального уступа; 20 — нижняя граница континентального подножия; 21 — границы океанических хребтов (а — привершинной зоны, б — фланговой зоны); 22 — рифтовые долины; 23 — трансформные разломы.

Мирового океана в максимальные трансгрессию и регрессию в кайнозое с учетом последующего его увеличения за счет тектонических движений положительного и отрицательного знаков.

тивно-абразионными процессами прибрежной зоны, а за пределами этой сферы на шельфе — процессами неволновой аккумуляции, на континентальных уступах — в результате гравитационных смещений масс и эрозии мутьевыми потоками, на континентальных подножиях — в результате отложения принесенных этими потоками материала.

Если сам экзогенный агент определяется климатическими условиями настоящего или прошлого, то суммарная интенсивность его рельефообразующей деятельности в значительной степени контролируется знаком, амплитудами и дифференцированностью неотектонических движений. Особенно это имеет место в тех морфоскульптурных провинциях, где экзогенные процессы проходят с максимальным рельефообразующим (и осадкообразующим) эффектом, — на шельфе и континентальном склоне. Однако их направленность и характер в провинциях этих двух типов существенно отличаются друг от друга. На шельфе они определяются энергией морских волн и волновых течений, в меньшей степени зависят от силы тяжести, заключаются в основном в аккумулятивно-абразионном выравнивании субаэрального рельефа, широко проявляются латерально (по площади) и резко локализованы по вертикали (в зоне волнового воздействия). На континентальном склоне, наоборот, отмечаются расширение вертикального диапазона и вместе с тем латеральная локализация (в подводных каньонах, конусах выноса) сферы деятельности экзогенных процессов, мощный повсеместный контроль над ними со стороны гравитационного поля Земли, т. е. те самые особенности, которые характерны для субаэрального рельефообразования и проявляются (несколько ослабленно) в водной среде.

Максимальные значения горизонтальных градиентов абсолютных амплитуд новейших движений на континентальных склонах объясняют наибольшую интенсивность субаквальных экзогенных процессов рельефообразования: отрыва, оползания и обваливания блоков, течения осадков, эрозии суспензионных потоков разной плотности и аккумуляции транспортируемого ими материала. Резкая дифференцированность движений предопределила: а) большие уклоны поверхности дна, по которой происходит смещения масс; б) существенно повышенную сейсмичность, которая служит «пусковым механизмом» для этих смещений; в) повышенную трещиноватость с расположением серий трещинно-разрывных дислокаций параллельно склону, что приводит к отделению крупных блоков и их последующему сползанию или обваливанию; г) большие углы падения пластов в сторону океана, способствующие отрыву блоков, особенно по кровле подстилающих его водоупорных слоев [69]. Экзогенные процессы на континентальном склоне создали специфические морфоскульптурные формы: оползни, подводные каньоны и конусы выноса. От знака и амплитуд относительных перемещений дифференцированно перемещающихся участков шельфа зависят продолжительность, а следовательно, и суммарный рельефообразующий эффект волнового воздействия на первичную поверх-

ность субэарального расчленения в их пределах. Можно привести еще примеры, которые свидетельствуют о том, что интенсивность рельефообразующей деятельности экзогенных процессов, их направленность на аккумуляцию или денудацию, выравнивание или расчленение и другие особенности, отражающиеся в генезисе и характере морфоскульптурных форм, во многом определяются неотектоническими движениями. Именно это обстоятельство определяет совпадение многих границ морфоструктурных и морфоскульптурных областей, что особенно четко проявилось на серии обзорных геоморфологических карт, отражающих геоморфологическое районирование Мирового океана и морей, омывающих территорию СССР [67].

Вопросы морфоскульптурного районирования рассматривались Ю. А. Мещеряковым [1965 г.], который предложил схему классификации морфоскульптурных категорий и соотношения последних с морфоструктурными элементами рельефа континентов и дна океанов. В единый таксономический ряд морфоскульптурных категорий (морфоскульптурные зоны, провинции, районы, мелкие формы рельефа, формы микрорельефа) им включены как единицы районирования, так и разнопорядковые морфоскульптурные образования (формы рельефа, созданные преимущественно экзогенными агентами). Однородность экзогенных процессов рельефообразования обеспечивает в морфоскульптурной области (провинции, районе) относительно однородный и характерный для нее (по морфологии и генезису) набор морфоскульптурных форм. Морфоскульптурная область является не формой рельефа, а территориальным комплексом, на площади которого развиты формы одного и того же генезиса. Поэтому ставить ее в качестве морфоскульптурной категории высокого порядка в один ряд с более мелкими морфоскульптурными образованиями (формами рельефа) нельзя ни при синтезе сведений о рельефе и рельефообразующих процессах, ни при картографировании этих сведений. Они являются разными объектами картографирования и систематизируются по различным принципам.

Поэтому же нельзя сопоставлять разнопорядковые морфоструктуры с таксономическими рангами в морфоскульптурном районировании. Ю. А. Мещеряков [1965 г.] оправдывает это существованием разными размерами морфоструктурных и морфоскульптурных образований. Вместе с тем он же подчеркивал, что размер — далеко не главный признак (не определяющий момент) в разделении форм рельефа по преобладающему участию в их образовании эндогенных и экзогенных процессов. Представления И. П. Герасимова [1959 г.] о трех категориях рельефа (морфоскульптуре, морфоструктуре и геотектуре) были дополнены и уточнены Ю. А. Мещеряковым в результате: а) объединения последних двух категорий в единую группу морфотектонических элементов, б) противопоставления им морфоскульптурных образований (по принципу преобладающей роли в их формировании тектонических движений или аккумулятивно-денудационных процессов), формулировки положе-

ния о наличии всего двух главных, генетически принципиально противоположных друг другу категорий рельефа, в) расширения диапазона размеров морфотектонических образований от самых крупных («бывших» элементов геотектуры, которые впоследствии также стали чаще всего называться морфоструктурами) до «тектонического микрорельефа», или минимальных по размеру площадных морфоструктур.

Развивая в данном направлении эти идеи, вполне правомерно вообще не рассматривать размер в качестве признака, необходимого для разделения форм рельефа на морфоструктурные и морфоскульптурные образования. Как морфоструктуры могут характеризоваться очень мелкими размерами, так и среди морфоскульптурных форм можно назвать многие, занимающие обширные площади на земной поверхности, вплоть до соизмеримых с региональными морфоструктурами. Таковыми прежде всего являются речные долины, совокупность которых (речной бассейн) развивается в качестве единого целого, включающего долины первых порядков в верховьях и основную долину в среднем и нижнем течении реки. Подобные морфоскульптурные образования, так же как морфоструктуры, включают в себя более мелкие формы (разнопорядковые долины). Долины разнопорядковых рек сформированы речными потоками со строго определенными гидрологическими характеристиками (расходом воды, скоростью потока, твердым стоком), определяющими эрозионную, транспортирующую и аккумуляционную деятельность рек. Они могут достигать огромных размеров (бассейн Оби, Енисея, Лены и т. д.), сохраняя при этом целостность — способность реагировать на изменение внешних (тектонических, эвстатических, климатических, техногенных) условий и саморазвиваться в качестве единого организма со взаимосвязанными элементами и осложняющими его частями.

Из этих представлений вытекает вопрос о том, как соотносятся в плане морфоскульптурные области (провинции, районы) и конкретные морфоскульптурные образования. Такой же вопрос следует адресовать и морфоструктурному районированию. Вероятно, пространственные соотношения элементов районирования и конкретных морфоскульптур (морфоструктур) могут быть самыми разнообразными. Они зависят прежде всего от детальности (дробности) районирования и порядка выделяемых образований. При этом наиболее распространены случаи, когда единицы районирования крупных таксономических рангов превышают по площади и включают в себя соответствующие образования меньших размеров. Ведь на основании анализа последних и выделяются однородные на всей своей площади территориальные комплексы, проводится сначала аналитическое, а затем типологическое районирование. Морфоскульптурный (морфоструктурный) район может быть меньше конкретного морфоскульптурного (морфоструктурного) образования. Например, многие районы развития субаэральной морфоскульптуры аккумулятивно-эскарпационного происхождения в западном секторе северного шельфа Евразии меньше по

площади систем подводных долин на Баренцево-Карской равнине, которые могут рассматриваться в качестве единых морфоскульптурных образований.

Не трудно представить себе довольно распространенный вариант, когда контуры морфоструктурной области и морфоструктуры совпадают (например, контур орогенной области раннекайнозойской складчатой зоны и Кавказских гор или Баренцево-Карской платформенной равнины и одноименного морфоструктурного образования). В этих случаях границы морфоструктурных районов установлены в результате изучения мелких морфоструктур, осложняющих данные крупные морфоструктурные образования. Что же касается морфоскульптурных областей и частных морфоскульптур, то такое соотношение их границ встречается значительно реже.

Морфоскульптурная область — территория, характеризующаяся определенным генетическим «типом рельефа». Однако это не означает, что морфоскульптурное районирование дублирует содержание генетической характеристики рельефа на аналитическом этапе геоморфологического картографирования. Генетическая характеристика при анализе рельефа присваивается его граням и формам. При морфоскульптурном районировании производятся синтез данных о происхождении поверхностей и форм и группировка последних в территориальные комплексы по генетическому принципу.

На обзорных геоморфологических картах морфоскульптурные области морей и океанов А. В. Живаго [67] объединяет в три основных типа: а) абразионный, б) аккумулятивный и в) деструкционно-аккумулятивный. Нам представляется наиболее логичным кроме этого принципа (по направленности на аккумуляцию или денудацию) в систематике морфоскульптурных областей использовать принцип их разделения по экзогенным агентам, преобладающим в создании их рельефа: субаэральным — реликтовым (ледниковым, речным и др.) и субаквальным. Последние целесообразно разделять также на области, при формировании рельефа которых преобладали волновое воздействие, неволновая аккумуляция, суспензионные потоки, глубинные течения, селективная аккумуляция ледово-морских осадков, гравитационные процессы, подводный карст и термокарст.

Таким образом, как и морфоструктурное районирование, процесс морфоскульптурного районирования включает в себя следующие стадии:

- 1) аналитическую стадию обособления друг от друга территориальных комплексов с однородными (на всей их площади) по морфологии и генезису морфоскульптурными формами, а следовательно, создавшими их экзогенными процессами;

- 2) систематизацию этих комплексов по генетическим принципам: экзогенным агентам и направленности их деятельности на денудацию или аккумуляцию;

- 3) типологическое районирование в соответствии с созданной классификацией.

§ 27. Морфоскульптурное районирование моря Лаптевых

По своей морфоскульптуре моря, омывающие территорию СССР, в полном соответствии с их морфоструктурным районированием (§ 24) подразделяются на северо-западный, северо-восточный, дальневосточный и южный регионы. Для северо-западных морей наиболее характерно практически повсеместное (за исключением некоторых береговых склонов и центральных частей наиболее активных положительных морфоструктур) распространение контрастно выраженных реликтовых форм рельефа субаэрального происхождения. Среди последних чаще, чем где-либо, развиты формы ледниковой морфоскульптуры. Мелководные северо-восточные моря отличаются тем, что большая часть их морфоскульптуры создана в зоне волнового воздействия, в основном абразионными и особенно термоабразионными процессами. Исключения из этого составляют транзитные зоны крупных долин с плохо сохранившимися эрозионными врезами. Морфоскульптура дальневосточных морей сформирована и формируется главным образом за счет неволновых процессов: гравитационных смещений масс, суспензионных потоков и неволновой аккумуляции. Для шельфовых зон этого региона наиболее характерна абразионная морфоскульптура. Морфоскульптура шельфовых зон южных морей несет в себе как субаквальные, так и субаэральные элементы. К первым, в частности, относятся крупные прибрежные аккумулятивные образования, абразионные и аккумулятивные террасы, ко вторым — подводные долины речного происхождения. На континентальном склоне широко развиты суспензионные потоки и гравитационные процессы, за его пределами — неволновая аккумуляция.

В качестве полигона для реализации принципов морфоскульптурного районирования рассмотрим море Лаптевых (рис. 43). Районы субаэральной морфоскульптуры уступают по суммарной площади районам развития субаквальной морфоскульптуры. К области современного оледенения Северной Земли примыкает район аккумулятивно-экзарационной морфоскульптуры. Районы аккумулятивно-эрозионной морфоскульптуры сконцентрированы в виде узких полос вдоль крупнейших подводных долин пра-Хатанги, пра-Анабара, пра-Оленёка, Западной Лены и пра-Лены, включая, по-видимому, зоны придолинного расчленения этой территории в гримальдийскую регрессию.

Вся остальная часть шельфа моря Лаптевых в морфоскульптурном отношении представлена абразионными, аккумулятивными и аккумулятивно-абразионными (не расчлененными по генезису) районами. Районы с абразионной морфоскульптурой приурочены к древним водораздельным пространствам. Они характеризуются практическим отсутствием субаэральных форм рельефа (полным выравниванием), наименьшими глубинами и крупнозернистыми донными осадками. Батиметрически ниже расположены районы аккумулятивно-абразионной морфоскульптуры с присущими им поверхностями неполного выравнивания и выстилающими их более мелкозернистыми осадками. Еще ниже, у бровки шельфа, предполагаются районы аккумулятивной морской морфоскульптуры. Эта высотная поясность нарушается тем, что аккумулятивные районы приурочены также к прибрежному мелководью и пространственно связаны с зонами осадения огромных масс материала, выносимого ленскими водами. Поверхности в этих районах выстилаются тонкозернистыми осадками, под которыми полностью погребены субаэральные формы рельефа.

СПЕЦИАЛЬНОЕ МОРСКОЕ
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

Специальное геоморфологическое картографирование направлено в основном не на разностороннюю характеристику рельефа, а на изучение и оценку эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов, которые имели место в новейший тектонический этап и протекают в наше время. Особенностью всех специальных карт является их определенная целенаправленность [17], подразумевающая отбор и анализ информации о рельефе в соответствии с возможными запросами потребителя, которому она адресуется.

Теоретическое значение этого вида геоморфологического картографирования и исследований сводится к использованию данных о рельефообразующих геологических процессах при (основанных на принципе актуализма) палеогеографических реконструкциях, анализе тектонических движений и физико-географических условий геологического прошлого, запечатленных в геологическом разрезе. Вряд ли можно правильно судить об интенсивности и особенностях доновейших тектонических движений только по косвенным геологическим материалам (фациям, формациям, мощностям), не привлекая результаты непосредственных (в том числе инструментальных) наблюдений за неотектоническими (современными, голоценовыми, новейшими) движениями и их рельефо- и осадкообразующей деятельностью. Не случайно большинство обобщающих работ по тектонике начинается с анализа методики и результатов изучения новейших и современных движений. То же можно сказать об использовании данных о современных геологических процессах при анализе фациальных обстановок геологического прошлого.

Прикладное значение специального геоморфологического картографирования, очевидно, не требует подробных комментариев. В дополнение к сказанному по этому поводу во «Введении» следует лишь отметить большое значение его в долгосрочном прогнозировании геологических процессов и событий, которые могут существенно сказаться на экономике и промышленном освоении отдельных прибрежных и шельфовых районов. Имеются в виду быстрые перемещения уровня моря относительно их берегов на фоне колебаний уровня всего Мирового океана вследствие тектонических и нетектонических (гидро-, гляциозостатических, техногенных) перемещений земной поверхности, существенные изменения условий судоходства, интенсивное разрушение берегов и пляжей и др. Возможность такого прогноза вытекает прежде всего из принципа унаследованности геологических (геоморфологических) процессов в прибрежной зоне, сущность которого сводится к возобновлению формирования тех или иных форм или элементов форм

рельефа в связи с сохранением общей тенденции в развитии создавших их морфодинамических процессов при разных, но близких положениях уровня моря [62].

Специальное картографирование и изучение рельефа включают в себя прежде всего структурно-геоморфологические исследования, которые по методике и возможностям существенно отличаются при анализе площадных и линейных морфоструктур. В соответствии с приведенным (§ 21) определением образование первых из них, называемых обычно просто морфоструктурами, связывается в основном с вертикальными тектоническими движениями изометричных или неправильной формы в плане участков земной поверхности относительно соседних участков этой поверхности. Вторые рассматриваются в качестве геоморфологического проявления разнонаправленных смещений, разделяющих и секущих первые, разнопорядковых дизъюнктивных дислокаций.

В структурной геоморфологии на суше выделяются две основные категории приемов анализа площадных морфоструктур и оценки неотектонических движений. Они принадлежат к принципиально отличным друг от друга методическим направлениям. Первое из них во многом заимствовано из структурной геологии и сводится к реконструкции тектонически обусловленных форм рельефа путем исключения рельефообразующего эффекта эрозионных процессов в результате анализа деформаций поверхностей выравнивания и гипсометрии водоразделов. При этом составляют карты деформаций поверхностей выравнивания, морфо- или тектоизогипс «тектонического» рельефа и вершинных поверхностей, на которых производят «заполнение осадками эрозионных врез» и линиями равных высот отрисовывают тектонически обусловленные формы рельефа. Их структурно-тектоническая интерпретация основывается на том, что первичное положение этих поверхностей (аналогично структурным поверхностям в разрезе) было субгоризонтальным. Данная группа методов в целом направлена на оконтуривание в основном крупных и явных морфоструктур.

Другое направление заключается в анализе форм и элементов морфоскульптуры и базируется на том, что, хотя они своим созданием обязаны экзогенным процессам, интенсивность и особенности последних в значительной мере контролируются тектоническими движениями. При этом оценка знака и интенсивности движений осуществляется в результате или морфометрического (изучения распределения в пространстве отдельных количественных характеристик морфоскульптуры и морфологии рельефа), или морфографического анализа (комплексного изучения всей совокупности морфографических признаков проявления тектонических поднятий и опусканий в морфоскульптуре и морфологических особенностей земной поверхности [47]). Это направление морфоструктурного анализа в целом, являясь опосредованным изучением тектонических движений «через морфоскульптуру», требует тщательного учета рельефообразующей роли экзогенных процессов. Оно существенно дополняет первую группу структурно-геоморфологических

приемов и дает возможность изучать не только явные, но и неявные разнопорядковые морфоструктуры практически с любой детальностью.

Линейные морфоструктуры также изучаются как в результате применения формализованных морфометрических приемов, так и на основании комплексного анализа совокупности морфографических признаков проявления разрывных нарушений в современном рельефе.

Морские структурно-геоморфологические исследования следует одновременно развивать и проводить по всем указанным направлениям, не ограничиваясь отдельными приемами и их группами. Только это может обеспечить решение всех задач морфоструктурного анализа разнородных территорий. При этом следует учесть то, что эффективность каждого из направлений будет меняться при переходе из одной морфоструктурной области в другую. Оценивая в целом современное состояние морских морфоструктурных исследований, необходимо указать на главный их недостаток — отсутствие до сих пор единого методического аппарата и плановости проведения. Отсюда вытекает ряд методических недочетов и явных ошибок. К последним, в частности, относится неправомерное перенесение на шельф некоторых разработанных для рельефа суши структурно-геоморфологических методов и критериев выделения морфоструктур и прогноза структур. Среди недочетов надо отметить отсутствие комплексности в морфоструктурных исследованиях, при проведении которых в каждом данном районе используется только одно из его направлений. Вместе с тем в целом накоплен большой и разнообразный методический и региональный опыт геолого-геоморфологических исследований рельефа и рельефообразующих отложений, которые проводятся на всех морях СССР и во всех методических направлениях [9, 11—13, 18—21, 27, 33, 35, 37, 38, 44, 47, 48, 54, 61, 62, 65—68, 76, 77, 84]: а) изучения мощностей и строения четвертичного покрова и дочетвертичного рельефа с использованием данных ЗГЛ и НСП, б) анализа гранулометрического и минералогического состава донных осадков, в) геоморфологического картографирования и структурно-тектонической интерпретации геоморфологических карт, г) комплексного изучения береговых зон, д) морфографического анализа рельефа шельфа и прибрежной зоны, е) картометрических исследований, ж) морфометрического анализа и з) трассирования линеаментов и прогноза дизъюнктивных структур. В настоящее время следует объединить все эти направления в единый методический комплекс.

Чаще всего площадные и линейные морфоструктуры находятся в закономерных пространственных соотношениях и в своей совокупности составляют единый морфоструктурный план, отражающий пликативную и разрывную формы неотектогенеза. Анализ пространственных закономерностей проявления неотектонических движений во многом способствует их оценке и прогнозу геологической структуры.

МЕТОДИКА МОРСКИХ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ПЛОЩАДНЫХ МОРФОСТРУКТУР

§ 28. Пространственные закономерности в морфоструктурном плане континента и континентальных окраин на территории СССР

Самая общая закономерность пространственного проявления тектонических движений в структуре и земной поверхности заключается в преобладании среди созданных этими движениями крупных структур и морфоструктур линейных и вытянутых форм над изометрическими. Данная характерная черта, наиболее ярко выраженная в орогенных (не только эпигеосинклинальных, но и эпиплатформенных) областях, широко отмечается в осадочном чехле и рельефе древних и особенно молодых платформ. Она обеспечивается на молодых плитах частой унаследованностью платформенной (в том числе новейшей) структуры чехла от линейных дислокаций фундамента, а на древних платформах — широким распространением и активностью протяженных разломов, а также авлакогенов (грабенов и рифтов). За последнее время на платформах было открыто удивительно много линейных тектонических структур, ничем, кроме интенсивности, не отличающихся от линейных структур подвижных поясов [Ажгирей Г. Д., 1964 г.]. В целом платформенные равнины в этом отношении настолько мало отличаются от горных областей, что это приводит В. Е. Хаина [1979 г.] к рассмотрению, вслед за Штилле, платформенного эпейрогенеза в качестве ослабленного проявления орогенеза. Отмеченная «ослабленность» выражается в уменьшении как интенсивности, так и вытянутости пликтивных платформенных структур по сравнению с господствующими в орогенах образованиями.

Вытянутость различных элементов платформенной структуры распространена гораздо шире, чем это обычно выражено на тектонических картах в связи с ограниченными возможностями средств картографического изображения. Она проявляется не только в наличии многочисленных сильно удлинённых форм передовых прогибов на границах платформ, грабенов, рифтов и брахиформ (валов, прогибов, мегавалов и др.) *, но и в упорядоченном (зональном) размещении структур, выдержанности их простираний, часто высокой степени конгруэнтности [Бронгулеев В. В., 1967 г.] этого размещения, согласованности изгибов шарниров сопряженных ан-

* Например, количество изометричных и слабо вытянутых структур (с удлинённостью от 1:1 до 1:2,5) составляет всего 30 % от всех структур молодых плит [Наливкин В. Д. и др., 1965 г.].

тиклинальных и синклиналильных зон. Эти и другие признаки, выраженные в характерных очертаниях стратоизогипс, используются для плановой корреляции структурных форм и их элементов [47], подобно той, которая обычно проводится при анализе аномалий геофизических полей и использована выше при проведении отличительных линий второго рода (рис. 37). В результате такого анализа фиксируется совокупность линий плановой корреляции. Каждая из них характеризует положение конкретных вытянутых форм и их группировок или (и) зон сочетания тех элементов и особенностей структуры (залитов, переклиналей, носов, выступов, согласованных замыканий сопряженных форм, ундуляций их шарниров и др.), которые указывают на знак преобладающих тектонических перемещений.

Анализ совокупности таких линий (структурного рисунка) позволяет выявить особенности размещения структур и судить о создавших их движениях не только в складчатых, но и в платформенных областях. В нашем исследовании это имеет принципиальное значение, так как во многих случаях структурный рисунок новейшего плана (неоструктурный рисунок) частей платформы и прилегающих к ним обрамлений составляет одно целое. Предлагаемое единство методического подхода к разнотипным и разновозрастным тектоническим областям, заключающееся в анализе структурных рисунков, оправдывается еще и тем, что объектом его (в отличие от часто существенно переработанных последующими движениями древних складчатых систем) является новейший структурный план, созданный относительно одновременными и последними движениями. Он отражен на картах новейшей тектоники изобазами, которые используются нами в качестве стратоизогипс принятого нижнего уровня новейшего этапа развития [Николаев Н. И., 1979 г.] для выявления неоструктурного рисунка.

К настоящему времени определились два направления в поисках главных закономерностей пространственного проявления рельефообразующих движений. Одно из них исходит из представлений о том, что формирование и размещение фаций, структур, морфоструктур и элементов геотектуры строго подчинены ортогонально ориентированным, регионально и надрегионально протяженным, взаимно пересекающимся зонам тектонических поднятий и опусканий. Подробно история развития этого направления и его современное состояние рассмотрены нами ранее [47]. Уже первые результаты морфоструктурного анализа, нацеленные на выявление данной закономерности и фиксацию на карте осей крупнейших волнообразных деформаций (представляющих собой, по сути дела, линии плановой корреляции закономерно сгруппированных и ориентированных морфоструктур разного знака), на многих континентах [Мещеряков К. А., 1965 г.] и на всей территории СССР [Мещеряков К. А., 1965 г., Ласточкин А. Н., 1976 г.] показали, что они не только характеризуются ортогональными простираниями, но и могут согласованно изгибаться и на весьма протяженных своих отрезках становиться диагональными. Регио-

нальные исследования показали преобладание в ряде районов (например, на севере Русской равнины) диагонально ориентированных морфоструктурных зон, а использование специальных методов (гармонического анализа и направленного суммирования с одновременной частотной фильтрацией гипсометрических профилей) привело к выделению целой гаммы разнопорядковых и разноориентированных зон поднятий и опусканий, которые в совокупности своей создают довольно причудливые морфоструктурные рисунки.

Другое направление акцентирует внимание на структуры и морфоструктуры с ярко выраженной центральной симметрией, которые чаще всего называются кольцевыми. Если раньше кольцевые образования связывались только с магматическими процессами, то сейчас представления об их генезисе (как и о размерах и о распространении) значительно расширились и стали значительно менее определенными. Крайним проявлением данного направления явилась карта морфоструктур центрального типа [Соловьев В. В., 1978 г.], на которой морфоструктурный план территории СССР сводится к совокупности хаотически расположенных разнопорядковых изометричных образований разных типов. В том числе к ним относят новейшие (наряду с древними), выраженные в рельефе (наряду с не выраженными в нем и проявляющимися в разных элементах геологической структуры и ландшафта), созданные неотектоническими движениями (наряду со сформированными селективной денудацией интрузивных тел или в результате опусканий вследствие оттока или выброса магмы) концентрически расположенные зоны поднятий и опусканий.

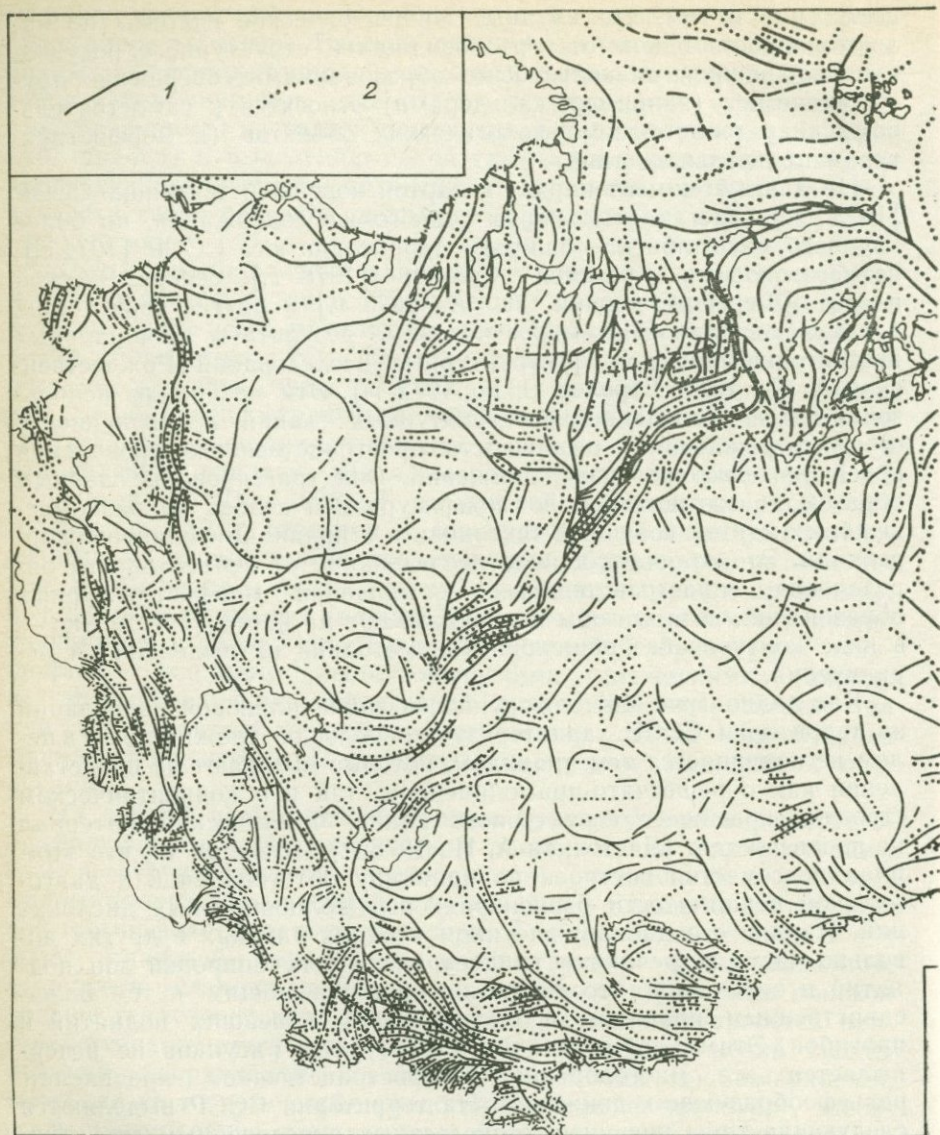
На первый взгляд непримиримые представления о решетчатопрямолинейном и концентрическом расположении неоструктурных и морфоструктурных зон первоначально развивались в условиях малого количества материалов по новейшей тектонике и структурной геоморфологии, отсутствия строгой методики выделения и тем более плановой корреляции морфоструктур и их элементов, а также в условиях не всегда оправданного стремления поисков больше геометрических, чем геологических, закономерностей пространственного проявления рельефообразующих движений. Исследования, направленные на обнаружение этих закономерностей, вытекали из теоретических представлений (а не наоборот), опережали картирование неоструктур и морфоструктур и были заранее «запрограммированы» или на выделение протяженных прямолинейных ортогонально ориентированных зон поднятий и опусканий, или на поиски радиально-концентрических группировок полигенетических элементов рельефа, структуры и ландшафта. Такая предубежденность проявилась не только в теоретических концепциях, но и в методических подходах, например в ортогональном расположении гипсометрических профилей при их гармоническом анализе или в прямых рекомендациях повсеместного поиска объектов с концентрической зональностью. Последнее логически исходит из

положения о том, что крупные концентрические системы не являются просто одной из разновидностей структурного рисунка, а наряду с прочими кольцевыми образованиями совершенно другого генезиса (например, кальдерами) относятся к самостоятельному виду геолого-геоморфологических объектов (к морфоструктурам центрального типа).

На данный момент наряду с картой новейшей тектоники СССР [1979 г.] составлены карты такого же содержания, но более крупного масштаба на обширные территории юга СССР [1971 г.], нефтегазоносных областей Сибири [1978 г.], севера Русской плиты [Ференс-Сороцкий А. А., 1973 г.] и другие территории, а также опубликованы многочисленные результаты региональных неотектонических и морфоструктурных исследований [Рождественский А. П., 1971; Горелов С. К., 1972 г.]. Эти материалы использованы при проведении неоструктурных линий, в совокупности своей отражающих особенности пространственного проявления новейших тектонических движений. Они трассированы главным образом в соответствии с конфигурацией изобаз на разномасштабных картах новейшей тектоники и с правилами плановой корреляции. Это отличает данное исследование от субъективного определения пространственных соотношений морфоструктурных образований, которые обычно показывают на карте качественно — в виде контуров без общепринятой методики их выделения и ограничения.

Как видно (рис. 46), совокупность линий плановой корреляции на территории СССР характеризуется большой сложностью и в целом не подчиняется тем правилам, которые вытекают из представлений как о решетчато-прямолинейном, так и о концентрическом строении новейшего структурного плана. Фактический материал не подтверждает [Ласточкин А. Н., 1976 г.] взгляд на то, что этот план повсеместно построен по принципу ортогональной и диагональной решетчатости разнопорядковых волнообразных дислокаций. Наряду с подобным рисунком в одних районах в других довольно часто встречаются концентрические группировки зон поднятий и опусканий, что также не является общим и тем более единственным правилом в расположении новейших поднятий и прогибов. Этими двумя типами структурных рисунков не исчерпывается все многообразие в пространственном проявлении рельефообразующих движений. На территории СССР выделяются следующие типы рисунков, свойственных определенным структурно-тектоническим условиям и ответственных за те или иные геоморфологические особенности: а) горно-складчатых областей, б) эпиплатформенных орогенов, в) транзитных зон на платформенных равнинах и в эпиплатформенных горах, г) концентрические системы платформенных равнин и в) линейно-перекрестные системы платформенных равнин.

Для зон Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского складчатых поясов характерными являются их значительная протяженность, наличие контрастно выраженных поперечных дислокаций,



виргации продольных зон, сопровождаемые погружением складок. Эти зоны приурочены к границам литосферных плит.

В расположенном на границе столкновения континентальных частей плит Альпийско-Гималайском поясе отмечается частая смена по простирацию неоструктурного рисунка, и прежде всего совокупностей прямолинейных и дугообразных относительно не-протяженных линий плановой корреляции. Это, по-видимому, отражает неравномерность тангенциальных сжимающих напряже-

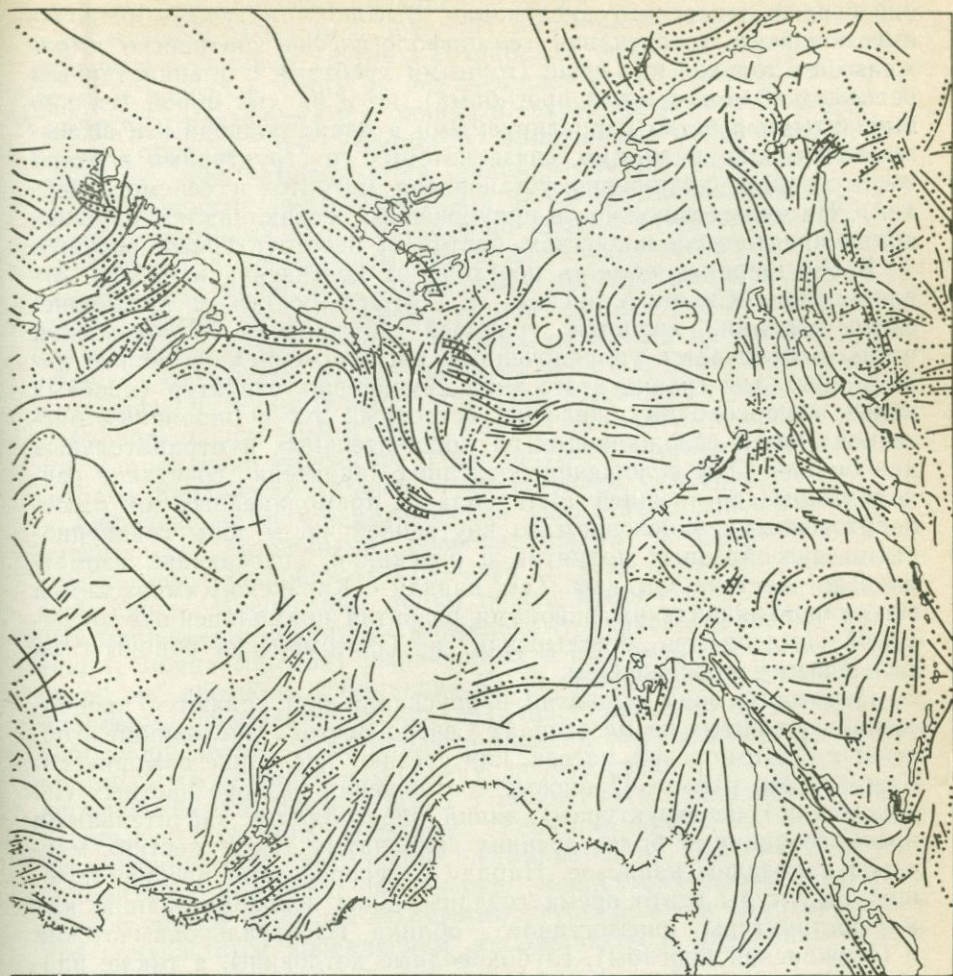


Рис. 46. Схематическая карта неоструктурных линий территории СССР и Северной Японии. Составили Л. И. Жукова, А. Г. Зинченко, И. Н. Игнатовская, А. Н. Ласточкин, П. Н. Сафронов.

1—2 — линии плановой корреляции новейших дислокаций; 1 — положительных, 2 — отрицательных.

ний, возникающих между сталкивающимися плитами. Особое внимание обращает на себя огибание неоструктурными линиями Черноморской глубоководной впадины, что ранее [Тектоника Евразии, 1966 г.] объяснялось ее приуроченностью к глубоко преобразованному срединному массиву. В районе Южно-Каспийской впадины также происходит не только погружение шарниров, но и образование резких дирекционных аномалий. Большую роль в структуре, рельефе, вулканизме, сейсмичности и распределении рудопроявле-

ний играют поперечные дислокации. Высокоамплитудные продольные поднятия и опускания геоморфологически контрастно выражены не только на суше (горными хребтами с альпинотипным рельефом и межгорными прогибами), но и на дне морей (сильно вытянутыми и четко коррелируемыми в плане подводными возвышенностями и впадинами, связь которых со структурами верхней части разреза достоверно установлена магнито- и сейсморазведкой). На суше совокупность приуроченных к синклиналиям крупных долин практически полностью повторяет неоструктурный рисунок.

Более широкая область перехода от континента к океану, ограниченная Сихотэ-Алинским и Охотско-Чукотским вулканическими поясами, является границей поглощения Тихоокеанской плиты и отличается упорядоченным расположением не только характерных для границ этого типа крупнейших структур (краевых валов, глубоководных желобов, островных дуг и окраинных бассейнов), но и осложняющих их положительных и отрицательных дислокаций. Для положения последних характерно сочетание расположенных во внешней части области прямолинейных зон с сосредоточенными в основном во внутренней части зоны совокупностями дугообразных поднятий и опусканий, обтекающих изометричные жесткие массивы. Так, наряду с Корякско-Камчатским и Сахалино-Хоккайдским районами развития прямолинейных дислокаций выделяются Анадырский и Охотоморский районы с их кольцевым расположением.

Некоторые зоны поднятий и опусканий или являются продолжением развитых на мезозоидах Северо-Востока дислокаций и обтекают Охотоморский массив, или срезают последние в Корякско-Камчатском районе. Плановые соотношения разновозрастных (по заложению) неоструктурных линий определяются значительными преобразованиями более древних складчатых зон и жестких массивов в позднем кайнозое. Наряду с переработкой предшествующей структуры в это время созданы такие новообразования, как морфоструктуры рифтогенного облика (Центральнокамчатский и Пенжинский прогибы), глубоководные котловины, а также впадины Дерюгина, Анадырская, наложенные в зоне притыкания складчатых форм к массивам. Несмотря на молодой возраст последних, их неоструктурный рисунок унаследован от более древнего плана. Несколько обособленная Берингоморская область характеризуется сочетанием положительных и отрицательных зон, связанных по простиранию с Курило-Камчатским желобом, и северо-западных зон, продолжающих морфоструктуры области мезозойской складчатости. Эта совокупность осложняется субмеридиональными простираниями подводного хр. Ширшова.

Для неоструктурного рисунка области мезозойской складчатости Северо-Востока СССР наиболее характерно обтекание согласованно и сильно изгибающимися протяженными зонами высокоамплитудных новейших поднятий и опусканий Сибирской платформы, а также жестких массивов, расположенных на современной суше и прилегающем шельфе. Наиболее ярко такое обтекание и

кольцевые группировки проявляются в районе Колымско-Омолонского массива. В целом в пределах мезозойд отмечаются две протяженные и широкие системы субпараллельных зон новейших поднятий и прогибов. Одна из них обтекает с юго-востока и востока Сибирскую платформу и с запада и севера Колымско-Омолонский массив, образуя две обширные обращенные в разные стороны дуги. От нее отщепляются мощная ветвь субмеридионально ориентированных, погружающихся на север дислокаций, которая на море Лаптевых протягивается до бровки шельфа. Является ли эта система продолжением срединно-океанического хр. Гаккеля, сказать пока трудно. Единственным аргументом в пользу этой точки зрения служит концентрация эпицентров землетрясений вдоль данной ветви. Вторая система наложена на вышерассмотренную и отличается от нее прямолинейностью протяженных положительных и отрицательных зон. Она включает в себя Момский и Зырянский прогибы, а также сильно вытянутые в северо-западном направлении морфоструктуры западной части моря Лаптевых, которые продолжают вплоть до островов Северной Земли.

Образование позднемезозойских складчатых дислокаций связывается со вторичными конвекционными потоками в висячем крыле зоны Заварицкого—Беньофа в ходе поддвига Тихоокеанской плиты. В новейшее время общее направление тангенциальных напряжений, судя по длительному унаследованному развитию (с конца мезозоя) выраженных в современном рельефе поднятий и прогибов [Баранова Ю. Л., Бискэ С. Ф., 1964 г.] и их плановому положению (рис. 44), принципиально не изменилось. Они распределяются не только в зависимости от процессов в зоне перехода от континента к океану, но и в связи с местными неоднородностями, и прежде всего в положении края платформы и отдельных жестких массивов. Геоморфологическое выражение неотектонических дислокаций отличается от такового в других складчатых системах, во-первых, концентрическими рисунками речной сети в пределах кольцевых группировок и, во-вторых, менее контрастным проявлением зон поднятий и опусканий в подводном рельефе.

Близко по своему характеру к только что рассмотренному неоструктурный рисунок эпиплатформенных орогенов, и прежде всего гор юга Сибири. Последние созданы на территории, где платформенный режим повсеместно установился в конце палеозоя [Селиверстов Ю. Л., 1968 г.], новейшими высокоамплитудными, но (по сравнению с рассмотренными областями) менее дифференцированными поднятиями. В их пределах отмечается менее уверенная плановая корреляция зон новейших поднятий и прогибов, большая прямолинейность тех и других и практическое отсутствие крупных концентрических группировок. Неоструктурный рисунок создает впечатление единой жесткой основы, подвергшейся относительно равномерным, но также, вероятно, тангенциальным напряжениям в новейшее время. В рельефе зоны поднятий и опусканий выражены менее контрастно, и далеко не везде прослеживается их

соответствие горным хребтам и долинам. Следует отметить менее тесную связь между неотектоническими дислокациями и положением речных долин и многообразии плановых соотношений последних с новейшими поднятиями и прогибами. Крупные долины на разных своих участках могут располагаться в прогибах и могут пересекать всю систему положительных и отрицательных зон, подчиняясь уклонам регионального значения.

На платформенных равнинах и в эпиплатформенных орогенах выделяются протяженные на многие тысячи километров, довольно узкие зоны сопряженных, относительно интенсивных и компактно расположенных, сильно вытянутых и хорошо коррелируемых дислокаций, ширина которых меняется слабо и приближается к значениям этой характеристики в горно-складчатых областях. В зонах этого типа преобладают субпараллельно вытянутые, редко согласованно изгибающиеся поднятия и опускания, относительные и абсолютные амплитуды которых существенно изменяются по простиранию. Наиболее значительная из них пересекает равнины древней платформы и молодой плиты, проходя через Припятскую и Днепровско-Донецкую впадины, складчатый Донбасс, гряду Карпинского, Мангышлакско-Устьюртскую систему поднятий, и продолжается в виде Кызылкумского кряжа и орогена Южного Тянь-Шаня. Такая же по масштабам зона объединяет новейшие дислокации Новой Земли, Пай-Хоя и Урала, продолжаясь на границах древних и молодых платформ Северо-Устьюртской системой на юге и порогом Брусилова на севере.

Простирание и положение таких зон, транзитных по отношению к разнотипным морфоструктурным областям, в значительной мере унаследованы от доновейшей структуры. Наряду с унаследованностью простираний (общей унаследованностью, по А. В. Пейве [1956 г.]) в их пределах широко развита унаследованность структур. Пересечение линий плановой корреляции границ платформенных равнин происходит только в этих зонах, за пределами которых такая связь между их неоструктурными рисунками отсутствует. При всем многообразии геоморфологического проявления положительных и отрицательных дислокаций в этих зонах общим является существенная вытянутость отражающих их орографических форм разных порядков.

Два последних типа неоструктурных рисунков распространены на платформенных равнинах. Кольцевые группировки неотектонических поднятий и опусканий образуют ареалы, приуроченные к крупным наиболее контрастным и неотектонически активным положительным и отрицательным изометричным структурам осадочного чехла и морфоструктурам. Наиболее уверенно линии плановой корреляции проводятся на крутых бортах этих, «первичных», структур, иллюстрируя известную закономерность о приуроченности приразломных валов к зонам повышенных градиентов мощностей отложений, одновозрастных этим дислокациям [Хаин В. Е., 1964 г. и др.]. Учитывая, что такие кольцевые образования фиксируются также на «первичных» морфоструктурах

(Путоранский и Анабарский своды и др.), где полностью или частично отсутствует сплошной покров новейших отложений и положительные дислокации сопряжены с отрицательными, это правило следует расширить, связывая формирование согласованно изгибающихся систем поднятий и прогибов с зонами повышенных горизонтальных градиентов тектонических движений вне зависимости от компенсированности этих движений осадконакоплением и от знака структур (морфоструктур), к которым приурочены данные зоны. Субкольцевое расположение неотектонических поднятий и прогибов определяется также зонами повышенных градиентов амплитуд движений на крутых бортах крупнейших структур, примером чего являются северное окончание Западно-Сибирской плиты (Южно-Карская синеклиза) и южная часть Сибирской платформы (Иркутский амфитеатр). Следует вообще сказать о наиболее частой приуроченности кольцевых группировок к границам платформ (Балхашская и Тенгизская впадины, Анабарский, Путоранский, Оленёкский, Северо-Карский своды и др.), хотя они встречаются и в их центральных частях (Воронежская антеклиза, Восточно-Аральская впадина и др.). Намечается обширная субкольцевая группировка, окаймляющая с востока Фенноскандию.

Образование концентрически расположенных дислокаций связывается с вертикальными перемещениями крыльев дугообразных разломов в ходе неотектонического развития осложняемых ими структур [Розанов Л. Н. и др., 1974 г.]. Кольцевые и субкольцевые образования неоднозначно проявляются в рельефе: в виде соответственно расположенных орографических надводных и подводных форм (возвышенностей, низменностей и склонов), группировками озерных ванн (например, в Прикаспийской низменности) или радиально-концентрическим рисунком речных долин. Последнее имеет место значительно реже, чем в кольцевых группировках складчатых областей, в связи с большей независимостью направления речного стока от относительно малоамплитудных дислокаций и подчиненностью его уклонам регионального значения.

Линейно-перекрестные системы представлены прежде всего четко выраженными в структуре и рельефе продольными дислокациями и менее уверенно коррелируемыми в плане поперечными структурными зонами. Судя по их наиболее древнему происхождению (наличию ортогональных и диагональных систем в простираниях архейских и протерозойских комплексов в фундаменте, по В. В. Белоусову, 1978 г.) и их широкому распространению на платформенных равнинах с умеренной интенсивностью и дифференцированностью неотектонических движений, эти системы можно считать нормальными или регулярными в том смысле, в каком под нормальной понимается планетарная трещиноватость (см. § 28). На рис. 44 показаны только однозначно выделяемые поперечные линии плановой корреляции, хотя решетчатое строение структурного и морфоструктурного планов установлено на

севере Русской равнины, платформенных равнинах Сибири и юга СССР.

Различия в структурной и геоморфологической выраженности продольных и поперечных зон уменьшаются при переходе от молодых к древним плитам. В ряде районов поперечные зоны по простиранию становятся продольными (и наоборот) или оба эти направления — равнозначными. Намечается веерообразное расположение неоструктурных линий на Печорской плите, севере Западной Сибири и в южных и центральных районах Сибирской платформы, при котором эти территории делятся на западные и восточные части, где преобладают соответственно северо-западные и северо-восточные простирания. В пределах развития линейно-перекрестных систем наблюдается общая унаследованность продольных зон от ориентировки структур осадочного чехла. Решетчатое расположение неоструктурных зон определяет многие особенности строения гидрографической сети: перекрестное расположение речных долин, рисунок и положение орографических линий и узлов.

Таким образом, как и в разновозрастных складчатых областях и этажах, в новейшем структурном плане преобладают упорядоченные рисунки, системы субпараллельно расположенных дислокаций и зон дислокаций. Наряду с прямолинейными широко развиты дугообразные, в том числе сильно изгибающиеся, линии плановой корреляции со сложными виргациями и кулисообразным расположением. Существенно изменяются в пространстве такие характеристики неоструктурных рисунков, как степень конгруэнтности в расположении дислокаций, расстояние между ними и их плановые соотношения. На карте видны естественные различия неоструктурных рисунков платформенных равнин и орогенных областей. Для первых в целом характерны уменьшение согласованности в простираниях линий плановой корреляции и увеличение расстояния между ними, что прослеживается с удалением от их горно-складчатого обрамления. Только в непосредственной близости к нему отмечается их подчиненность простиранию самой складчатой зоны и осложняющих ее неотектонических дислокаций. То, что неоструктурные линии на платформенных равнинах протяженнее, чем в горно-складчатых областях, указывает не на более уверенную плановую корреляцию, а наоборот, на значительно меньшую дифференцированность новейших движений, которая не позволяет (при современной изученности) показать более подробную картину неоструктурного плана.

Часто неоструктурный рисунок объединяет разновозрастные и разнотипные тектонические области, в том числе платформенные и орогенные. Такое объединение или определяется отсутствием его принципиальных изменений при проксимальном переходе из одной области в другую в транзитных зонах, или осуществляется за счет включения в общие концентрические группировки соседних платформенных, складчатых и орогенных структур (морфо-

структур). Данное обстоятельство свидетельствует об определенном единстве в формировании этих дислокаций.

Разные типы группировок пликативных новейших дислокаций теснейшим образом связаны с глыбово-разрывной формой неотектогенеза. Другой вид происхождения линейности в структуре Земли вряд ли представляется возможным [Пейве Л. В., 1956 г.]. Наиболее типичное для платформенных равнин линейно-перекрестное расположение новейших поднятий и прогибов в пределах их бортов и наиболее активных «первичных» структур (морфоструктур) нарушается кольцевыми группировками. Это сопровождается сменой региональной системы разрывных нарушений, «выбранной» из общепланетарной сети в соответствии с простираниями продольных пликативных дислокаций, местными радиально-концентрическими системами. Транзитные зоны связаны с крупнейшими разломами, ограничивающими и сопровождающими антиклинории и горсты в орогенах, авлакогены и системы поднятий на платформах. Полное соответствие простираний неоструктурных линий и разнопорядковых дизъюнктивных дислокаций наблюдается в складчатых областях.

Таким образом, неоструктурный рисунок может много сказать о дифференцированности движений, особенностях их пространственного проявления, тангенциальных и вертикальных силах, создавших неотектонические дислокации и определивших характерные черты орографии и речной сети. Отказ от поиска формально-геометрических закономерностей компенсируется возможностями нового аспекта в изучении рельефообразующих движений. Получив самые общие и вместе с тем наиболее объективные данные о неоструктурном рисунке по картам новейшей тектоники, в дальнейшем можно детализировать их в ходе морфоструктурного анализа. Прикладное значение таких исследований видится в использовании представлений об общей унаследованности для прогноза пространственного положения структур и их группировок в слабо изученных районах. Структура осадочной толщи как бы «берется в вилку» в результате анализа геофизических полей, отражающих в основном складчатые дислокации фундамента, и изучения пространственных особенностей проявления новейших движений. При этом учитывается, что влияние структуры фундамента на строение чехла ослабевает при переходе от более молодых к более древним тектоническим областям. Может быть также оправданным оконтуривание «первичных» структур и срединных массивов по концентрическим группировкам новейших дислокаций.

§ 29. Морфометрический метод в морских структурно-геоморфологических исследованиях

Главным теоретическим положением, на котором основан предложенный нами морфометрический метод морских структурно-геоморфологических исследований, является положение о том, что

продолжительность, а следовательно, и суммарный рельефообразующий эффект выравнивающего воздействия на первичную поверхность субэвразального расчленения аккумулятивно-абразионных процессов в каждом данном диапазоне современных глубин и на каждом данном участке подводной поверхности на шельфе определяется алгебраической суммой скоростей подъема уровня моря и (отрицательных или положительных) вертикальных тектонических перемещений этого участка. Это положение базируется на представлениях о соразмерности скоростей позднепоследнейковой трансгрессии и дифференцированных тектонических перемещений. Высказанные представления о соразмерности этих скоростей вызвали сомнения у ряда исследователей и потребовали от автора их подтверждения и развития.

Тектонические движения земной коры и эвстатические колебания уровня Мирового океана резко различаются по своим геологическим следствиям [47]. Однако это не исключает правомочность сравнительного анализа динамики и прежде всего скоростей этих процессов. Правомочность сопоставления средних скоростей вертикальных тектонических движений (v_T) и эвстатических колебаний уровня Мирового океана (v_0) вытекает из того, что и те и другие являются одновременно как строго направленными во времени, так и колебательными процессами или, другими словами, в тех и других можно выделить унаследованную и автономную составляющие.

Выдержанность во времени общей направленности тектонических движений (унаследованность) является, как известно, их неотъемлемой характеристикой. Колебания уровня Мирового океана в разные по продолжительности временные диапазоны также характеризуются в целом устойчивостью знака его суммарного перемещения относительно континентальной плиты. Существуют представления о единой тенденции перемещения уровня океана в течение всего фанерозоя, широко известны продолжительные трансгрессивные и регрессивные фазы наложенных на эту тенденцию осцилляций первого и более высоких порядков [47]. Иными словами, на сложной воображаемой кривой колебаний уровня Мирового океана можно выделить разномасштабные отрезки, которые выражают общую тенденцию к поднятию или опусканию уровня, осложненную осцилляциями более высоких порядков. Под автономной составляющей эвстатического процесса понимаются разнопорядковые осцилляции, осложняющие общую тенденцию перемещения уровня в разные по длительности временные интервалы. Таким образом, понятие «унаследованная и автономная составляющие» применительно к эвстатике является сугубо относительным. Можно говорить об этих составляющих, например, в масштабах всего фанерозоя (унаследованная составляющая здесь — общий подъем или опускание уровня Мирового океана в геологическую историю Земли, а автономная — все разнопорядковые осцилляции) или времени позднепоследнейковой трансгрессии (с выдержанным подъемом уровня за последние

20 тыс. лет и наложенными на эту тенденцию автономными кратковременными осцилляциями).

С позиций традиционных представлений о структурах как основных результатах тектонических движений унаследованная составляющая последних заключается в «арифметическом» сложении («накоплении») структурообразующих эффектов за отдельные короткие отрезки геологического времени или в длительном направленном развитии (приросте амплитуд) конседиментационных структур во всей осадочной толще, а автономная составляющая — в их «алгебраическом» сложении или создании эфемерных, обратимых (взаимно уничтожающихся во времени) структурных новообразований в основном в верхней части разреза [47].

Если же рассматривать в качестве результата тектонических движений не форму залегания слоев, а положение в пространстве некоей воображаемой материальной точки, то кривая перемещения последней в геологическом времени по вертикали представится в виде крайне сложной линии, близкой по характеру к кривой колебания уровня Мирового океана. Эта линия суммарно отразит и общую, наиболее устойчивую во времени тенденцию подъема континентальной плиты, и выдержанные по знаку эпейрогенические движения, длительно формировавшие региональную (положительную или отрицательную) структуру, и тоже унаследованные, хотя и в меньшей степени, движения разного знака, ответственные за возникновение прочих осложняющих последнюю разномасштабных структур. На все эти слагаемые унаследованности накладываются автономные движения точки, никак не связанные с общей тенденцией ее перемещения в разномасштабные отрезки геологического времени. Автономная составляющая тектогенеза в каждый короткий отрезок времени, создавая контрастные морфоструктуры и новые, обычно наложенные структуры в верхней части осадочной толщи, способна значительно переместить точку по вертикали относительно ее предыдущего положения. Однако это перемещение будет погашено (скомпенсировано) последующими автономными движениями противоположного знака так, что в конце концов (в общей сумме) современное положение каждой точки определится унаследованной составляющей тектогенеза за все геологическое время и самыми недавними автономными движениями. Таким образом, тектонические перемещения точек, геометрическим местом которых является воображаемая структурная поверхность, запечатлевшая в себе всю сумму вертикальных тектонических движений за геологическую историю континентальной плиты, являются как направленным (унаследованным), так и колебательным (автономным) процессом одновременно. Только в отличие от общепланетарной согласованности колебаний уровня Мирового океана тектонические перемещения точек на континенте дифференцированные, кривая движения каждой из них индивидуальна.

Сочетание унаследованности и автономности в перемещении материальной точки объясняет уменьшение средних скоростей ее

движения с увеличением интервала осреднения, или так называемый [63] «парадокс скоростей». Эти представления о двух составляющих тектогенеза не противоречат идеям о кратковременности периодов проявления высоких скоростей (Г. Штилле) и о частой знакопеременности движений (В. В. Белоусов), а как бы объединяют их. В первой из них подчеркивается унаследованная составляющая, а именно периоды явного преобладания над автономными запечатленных в разрезе унаследованных движений. Во второй, наоборот, внимание акцентируется на автономной составляющей — колебаниях точки, имевших место на фоне определенной тенденции ее перемещения. Вслед за А. А. Никоновым [63] следует принять во внимание и высокочастотные автономные колебания нетектонической природы.

«Парадокс скоростей» не учитывается в критике методов и результатов изучения современных движений и в представлениях о соотношениях v_T и v_3 . Считается, «... что мы вправе, принимая выведенные средние скорости (тектонического, — А. Л.) поднятия, распространить их на длительные отрезки времени, поскольку современные тектонические движения имеют унаследованный, а не мгновенный характер» [50, с. 327]. Так как к настоящему времени установлено, что идея о полной и повсеместной унаследованности новейших и современных движений не согласуется с фактическим материалом [47 и др.], следует пересмотреть и развиваемые до сих пор взгляды о несоразмерности v_T и v_3 и о том, что $v_3 \gg v_T$.

Соотношение v_T и v_3 изменяется с увеличением интервала осреднения. Это видно из графика (рис. 47), составленного по уже ставшей традиционной, хотя и не совсем корректной форме изображения зависимости средних скоростей тектонических движений от интервала осреднения [63].

Точки 1 и 2 на графике отражают значения v_3 , установленные в результате анализа изменения уровня Мирового океана в конце прошлого и на протяжении текущего столетий. В 1875—1877 гг. [Фейрбридж Р., 1974 г.] был зафиксирован подъем уровня на 70 мм ($v_3 = 35$ мм/год). На графиках его изменения в настоящее столетие [Калинин Г. П. и др., 1975 г.] видно, что нормальные значения v_3 , осредненные за 3—5 лет, составляют около 10 мм/год (точка 3), но есть и разновременные отрезки с относительно стабильным уровнем, когда он изменялся со средней скоростью не более 1 мм/год. Таким образом, значения v_3 , полученные в результате осреднения за несколько лет, колеблются от нескольких миллиметров в год до нескольких десятков миллиметров в год и больше (см. ниже), т. е. так же, как изменяются значения v_T при переходе соответственно от платформенных областей к подвижным поясам.

Значения v_3 так же, как и v_T , осредненные за десятки лет, составляют миллиметры в год. Так, за 10 лет (с 1946 по 1956 г.) уровень океана поднялся с $v_3 = 5,5$ мм/год (точка 4), а за 40 лет (с 1924 по 1964 г.) — с $v_3 = 2,3$ мм/год (точка 5). По данным Ф. Кюнена [1957 г.] и И. В. Максимова [1971 г.], целым рядом

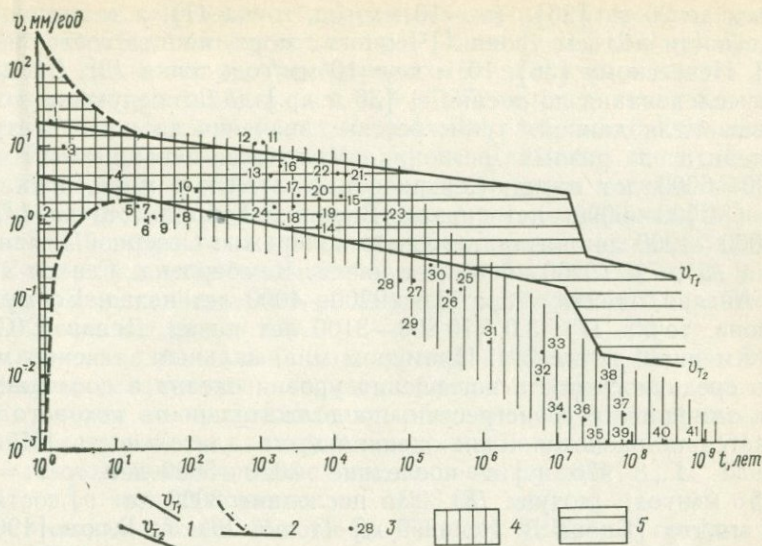


Рис. 47. Изменение средних скоростей вертикальных тектонических движений и эвстатических перемещений уровня Мирового океана в зависимости от периода осреднения.

1 — зависимость расчетной скорости тектонических движений от периода осреднения в подвижных поясах (v_{T1}) и в платформенных областях (v_{T2}), по А. А. Никонову; 2 — зависимость скорости тектонических движений от периода осреднения с учетом скоростей быстрых движений в подвижных поясах (v_{T1}) и относительной стабилизации движений на платформах (v_{T2}); 3 — значения средней скорости эвстатических перемещений уровня Мирового океана, определенные в соответствующих интервалах осреднения; 4 — поле изменения средних скоростей эвстатических колебаний уровня океана в зависимости от интервала осреднения; 5 — поле изменения средних скоростей тектонических движений в зависимости от интервала осреднения.

исследователей значения v_3 , осредненные за разные периоды, оценивались следующим образом (в скобках — периоды осреднения, мм/год): 1,2 (1860—1940 г.), 1,1 и 1,3 (1880—1930 г.), 1,14 (1890—1950 г.), 1,15 и 1,22 (1900—1950 г.) (точки 6—8). Другие данные [Калинин Г. П. и др., 1975 г.] свидетельствуют о том, что уровень океана с 1900 по 1964 г. повысился на 95 мм ($v_3 = 1,5$ мм/год, точка 9).

Представления о скоростях перемещения уровня Мирового океана, осредненных за столетия, могут быть получены из достаточно детальных для этого кривых Р. Фейрбриджа [36]. Наиболее уверенно можно говорить о значениях v_3 , вычисленных за двухсотлетние диапазоны времени. За эти интервалы уровень перемещается примерно на 7 м ($v_3 = 3,5$ мм/год, точка 10).

Радиоуглеродные датировки обеспечивают надежные данные о ходе позднепоследеледниковой трансгрессии и дают оценки значений v_3 для периодов $n \cdot 10^3$ лет*. Имея в виду такие по продолжительности периоды наиболее ускоренного развития трансгрессии, следует отметить, что в течение 2 тыс. лет уровень океана мог подни-

* Здесь и далее $n=1, 2, 3, \dots, 9$.

маться до 20 м [36] ($v_3=10$ мм/год, точка 11), а за тысячу лет, в частности подъем уровня Черного моря, иногда составлял, по Е. Н. Невесскому [36], 10 м ($v_3=10$ мм/год, точка 12). Специальные исследования по оценке v_3 [36 и др.] дали следующие ее нормальные для данной трансгрессии значения за разные отрезки времени и в разных регионах Мирового океана, мм/год: 6,0 (8000—6000 лет назад, Северное и Балтийское моря, точка 13); 1,0 (14 000—6000 лет назад, Внешние Гебриды, точка 14); 3,3 (12 000—4000 лет назад, западное побережье Северной Атлантики, точка 15); 7,0 (9200—6000 лет назад, Кемберленд, Северо-Западная Англия, точка 16); 3,6 (9200—4000 лет назад, Бермудские острова, точка 17); 3,0 (10 800—3100 лет назад, Делавэр, Северная Америка, точка 20). Примером минимальных значений может быть средняя скорость повышения уровня океана в последний период замедления трансгрессии, продолжительность которого определяется по-разному. Если оценивать его длительность [Никифоров Л. Г., 1976 г.] в последние 3000—5000 лет, то $v_3=1,0 \div \div 2,5$ мм/год (точка 18). За последние 8000 лет v_3 составила 1,25 мм/год [Бабак В. И., 1969 г.] (точка 19). А. Блюм [1963 г.] определил v_3 , равную 2 мм/год, за время от 6500 до 4100 лет назад (точка 24).

Рассматривая скорости перемещения уровня Мирового океана, осредненные в интервале времени $n \cdot 10^4$ лет, укажем на v_3 за время от 20 000 до 6000 лет назад, установленную на материалах по океанам, омывающим Южную и Северную Америку, о. Цейлон и Австралию. Она составляет 8,0 мм/год [Шепард Ф., 1961 г.] (точка 21). Исходя из кривой Н. Мернера [1971 г.], построенной с учетом гидростатических опусканий морского дна в ходе позднепоследледниковой трансгрессии, v_3 за время от 19 000 до 4000 лет назад составляет 6 мм/год (точка 22). По данным о четвертичных отложениях севера Западной Сибири [Чочиа Н. П., 1969 г.] уровень Мирового океана за послеказанцевское время (около 70 000 лет) опустился на 60 м. Отсюда $v_3=0,9$ мм/год (точка 23).

Представления о средних скоростях перемещений уровня океана за отрезки времени $n \cdot 10^5$ лет могут быть получены в результате использования данных о датировках и гипсометрическом положении средиземноморских террас [Цейнер Ф., 1963 г.]. Уровень Мирового океана в целом снижался по этим данным за последние 660 000—825 000 лет с $v_3=0,12$ мм/год (точка 25), за 550 000 лет — с $v_3=0,10$ мм/год (точка 26), за 270 000 лет — с $v_3=0,12$ мм/год (точка 27), за 150 000 лет — с $v_3=0,12$ мм/год (точка 28) и за 125 000 лет — с $v_3=0,06$ мм/год (точка 29). Исходя из результатов статистического анализа высот морских террас и равнин, балансовых расчетов К. К. Маркова и И. А. Суетовой, данных о средней глубине бровки шельфа и учитывая гидроизостатические движения дна океана, понижение его уровня за последние 300 000 лет было оценено [Шлейников В. А., 1975 г.] в 122 м. Отсюда $v_3=0,40$ мм/год (точка 30).

О порядке значений v_3 , осредненных за интервалы времени в $n \cdot 10^6$ лет, свидетельствуют оценки [Хаин В. Е., 1971 г.] средних скоростей снижения уровня Мирового океана в кавказскую (продолжительностью 1,3 млн. лет, $v_3 = 0,0372$ мм/год, точка 31) и аттическую (продолжительностью 8,4 млн. лет, $v_3 = 0,0001$ мм/год, точка 32) тектоно-магматические эпохи. Для этого масштаба времени проведены расчеты возможного влияния на эвстатические колебания уровня океана изменения скорости спрединга [Гленн Ф., 1975 г.]. Их результаты показали, что уровень океана на границе перми и триаса должен понизиться примерно на 200 м за 8 млн. лет при уменьшении темпов расширения океанического дна. Отсюда $v_3 = 0,025$ мм/год (точка 33).

О порядке значений v_3 за отрезки времени $n \cdot 10^7$ лет свидетельствуют следующие данные. Средние скорости снижения уровня океана за продолжительные дунайскую (продолжительностью 16 млн. лет) и австрийскую (продолжительностью 70 млн. лет) тектоно-магматические эпохи оцениваются В. Е. Хаиным [1971 г.] соответственно в 0,003 62 мм/год (точка 34) и 0,001 23 мм/год (точка 35). По В. Таннеру [1962 г.], средняя скорость снижения уровня океана сравнительно стабильного в тектоническом отношении района Флориды с начала олигоцена до наших дней (40 млн. лет) составляет 0,004 мм/год (точка 36). Исходя из статистического анализа гипсометрического положения разновозрастных полигенетических поверхностей выравнивания установлено [Шлейников В. А., 1975 г.], что за последние 95 млн. лет уровень океана опустился на 382 м с $v_3 = 0,004$ мм/год (точка 37). Количественная оценка кайнозойских тектонических движений в пределах Мирового океана привела к выводу о снижении его уровня за последние 65 млн. лет на 575 м [Леонтьев О. К. и др., 1975 г.]. При этом $v_3 = 0,008$ мм/год (точка 38).

Порядок значений v_3 , осредненных за интервалы времени $n \cdot 10^8 - n \cdot 10^9$ лет, может быть установлен только исходя из гипотетических расчетов подъема уровня Мирового океана в фанерозое. Эти расчеты заключаются в оценке: или суммарного эффекта проявления ряда факторов (поступления в гидросферу ювенильных вод, роста материков, накопления морских осадков, тектонических движений и др.), или изменения объемов срединно-океанических хребтов (в связи с изменением темпа спрединга). Расчетная кривая О. Г. Сарохтина [1976 г.] показывает, что в фанерозое уровень Мирового океана повышался с $v_3 = n \cdot 10^{-3}$ мм/год (точки 39, 41). Из оценки перечисленных выше факторов его перемещения [Васильковский К. П., 1979 г.] следует такой же порядок значений v_3 , полученных в результате осреднения за время $5 \cdot 10^8$ лет (точка 40). Несмотря на принципиально разные представления о знаке перемещения уровня Мирового океана и исходные теоретические предпосылки (предусматривающие только или вертикальные тектонические смещения в океане, или горизонтальные движения плит), порядок значений v_3 за геологическое время $n \cdot 10^8 - n \cdot 10^9$ лет оценивается одинаково.

Следует отметить некоторую условность установленной зависимости v_T от интервала осреднения. На графиках этой зависимости [63] не отражены максимальные значения v_T , которые для быстрых движений в районах повышенной сейсмичности за короткие отрезки времени ($n \cdot 10^{-1}$ — $n \cdot 10^0$ лет) могут намного превосходить указанные (рис. 45) значения и составлять десятки, а иногда и первые сотни миллиметров в год. Допустимо также, что в стабильных областях v_T , осредненная за время $n \cdot 10^0$ лет, может быть равна нулю. То же можно сказать об экстремальных значениях v_a . Например, в отрезок времени от 7700 до 5700 лет назад предполагается повышение скорости подъема уровня Мирового океана до 6 см/год [36]. В некоторые периоды, продолжительность $n \cdot 10^0$ лет, v_a измерялась дециметрами в год [36; Максимов И. П., 1971 г.] или равнялась (в эпохи относительной стабилизации или смены знака перемещения) нулю. Исходя из сказанного кривые изменения во времени v_{T1} и v_{T2} не перекрещиваются при коротких интервалах осреднения [63], а, наоборот, расходятся, и гораздо резче, чем это наблюдается по мере увеличения времени осреднения (рис. 47). Также не менее резко расширяется поле зависимости v_a от интервала осреднения.

Сопоставление v_T и v_a , меняющихся с интервалом осреднения, показывает, что порядки их значений практически одинаковы для диапазонов времени, измеряемых $n \cdot 10^0$ — $n \cdot 10^4$ лет. Далее с увеличением интервала осреднения v_a уменьшаются более резко, чем снижается v_T . Разница между ними достигает 1—2 порядков.

Соразмерность v_T и v_a для временных интервалов $n \cdot 10^0$ — $n \cdot 10^2$ лет определяет соответствующий подход при прогнозе изменения уровня моря в каждом данном районе побережья, который заключается в алгебраическом суммировании одновременных тектонических (и неотектонических) подвижек земной поверхности и общепланетарных перемещений (для окраинных морей) уровня Мирового океана. Оба фактора в совокупности искажают прогноз сезонных и периодических штормовых условий, предсказываемых в пределах статистической вероятности [Фейрбридж Р., 1974 г.].

Однопорядковость v_T и v_a для диапазонов времени $n \cdot 10^3$ лет имеет существенное значение при береговых исследованиях, в теоретическом обосновании которых имеют место противоречивые суждения. С одной стороны, сформулированные [50] представления о берегах поднятия и погружения естественно вытекают из происходящего в природе алгебраического суммирования соразмерных по темпам относительных перемещений уровня моря и земной поверхности. Это иллюстрируется, в частности, соотношением однопорядковых v_T и v_a для Балтийского побережья в районе Ленинграда [50]. Однако данным представлениям сопутствует идея о несоразмерности v_T и v_a и о том, что $v_a \gg v_T$ [50; Никифоров Л. Г., 1975 г.], которая противоречит фактическому материалу о значениях v_T и v_a и их изменении с увеличением интервала осреднения.

Существенное геолого-геоморфологическое следствие вытекает из соразмерности v_T и v_3 для интервалов времени $n \cdot 10^8 - n \cdot 10^4$. Рельеф большей части современного шельфа (с глубиной до 100—110 м) сформировался в ходе позднепоследледниковой трансгрессии за последние 20 тыс. лет. Его развитие заключалось в аккумулятивно-абразионном выравнивании первичной поверхности субаэрального расчленения, которое имело и имеет место сейчас в зоне волнового воздействия. Именно в ее пределах происходят транспортировка песчаного материала и донная абразия. Суммарный рельефообразующий эффект аккумулятивно-абразионного выравнивания затапливаемой поверхности зависит от длительности ее пребывания в поднимающейся за уровнем трансгрессирующего моря маломощной зоны волнового воздействия. В свою очередь эта длительность определяется алгебраической суммой скоростей подъема уровня моря и вертикальных тектонических перемещений. На этом положении основан предложенный нами метод количественной оценки тектонических движений на шельфе.

Морфографический анализ на шельфах наиболее эффективен в условиях расчлененного рельефа и современных прибрежных зон. На поверхностях расчленения анализируются морфографические признаки, известные из опыта наземных исследований аккумулятивно-эрозионного рельефа, а в прибрежных зонах — специфические признаки проявления тектонических движений и активных структур, установленные при изучении их соотношений с элементами и формами береговой морфоскульптуры [47, 50, 61, 62, 84]. При мелкомасштабных структурно-геоморфологических исследованиях следует проводить комплексный морфографический анализ всех характеристик рельефа на общей геоморфологической карте [47]. Этим ограничены возможности морфографического анализа. К его недостаткам следует прибавить субъективность и частую неоднозначность интерпретации комплекса морфографических признаков.

Этого недостатка в значительной мере лишен морфометрический анализ, применение которого вместе с тем связано с преодолением ряда других трудностей. Первая из них заключается в раздельной количественной оценке двух главных морфологических характеристик рельефа: расчлененности и уклонов. Наиболее рациональным является использование для морфометрического метода показателей расчлененности, вычисленных по батиметрическим или навигационным картам или по эхограммам. Для последующей их структурно-тектонической интерпретации в соответствии с принципами применения морфометрических методов в морфоструктурном анализе [47] следует учесть неотектонические факторы, определяющие значения этих показателей.

Время пребывания поверхности в зоне волнового воздействия (и соответственно степень переработки осложняющих ее субаэральных форм расчленения) определяется не только скоростью и знаком тектонических перемещений, но и скоростью подъема уровня моря в последнюю (для большей части шельфовых прост-

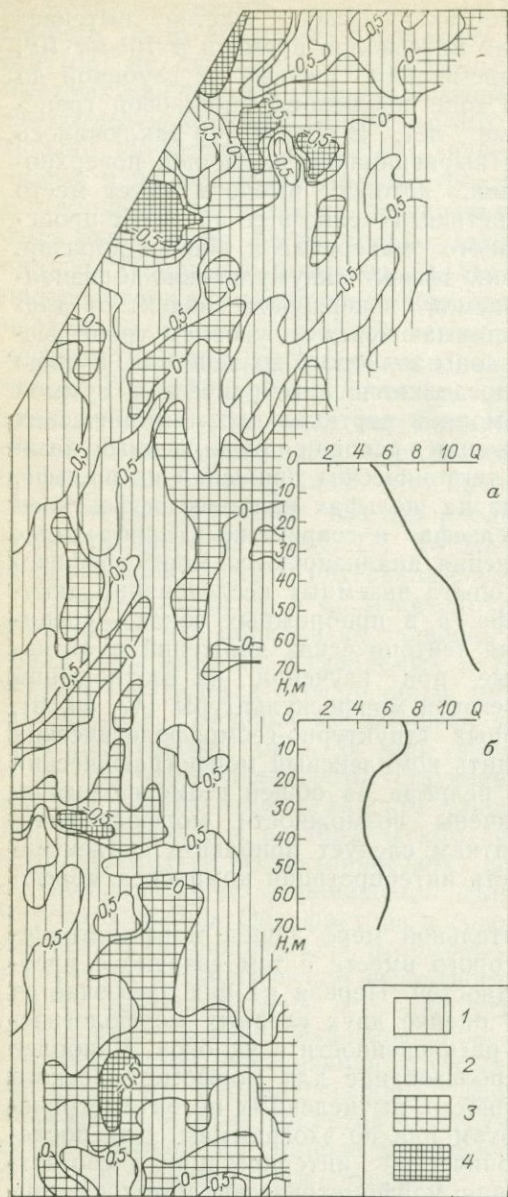


Рис. 48. Фрагмент схематической карты рельефообразующих тектонических движений восточного подводного склона Балтийского моря по данным морфометрического анализа.

1 — интенсивные поднятия; 2 — поднятия; 3 — опускания; 4 — интенсивные опускания. На графиках — изменение расчлененности Q с глубиной H в северном (а) и южном (б) районах. Кривые отражают изменение нормальных средних значений расчлененности с глубиной.

ранств — позднеледниковую) трансгрессию, которая для участков, расположенных в одном и том же диапазоне современных глубин, может быть принята за равную. Таким образом, для преодоления этой трудности — учета эвстатического фактора, определяющего степень выровненности субэвстатического рельефа, необходимо оценить нормальные средние значения расчлененности для каждого диапазона современных глубин. Эти значения различаются в районах с разными геолого-геоморфологическими особенностями, что требует проведения предварительного районирования.

В соответствии с рассмотренными ранее [47] принципами и порядком применения морфометрического метода на шельфе нами проведен морфометрический анализ расчлененности подводного склона Восточной Балтики (рис. 48). Последний разделен на два рай-

она, отличающихся друг от друга по геолого-геоморфологическим особенностям. Граница между районами проходит примерно по параллели $56^{\circ}30'$ (на траверзе г. Лиепая). Для северного района характерна меньшая аккумулятивно-абразионная переработанность ледникового рельефа [13], что определяет повышенные

значения его расчлененности, которые существенно увеличиваются с глубиной. Южный район, наоборот, отличается меньшей расчлененностью рельефа, слабо изменяющейся вниз по склону. Для северного и южного районов составлены графики изменения нормальных значений расчлененности с глубиной (рис. 48, а, б) и для каждой отметки глубин вычислены отклонения от нормальных значений в безразмерных коэффициентах (K) по следующим формулам: $K=1 - (S_{\phi}/S_{cp})$ (при $S_{\phi} < S_{cp}$) и $K=(S_{cp}/S_{\phi}) - 1$ (при $S_{cp} < S_{\phi}$), где S_{cp} — среднее (нормальное) значение расчлененности для данной глубины, S_{ϕ} — истинное значение расчлененности.

Нулевые изолинии между положительными и отрицательными значениями коэффициентов отражают границы относительно опускающихся и поднимающихся участков. Кроме этого, проведены изолинии со значениями коэффициентов $+0,5$ и $-0,5$, показывающие участки наиболее интенсивных поднятий и опусканий. Принимая во внимание неотектоническую активность многих структур доновейшего заложения на территории Прибалтики [13, 70], составляемую карту можно рассматривать в качестве материала к прогнозу структур.

Сравнение карты рельефообразующих движений (рис. 48) и структурной карты по опорному отражающему горизонту (кровля ордовика), составленной Г. В. Грушевским по данным ВНИИморгео, показало, что наиболее крупные положительные и отрицательные морфоструктуры продолжают на море структуры второго порядка, установленные на суше по данным сейсморазведки и бурения. В южной части склона (между городами Паланга и Клайпеда) четко прослеживается западная периклиналь Тельшайского вала. К северу от него (район г. Швянтойи) намечается замыкание Клайпедского прогиба, а в районе г. Лиепая выделенная положительная морфоструктура продолжает в море Лиепая-Кулдигский вал. Севернее этого вала (район г. Павлоста) на суше выделяется безымянная вытянутая зона опускания того же простираения, которая четко выражена в морфоструктуре подводного склона. В пределах показанного на карте склона отчетливо выделяются восточная часть положительной структуры Лиепая-моря (между параллелями $56^{\circ}00'$ и $56^{\circ}20'$) и два безымянных локальных поднятия к востоку и юго-востоку от нее.

§ 30. Анализ деформаций отличительных линий

Анализ деформаций отличительных линий относится к другому направлению структурно-геоморфологических исследований, основанных на изучении батиметрического положения первично-горизонтальных элементов рельефа. Методика их выделения и синхронизации рассмотрена ранее [47], где значения деформаций предлагалось нами отражать в виде единой системы изолиний — линий равных значений коэффициентов деформированности. Этот

способ отражения деформаций отличительных линий хотя и является удобным, не всегда применим.

Так как отрезки линий минимальных уклонов чаще всего приурочены и контрастно выражены на поднятиях, а максимальных — во впадинах, то их средние глубины могут дать неправильные представления о первичном батиметрическом положении линии в целом, которое может быть искажено в сторону уменьшения или увеличения глубин. Данное обстоятельство выявилось при опробовании метода на подводном склоне п-ова Ямал, в восточной части Балтийского моря и в зал. Шелихова (рис. 31—33).

На западном подводном склоне п-ова Ямал выявлены деформации на батиметрических профилях по отличительным линиям. Для совместного анализа профили располагались таким образом, чтобы их взаимное плановое положение соответствовало расположению на карте отрезков отличительных линий относительно друг друга. Однако этот принцип в расположении профилей далеко не везде удалось выдержать, что объясняется сложной конфигурацией в плане как всего склона, так и выделенных в его пределах отличительных линий. В результате анализа профилей стрелками на карте (рис. 33) зафиксированы направления погружений отличительных линий. Там, где эти направления согласуются у совокупности смежных линий, намечаются оси их положительных и отрицательных деформаций и их контуры. На подводном склоне п-ова Ямал таким образом выделен ряд положительных и отрицательных вытянутых морфоструктур. При переходе от южной части подводного склона к северной ориентировка выделенных зон меняется с северо-западной на северо-восточную, что соответствует геофизическим данным на этой территории.

Выбранная для анализа деформаций отличительных линий территория Юго-Восточной Балтики приурочена к наиболее погруженной части Балтийской синеклизы. Поверхность фундамента погружается здесь до 3000 м и более. Основные структурные формы осадочного чехла оформились в каледонский этап, а во время последующих циклов тектогенеза существенных перестроек структурного плана не произошло. Структурно-тектонические особенности исследуемого района обусловили основные черты дочетвертичного рельефа коренных пород [70] и в меньшей степени — орографию современного рельефа.

Выявление деформаций отличительных линий на территории юго-восточной части Балтийского моря осуществлялось в результате использования нового и простого приема наложения последних на батиметрическую основу и анализа плановых соотношений изобат и отличительных линий. Направление увеличения глубины на каждой линии стрелками фиксировалось в тех местах, где серия смежных изобат пересекала под острым углом совокупность отличительных линий. В результате этого оконтурены шесть положительных и несколько отрицательных морфоструктур (рис. 31).

Для опробования методики анализа деформаций отличительных линий в условиях современной геосинклинальной системы

было выбрано западное побережье п-ова Камчатка в зал. Шелихова (рис. 32). В геолого-геофизическом отношении этот район изучен слабо. Но на лучше изученные в этом отношении расположенные рядом с ним районы подводного склона Западной Камчатки имеются значительно худшие гидрографические материалы, необходимые для фиксации и анализа отличительных линий. Поэтому перед данной работой в этом районе была поставлена задача выяснения принципиальной возможности применения методики выделения отличительных линий и определения их деформаций в условиях современной геосинклинали.

Анализ отличительных линий позволяет выделить в пределах шельфа зоны новейших поднятий и опусканий, характеризующиеся положительными и отрицательными деформациями. От м. Южный до м. Утхолокского выделяются две зоны поднятий широтного простирания, которые лежат на продолжении Морошечного антиклинория. Между этими двумя зонами поднятий на схеме отличительных линий выделяется небольшая впадина, осложняющая антиклинорий, которая на суше не прослеживается. От м. Промежуточный до р. Тигиль выделяется крупное поднятие субмеридионального простирания, являющееся продолжением выделенного на суше Омгонского антиклинория. Но на схеме оно занимает большую территорию и распространяется на северо-восток почти до устья р. Аманина. Выделенные две зоны поднятий, соответствующие Морошечному и Омгонскому антиклинориям, отделены друг от друга впадиной, являющейся северным продолжением Хайрюзовского синклинория. От устья р. Аманина до м. Каматон прослеживается крупная отрицательная морфоструктура, которая огибает Омгонский антиклинорий с востока. Это опускание является продолжением на шельфе Кулькинской впадины. У м. Каматон выделяется поднятие, прослеживающееся в субмеридиональном направлении до глубин около 100 м. Оно соответствует Точилинско-Гаванской антиклинальной зоне. К востоку от антиклинальной зоны на шельфе выделяется отрицательная морфоструктура субмеридионального простирания, которая является продолжением Аманинской впадины. От устья р. Палана до устья р. Бурная выделяется небольшое по площади поднятие, которое соответствует на суше установленному горсту, ограниченному четко выраженными в рельефе разрывными нарушениями.

Таким образом, в этом районе шельфа Охотского моря результаты анализа деформаций отличительных линий находятся во вполне удовлетворительном соответствии с геологическими данными по прилегающей суше и данными по двум профилям морской сейсморазведки. Анализ деформаций отличительных линий позволил уточнить границы двух антиклинориев, сложенных меловыми породами, а также выявить морское продолжение складчатых образований верхнего структурного яруса (антиклинальные зоны и прогибы). Косвенно отражаются в пределах шельфа в виде местных расширений зон поднятий и сужений прогибов шовные зоны командорско-курильского простирания.

Выявление тектонических деформаций отличительных линий в районе м. Песчаного на Каспийском море (§ 15) также осуществлялось путем наложения последних на батиметрическую карту и анализа плановых соотношений изобат и отличительных линий. В результате этого на эталонном участке выявлены положительные и отрицательные деформации отличительных линий (рис. 30). Участки, где отличительные линии испытали отрицательные деформации, преобладают по площади и объединяются в крупные зоны. Близ южной рамки вырисовывается самая северная часть Песчаномысского поднятия. Выделенные к северу от него деформации тяготеют к Сегендыкскому прогибу.

Оценивая в целом метод анализа деформаций отличительных линий, следует указать на возможность своеобразного самоконтроля полученных результатов. Он заключается в одновременном изучении батиметрического положения не одной, а совокупности сопряженных друг с другом отличительных линий. При малых значениях деформаций, часто измеряемых всего несколькими метрами, и при различных помехах, которые возникают в ходе преобразований батиметрической поверхности, важен факт установления согласованности деформаций не одной, а целого семейства соседних отличительных линий. И чем больше сопряженных линий на подводном склоне подверглись одной деформации, тем более уверенным является вывод о ее знаке и интенсивности. Определенность и точность выделения морфоструктур этим методом естественно повышаются и с увеличением амплитуды деформации.

ГЛАВА IX

МЕТОДИКА МОРСКИХ

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ЛИНЕЙНЫХ МОРФОСТРУКТУР

§ 31. О закономерностях ориентировки разрывных нарушений и линейных морфоструктур

Для выделения, изучения и картографирования линейных морфоструктур большое значение имеет познание закономерностей азимутального положения разрывных нарушений и линеаментов. Проводимые в этом направлении структурно-геоморфологические исследования имеют непосредственное отношение к общегеологической проблеме планетарной (системной, нормальной, регулярной) трещиноватости. Современное состояние этой проблемы характеризуется: 1) широким признанием общепланетарных закономерностей в ориентировке разнопорядковых разрывных нарушений от мелких тектонических трещин [87 и др.] и разрывов [22 и др.] до глубинных разломов [13 и др.], выраженных в рельефе в виде линеаментов [8, 43] не только в пределах щитов (Казахского [3],

Балтийского [64], Украинского [Тяпкин К. Ф., 1966 г.; Пистрак Р. М., 1967 г.], Алданского [22, 55] и Канадского [89]), но и на таких платформенных территориях, как эпигерцинские плиты [42, 83], Тунгусская синеклиза [6], Днепровско-Донецкая впадина [Пистрак Р. М., 1967 г.], а также в складчатых областях [Андиева Т. А., Супруненко О. И., 1974 г.] и на шельфе [Шевалдин Ю. В., 1974 г.]; 2) привлечением к ее решению комплекса геологических [7, 60, 87 и др.], геофизических [6, 55, 56, 83] и морфоструктурных [8, 42, 43] исследований, в результате которых обнаружены некоторые общие особенности в ориентировке линейных элементов геофизических полей, структуры и морфоструктуры; 3) обнаружением ряда особенностей блокового строения платформы: геометрически правильных очертаний (ромбовидных, близких к прямоугольным) платформенных блоков [Пистрак Р. М. и др., 1967 г.], их более или менее выдержанных размеров [6; Тяпкин К. Ф. и др., 1966 г.] и равных или близких расстояний между соизмеримыми разрывами одной системы [64]. Вместе с тем в данной проблеме до сих пор остаются открытыми вопросы о соотношении планетарной и локальной (местной) трещиноватости и о количестве, азимутальном положении и выраженности в структуре и рельефе систем планетарной трещиноватости.

Решение вопроса о соотношении планетарной сетки трещиноватости с разрывами, ориентированными в зависимости от местных структурно-тектонических условий, должно во многом объяснить противоречия между общепланетарными закономерностями и местными особенностями в ориентировке разрывных нарушений, позволить более уверенно выделять их в рельефе, осадочном чехле и фундаменте и использовать эти закономерности при прогнозе геологических структур. Многочисленные геолого-геофизические и морфоструктурные исследования подтверждают представления о том, что совокупность закономерно ориентированных разрывных нарушений во многом определяет многообразие блоковой тектоники платформ. Однако на современные тектонические карты и карты разрывных нарушений наряду с местными разрывами из общепланетарной сети обычно попадают только те ее фрагменты, формирование и развитие которых связано или с интенсивным проявлением магматизма (что обеспечило их четкую выраженность в магнитном поле), или с подвижками крыльев разломов, зафиксированными в смещениях геологических образований и геофизических аномалий.

Выделяемые разрывные нарушения имеют часто довольно сложную конфигурацию и обычно характерные для каждого региона простираения (региональная трещиноватость). Это не значит, что в пределах данного региона нет разрывов других систем. Последние не были достаточно активными в платформенный и доплатформенный этапы развития территории. Вместе с тем в структуре щитов и кристаллических массивов и в современном рельефе целых платформенных равнин и континентов (см. ниже)

обычно фиксируются разрывные нарушения всех планетарных систем, что свидетельствует о их повсеместном распространении. Гетерогенность каждой крупной структурной единицы плиты или ее части выражается в «выборе» из всей совокупности планетарной трещиноватости разрывов одного или нескольких направлений в зависимости от ее собственной ориентировки и от простирающихся структур складчатого основания и обрамления. Таким образом, нам представляется, что планетарная трещиноватость распространена повсеместно в платформенных областях, а региональная представлена разнопорядковыми нарушениями одной или нескольких систем, «выбранных» из общепланетарной сети и максимально проявившихся в рельефе и в структуре фундамента и чехла.

В качестве подтверждения этих положений сошлемся на примеры, которые уже были приведены И. Г. Гольбрайхом и др. [1968 г.], с другой целью — с целью показать господство региональных разломов и отсутствие общепланетарных закономерностей в ориентировке разрывных нарушений на Вилуйской синеклизе и Алданском щите. Для первого из этих регионов в качестве региональных выступают разрывы северо-восточного простираения, обрамляющие наиболее погруженную часть, а для северного склона Алданского щита наиболее характерны разломы субмеридионального и северо-западного простираений. Разрывные нарушения перечисленных направлений выделяются и в рельефе. Вместе с этим на сводной розе-диаграмме примерно с одинаковой частотой выражены ортогонально и диагонально ориентированные линейные элементы Вилуйской синеклизы, а для Алданского щита в результате детальных геолого-геофизических работ [22] установлены все системы планетарной трещиноватости с азимутами: 300 и 30°, 330 и 60°, 00 и 90°.

По вопросу о соотношении планетарной и местной (локальной, структурной) трещиноватости ряд авторов, отрицая общепланетарную закономерность в ориентировке разрывов, считают, что их простираение является только показателем распределения напряжений, возникших при образовании пликативных деформаций, или что наряду с региональными разломами глубокого заложения существует локальная трещиноватость, определяемая морфологией и ориентировкой структур.

Другие исследователи [87] разделяют трещиноватость на два вида: планетарную и тектоническую, хотя, по существу, и та и другая составляют единую совокупность разнопорядковых дизъюнктивных структур, ориентировка которых подчинена общепланетарным закономерностям. С. С. Шульц [87] указывает также на то, что вместе с ростом пликативных структур первичные, планетарные трещины теряют геометрическую правильность строения своей сети, когда горизонтальные слои, в которых они образовались, дислоцируются. Здесь речь, вероятно, должна идти не о искажении сети планетарной трещиноватости, независимость ориентировки которой от пликативных структур признается большинством исследователей [42, 91], а о наложении на нее местных

вторичных разрывов. Признавая установленные эмпирические зависимости между элементами залегания слоев и ориентировкой местных трещин, мы поддерживаем точку зрения П. Бланше [89], по которой системная трещиноватость могла бы проявиться идеально в рельефе и ландшафте только при условии горизонтальной гомогенности земной коры. Отклонение же от закономерной ориентировки разрывов связано с местными пликативными дислокациями. И. Спроул [100] отмечает два влияния на нормальную (системную) трещиноватость антиклинальных структур чехла. Развитие последних или приводит к раскрытию разрывов, или определяет образование вторичных трещинных систем, отклоняющихся по направлениям от преобладающей ориентировки. Р. Ходжсон [1961 г.] на основании пространственных взаимоотношений делит разрывы на несистематические и систематические, образовавшиеся в однородных условиях, не зависящие от пликативных структур и представленные прямолинейными, закономерно ориентированными зонами трещиноватости, перекрывающимися в плане, но не оказывающими друг на друга взаимного воздействия. Л. Латман [95] и другие рассматривают пликативные структуры как неоднородности в осадочном чехле, создающие или аномалии в изменении направления системной трещиноватости, или новые системы местных разрывов.

Деление всей совокупности тектонической трещиноватости на планетарную и местную основано также на особенностях их развития. Вопрос о времени заложения и развития планетарной трещиноватости до сих пор решается по-разному. О первичном относительно платформенных структур характере планетарной сетки разломов после Р. Зондера писал Н. С. Шатский [1948 г.]. С. С. Шульц [1966 г.] считает, что каждому этапу геологической истории соответствует своя система двух взаимно перпендикулярных направлений, но впоследствии [87] называет планетарные трещины первичными. По Р. И. Гришкяну [1971 г.], все шесть систем планетарной трещиноватости на Алданском щите возникли в один тектонический акт при его сводовом поднятии на рубеже раннего протерозоя — начала рифея. Детальные исследования трещиноватости угольных пластов и вмещающих пород Донбасса [7] показали, что эндогенные трещины являются доскладчатыми образованиями, а наличие шести однородных систем, весьма близких к линеаментам Р. Зондера, допускает их общепланетарный генезис. Большинство других исследователей рассматривают закономерно ориентированные разрывные системы или как древние образования, или как образования, заложенные в доплатформенные этапы развития. Распространение одних и тех же систем трещин в разновозрастных осадках от новейших до докембрийских может быть объяснено или их созданием в неотектонический этап, или длительным унаследованным развитием.

Р. Хоппин [93] ставит под сомнение древнее заложение закономерно ориентированных разрывов и связывает их повсеместное

образование и выраженность в современном рельефе с постседиментационными молодыми рельефообразующими движениями. В отношении этого имеются следующие возражения. Во-первых, многие из выделяемых в рельефе зон, входящие в системы планетарной трещиноватости, находят свое четкое отражение в геофизических полях, выражающих главным образом древние складчатые и разрывные структуры основания платформ. Совпадение простираний линейных элементов рельефа, структуры чехла и гравиманнитных полей на платформах, показанное в многочисленных [8, 43 и др.] работах, свидетельствует о древнем заложении многих разрывов и их проникновении вверх по разрезу вплоть до земной поверхности. Во-вторых, только первичным и одновременным заложением разноориентированных зон планетарной трещиноватости можно объяснить их выдержанность на сотни и тысячи километров направленности и прямолинейности [100], независимость их простираний от взаимных пересечений и главное от структур фундамента и чехла [43, 83 и др.]. Эти зоны, не меняя своего направления, могут пересекать различные платформенные и складчатые структуры и в зависимости от направленности и интенсивности тектонических движений выступать в структуре и рельефе или в виде зон повышенной трещиноватости (диаклаз) с широким развитием трещин отрыва, или в виде зон дробления и смятия, связанных с региональным сжатием пород, или в виде зон разрывов со смещениями (сбросы, сдвиги). В-третьих, если считать, что планетарная трещиноватость создана в результате только молодых напряжений и является образованием сугубо поверхностным, то надо ожидать увеличение трещиноватости вверх по разрезу. На самом деле, как известно, наблюдается обратная закономерность — увеличение трещиноватости у более древних отложений.

В то время как планетарная трещиноватость характеризуется древним заложением и длительным развитием, появление и формирование местных трещин и разрывов связаны со временем развития пликативных структурных форм. В современной земной поверхности можно наблюдать лишь те местные разрывы и трещины, которые непосредственно определены рельефообразующими деформациями вне зависимости от их отношения к структурам в более глубоких горизонтах. Чем контрастнее выражена в рельефе пликативная (наложенная или сквозная) структура, тем ярче проявляются осложняющие ее разрывы.

Другое различие касается кинематических особенностей многих планетарных и местных разрывов. Если унаследованное развитие планетарных разрывов проявляется в их проникновении от более древних пород к более молодым, часто без каких-либо смещений их крыльев, то появление и развитие местных разрывов подразумевают подвижки по ним. Причем это характерно как для крупных разломов, так и для мелких трещин в осадочных породах. Например, планетарные («эндогенные») трещины по наблюдениям в 650 шахтопластах Донбасса [7] чаще всего приоткрыты, имеют

ровные раковистые глянцевые и характерные глазковые поверхности. Это отличает их от «экзогенных» трещин, которые всегда характеризуются наличием следов движений (глинка трения, перетертый в порошок уголь, смещения жестких прослоев пирита и др.). Большинство трещин, входящих в общепланетарные системы на Алданском щите, также характеризуется отсутствием признаков смещений [22].

Таким образом, планетарная трещиноватость представляет собой потенциальную сеть диаклаз, которая в соответствии с местными условиями реализуется путем образования по ней разрывов со смещениями (региональная трещиноватость). Она отличается от местной трещиноватости временем заложения, отношением к пликвативной структуре чехла и кинематическими особенностями.

Однако главное отличие планетарной трещиноватости от местной заключается в ее закономерной ориентировке относительно координатной сетки. Выявление азимутального положения систем планетарной трещиноватости проводится по следующим направлениям.

1. Изучение ориентировки отдельных наиболее характерных разломов [60]. Такой путь не обеспечивает массовости наблюдений и поэтому не гарантирует правильность выводов относительно направлений и количества систем планетарной трещиноватости. Наиболее контрастно выраженными в каждом данном регионе являются разрывы, составляющие региональную трещиноватость, а их анализ не позволяет установить общепланетарные закономерности в ориентировке.

2. Составление теоретических моделей сеток разрывных деформаций [99]. Это связано с расчетами, основанными на гипотетических представлениях. Так, Ф. Венинг-Мейнес [1947 г.] исходил в своих расчетах из возможного смещения полюсов, А. Шайдеггер [99] — из положения о том, что линии скалывания пересекаются друг с другом под прямым углом, что не соответствует реальной действительности.

3. Метод экстраполяции фактических разломов [Чебаненко И. И., 1963 г.], который не оправдал себя вследствие субъективного истолкования разнородных материалов, что привело, в частности, к полному отрицанию разрывов двух ортогональных систем.

4. Наиболее распространенный метод статистического анализа ориентировки разрывных нарушений [8, 42, 43, 56, 83 и др.] заключается в изучении распределения разрывных нарушений относительно азимутальных углов (составление роз-диаграмм, гистограмм и кривых распределения). Он также имеет свои недостатки, так как распределение линейных элементов рельефа, структуры и геофизических полей по диапазонам простираний не позволяет разделить их на планетарные и местные. Однако массовость наблюдений обеспечивает объективность и представительность материала, а сравнительный анализ роз-диаграмм, составленных для различных территорий, позволяет выделить преобладающие на-

правления разрывных нарушений, которые развиты повсеместно. Общепланетарные закономерности в простираниях линейных элементов морфоструктуры могут быть выявлены также в результате статистического анализа углов встреч (сочленения) и поворотов (§ 10) прямолинейных отрезков речных долин. Несмотря на то что эти углы во многом зависят от рельефообразующих деформаций пликвативного характера (рис. 16), результаты данного анализа, проведенного нами [42] в 17 различных по геолого-геоморфологическим условиям районах Сибири, а также на шельфах Баренцева и Карского морей (рис. 18), показали общую особенность, которой подчиняется взаимная ориентировка прямолинейных гидрографических элементов. Выраженная в субпараллельности кумулятивных кривых и похожих друг на друга гистограммах, эта особенность указывает на наличие повсеместно распространенных и наиболее часто встречаемых углов встреч и изгибов долин, которые отражают углы пересечения морфоструктур, закономерно ориентированных относительно координат сетки [42].

С различными методическими подходами, детальностью исследований, а также с рядом объективных факторов связаны расхождения в определении количества и ориентировки систем планетарных трещин. Некоторые исследователи выделяют только диагональные простирания, другие считают, что количество систем равно четырем [87], шести [8, 42, 43 и др.] и восьми [60]. Расхождения в представлениях об ориентировке систем планетарной трещиноватости определяются еще и тем, что выявление общепланетарных направлений проводится с различной детальностью и по разным источникам: путем анализа геофизических полей, фиксации тектонических трещин в обнажениях, обработки топо- и аэрофотоматериалов. Хотя в общем виде ориентировка планетарных систем характеризуется близкими азимутальными углами, анализ различных объектов не дает всегда однозначные результаты. Используемые для этой цели исходные материалы отличаются друг от друга твердостью критериев их интерпретации, детальностью и полнотой отображения трещинно-разрывной сети. Характер материала во многом определяет точность измерений азимутальных углов. С точностью, соизмеримой с десятиградусным диапазоном на розах, связано часто слияние двух северо-западных (305 и 325°) и двух северо-восточных (35 и 55°) пиков в единые лучи, что приводит ряд исследователей к выводу о наличии только двух диагональных систем с азимутами 45 и 315° .

Основная объективная причина существенных различий в определении ориентировки планетарных систем заключается в индивидуальном характере распределения разрывных нарушений относительно диапазонов простираний в каждом районе. Это значит, что розы-диаграммы линейных элементов структуры и морфоструктуры, построенные для любого по площади района, обычно асимметричны, имеют характерный рисунок и обязательно отличаются друг от друга. По С. С. Незаметдиновой [1968 г.], опреде-

ленное сходство роз-диаграмм имеет место лишь на уровне континентов, а почти полная симметрия намечается только на сводной, составленной для всех континентов и океанов диаграмме.

Выраженность общепланетарных закономерностей ориентировки определяется относительным содержанием местной трещиноватости в общей совокупности трещин и разрывов на данной территории. Затусшевающая роль местной трещиноватости должна проявляться больше всего на уровне мелких и меньше в масштабе крупных разломов и линеаментов. Распределение мелких трещин и разрывов осадочного чехла по диапазонам простираний характеризуется наибольшим разнообразием, что связано со значительным влиянием на него разнорядковых, в том числе локальных, пликативных, структур.

Анализ ориентировки различных линейных элементов в структуре, рельефе и геофизических полях показал [43], что наряду с повсеместно распространенными преобладающими системами трещиноватости, установленными П. С. Вороновым [8], иногда встречаются дополнительные системы. Их азимутальное положение обычно характеризуется углами 70 и 340, 20 и 290°, составляющими две взаимно перпендикулярные пары. Так как встречаемость этих систем в разрывной сети невелика и почти не имеет места в современном рельефе и они выражены в основном на древних платформах или в геофизических полях, отражающих структуру фундамента, можно предположить, что эти направления характеризуют более древнюю сеть планетарной трещиноватости, которая иногда «просвечивает» через современную.

При построении карт избранных простираний линейных элементов рельефа Среднесибирского плоскогорья и Западно-Сибирской равнины [43 и др.] выяснилось, что эти элементы, входящие в каждую из систем планетарной трещиноватости, распространены в пространстве далеко не равномерно и в основной своей массе сосредоточены в ортогонально и диагонально ориентированных зонах разной ширины и протяженности. Самые крупные из них характеризуются распылчатыми границами, шириной до первых сотен километров и длиной в сотни и тысячи километров. Они прослеживаются не только по геоморфологическим, но и по геофизическим данным на древних платформах [100] и молодых плитах [42, 43, 83 и др.]. Неравномерное распределение планетарной трещиноватости каждой системы в виде зон и полос в значительной степени определяет то, что каждый ограниченный по площади участок (район) характеризуется свойственным только ему распределением разрывов по диапазонам простираний. Рисунок роз-диаграмм в связи с этим зависит от положения каждого данного участка в системе планетарных разрывных зон. Если участки расположены в районе пересечения двух или нескольких зон, то в распределении разрывов и линеаментов по диапазонам простираний четко прослеживается ориентировка этих зон. На розах-диаграммах участков, которые пересекаются одной зоной, выделяется лишь одна система планетарной трещиноватости.

Таким образом, проявление планетарных закономерностей ориентировки на диаграммах связано с целым рядом местных факторов, влияние которых на распределение линейных элементов структуры и морфоструктуры относительно координатной сетки уменьшается при увеличении площади изучаемого региона, так как при последовательном расширении его границ увеличивается вероятность попадания в его пределы: а) зон всех систем планетарной трещиноватости, б) большего количества разнопорядковых пикативных структур различной ориентировки и интенсивности, совокупность которых определяет все более равномерное фоновое распределение на диаграммах трещин и разрывов; в) районов с различной ориентировкой региональной трещиноватости. Нерегулярность влияния этих факторов в различных районах вряд ли может позволить установить граничные площадные показатели участков, на которых имеют место или отсутствуют общепланетарные закономерности простираний линеаментов и разрывов. Как показывает опыт изучения ориентировки [43], эти закономерности могут проступать на участках с площадями в несколько тысяч квадратных километров и могут быть слабо выраженными на территориях в масштабе региональных тектонических структур.

Несмотря на трудности в определении количества и ориентировки систем планетарной трещиноватости, многочисленные исследования в этом направлении привели к определенным результатам. Сейчас наряду с диагональными единодушно признается существование ортогональных систем, в связи с чем количество систем никак не может быть меньше четырех. На розах-диаграммах, построенных на обширные по площади регионы, обычно не выделяется больше шести систем. Поэтому речь может идти о четырех или шести системах, составляющих современную сетку планетарной трещиноватости. Лучи на розах, отражающие встречаемость северо-западных и северо-восточных элементов разрывной тектоники и морфоструктуры, отличаются от четко обособленных, узких ортогональных пиков своей массивностью, своеобразным расщеплением и приуроченностью осложняющих их пиков часто к азимутам, не кратным 45° [43], что следовало бы ожидать из представлений о четырех общепланетарных системах. Обнаруженные нами [42] закономерности взаимной ориентировки прямолинейных гидрографических элементов (углов встреч и изгибов речных долин) также противоречат этим представлениям. Детальное исследование большого статистического материала позволило П. С. Воронову [8] наряду с выделением ортогональных систем 0 и 90° разделить диагональные лучи на две пары взаимно перпендикулярных направлений и определить значения их углов: 305 и 35 , 325 и 55° . Независимо от П. С. Воронова эти же системы были выделены в результате исследований линеаментов на Канадском щите [89], трещин в палеозойских и мезозойских отложениях Северной Америки [Hodson R. A., 1961 г.] и Англии [22]. В дальнейшем наличие этих систем планетарной трещиноватости было подтверждено многими исследованиями [8, 22, 42, 43 и др.].

Вероятно, разрядка общепланетарных напряжений в земной коре приводит к образованию не только разрывных, но и генетически связанных с ними пликативных дислокаций. Исходя из этого в положении последних следует ожидать те же закономерности ориентировки, которые характеризуют систему планетарной трещиноватости [42]. Анализ простираций локальных структур эпигерцинских плит показал, что распределение их относительно азимутальных углов неравномерное и характеризуется четкими пиками [42]. Несмотря на существенные различия роз-диаграмм, связанные в основном с региональными особенностями развития и строения каждой плиты, азимутальное положение преобладающих простираций в основном совпадает с направлением общепланетарных систем. Нечеткая их выраженность определяется, по-видимому, также ошибками в измерениях и значительными диапазонами азимутальных углов, для которых определена частота встречаемости структур.

Более определенные выводы были получены нами в результате изучения ориентировки более 600 локальных структур Западно-Сибирской плиты по среднемасштабным структурным картам с точностью оценки их азимутальных углов до 5° [Розанов Л. Н. и др., 1974 г.]. На полигоне распределения локальных структур относительно пятиградусных диапазонов простираций из 10 максимумов шесть наиболее четко выраженных отвечают установленным азимутальным углам, характеризующим три взаимно перпендикулярные пары систем планетарной трещиноватости. Остальные 4 максимума соответствуют азимутам, направления которых не образуют друг с другом прямых углов. Минимумы на этом полигоне отвечают азимутам, направления которых образуют три взаимно перпендикулярные системы: 292 и 23 , 313 и 43 , 334 и 63° , соответствующие «запретным секторам» на общей схеме планетарной трещиноватости [8]. Азимутам 43 и 313° отвечают не максимумы, а минимумы, что свидетельствует о раздвоении диагональных простираций на два луча.

Рассмотренные представления об общепланетарной закономерности ориентировки линеаментов имеют отношение не только к суше, но и к шельфу [Шевалдин Ю. В., 1974 г.]. Их следует использовать при составлении карт избранных простираций, которые наиболее целесообразно осуществлять по шести направлениям планетарной трещиноватости, так как именно эти азимутальные углы характеризуют ориентировку большей части крупнейших дизъюнктивных дислокаций.

§ 32. Результаты разработки и применения методики морфоструктурного анализа в комплексе геолого-геофизических исследований разрывных нарушений

Комплексный анализ результатов структурно-геоморфологических и геофизических исследований дизъюнктивной тектоники на шельфе, как и на суше, подразумевает определение планового

соотношения признаков проявления разрывных нарушений в геофизических полях, отражающих в основном глыбовую и складчатую структуру фундамента, на структурных картах по разным горизонтам осадочного чехла и в современном рельефе. Особенностью его на море является обязательная увязка этих результатов с материалами по прилегающей суше. Комплексный анализ морфоструктурных и геофизических данных позволяет выделять как разломы фундамента, так и разрывные нарушения в осадочной толще морских бассейнов, а также делать выводы о длительности развития разрывов, степени их проникновения из фундамента в осадочный чехол и активности в платформенный и в том числе новейший тектонический этап. Большая степень унаследованности дизъюнктивных дислокаций по сравнению с пликативными позволяет рассчитывать на высокую эффективность морфоструктурного анализа при выделении разрывных нарушений. В условиях морей, где данных бурения практически не имеется, а интерпретация региональных геофизических материалов часто неоднозначна, совместный прогноз разрывных нарушений по независимым друг от друга данным приобретает особое значение. Для опробования в морских условиях разработанной в основном применительно к суше [Ласточкин А. Н., 1974 г.] методики совместного анализа структурно-геоморфологических материалов и данных региональной геофизики с целью выделения разрывных нарушений не только в фундаменте, но и в осадочном чехле были выбраны крупные регионы: Каспийская зона погружения [20] и советский сектор Балтийского моря.

Основным исходным материалом при выявлении разрывных нарушений методом морфоструктурного анализа является батиметрическая карта. Их отражением в рельефе морского дна являются линейные морфоструктуры*, выделение которых возможно непосредственно на батиметрической поверхности или (и) в результате ее картометрических преобразований — построения карт локальной составляющей, уклонов (градиентов), расчлененности и др. [47]. На всех них более ярко проявляются дизъюнктивно предопределенные прямолинейные уступы и склоны или субазральные формы рельефа (прежде всего прямолинейные долины речного и ледникового происхождения), которые значительно переработаны аккумулятивно-абразионными процессами и явно не выражены или плохо коррелируются на батиметрической поверхности. Таким образом, как и площадные морфоструктуры, линейные разделяются на явные и неявные.

Другим видом картометрических преобразований, широко используемых на суше [91], является построение карт избранных простираций линейных элементов рельефа. На шельфе карты избранных простираций целесообразно составлять только в тех райо-

* В. Д. Дибнер [27] ошибочно использует этот термин для обозначения валов, прогибов, горст-антиклинорий, горст-синклинорий и других вытянутых образований.

нах, рельеф которых представлен сложными поверхностями расчленения с контрастно выраженными формами субаэрального происхождения [47]. К таковым среди морей СССР прежде всего относится Баренцевоморский шельф, на всю площадь которого составлены карты избранных простираций прямолинейных элементов рельефа. На каждую из карт с батиметрической основы перенесены прямолинейные элементы рельефа, ориентированные в соответствии с азимутами систем планетарной трещиноватости. При этом допускалось отклонение на $\pm 15^\circ$. На картах видно крайне неравномерное распределение по площади элементов всех простираций, наибольшее число ортогонально ориентированных прямолинейных элементов.

Для однозначной интерпретации этих построений проведены их дополнительные преобразования — определена плотность линейных элементов рельефа, ориентированных в соответствии с каждым данным диапазоном азимутальных углов, с использованием вытянутых (соответственно с избранным простиранием) палеток способом скользящего окна. На картах плотностей линеаменты четко проявляются в линейно вытянутых зонах повышенной густоты линейных элементов рельефа.

Эти и другие вопросы методики выделения и анализа линеаментов в субаквальном и субаэральном рельефе шельфа детально рассмотрены нами ранее [47]. Здесь же следует дополнить список морфологических признаков проявления разрывов в прибрежных зонах (рис. 49), которые рассматриваются А. Г. Зинченко [1979 г.] в зависимости от: а) характеристик самих разломов (кинематики, амплитуды, минерализации и др.), б) особенностей прибрежной зоны (глубин, экспозиции к фронту волн, баланса наносов, состава коренных пород, типа рельефа дна и др.), в) взаимной ориентировки прибрежной зоны и разлома.

Масштаб разрывного нарушения определяет характер его проявления в подводном рельефе. В единичных геоморфологических признаках выражаются мелкие разрывы. В виде широких и протяженных линейных зон повышенной концентрации совокупности признаков проявляются крупные региональные разрывы. Чем больше амплитуда вертикальных или горизонтальных смещений по разлому, тем, как правило, ярче его проявление в подводном рельефе. Разрывы без существенных смещений, так же как на суше, в подводной поверхности выражаются не в смещении отдельных форм и зонах повышенных уклонов, а в осложняющих ее элементах субаэрального и субаквального происхождения. В ряде конкретных случаев по рельефу дна можно предполагать направления смещений по разлому. При этом горизонтальные смещения устанавливаются труднее. Если неминерализованные разломы и трещины представляют собой ослабленные зоны и легко разрушаются под действием волн, то залеченные могут быть прочнее вмещающих пород и образовывать мысы и цепочки надводных камней. Наиболее достоверно по геоморфологическим данным можно трассировать разломы, прямо секущие береговую линию

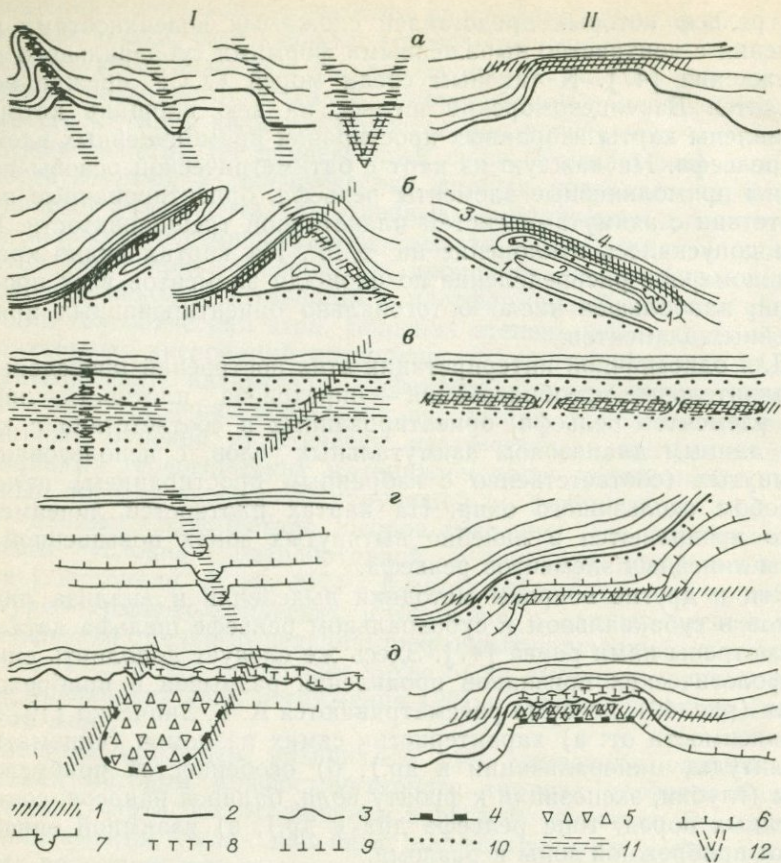


Рис. 49. Морфографические признаки проявления разрывных нарушений в прибрежной зоне. Составила А. Г. Зинченко.

I—II — признаки проявления прямо- и косесекущих (I) и согласных (II) по отношению к прибрежной зоне разрывов в контуре береговой линии (а), в аккумулятивных формах (б), прибрежных лагунах и солончаках (в), в районах с особенностями террасового комплекса (г), оползневых формах (д). 1 — линейменты; 2 — береговая линия; 3 — изобаты; 4 — линия отрыва оползня; 5 — оползневые массивы; 6 — бровка террасы; 7 — абразионные бухты; 8 — надводные камни; 9 — подводные камни; 10 — аккумулятивный берег; 11 — солончаки; 12 — береговые абразионные пещеры.

и прибрежную зону. Несколько хуже проявляются в рельефе последней косесекущие разломы. И наибольшие трудности встречаются при выделении разрывов, согласных с береговой линией. В этом случае дизъюнктивно predeterminedенную прямолинейность трудно отличить от прямолинейности береговой линии, берегового уступа, серии уступов на подводном склоне, берегов лагун, солончаков и древних береговых форм, которая может быть обусловлена нетектоническими факторами.

В более глубоководных зонах морфографические признаки проявления разрывных нарушений анализируются на батиметрических картах. Такой анализ проведен нами совместно с А. В. Глазу-

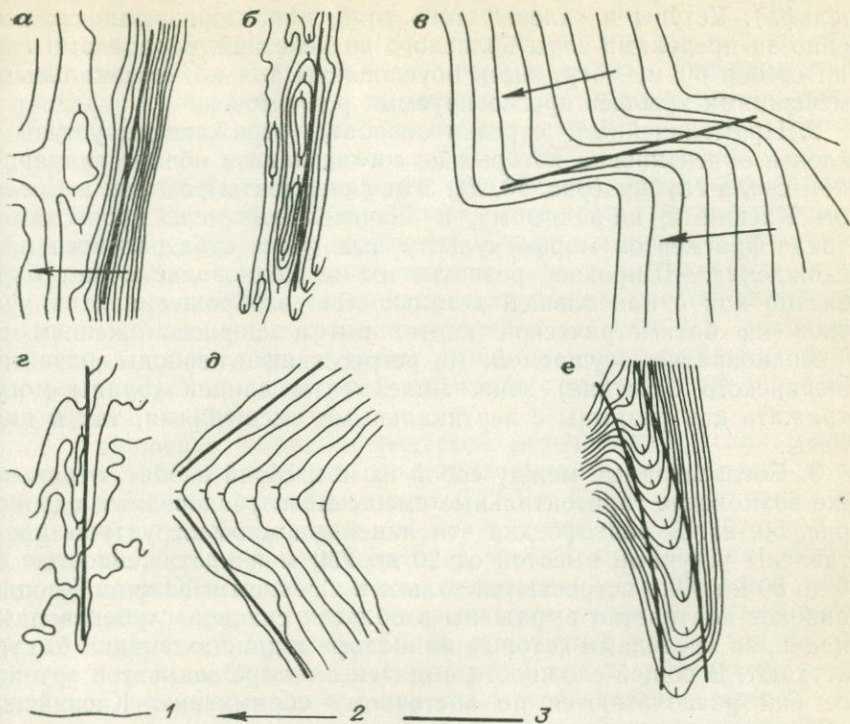


Рис. 50. Линейные морфоструктуры на батиметрической карте Каспийского моря.
Составила А. Г. Зинченко.

1 — изобаты; 2 — общее направление падения подводной поверхности; 3 — линейные морфоструктуры.

новой и А. Г. Зинченко [20] на Каспийском море, где главным геоморфологическим материалом при выделении линеаментов была батиметрическая карта, на которой рельеф дна отражен в изобатах с сечениями: 1 м (прибрежные зоны), 5 м (прибрежные зоны и днища глубоководных впадин), 10 м (шельф, склоны и днища глубоководных впадин) и 50 м (склоны глубоководных впадин в зонах максимальных уклонов подводной поверхности). В качестве признаков наличия разрывных нарушений в подводном рельефе служили линейные морфоструктуры, выраженные на батиметрической карте в изобатах, имеющих следующие особенности (рис. 50).

1. Прямолинейные зоны резкого уменьшения заложения между изобатами, отражающие подводные уступы с относительными глубинами от 3 до 200 м и более и шириной от 5 до 15 км, ориентированные параллельно общему простиранию склона (рис. 50, а). Линеаменты этой категории распространены в основном в Среднем и Южном Каспии, где они на значительном протяжении ограничивают глубоководные впадины (часто совпадая с бровкой

шельфа). Уступы и склоны этого типа, характеризующиеся, особенно за пределами зоны волнового воздействия, перепадами глубин свыше 50 м, могут быть обусловлены только вертикальными смещениями крыльев прогнозируемых разломов.

2. Прямолинейные отрезки изобат, отражающие уступы и склоны, ориентировка которых не согласована с общим направлением свала глубин (рис. 50, б). Эти линеаменты развиты в Северном Каспии и, по-видимому, в значительной мере проявляются в виде фрагментов морфоскульптурных форм субаэрального происхождения. Широко развитие их на мелководье может быть связано как с наибольшей детальностью изображения этих участков на батиметрической карте, так и с расположением их в неоднократно осушаемой (в регрессивные периоды развития Каспийского бассейна) зоне. Линеаменты данной группы могут отражать как разрывы с вертикальными смещениями, так и диаклазы.

3. Согласованные между собой изгибы серий изобат, отражающие возможные горизонтальные смещения глубоководных склонов (рис. 50, в). В рельефе дна эти линейные морфоструктуры представлены уступами высотой от 20 до 200 м и протяженностью от 35 до 80 км. Они встречаются только в Среднем и Южном Каспии, наиболее контрастно выражены в области склонов глубоководных впадин, за пределами которых на шельфе и днищах впадин быстро затухают. В общей сложности выделены четыре зоны этой группы, все они располагаются по восточному обрамлению Каспийской зоны погружения.

4. Согласованные между собой изгибы серий изобат на пологих, главным образом береговых склонах, отражающие, вероятно, в основном формы субаэрального генезиса (рис. 50, г). От линеаментов второй группы их отличает отсутствие четко выраженных уступов. Что касается их дизъюнктивной предопределенности, то по сравнению с предыдущими группами она наименее вероятна.

5. Согласованные между собой изгибы серий изобат, отражающие резкие изменения ориентировки склона (рис. 50, д), встреченные в Среднем и Южном Каспии.

6. Согласованные между собой изгибы серий изобат с одновременным резким увеличением заложения между ними, отражающие борта линейных каньонообразных понижений (рис. 50, е). К этой группе линеаментов отнесены три субмеридионально ориентированные формы, выделенные в Среднем Каспии [20]. Две из них расположены в пределах склона глубоководной впадины, одна — на шельфе. Характерными чертами данных каньонообразных понижений являются: взаимная параллельность их бортов, достигающих высоты 50 м, выположенное днище шириной от 5 до 25 км с уклонами 0,005—0,0015 при уклонах поверхности осложняемого им склона глубоководной впадины 0,05—0,07. Протяженность каждой из рассматриваемых форм составляет около 100 км. Два северных каньонообразных понижения открываются в глубоководную впадину и направлены поперек ее склона, а южное выходит

на восточный борт впадины. Имеются указания на эрозионный характер рассматриваемых форм [Соловьев В. Ф. и др., 1967 г.]. Нам представляется, что это предположение допустимо лишь для одной из них — западной на северном склоне, расположенной в пределах шельфа. Генезис же двух остальных, наиболее крупных каньонообразных понижений остается неясным. Данные формы прорезают склон на глубинах от 200 до 500 м и связаны с разломами и глыбовыми структурами фундамента, возможно являясь отражением в рельефе грабенообразных структур в осадочной толще. Не исключено, что они приурочены к мощным зонам растяжения. Дизъюнктивная предопределенность южной долины подтверждается и согласованностью ее ориентировки с простиранием расположенной восточнее крупной ступени в рельефе дна, совпадающей с бровкой шельфа, а также резким изменением ориентировки горсто-грабеновых структур фундамента с субширотной на субмеридиональную [20].

В дополнение к батиметрической основе были использованы геологические материалы по прилегающей суше, в том числе «Карта новейшей тектоники юга СССР» [1973 г.], а также результаты дешифрирования аэро- и космических фотоснимков. В качестве исходных геофизических материалов были привлечены данные аэромагнитной съемки, проведенной на большей части Каспийского моря, детальных аэромагнитных исследований в пределах Бакинского архипелага, гидромагнитной съемки на небольших участках в Среднем и Северном Каспии, материалы региональных аэромагнитных маршрутов, пересекающих северную часть Каспия, гравиметрических исследований, глубинного сейсмозондирования, а также немногочисленные сейсмопрофили МОВ, по которым получена информация о поверхности фундамента. Данные сейсморазведки и сейсмологии использовались лишь как подтверждающие наличие разломов фундамента.

В результате комплексного анализа геолого-геоморфологических и геофизических материалов в Каспийской зоне погружения выделены три основных типа дизъюнктивных нарушений [20].

1. Четко выраженные и однозначно отражающиеся в геофизических полях разломы фундамента, не фиксирующиеся в современной морфоструктуре. Их проникновение в осадочный чехол не установлено. Разломы этой группы образуют две главные разноориентированные системы: северо-западную (в геофизических полях выражены главным образом в виде линейных аномалий) и северо-восточную (выделяются по резким изломам изолиний поля, изменениям его интенсивности и глубины залегания аномалеобразующих объектов). Выделяется также некоторое количество субмеридиональных разломов, но данных для их датировки еще недостаточно. В пограничной полосе между платформенной и складчатой областями отмечается группа характерных субширотных и меридиональных структур, установленных по аэромагнитным данным. Они предположительно трактуются как погребенные хребты, возможно нарушенные продольными разломами, и названы поло-

жительными складчато-глыбовыми структурами. Региональные разломы северо-западного простирания прослеживаются на сотни километров и наибольшее развитие имеют в Среднем Каспии, где часто представлены парными параллельными дислокациями, ограничивающими грабенообразные и горстообразные структуры фундамента [20]. Разломы северо-восточного простирания секут разломы северо-западной ориентировки и разбивают их на отдельные смещенные относительно друг друга звенья; по ним установлены также существенные вертикальные смещения. Характер сочленения разломов двух систем обусловлен возрастными соотношениями. Разломы второй системы являются более молодыми по времени их максимальной активности. Можно считать, что разломы северо-западного простирания возникли в процессе герцинского тектогенеза и являются геосинклинальными. Северо-восточные разломы образовались или активизировались, по-видимому, в заключительную стадию геосинклинального этапа или начальную стадию платформенного этапа развития эпигерцинской плиты.

2. Разломы фундамента, соответствующие в плане линейным морфоструктурам. Они впервые выделены в результате комплексного анализа и рассматриваются как секущие всю толщу осадочного чехла и активные в новейший тектонический этап. Большая часть этих разломов выявлена в пределах эпигерцинской плиты; характерно соответствие линеаментов преимущественно молодым разломам фундамента северо-восточного направления. Часто не совпадая в плане с разломами фундамента, линеаменты протягиваются параллельно им, что может быть обусловлено наклоном плоскости сместителя или сложной формой наследования структурой чехла разломов фундамента. Ограничение таких важнейших элементов рельефа дна, как шельф, склоны и днища глубоководных впадин, связано с разломами фундамента, проникающими в осадочный чехол. Особый интерес представляют нарушения субмеридиональной ориентировки бровки восточного шельфа (см. выше), предположительно связанные со сдвигами, причем во всех случаях северное крыло сдвинуто к западу. Важно, что простирание сбросо-сдвига южнее м. Песчаного и характер смещений по нему однозначно устанавливаются как по геофизическим, так и по геоморфологическим данным.

Характерно различие бровок восточного и западного шельфов Каспия. Бровка западного шельфа Среднего Каспия состоит из разноориентированных линеаментов первой категории, частично совпадающих с разломами фундамента. Конфигурация бровки западного шельфа Южного Каспия обусловлена прямым отражением в рельефе антиклинальных зон в области Бакинского архипелага.

Подножия склонов глубоководных впадин морфологически выражены хуже, чем бровки шельфа, и при современной геофизической изученности их связь с дизъюнктивными нарушениями выглядит менее очевидной. В Среднем Каспии отмечается общая согласованность в плане и по простиранию днища глубоководной

ТАБЛИЦА 9

Геолого-геофизические и геоморфологические признаки проявления и классификация разрывных нарушений
восточной части Балтийского моря

Составили Г. В. Грушевский, А. Н. Ласточкин

Фактический материал	Разрывные нарушения с неустановленной неотектонической активностью				Разрывные нарушения, активные в неотектонический этап													
	Разломы фундамента, проникновение которых в осадочный чехол не установлено			Разломы, проникающие в осадочный чехол и затухающие в нижнем структурном этаже	Разломы, секущие всю толщу осадочного чехла													Разломы, зафиксированные в новейшем структурном этаже
	1	2	3		4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Сочетание плановых соотношений признаков проявления разрывных нарушений (см. рис. 48)																		
Батиметрическая карта		—		—	+	+	—	+	+	—	+	+	+	—	+	+	+	—
Карта изогипс дочетвертичной поверхности		—		—	+	—	+	+	—	+	+	—	+	+	—	+	—	+
Структурная карта по кровле ордовика		—		+		—			—			+		—				—
Материалы морской гравиметрической съемки	—	+	+	—		—			+			—		+				—
Карты ΔT и осей магнитных аномалий, выделенных методом НСЧФ	+	—	+	—		+			—			+		+				—

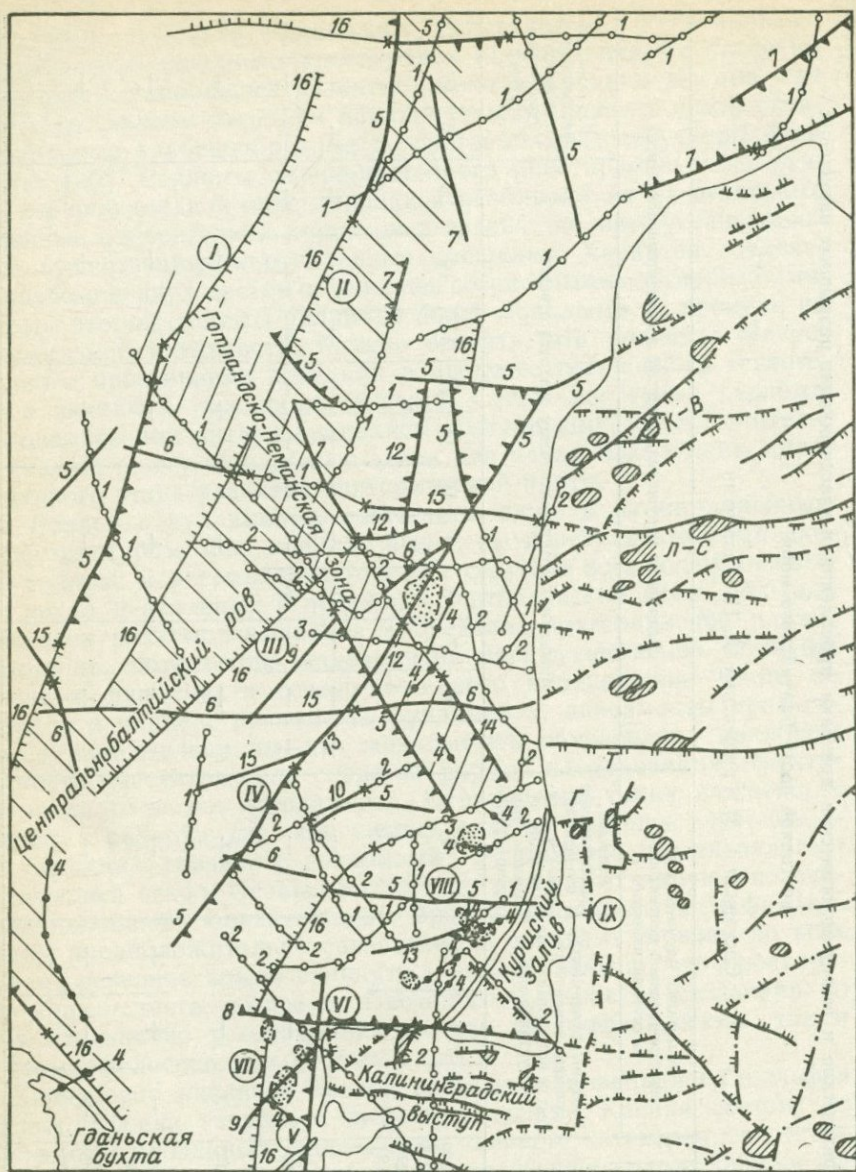


Рис. 51. Схема разломов фундамента и разрывных нарушений осадочного чехла восточной части Балтийского моря и прилегающей суши. Составили Г. В. Грушевский, Л. Н. Дицвяичене, А. Н. Ласточкин.

1 — разломы, фундамента, проникновение которых в осадочный чехол не установлено; 2 — разломы, проникающие в осадочный чехол и затухающие в нижнем структурном этаже; 3 —

впадины с наиболее погруженным блоком грабена в фундаменте. В целом наибольшая доля унаследованной составляющей в разрывной форме тектогенеза характерна для максимально погруженных впадин Каспия. В более приподнятых зонах рельефа дна резче выражены новейшие новообразованные формы.

3. Разрывные нарушения верхней части осадочного чехла в платформенных областях установлены по геоморфологическим данным. В Южном Каспии они выделяются и по данным аэромагнитных исследований [Дзабаев А. А., 1969 г.], которыми также прослежены и антиклинальные зоны. Подавляющее большинство их фиксируется в рельефе дна, что свидетельствует об их активности в новейшее время. Многие из разрывных нарушений третьей группы характеризуются значительной протяженностью. Они соответствуют в плане уступам или склонам с резкими перепадами глубин дна, часто границам крупных ареальных морфоструктур. Особенности их геоморфологического проявления свидетельствуют о вертикальных и, возможно, горизонтальных смещениях крыльев разломов. В ряде случаев они продолжают зоны разломов, установленные по аэромагнитным данным в фундаменте. Все это позволяет предполагать, что они часто имеют глубокие «корни». Вряд ли правильно считать разрывы третьей группы связанными исключительно со структурой самых верхних горизонтов чехла.

Таким образом, на Каспийском море был впервые осуществлен прогноз разрывных нарушений в осадочной толще. Обращает на себя внимание совпадение ориентировки разрывных нарушений в осадочной толще, выделенных как в результате анализа комплекса геолого-геоморфологических и геофизических материалов, так и только по геоморфологическим или только по геофизическим аэромагнитным данным.

Для выделения разрывных нарушений в восточной части Балтийского моря из геофизических материалов были использованы результаты аэро- и гидромагнитных съемок, а также данные гравиметрии и в меньшей степени (вследствие недостаточного уровня изученности) — результаты сейсморазведки.

Особенностью морфоструктурного анализа в этом районе является использование наряду с батиметрической картой карты погребенного дочетвертичного рельефа [70]. На последней многие признаки разрывных нарушений выявляются более контрастно, чем на батиметрической, так как они не затушевываются последующими процессами ледниковой и морской аккумуляции и абразии.

разломы, секущие всю толщу осадочного чехла: со смещением (а) и без видимого смещения (б); 4 — разломы, фиксирующиеся в новейшем структурном этаже: со смещением (а), без видимых смещений (б); 5 — разломы в пределах суши: выявленные сейсморазведкой и подтвержденные бурением (а), выделенные по геофизическим данным (б); 6 — локальные поднятия, выявленные в пределах суши; 7 — основные тектонические зоны в пределах моря; 8 — номера основных тектонических линий; 9 — локальные поднятия в пределах моря по данным сейсморазведки; 10 — номера сочетаний признаков проявления разрывных нарушений. К—В — Кулдигско-Вергальская зона разломов; Л—С — Лиепая-Салдуская зона разломов, Т — Тельшяйский разлом; Г — Гаргждайская зона поднятий.

Тем не менее использование батиметрической карты не становится излишним вследствие ее большей детальности.

Было проведено сопоставление плановых соотношений разрывных нарушений в фундаменте и осадочном чехле, погребенном и современном рельефе. Разломы фундамента выделены Г. В. Грушевским по гравимагнитным полям, а также согласно осям магнитных аномалий, определенных по веерной группокarte в результате обработки методом НСЧФ аэромагнитных профилей. В нижнем структурном этаже осадочного чехла разрывные нарушения зафиксированы сейсморазведкой. Признаки дизъюнктивов по геолого-геофизическим данным и их классификация для восточной части Балтики представлены в табл. 9. Номера сочетаний признаков разрывных нарушений согласно этой таблице указаны на итоговой схеме разломов фундамента и осадочного чехла восточной части Балтийской синеклизы (рис. 51).

В результате такого подхода к анализу фактического материала выделены четыре типа разрывных нарушений.

1. Разломы фундамента, проникновение которых в осадочный чехол не установлено (табл. 9, № 1—3), характеризуются преимущественно субширотной и северо-западной ориентировкой, связь локальных структур с ними наименее вероятна.

2. Редкие зоны северо-восточного и субширотного простирания, выявленные сейсморазведкой в нижнепалеозойских отложениях осадочного чехла. Их влияние на пликтивную структуру чехла иллюстрируют существующие структурные схемы по опорному отражающему горизонту (кровле ордовика). При современном состоянии геолого-геофизической изученности доказательства проникновения вверх по разрезу разрывов этого типа отсутствуют.

3. Наиболее многочисленны разрывы, секущие всю толщу осадочного чехла. Они выделяются тем увереннее, чем больше количество и протяженность признаков их проявления в разнородных и независимых друг от друга материалах (табл. 9, № 5—15). Разломы этой группы имеют наибольшее нефтегазопроисловое значение. При наличии качественных покрышек наиболее перспективными (с позиции молодого возраста залежей нефти и газа) следует считать площади, расположенные вдоль тех разрывов, которые характеризуются наивысшей неотектонической активностью, выражающейся в вертикальных подвижках их крыльев. В менее благоприятных литологических условиях перспективы нефтегазности следует связывать с разрывами без видимых существенных смещений, которые имеют преимущественно ортогональную ориентировку и значительно реже диагональные (северо-западные и северо-восточные) простирания.

4. Разрывы, зафиксированные в погребенном и современном рельефе, которые снизу и сверху ограничивают новейший структурный этаж (табл. 9, № 16—18). Часто они в плане продолжают разрывы, зафиксированные во всей толще осадочного чехла, ориентировка их преимущественно субмеридиональная. Эти разрывы ограничивают основные морфоструктуры Восточной Балтики.

СПЕЦИАЛЬНЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ

§ 33. Морфоструктурные карты и карты новейшей тектоники

Результатом применения комплекса структурно-геоморфологических методов должен служить итоговый документ — морфоструктурная карта. В отличие от карт новейшей тектоники, составление которых требует отсутствующих на большую часть морей СССР данных о мощностях и строении рыхлых неоген-четвертичных отложений, морфоструктурные карты могут быть построены практически на все районы шельфа, где проведен систематический гидрографический промер. При их создании следует использовать всю имеющуюся в наличии сумму геолого-геофизических данных о современных, донных и четвертичных отложениях, строении дочетвертичной осадочной толщи и фундамента как изучаемой части моря, так и прилегающей суши. Однако при наиболее распространенных сейчас на шельфе условиях и крайне незначительных по объему геолого-геофизических материалах повсеместная возможность составления морфоструктурных карт обеспечивается гидрографической изученностью морей СССР. Имея несомненно большое самостоятельное значение, морфоструктурная карта вместе с тем может рассматриваться как подготовительный этап в процессе создания карты новейшей тектоники. Изобазы на последней могут проводиться по данным отдельных профилей НСП или эограмм геолокаторов в результате экстраполяции и интерполяции между ними с всесторонним учетом контуров площадных и линий линейных морфоструктур, качественно характеризующих неотектонические движения.

В результате морфоструктурного анализа также может быть осуществлена количественная оценка рельефообразующих движений как в абсолютных (метрах деформаций отличительных линий и подводных террас), так и в относительных, безразмерных (коэффициенты деформированности, расчлененности) величинах. Являясь наиболее совершенной, эта форма отражения движений и морфоструктурного плана имеет и отрицательную сторону, заключающуюся в том, что количественная оценка предусматривает применение лишь одного метода из всего комплекса структурно-геоморфологических исследований или анализ и тектоническую интерпретацию всего одной характеристики рельефа.

Качественная оценка новейших движений основана на комплексном анализе всей совокупности морфографических признаков проявления морфоструктур и результатов применения различных структурно-геоморфологических методов, геоморфологического картографирования, способов и приемов картометрических исследований с привлечением необходимой и имеющейся в распоряжении составителя геолого-геофизической информации о рельефообразующих отложениях, тектоническом строении и развитии изучаемого района.

По поводу названия, содержания и принципов составления итоговых картографических документов структурно-геоморфологического исследования до сих пор нет общих представлений. Большинство исследователей под итоговыми документами морфоструктурного анализа понимает структурно-геоморфологические карты двух типов. Составление карт первого типа предусматривает наряду с отражением морфоструктурных (активных структурных) элементов историко-морфогенетическую характеристику рельефа. Это направление в морфоструктурном картографировании смыкается с рассмотренными ранее [47] представлениями о включении в содержание геоморфологической карты морфоструктурной нагрузки. Структурно-геоморфологические карты данного типа ничем принципиально не отличаются от общегеоморфологических карт. Большая часть их содержания не характеризует морфоструктуры, которые в связи с обычной перегрузкой этих карт не получают на них всестороннего отражения. Чаще всего на таких картах наносятся только контуры или оси активных структур или морфоструктур. Структурно-геоморфологические карты другого типа содержат в себе выборочную характеристику форм и элементов форм рельефа — морфографические признаки проявления активных структур и тектонических движений, а также неполную характеристику морфоструктур (активных структур).

Структурно-геоморфологические карты этих двух типов включают в себя как фактический материал (обоснование выделенных морфоструктур), так и результаты его интерпретации. Такое смешение двух принципов картографирования неминуемо приводит к эклектичности, перегрузке карт и их дублированию содержания общегеоморфологической карты. Как показывает опыт картографических работ, в итоговых картографических документах, например на геологических и тектонических картах, приводится наиболее полная характеристика объектов картирования (литолого-стратиграфических комплексов, структурно-тектонических образований) без отражения фактического материала, на основании которого выделены эти объекты. Анализ содержания современных структурно-геоморфологических карт показывает, что диагностика изображенных на ней морфоструктур проводится не по всему комплексу данных, а чаще всего лишь в результате структурно-тектонической интерпретации характеристик рельефа на геоморфологической карте или анализа морфографических признаков проявления тектонических движений. Другие методические направления структурно-геоморфологических исследований (анализ деформаций поверхностей выравнивания, морфометрические методы, комплекс приемов, направленных на выявление линейных морфоструктур) часто не реализуется при их составлении.

Еще один недостаток структурно-геоморфологических карт является следствием до сих пор широко распространенных представлений о морфоструктуре как о выраженной в рельефе геологической структуре (§ 21). Так как в рельефе проявляются не все, а только неотектонически активные структуры, последние обычно,

в том числе и на шельфе, показываются в виде разобщенных, не связанных в единую систему (морфоструктурного плана) и не подчиненных друг другу контуров. При этом чаще всего изображаются только положительные локальные структуры. Это резко снижает не только теоретическое, но и практическое значение итоговых документов структурно-геоморфологических исследований, которые направлены не только на прогноз структур, но и на оценку новейших тектонических движений для разных целей. Такое содержание структурно-геоморфологических карт может создать неверные представления о том, что рельефообразующие движения характеризуются только положительным знаком и проявляются на отдельных ограниченных участках, в то время как окружающее их пространство тектонически стабильно. Следует поддержать предложение С. К. Горелова [1970 г.] о составлении специальных карт морфоструктур, для которых имеется полная как качественная, так и количественная характеристика морфоструктурного плана.

Итоговый картографический документ структурно-геоморфологических исследований должен содержать элементы морфоструктурного районирования, характеристику площадных и линейных морфоструктур. Продолжим рассмотрение вопроса о структурно-геоморфологическом картографировании на примере разномасштабных морфоструктурных карт Карского и Балтийского морей и всех северных морей СССР.

На шельфе Карского моря проведено аналитическое морфоструктурное районирование (рис. 52). Шельф и прилегающая суша обрамляются двумя орогенными областями: Урало-Новоземельской и Таймыро-Североземельской. В пределах шельфа выделяются Южно-Карская область Западно-Сибирской платформенной равнины, включающая в себя районы: полуостровную ступень Западно-Сибирской равнины, Западно-Карскую низменность и Центральнокарский склон, Северо-Карскую область Баренцево-Карской платформенной равнины с осложняющими ее районами Центральнокарской возвышенности и желобов Св. Анны и Воронина.

Подводная часть полуостровной ступени расположена в пределах современной прибрежной зоны. Морфоструктуры на западном подводном склоне Ямала в основном явно не выражены в рельефе и секут береговую линию. На севере этого района, наоборот, преобладают явные морфоструктуры. В целом район испытывает общее поднятие, которое определяет интенсивное развитие в его пределах абразионных процессов, грубый состав донных осадков, выходы плейстоценовых отложений, существенную выровненность и выположенность рельефа. Западно-Карская низменность характеризуется общими значительными опусканиями, значительно дифференцированными движениями, явной выраженностью большинства морфоструктур в поверхностях расчленения и неполного выравнивания. В пределах ее морфоструктурные зоны ориентированы согласно простиранию островов Вайгач и Новой Земли. Центральнокарский склон расположен в пределах глубин от 20 м

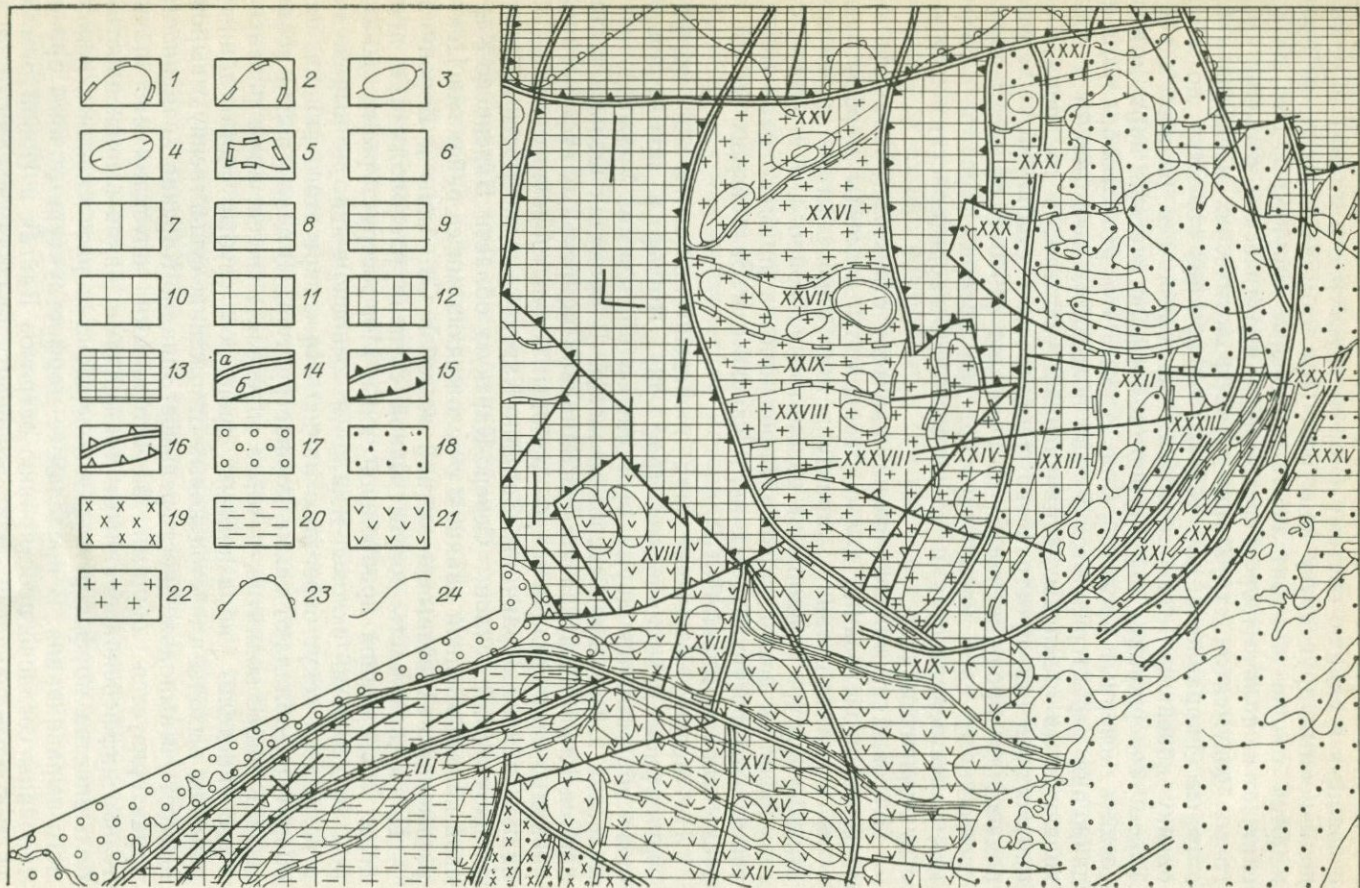
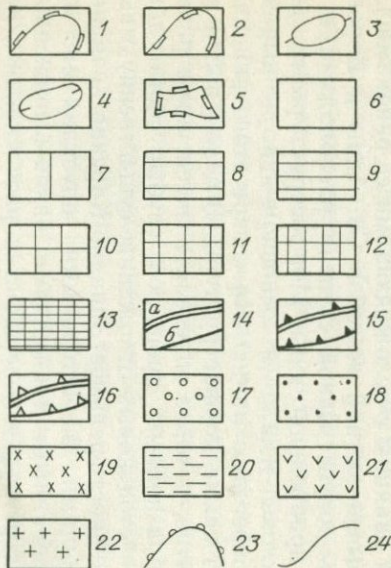




Рис. 52. Фрагмент схематической морфоструктурной карты Карского моря.

1-13 — площадные морфоструктуры, 1-4 — по знаку и размерам: 1-2 — морфоструктуры первого порядка (1 — положительные, 2 — отрицательные); 3-4 — морфоструктуры второго порядка (3 — положительные, 4 — отрицательные); 5 — переходные и нейтральные; 6-9 — по интенсивности новейших движений: 6-7 — испытывающие абсолютные поднятия с амплитудами: 6 — более 50 м, 7 — от 0 до ±50 м, 8-9 — испытывающие относительные поднятия с амплитудами: 8 — от 0 до -200 м, 9 — от -200 до -300 м; 10-13 — испытывающие абсолютные опускания с амплитудами: 10 — от -300 до -400 м, 11 — от -400 до -500 м, 12 — от -500 до -800 м, 13 — более -800 м; 14-16 — линейные морфоструктуры: 14 — по размеру (a — крупные секущие или ограничивающие морфоструктурные области и районы; б — секущие и ограничивающие морфоструктуры) без видимых вертикальных смещений крыльев; 15-16 — линейные морфоструктуры по интенсивности новейших движений: 15 — с существенным вертикальным смещением крыльев, 16 — с вертикальными смещениями крыльев; 17-22 — элементы морфоструктурного районирования: 17-18 — орогенные области: 17 — Урало-Новоземельская, 18 — Таймыро-Североземельская; 19-22 — платформенно-равнинные области (Южно-Карская область Западно-Сибирской равнины); 19 — полуостровная ступень Западной Сибири, 20 — Западно-Карская низменность, 21 — Центральнокарский склон; 22 — Центральнокарская возвышенность (Северо-Карская область Баренцево-Карской равнины); 23 — бровка шельфа; 24 — граница горного обрамления; римские цифры на карте — положительные морфоструктуры (мегавалы): II — Пахтусовский, III — Западно-Карский, V — Скуратовский, VII — Нурминский, XI — Северо-Ямальский, XV — Каменевский, XXI — Североземельский, XXII — Островной, XXIV — Воронина, XXV — Ушакова, XXVII — Визе, XXVIII — Центральнокарский, XXXII — Шмидта, XXXIV — Норденшельда; XIII — Оленеостровское поднятие, XVII — Новоземельский порог, XXX, XXXVI — выступы: XXX — Пионерский, XXXVI — Западно-Шарлаповский; отрицательные морфоструктуры (мегапрогибы): I — Восточно-Новоземельский, IV — Западно-Карский, VI — Белоостровский, VIII — Байдаракский, IX — Марресалинский, X — Селяхинский, XII — Явайский, XIV — Писинский, XVI — Мининский, XIX — Гусный, XX — Шокальского, XXIII — Североземельский, XXIX — Поперечный, XXXIII — Приостровной, XXXV — Вилькицкого, XXXVII — Усть-Енисейский, XXXVIII — Соединяющий; XXVI — Северная впадина; XXXI — Комсомольская впадина; XVIII — Приновоземельская ступень.

карте — положительные морфоструктуры (мегавалы): II — Пахтусовский, III — Западно-Карский, V — Скуратовский, VII — Нурминский, XI — Северо-Ямальский, XV — Каменевский, XXI — Североземельский, XXII — Островной, XXIV — Воронина, XXV — Ушакова, XXVII — Визе, XXVIII — Центральнокарский, XXXII — Шмидта, XXXIV — Норденшельда; XIII — Оленеостровское поднятие, XVII — Новоземельский порог, XXX, XXXVI — выступы: XXX — Пионерский, XXXVI — Западно-Шарлаповский; отрицательные морфоструктуры (мегапрогибы): I — Восточно-Новоземельский, IV — Западно-Карский, VI — Белоостровский, VIII — Байдаракский, IX — Марресалинский, X — Селяхинский, XII — Явайский, XIV — Писинский, XVI — Мининский, XIX — Гусный, XX — Шокальского, XXIII — Североземельский, XXIX — Поперечный, XXXIII — Приостровной, XXXV — Вилькицкого, XXXVII — Усть-Енисейский, XXXVIII — Соединяющий; XXVI — Северная впадина; XXXI — Комсомольская впадина; XVIII — Приновоземельская ступень.

на юге до 200 м на севере. Преобладание тенденции к поднятию определило и здесь значительную абразионную переработку субаэрального рельефа. Поэтому морфоструктуры в основном не выражены явно в рельефе. Они ориентированы параллельно основному направлению изобат.

В Баренцево-Карскую платформенную равнину входит Центральнокарская возвышенность и желоба Св. Анны и Воронина. Отрицательные и положительные морфоструктуры возвышенности явно выражены в рельефе: первые — в виде трогообразных понижений, моделированных, вероятно, выводными ледниками, а вторые — плоскими, переработанными абразией положительными формами. Основным экзогенным процессом в желобах является неволновая аккумуляция. В целом Баренцево-Карская равнина отличается от Южно-Карской области увеличением контрастности морфоструктур.

Таймыро-Североземельская орогенная область на шельфе представлена Притаймырским и Присевероземельским районами. Простирая морфоструктурных зон в их пределах соответствуют ориентировке складчатых структур. Рельеф этой области сформировался в сугубо субаэральных условиях и подвергся интенсивной абразионной переработке только на наиболее активных положительных морфоструктурах. Основными экзогенными агентами в Притаймырском районе были реки, а в Присевероземельском — покровные и долинные ледники. Морфоструктурные зоны явно выражены в рельефе в виде подводных придолинных понижений и разделяющих их водораздельных пространств.

При выявлении и картографировании морфоструктурного плана Южно-Карской области были экстраполированы на море следующие установленные на суше закономерности морфологии планового размещения морфоструктур Западно-Сибирской равнины: а) вытянутая или линейная форма большинства зон новейших поднятий и прогибов, б) согласованность ориентировки зон новейших поднятий и прогибов между собой, а также с простирающимися горного обрамления плиты, в) обычно сопряженность зон поднятий и опусканий, совокупность которых построена по принципу непрерывной складчатости, г) крупная региональная ступенчатость в рельефе, новейшем структурном плане, которая также выражена в нижних горизонтах чехла. Наличие расположенных на разных гипсометрических уровнях широтных ступеней в рельефе Западно-Сибирской равнины часто не позволяет оконтурить меридионально ориентированные, вытянутые положительные и отрицательные морфоструктуры. В связи с этим (и с поперечной зональностью) новейшие поднятия и прогибы на картах новейшей тектоники и морфоструктур часто не группируются в единые линейно вытянутые зоны, а рисуются в виде изолированных контуров поднятий и опусканий. Данные особенности и трудности естественно ожидать в пределах южной части Карского моря, где так же, как на равнине, выделяются в рельефе ступени (полуостровная ступень, ступень Западно-Карской низменности). На них «на-

ложены» морфоструктуры, группирующиеся в морфоструктурные зоны.

Представления о мощностях новейших отложений, глубинах современного рельефа и возрасте дочетвертичных пород на островах привели к схематической количественной оценке создавших морфоструктуры новейших движений. При этом на морфоструктурной карте (рис. 52) морфоструктуры делятся на морфотектонические образования, испытывающие абсолютные и относительные поднятия или опускания с разными амплитудами. Это явилось основой для составления карты новейшей тектоники Карского моря (рис. 53), на которой в виде линий равных значений абсолютных амплитуд (изобаз) дается условная количественная оценка неотектонических движений. Карта составлена совместно с Г. Н. Махотиной в соответствии с принципами, сформулированными Н. И. Николаевым [1962 г.], методикой, разработанной применительно к созданию карт новейшей тектоники Западно-Сибирской плиты [1969 г.], и материалами М. И. Мишульского [1980 г.] по строению верхнемеловых — кайнозойских отложений в полуостровной части Западной Сибири.

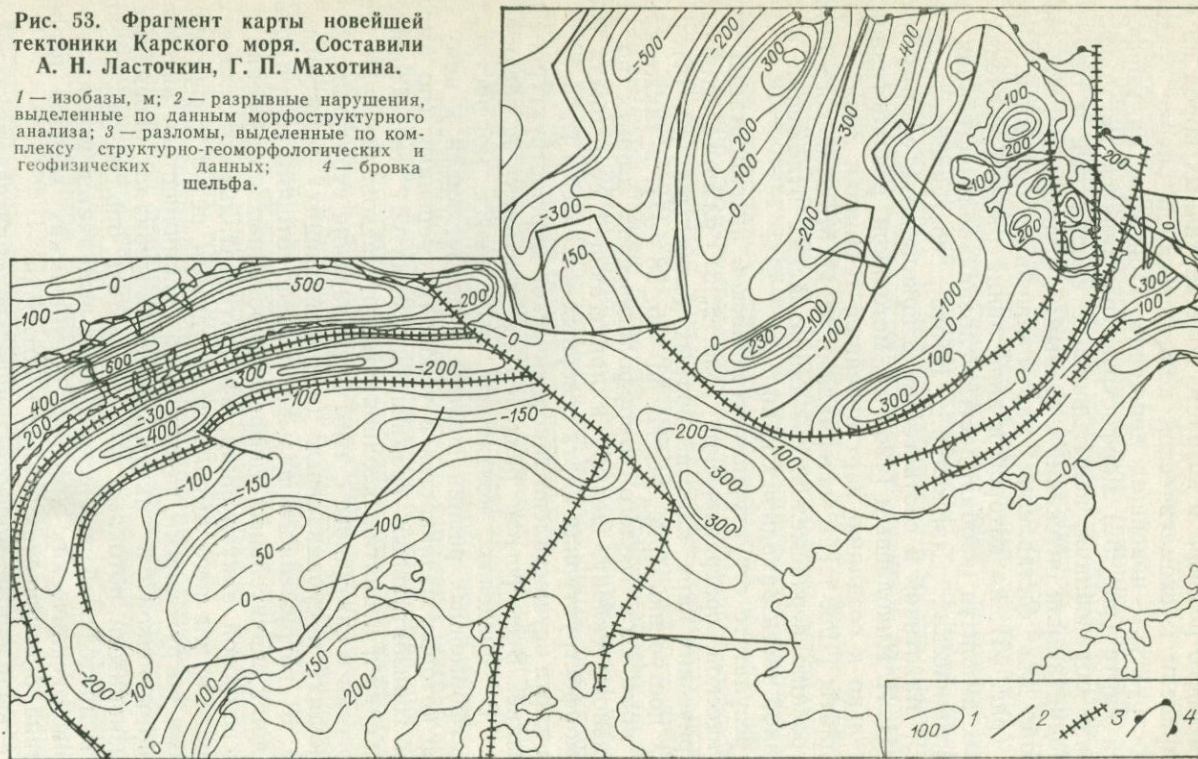
В результате структурно-тектонической интерпретации геоморфологической, орографической (рис. 2, 3), разномасштабных батиметрических карт, карт подводных долин (рис. 13, 14) и ряда других построений (рис. 11, 12, 33—35, 38—47), а также анализа всего комплекса геолого-геоморфологических данных по континентальному склону, шельфу и прилегающей суше была составлена морфоструктурная карта северных морей СССР.

На карте осуществлено типологическое морфоструктурное районирование. Весь регион разделен на континент и океаническое ложе. В пределах континента выделяются морфоструктуры: а) платформенных равнин шельфа и прилегающей к нему суши, рельеф которых развивается в условиях умеренных (по амплитудам и горизонтальным градиентам амплитуд) неотектонических погружений и поднятий, неоднократного чередования трансгрессий и регрессий и связанного с этим преобладания субаэральных (расчленяющих) и субаквальных (выравнивающих) экзогенных процессов; б) погруженного шельфа, рельеф которого сформировался в условиях значительных дифференцированных погружений и слабой неволновой аккумуляции; в) континентального склона с характерными для него высокоамплитудными резко дифференцированными погружениями, повышенной сейсмичностью, интенсивной транспортировкой и аккумуляцией материала, перемещаемого суспензионными потоками и в результате оползневых смещений масс. В пределах океанического ложа выделяется морфоструктура срединно-океанических хребтов, океанических хребтов несрединного типа, океанических впадин и котловин.

Все выделенные морфотектонические образования делятся на площадные и линейные морфоструктуры. Площадные морфоструктуры, в свою очередь, относятся к трем категориям, установленным по размерам: крупнейшим, крупным и мелким, и различа-

Рис. 53. Фрагмент карты новейшей тектоники Карского моря. Составили А. Н. Ласточкин, Г. П. Махотина.

1 — изобазы, м; *2* — разрывные нарушения, выделенные по данным морфоструктурного анализа; *3* — разломы, выделенные по комплексу структурно-геоморфологических и геофизических данных; *4* — бровка шельфа.



ются по знаку создавших их движений (положительные, отрицательные, нейтральные и переходные). Линеаменты относятся к двум типам, выделенным по их протяженности и роли в морфоструктурном плане (крупнейшие и крупные), и трем категориям, установленным по их кинематическим особенностям. Дополнительными условными знаками показаны такие специфические линейные морфоструктуры в океане, как рифтовые долины и трансформные разломы на срединно-океанических хребтах.

В целом карта отражает морфоструктурный план северной континентальной окраины Евразии и прилегающих океанических пространств, давая качественную характеристику рельефообразующих движений в этом регионе. Контуры площадных морфоструктур, их форма, размеры, взаимные соотношения и соподчиненность, а также чередование в плане отражают интенсивность и степень дифференцированности неотектонических движений.

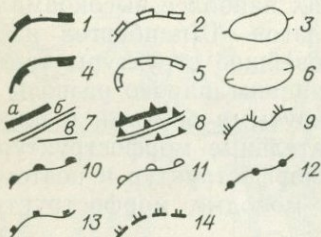
На Баренцево-Карской платформенной равнине (рис. 54) вдоль горных кражей и их подводных продолжений, сформированных на байкальском и герцинском складчатых основаниях, дифференцированные новейшие движения сформировали сильно вытянутые и контрастно выраженные в рельефе зоны высокоамплитудных поднятий и опусканий. Для наиболее удаленных от складчатых обрамлений районов платформенных равнин характерны изометричные поднятия и опускания типа сводов и впадин, которые осложнены чаще всего брахиформами. В пределах наиболее высокоамплитудных сводовых поднятий (архипелагов Шпицберген и Земли Франца-Иосифа) широко развиты новейшие структуры типа горстов и грабен. На внешнем крае равнины широко развиты окраинно-шельфовые желоба [27] с крутыми бортами и плоскими днищами. Эти специфические отрицательные морфоструктуры секут ряд вытянутых и изометричных морфоструктур и поэтому могут рассматриваться как наиболее молодые морфоструктурные образования.

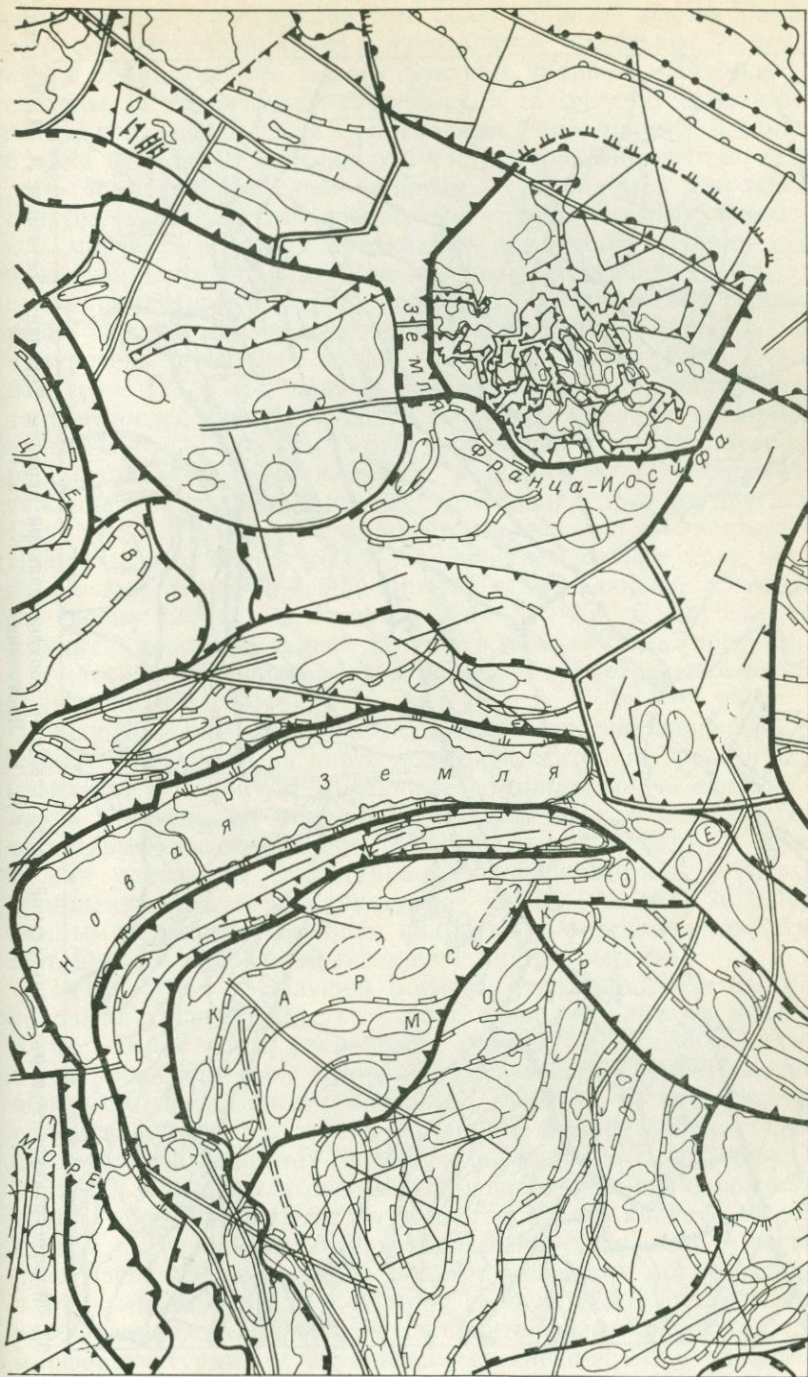
Морфоструктурный план (рис. 55) и неотектонические движения на море Лаптевых, так же как в других районах, в значительной степени предопределены их доновейшей историей и геологическим строением. Лаптевский седиментационный бассейн образован на складчатом основании мезозойских систем, окаймляющих разновозрастные блоки архейско-протерозойской консолидации [Виноградов В. А. и др., 1974 г.; Борисов Л. А., 1973 г.]. В настоящее время эта территория многими исследователями рассматривается в качестве части молодой эпимезозойской платформенной области, имеющей фундамент, промежуточную толщу и койлогенный чехол.

Сложный морфоструктурный план равнины эпимезозойской плиты моря Лаптевых (рис. 55) сформировался в результате наложения друг на друга морфоструктурных зон субмеридионального и северо-западного простирания. Для западной части моря характерны зоны, продолжающие складчатые системы Верхоянского антиклинория и к северу постепенно приобретающие субме-

Рис. 54. Морфоструктурная карта западной части северной континентальной окраины Евразии. Составили А. Н. Ласточкин, А. А. Ференц-Сороцкий, Б. Г. Федоров.

1-6 — площадные морфоструктуры (на шельфе): 1-3 — положительные (1 — крупнейшие, 2 — крупные, 3 — мелкие), 4-6 — отрицательные (4 — крупнейшие, 5 — крупные, 6 — мелкие); 7-8 — линейные морфоструктуры: 7 — без видимых вертикальных смещений, 8 — с вертикальными смещениями; по протяженности: а-б — крупнейшие (а — ограничивающие, б — секущие), в — крупные; 9 — границы орогенных областей; 10 — бровка шельфа; 11 — границы между континентальным уступом и подножием; 12 — линия подножия континентального склона; 13-14 — границы площадных морфоструктур: 13 — в океане, 14 — на континентальном склоне.





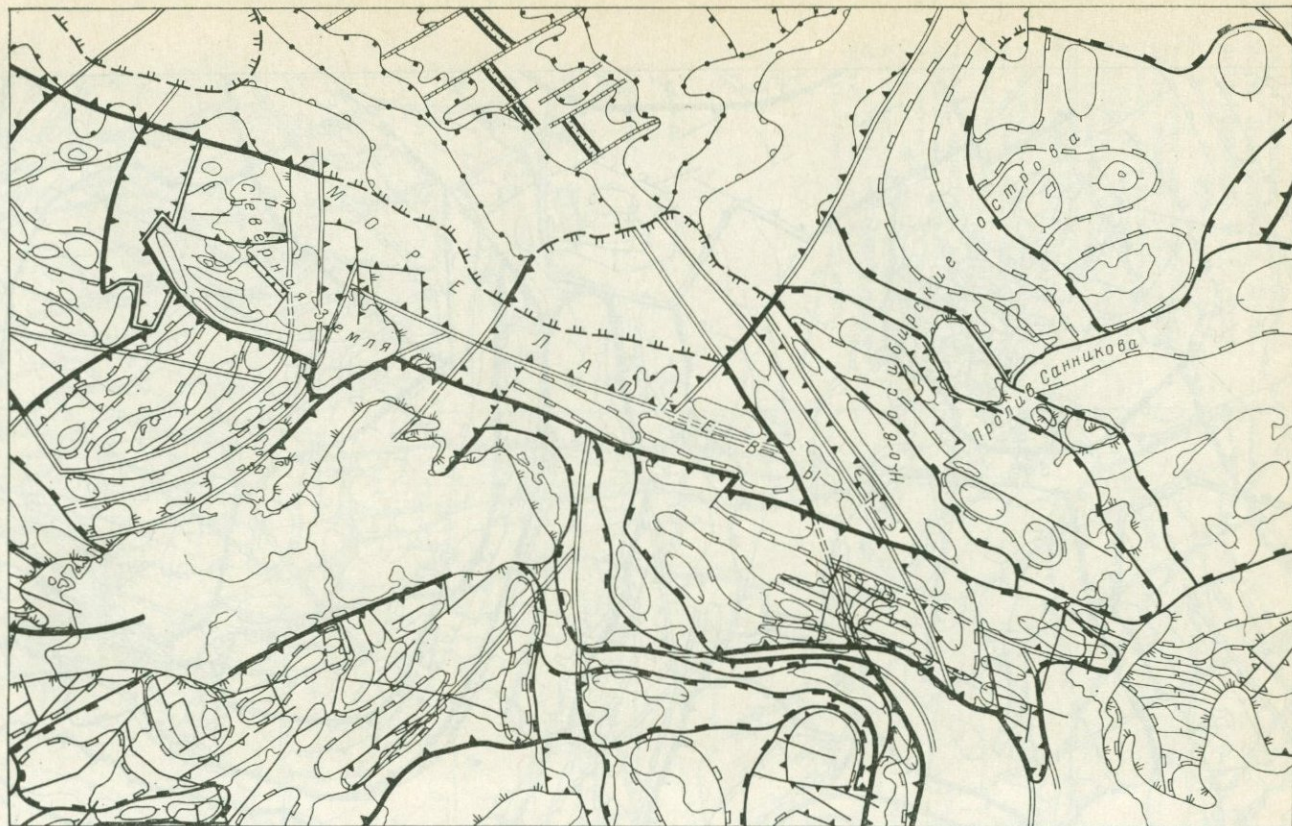


Рис. 55. Морфоструктурная карта центральной части северной континентальной окраины Евразии. Составили Л. И. Жукова, А. Н. Ласточкин.

Усл. обозначения см. на рис. 52.

ридиональное простираие. Эти зоны сопровождаются разломами того же простираия, ограничивающими отдельные положительные и отрицательные морфоструктуры. Один из разломов данной системы на западе моря Лаптевых, а также другой разлом в его северо-восточной части определили простираие и положение бровки шельфа. В центральной части моря Лаптевых по всем геолого-геоморфологическим данным (наибольшей выровненности рельефа абразионными процессами, грубому составу донных осадков, морфографическим признакам) намечается крупная меридионально ориентированная положительная морфоструктура. Это высокоамплитудное поднятие осложнено в его осевой зоне узкой, резко вытянутой грабенообразной морфоструктурой, к которой приурочена подводная долина Восточной Лены [92]. Ряд исследователей [21 и др.] данную положительную морфоструктуру считает непосредственным продолжением на шельфе срединно-океанического хр. Гаккеля, а грабенообразная осложняющая ее зону рассматривает в качестве рифта, развивающегося в условиях растяжения и разделяющего две отходящие друг от друга плиты. Пока нет материала, позволяющего полностью согласиться с этой гипотезой, тем более что это поднятие на шельфе моря Лаптевых не располагается на одной прямой с хр. Гаккеля, а отклоняется по своему общему простираию на 20—25°. С другой стороны, имеются дополнительные данные в пользу этих представлений, и в частности концентрация эпицентров землетрясений вдоль этой зоны (рис. 56).

Условная оценка амплитуд неотектонических движений в этом районе приводится на карте новейшей тектоники (рис. 56), при составлении которой учтены данные по прилегающей суше на островах и материке (о мощностях четвертичных отложений, возрасте выходящих на поверхность дочетвертичных пород). В основе ее лежат материалы структурно-геоморфологических исследований, обобщенные на морфоструктурной карте (рис. 53), и данные по донным осадкам. Новейшие поднятия и опускания представлены вытянутыми, сопряженными друг с другом зонами.

К северу от о. Большой Бегичев, отражающего в рельефе высокоамплитудное поднятие относительно небольшого по площади блока земной коры, расположен прогиб, окаймляющий с востока и северо-востока горы Бырранга на Таймыре и характеризующийся абсолютными амплитудами более —200 м. К нему приурочена подводная долина Хатанги—Анабара. Водораздельное пространство, разделяющее этот бассейн и низовья системы Лена—Оленёк, является геоморфологическим проявлением зоны новейшего поднятия, абсолютные амплитуды которого, по крайней мере в его южной части, достигают положительных значений. К востоку от него расположена крупная область новейших погружений с амплитудами до —300 м и более. Она осложнена вытянутыми в северо-западном направлении положительными и отрицательными морфоструктурами и ограничена с северо-востока разломом, зафиксированным по комплексу геолого-геоморфологических и гео-

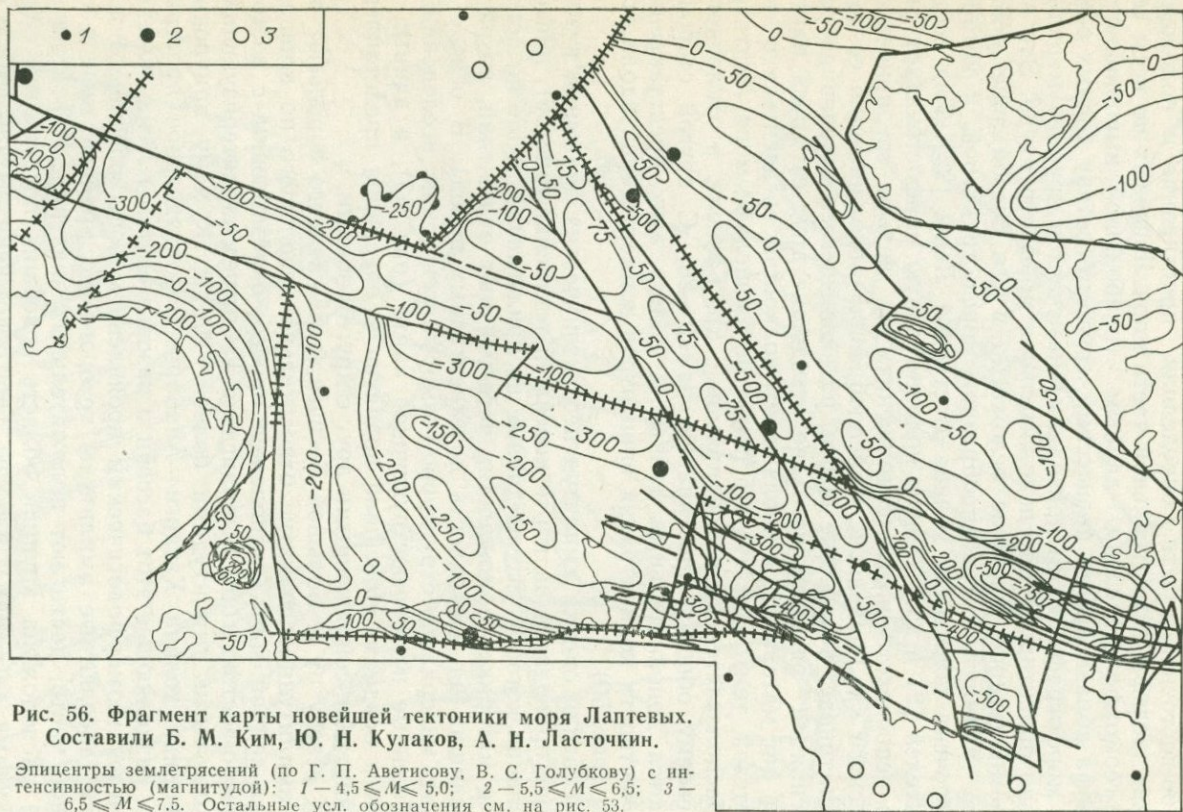


Рис. 56. Фрагмент карты новейшей тектоники моря Лаптевых.
Составили Б. М. Ким, Ю. Н. Кулаков, А. Н. Ласточкин.

Эпицентры землетрясений (по Г. П. Аветисову, В. С. Голубкову) с интенсивностью (магнитудой): 1 — $4,5 \leq M \leq 5,0$; 2 — $5,5 \leq M \leq 6,5$; 3 — $6,5 \leq M \leq 7,5$. Остальные усл. обозначения см. на рис. 53.

физических данных. Между этим разломом и разломом, к которому приурочена бровка шельфа, расположена зона высокоамплитудных новейших поднятий соответствующего простирания. На востоке она срезается упомянутой выше меридиональной зоной активного новейшего поднятия и повышенной сейсмичности. По совокупности данных абсолютные амплитуды в этой зоне предполагаются до +75 м и более, в то время как в осложняющем ее грабене они составляют, вероятно, около —500 м. На востоке эта зона граничит с малоамплитудным новейшим прогибом тоже меридионального простирания.

В результате осуществления совместно с Л. Н. Дицвяичене и Г. В. Грушевским морфоструктурного картографирования восточной части Балтийского моря (рис. 57) выделены морфоструктуры трех порядков.

В северо-восточной части ее четко проявляется в рельефе отрицательная морфоструктура первого порядка — новейшая впадина Рижского залива. Граница морфоструктуры проведена по зонам предполагаемого раздела разнонаправленных движений, установленных по комплексу геолого-геоморфологических признаков. Подробная характеристика рельефа и неотектонических движений в ее пределах была дана нами ранее [47]. К северо-западу от впадины Рижского залива по современному и дочетвертичному рельефу выделяется Сааремская положительная морфоструктура первого порядка, граничащая с ней по линеamentу, четко выраженному как в резком сгущении изогипс дочетвертичной поверхности, так и в магнитном поле.

На восточном побережье Балтийского моря, включающего в себя прилегающую сушу и мелководье до глубины 50 м, в качестве морфоструктуры первого порядка оконтуривается Курземско-Клайпедское поднятие. На этой части суши по комплексу геолого-геоморфологических признаков Б. Н. Можаяевым [1973 г.] были выделены отдельно Курземское и Клайпедское поднятия, по нашему мнению осложняющие единую положительную морфоструктуру. Осложняющие ее более мелкие морфоструктуры на море проявляются в подводном береговом склоне (с глубинами до 20—25 м), подвергающемся современному волновому воздействию, и во внешней части мелководья (до глубин <50 м), рельеф которой существенно переработан аккумулятивно-абразионными процессами. Морфографический анализ батиметрической основы и карты предчетвертичного рельефа, а также приведенные здесь морфометрические построения (§ 29, рис. 48) и анализ деформаций отличительных линий (§ 30, рис. 31) позволяют выделить здесь пять положительных и одну отрицательную локальные морфоструктуры. Все положительные морфоструктуры соответствуют в плане геологическим структурам в нижнем структурном этаже осадочного чехла. Наиболее четко соответствие устанавливается между положительной морфоструктурой в юго-западной части Курземско-Клайпедского поднятия и выступом Лиепая—море — наиболее хорошо изученной сейсморазведкой структурой осадоч-

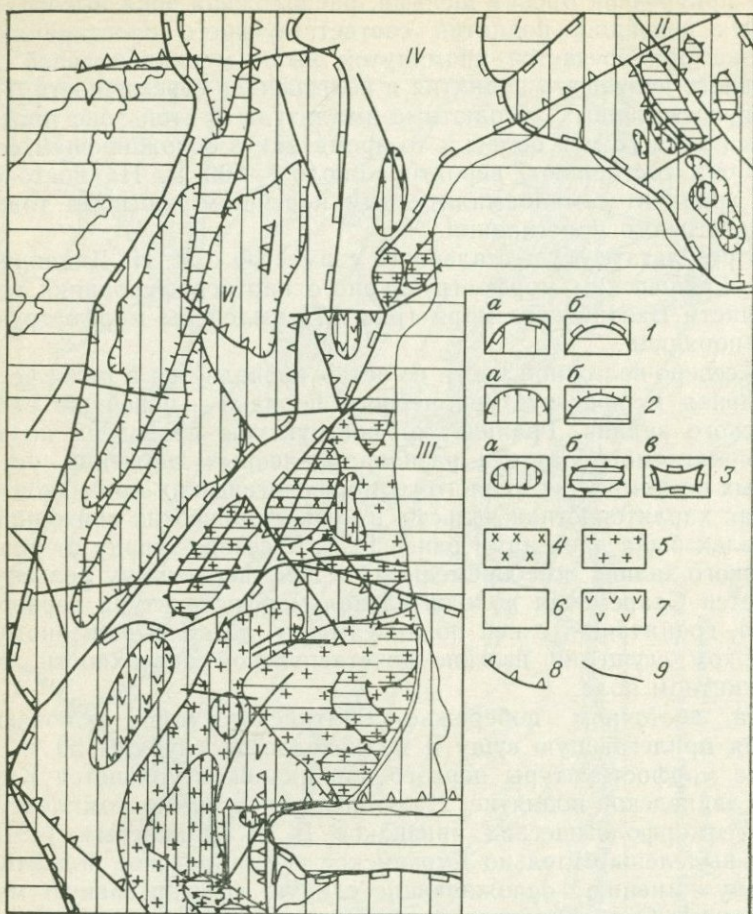


Рис. 57. Фрагмент морфоструктурной карты восточной части Балтийского моря. Составили А. Н. Ласточкин, Л. Н. Дицвицне, Г. В. Грушевский.

1-7 — площадные морфоструктуры: 1-3 — по знаку и размерам: 1 — первого порядка, 2 — второго порядка, 3 — третьего порядка (для 1, 2, 3 а — отрицательные, б — положительные, для 3 в — нейтральные); 4-7 — по соотношению с геологической структурой: 4 — прямого соответствия с геологическими структурами, выделенными по данным площадной или детальной сейсморазведки, 5 — то же, с выделенными по комплексу геолого-геофизических данных, 6 — соотношение которых с геологической структурой не установлено, 7 — с отсутствием планового соответствия с геологическими структурами, выделенными по комплексу геолого-геофизических данных; 8-9 — линейные морфоструктуры: 8 — отражающие разрывные нарушения с вертикальными смещениями, 9 — то же, без видимых вертикальных смещений. Морфоструктуры первого порядка: Сааремское поднятие (I), впадина Рижского залива (II), Курземско-Клайпедское поднятие (III), Восточно-Балтийский склон (IV), Гданьско-Усть-Неманская впадина (V), Готландская впадина (VI).

ного чехла. Валообразное новейшее поднятие у южной границы морфоструктуры первого порядка также находит свое отражение в структурных картах по кровле ордовика. Оно продолжается на суше в виде неотектонически активного Тельшяйского выступа. Две положительные морфоструктуры в ее северной части примыкают к Кулдингской структуре, выделенной на прилегающей суше по данным сейсморазведки и бурения.

На западе от Курземско-Клайпедского поднятия расположена морфоструктура переходного типа — Восточно-Балтийский склон. Граница между этими двумя морфотектоническими образованиями первого порядка почти на всем своем протяжении проходит по линеаментам, отражающим в рельефе известные по геофизическим данным разломы фундамента (§ 32, рис. 51). В геоморфологическом отношении Восточно-Балтийский склон представлен наклонной равниной с широко развитыми формами ледниково-аккумулятивного рельефа с глубинами от 50 до 120 м. В пределах его в результате морфоструктурного анализа выделяются три отрицательные и одна положительная локальная морфоструктуры. Последняя четко проявляется в современном и дочетвертичном рельефе. В современном рельефе это сильно выровненная абразионная поверхность с выходами коренных пород, полным отсутствием голоценовых и малыми мощностями плейстоценовых (моренных) отложений [13, 54, 70]. Данная положительная морфоструктура соответствует в плане выделяемому по комплексу геолого-геофизических данных в нижнем структурном этаже Балтийскому выступу и существенно отличается от всей остальной части Восточно-Балтийского склона, для которого характерны значительная расчлененность субаэрального происхождения и большие мощности ледниковых отложений.

В южной части данного региона в современном рельефе и дочетвертичной поверхности четко проявляется отрицательная морфоструктура первого порядка — Гданьско-Усть-Неманская впадина. В ее пределах оконтурены морфоструктуры второго порядка — отрицательная (собственно Гданьская впадина), являющаяся областью довольно интенсивного современного осадконакопления, и две положительные. Одна из последних представлена в современном рельефе обширной платообразной возвышенностью с уменьшением глубин в ее пределах до 36—40 м, расположенной к западу от Куршской косы и характеризующейся существенно выровненной абразионной поверхностью и отсутствием современных донных осадков. Это поднятие в плане соответствует выделенному по геолого-геофизическим данным (по кровле ордовика) Западно-Нидаскому выступу. Оно осложнено двумя положительными локальными морфоструктурами, выделенными в результате анализа деформаций отличительных линий (§ 30, рис. 31).

Вторая положительная морфоструктура является валообразным поднятием в районе Балтийской косы, продолжающимся на юго-восток в пределах суши. Она четко выражена в дочетвертичном рельефе и отвечает в плане положительной структуре по

кровле ордовика. В результате анализа деформаций отличительных линий выделены две осложняющие ее локальные положительные морфоструктуры, также представляющие интерес для нефтегазописковых работ.

В наиболее глубоководной части Балтийского моря расположена Готландская впадина, вытянутая с юга на север на значительном расстоянии. Ее границы приурочены к зонам разломов, выделенных по геолого-геоморфологическим данным. На склонах впадины реликтовый мелкохолмистый рельеф почти не переработан аккумулятивно-абразионными процессами. Эта явная морфоструктура первого порядка и осложняющие ее явные отрицательные и положительные морфоструктуры второго порядка четко выражены в современном и дочетвертичном рельефе. В ее приосевой части расположена вытянутая горстообразная морфоструктура, резко приподнятая относительно окружающих ее впадин с относительными глубинами 100—150 м. Она приурочена к зоне дислокаций дочетвертичных пород [54].

§ 34. Морфоскульптурные карты и карты современных геологических процессов

В содержание морфоскульптурных карт, так же как морфоструктурных, входят морфоскульптурное районирование (§ 26, 27) и отражение конкретных разнопорядковых морфоскульптурных форм. В качестве примера на рис. 45 приведена морфоскульптурная схема моря Лаптевых. На ней кроме элементов морфоскульптурного районирования отражены морфоскульптурные образования на шельфе (подводные долины и осложняющие их дельты, абразионные останцы и промоины), в прибрежной зоне (бары, полосы осушки, клифы) и на континентальном склоне (подводные каньоны и конусы выноса).

Морфоскульптурная карта служит основой изучения и картографирования современных геологических процессов, которые так или иначе выражаются в генетических и морфологических характеристиках подводного рельефа. До сих пор содержание составленных на моря карт современных геологических процессов широко не обсуждалось в специальной литературе. В связи с этим ценным является опыт лаборатории морской геоморфологии МГУ по составлению мелкомасштабной карты морфологии и динамики морских берегов и шельфа советского Дальнего Востока [17]. На карте показан рельеф суши и дна морей. В пределах последних выделены морфогенетические типы рельефа и отдельные формы. Особой системой знаков отражены лито- и гидродинамические процессы: волновые равнодействующие, характеристики прибрежных течений, приливов, направления перемещения наносов и источники их поступления, уход наносов на глубину, надвигание баров на лагуны.

Нам представляется, что морфоскульптурные карты и карты современных геологических процессов по своей нагрузке и целевому

назначению должны создаваться отдельно, а на последних следует отражать факторы, условия и процессы рельефообразования. Особое прикладное значение эти карты имеют в прибрежных мелководных зонах при решении вопросов инженерной геологии, поисков и эксплуатации россыпных месторождений, месторождений нефти и газа и строительных материалов.

С инженерно-геологической точки зрения их роль еще больше возрастает там, где прибрежные зоны непосредственно контактируют с континентальными склонами. Примером такого района служит восточная часть Черного моря, где интенсивные литодинамические процессы в подводных каньонах и их верховьях не уступают таковым в изученных каньонах Тихого океана [69]. Для подобных районов особое значение имеют такие элементы содержания карт, как объемы поступления в прибрежную зону осадочного материала (как из впадающих в нее рек, так и полученного в результате береговой абразии), пути его транспортировки вдольбереговыми течениями и места наиболее интенсивной аккумуляции осадков.

Для поиска россыпных месторождений в равной мере необходимо изучать как древние условия и процессы формирования гранулометрического состава осадков и тяжелой фракции минералов, так и современные факторы, условия и процессы, способствующие обогащению осадков тяжелыми минералами или, наоборот, разрушающие ранее сформированные россыпи. О. В. Суздальский [1974 г.] комплекс этих древних и современных условий процессов предлагает отражать на схемах или картах литодинамики береговой зоны и мелководья (включая прибрежные районы суши). В содержание составленных им схем литодинамики мелководья Белого, Баренцева и Карского морей включается отражение: морфологических и седиментационных уровней, элементов рельефа, гидрологических, метеорологических и литодинамических характеристик, а также характеристик донных осадков. Картографирование морфологических и седиментационных уровней включает в себя фиксацию на карте ныне надводных и подводных уровней разновозрастных трансгрессий, дополненную показом границ участков дна с разным гидродинамическим режимом. Под элементами рельефа подразумеваются реликтовые (субаэрального происхождения) и ныне формирующиеся прибрежные морфоскульптурные образования: погребенные и подводные долины разнопорядковых рек, ватты, аккумулятивные формы и пляжи, бенчи. Наряду с этим отражается разрушение берегов за счет абразионных и термоабразионных процессов с указанием скорости их отступления (м). В гидрометеорологические характеристики входят сток рек, направление приливо-отливных течений и ветра. К литодинамическим характеристикам относятся мутность воды, твердый сток рек и объем растворенных веществ, а также вдольбереговые и выносные потоки наносов. Указываются гранулометрический состав донных осадков и контуры площадей с разным содержанием тяжелых минералов.

Непосредственное отношение к выяснению условий россыпеобразования имеет определение связей между гранулометрическим и минералогическим составом донных осадков, с одной стороны, и отраженными на промежуточных геоморфологических картах морфологическими характеристиками рельефа — с другой. Правомерность поиска и использования связей между этими характеристиками подводного рельефа и рельефообразующих отложений основывается на том, что те и другие определяются продолжительностью воздействия на них волновых процессов, что, в свою очередь, обусловлено алгебраической суммой скоростей эвстатических перемещений уровня моря и тектонических движений каждого данного участка поверхности дна.

В субаквальных прибрежных условиях отложения затопляющихся равнин подверглись существенной переработке (неоднократному размыву, переносу и отложению), в результате которой более тонкозернистый материал удалялся, что приводило к соответствующему увеличению крупности осадка в пределах древних прибрежных зон (или соответствующих им современных глубин). В связи с неравномерностью перемещения уровня Мирового океана в трансгрессии волновое воздействие на осадки разных глубин имело различную продолжительность. Чем больше осуществлялось волновое воздействие на данных глубинах, тем более крупнозернистым становился материал, выстилающий поверхность в данном диапазоне глубин, и тем больше обогащался он тяжелыми минералами. Такое влияние неравномерного хода трансгрессий на литологию донных осадков подтверждается вертикальной зональностью в распространении осадков различного состава на подводных склонах, при которой ареалы гранулометрически однородных отложений часто ориентированы в соответствии с основным направлением изобат. Это особенно четко прослеживается на детально изученных шельфах Северной и Центральной Америки [85]. Влияние неравномерного хода трансгрессий на минералогический состав установлено, например, при изучении касситеритности осадков на шельфе Приморья [65], где касситерит наиболее часто встречается именно на тех глубинах, в пределах которых зафиксированы площадки террас, сформированные в условиях наиболее длительного стояния уровня моря.

Такие изменения состава донных осадков с глубиной составляют тот же «эвстатический» фон в пространственном распределении гранулометрических и минералогических параметров, который отмечается в распределении морфологических характеристик рельефа. Учесть и снять этот фон можно путем определения средних (для каждой глубины) значений всех этих показателей, отклонения от которых будут указывать на относительную направленность и интенсивность тектонических движений.

Таким образом, распределение по площади гранулометрических и минералогических характеристик донных осадков определяется продолжительностью волнового воздействия, которая зависит от скорости трансгрессии, знака и интенсивности тектониче-

ских движений. Для тех глубин и участков на шельфе, где длительное волновое воздействие обусловило бóльшую выровненность и выположенность их рельефа, характерным является также более грубый гранулометрический состав донных осадков. Проведенная нами на Карском море специальная проверка связи между гранулометрическим составом осадков и морфологическими характеристиками, отражающими выположенность и выровненность рельефа (по данным более 500 станций), показала общее уменьшение встречаемости грубозернистых осадков с увеличением стандарта глубин и уклонов рельефа.

Наши представления о содержании карт современных геологических процессов приллюстрируем на примере моря Лаптевых (рис. 58). Море Лаптевых в условно принятых границах имеет площадь 672 тыс. км² и объем — 363 тыс. км³ [Океанографическая энциклопедия, 1974 г.]. Особенности современного рельефообразования наряду с неотектоническими движениями определяются: а) суровым климатом и связанными с ними долговременностью льдообразования в году, мерзлым состоянием прибрежных и донных грунтов, б) поступлением с речными водами большого количества твердого стока и вносящего коррективы в ледовую обстановку теплового стока, в) незначительными по интенсивности волнениями, г) своеобразным характером течений, а также другими гидродинамическими процессами.

Средняя температура воздуха в районе моря составляет в январе от -34 на севере до -31 °С на юге, в июле соответственно — от $+1$ до $+(5 \div 7)$ °С [Океанографическая энциклопедия, 1974 г.]. Отрицательные температуры сохраняются в течение 9—11 мес. в году. Температура воды к северу от параллели 76° характеризуется отрицательными значениями. С октября по май все море покрыто льдами, которые летом отступают на север, так и не открывая всю его акваторию. Практически повсеместно на прибрежной суше развито подземное оледенение с температурами грунтов на востоке моря до $-9 \div -14$ °. Многолетнемерзлые породы фиксируются во многих местах не только в подводной части прибрежной зоны, где их мощность может достигать 30—50 м, но и в более глубоководных районах. Мерзлое состояние песчано-глинистых четвертичных отложений, наличие в них многочисленных и больших по мощности включений подземного льда способствует интенсивному развитию береговых термоабразионных процессов, скорость которых оценивается до 30—50 м/год [Томирдиаро С. В., 1974] при среднем значении 5 м/год. С этими процессами связывается исчезновение ряда островов, в том числе Васильевского (в 1936 г.) и Семеновского (в 1948 г.). Наибольшая интенсивность термоабразионных процессов имеет место на тектонически погружающихся берегах.

Суммарный твердый сток рек бассейна моря Лаптевых составляет 22,8 млн. т/год. В том числе Лена дает 12,3 млн. т/год [Ерофеев П. Н. и др., 1968 г.]. Он представлен: а) песчано-алевритовым материалом, который осаждается в дельтах и устьях рек или

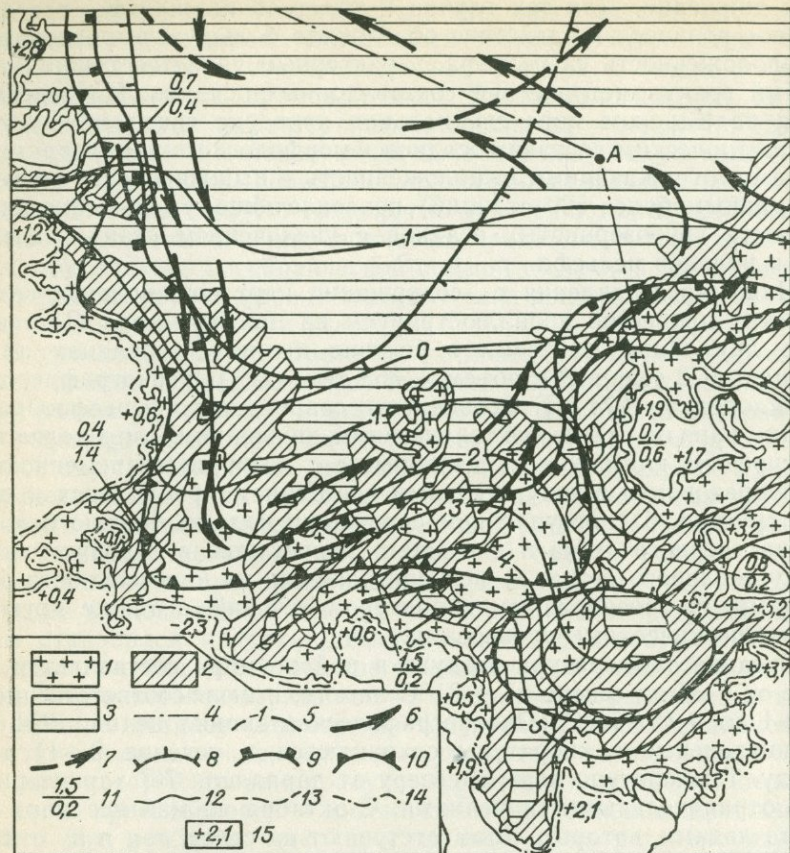


Рис. 58. Карта современных факторов, условий и процессов рельефообразования на море Лаптевых. Составлена с использованием данных Ю. П. Семенова, Е. П. Шкатова [1971 г.], Л. А. Борисова [1973 г.] и др.

1—3 — зоны: 1 — преимущественного размыва и перемыва донных осадков; 2 — преимущественной аккумуляции; 3 — устойчивой аккумуляции; 4 — граница моря Лаптевых; 5 — температура воды ($^{\circ}\text{C}$); 6 — поверхностные течения; 7 — подповерхностное течение (теплые атлантические воды); 8 — граница ледяного покрова летом; 9 — граница океанического ледяного покрова зимой; 10 — граница припая; 11 — в числителе — значение приливо-отливных колебаний уровня моря (м); 12—14 — современные вертикальные движения на побережьях, участки поднятий: 12 — большой скорости, 13 — умеренной скорости, 14 — малой скорости; 15 — скорости поднятий (опусканий).

включается во вдольбереговые потоки, и б) главным образом массой частиц глинистой и алеврито-глинистой размерности, выходящей в открытое море, где она осаждается на некоторых участках начиная с глубин 15—20 м [Семенов Ю. П., 1971 г.]. Взвешенные вещества, приуроченные к верхнему относительно теплomu и пресному слою поступающей из рек воды, выносятся и осаждаются в центральной и главным образом в северной областях моря. Взвесь же, образованная в результате воздействия на донные осадки компенсационных и приливных течений, транспортируется, наоборот, в прибрежные районы, где она осаждается часто на не-

больших глубинах. Транспортировка и отложение грубообломочного материала осуществляются морскими льдами и продуцируемыми ледниками островов Северной Земли айсбергами.

На море выделяются Ю. П. Семеновым [1971 г.] зоны преимущественного размыва (с песчано-алевритовыми осадками, мощностью до 20—25 см), преимущественной аккумуляции (с алеврито-глинистыми осадками) и устойчивой аккумуляции (с глинистыми осадками). Последняя развита главным образом в крупных подводных долинах, где мощность современных отложений может превышать несколько метров. Они маскируют детали субэвразального долинного рельефа, не заполняя эти долины полностью. Зоны преимущественного размыва строго приурочены к наиболее выровненным и выположенным древним водораздельным пространствам, расположенным на глубине от 5 до 50 м. Широкое распространение этих зон, наиболее существенная переработка донных осадков в их пределах (по сравнению с другими арктическими морями) — все это находится в явном противоречии с не менее очевидным фактом резкого снижения интенсивности волновых процессов, связанного с длительным (на большей части акватории — почти круглогодичным) льдообразованием. По параметрам наибольших ветровых волн (длина 104 м, высота 5,8 м, период 8,3 с. [73]) море Лаптевых занимает предпоследнее место среди арктических морей. Это несоответствие между осадко- и рельефообразующим эффектом волновых процессов и их малой интенсивностью нами объясняется высокоамплитудными современными тектоническими поднятиями, которые определили длительное пребывание поверхности положительных морфоструктур в зоне волнового воздействия, подымающейся вслед за уровнем моря в позднепоследниковую трансгрессию.

Осадко- и рельефообразующая роль течений сводится к переносу взвеси и формированию промоин в узостях. Циклоническая циркуляция вод на море обуславливает своеобразную конвейерную транспортировку взвеси: вынос ее на север, погружение взвешенного материала (в связи с охлаждением приповерхностных вод) и осаждение его на континентальном склоне и прилегающем океаническом пространстве, а затем возвращение большей части воды, в значительной мере освобожденной от взвешенного материала. От этого кругового потока часть воды отклоняется и проникает через проливы между Новосибирскими островами (в основном через прол. Санникова) на восток, образуя в них глубокие промоины.

Сгонно-нагонные и приливо-отливные колебания уровня моря приводят к образованию осушки и интенсифицируют процессы термоабразии и волновой переработки донных осадков в прибрежной зоне. При этом наиболее существенное влияние на развитие последней оказывают современные тектонические движения берегов. На участках опусканий происходит интенсивное наступание моря на сушу, разрушение и отступление берегов, а на поднимающихся берегах большую роль играют процессы донной абразии и волновой переработки донных осадков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сама конструкция данной книги отражает основную идею автора о том, что геоморфологическое картографирование является не одноактным, а многоступенчатым процессом, направленным на всесторонний анализ рельефа и извлечение из него максимальной информации о геологической истории и структуре, новейших и современных тектонических и экзогенных процессах и явлениях. Картографирование включает в себя строго последовательное чередование определенных этапов и использование разных принципов. Многими геоморфологами они рассматриваются в качестве исключаяющих друг друга или по крайней мере не связанных между собой направлений и принципов картографирования.

Основные принципы проведения морских геоморфологических исследований и картографирования близки к принципам проведения всего комплекса геологоразведочных работ на шельфе [37]. К ним относятся следующие.

1. Принцип полноты исследований, предусматривающий всестороннюю характеристику рельефа и рельефообразующих процессов на всем наборе геоморфологических карт.

2. Принцип последовательности — выдержанности в чередовании этапов картографирования (аналитического, синтетического, специального) и стадийности в отражении отдельных характеристик рельефа (морфологии, генезиса и возраста) и рельефообразующих процессов.

3. Принцип наибольшей объективности, обязывающий в основу составления всех карт класть как наиболее достоверные морфологические характеристики рельефа и в комплект итоговых геоморфологических карт включать карты-обоснования.

4. Принцип однозначности в понимании, выделении и изображении картографируемых объектов и явлений, который можно соблюдать только в результате создания единого методического аппарата получения, обработки и анализа информации о рельефе и рельефообразующих отложениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асеев А. А. Общие особенности строения речных долин СССР как показатель ритма колебательных движений земной коры.— Геоморфология, 1978, № 2, с. 3—17.
2. Асеев А. А., Благоволин Н. С., Веденская И. Э. Геоморфологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000 (принципы построения легенды).— Геоморфология, 1975, № 2, с. 3—11.
3. Бабак В. И. Новейшая структура Казахского щита.— Геотектоника, 1969, № 6, с. 72—81.
4. Берлянт А. М. Картографический метод исследований. М., Изд-во МГУ, 1978. 256 с.
5. Борисевич Д. В., Любимцева Е. А. Геоморфологическое картографирование. М., ВИНТИ, 1971. 140 с.
6. Варанд Э. Л. Магмопроводящие разломы западной части Сибирской платформы и их рудоконтролирующее значение.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. М., Наука, 1970, с. 231—241.
7. Вереща В. С. К вопросу о трещинной и разрывной тектонике угленосных отложений в Донбассе.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 6, с. 1021—1024.
8. Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., Наука, 1968. 123 с.
9. Гаккель Я. Я., Дибнер В. Д., Литвин В. М. Основные черты эндогенной геоморфологии и тектоники Атлантическо-Арктической провинции Северного Ледовитого океана.— В кн.: Проблемы полярной географии.— Труды ААНИИ, 1968, т. 285, с. 37—49.
10. Ганешин Г. С. Принципы геоморфологической съемки.— В кн.: Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М., Недра, 1970, с. 13—23.
11. Геологическое строение и нефтегазоносность платформенной части Каспия/Л. И. Лебедев, З. П. Едигарян, Л. С. Кулакова и др. М., Наука, 1976. 128 с.
12. Геологическое строение шельфов Каспийского, Азовского и Черного морей в связи с их нефтегазоносностью/В. Ф. Соловьев, Л. И. Лебедев, Л. С. Кулакова и др. М., Наука, 1971. 75 с.
13. Геология Балтийского моря/Ред. В. К. Гуделис, Е. М. Емельянова. Вильнюс, Мокслас, 1976. 363 с.
14. Геология СССР. Т. 26. Острова Советской Арктики. М., Недра, 1970. 547 с.
15. Геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана/В. Д. Дибнер, Я. Я. Гаккель, В. М. Литвин и др.— Труды НИИГА, 1965, т. 143, с. 341—345.
16. Геоморфологическая карта Советской Арктики. Масштаб 1 : 2 500 000/Гл. ред. С. А. Стрелков, Л., НИИГА, 1959.
17. Геоморфологическое картографирование в мелких масштабах. М., Изд-во МГУ, 1976, 176 с.
18. Геоморфология и палеогеография шельфа. М., Наука, 1978. 234 с.
19. Гершанович Д. Е. О принципах классификации шельфовой зоны.— Труды ВНИРО, 1966, т. 54, с. 78—87.
20. Глазунова А. В., Зинченко А. Г., Ласточкин А. Н. Разрывные нарушения в осадочном чехле и фундаменте Каспийской зоны погружения по геофизическим и геоморфологическим данным.— Сов. геология, 1977, № 6, с. 47—58.
21. Грачев А. Ф., Нарышкин Г. Д. Основные черты рельефа дна Евразийского бассейна.— Вестн. ЛГУ, 1978. Сер. геология—география, вып. 2, с. 93—111.
22. Гришкян Р. И. О тектоническом анализе механизма образования системной трещиноватости.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. V. М., Наука, 1972, с. 263—278.

23. Данилов И. Д. Проблемы развития полярного шельфа Евразии и его бережий в кайнозое.— Вестн. МГУ, География, 1974, № 1, с. 31—37.
24. Дибнер В. Д. «Древние глины» и рельеф Баренцево-Карского шельфа — прямые доказательства его покровного оледенения в плейстоцене.— Труды ААНИИ, 1968, т. 285, с. 28—43.
25. Дибнер В. Д. Геоморфология.— В кн.: Советская Арктика (моря и острова Северного Ледовитого океана). М., Наука, 1970, с. 23—48.
26. Дибнер В. Д. Геоморфология островов и морского дна Советского сектора Северного Ледовитого океана.— В кн.: Геология СССР, т. 22. М., Недра, 1970, с. 405—431.
27. Дибнер В. Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л., 1978. 211 с. (Тр. НИИГА, т. 185).
28. Дибнер В. Д., Котенев Б. Н., Заферман М. Л. Геолого-геоморфологические наблюдения дна Баренцева моря из гидростата «Север-1».— В кн.: Геология моря. Вып. 1. Л., НИИГА, 1971, с. 149—161.
29. Дубров Е. Ф. Звуковая геолокация. Л., Недра, 1967. 104 с.
30. Живаго А. В., Затонский Л. К. Вопросы классификации рельефа дна морей и океанов и его изображение на геоморфологических картах.— В кн.: Геоморфологическое картоведение СССР и частей света. М., Наука, 1973, с. 15—34.
31. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
32. Зенкович В. П. Предисловие редактора.— В кн.: Подводные морские каньоны. Л., Гидрометеиздат, 1972, с. 3—12.
33. Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. М., Наука, 1976. 232 с.
34. Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Типы берегов и побережий Мирового океана, их классификации и районирование.— В кн.: Теоретические вопросы динамики морских берегов. М., Наука, 1964, с. 17—22.
35. Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Происхождение донного рельефа дальневосточных морей СССР и его развитие в четвертичное время.— В кн.: Морские берега. Таллин, Изд-во АН ЭССР, 1961, с. 43—68.
36. Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. М., Изд-во МГУ, 1973. 265 с.
37. Картирование шельфа.— Л., Изд. Геогр. о-ва СССР, 1974. 142 с.
38. Ким Б. И., Рейнин И. В. Рельеф и новейшая тектоника шельфа Восточно-Сибирского моря.— В кн.: I съезд советских океанологов. Тезисы докладов, вып. 3. М., Наука, 1977, с. 61—62.
39. Кленова М. В. Геология Баренцева моря. М., Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.
40. Куликов Н. Н., Мартынов В. Г. О древних береговых линиях на дне Карского моря.— В кн.: Морские берега. Таллин, Изд-во АН ЭССР, с. 132—139.
41. Ласточкин А. Н. Отражение хода последледниковой трансгрессии в уклонах абразивно-аккумулятивных поверхностей на северном шельфе Евразии.— Океанология, 1977, т. 17, вып. 4, с. 686—690.
42. Ласточкин А. Н. Соотношение гидрографической сети Западной Сибири с разломами фундамента и структурами осадочного чехла.— Геоморфология, 1972, № 1, с. 28—37.
43. Ласточкин А. Н. О планетарной и местной трещиноватости в рельефе платформенных равнин.— Изв. Геогр. о-ва СССР, 1976, № 2, с. 123—131.
44. Ласточкин А. Н. Комплекс геолого-геоморфологических исследований нефтегазоносных областей на суше и шельфе.— В кн.: Методика геолого-геоморфологических исследований нефтегазоносных областей.— Труды ВНИГРИ, 1977, вып. 393, с. 7—39.
45. Ласточкин А. Н. Рельеф дна Карского моря.— Геоморфология, 1977, № 2, с. 84—90.
46. Ласточкин А. Н. Подводные долины северных морей СССР.— Изв. Геогр. о-ва СССР, 1977, № 5, с. 412—417.
47. Ласточкин А. Н. Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. Л., Недра, 1978. 247 с.
48. Ласточкин А. Н., Дицявичене Л. Н., Гялумбаускайте Ж. А. Методика и результаты геолого-геоморфологического прогноза локальных структур на аква-

- тории Юго-Восточной Балтики.— В кн.: Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики. Вильнюс, ЛитНИГРИ, 1978, с. 78—81.
49. Ласточкин А. Н., Федоров Б. Г. Рельеф и новейшая история развития северного шельфа Евразии.— Геоморфология, 1978, № 3, с. 19—27.
50. Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. М., Изд-во МГУ, 1961. 267 с.
51. Леонтьев О. К. Краткий курс морской геологии. М., Изд-во МГУ, 1963. 348 с.
52. Леонтьев О. К., Сафьянов Г. А. Каньоны под морем. М., Мысль, 1973. 271 с.
53. Лисицин А. Л. Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974. 438 с.
54. Литвин В. М. Основные черты геоморфологии дна Балтийского моря.— В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Вып. 7. Рига, Зинатне, 1974, с. 67—81.
55. Малышев Ю. Ф. Особенности картирования разрывных нарушений Центральноалданского района по аэрогеофизическим данным.— Геология и геофизика, 1969, № 1, с. 155—168.
56. Мартынов Г. И. Природа и закономерности размещения планетарной трещиноватости земной коры.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 5. М., Недра, 1969, с. 133—151.
57. Матишов Г. Г. Строение шельфа и некоторые вопросы четвертичной истории западной окраины Баренцева моря.— В кн.: Географические аспекты осадкообразования в бассейнах Баренцева и Белого морей. Л., 1974, с. 23—48.
58. Матишов Г. Г. О происхождении и развитии каньонов и долин материкового склона Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна.— Океанология, 1975, т. 15, вып. 6, с. 231—237.
59. Матишов Г. Г. Строение и происхождение краевых (продольных) желобов гляциальных шельфов.— Океанология, 1976, т. 210, вып. 2, с. 259—265.
60. Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960, с. 281—312.
61. Никифоров Л. Г. Структурная геоморфология морских побережий. М., Изд-во МГУ, 1977. 175 с.
62. Никифоров Л. Г. Структурная геоморфология шельфа.— В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., Наука, 1978, с. 3—9.
63. Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. М., Наука, 1977. 240 с.
64. Петров А. И. Древние разломы восточной части Балтийского щита и движения по ним.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 2, с. 548—550.
65. Проблемы геологии шельфа. М., Наука, 1975. 221 с.
66. Рельеф дочетвертичной поверхности Балтийского региона/Н. И. Свиридов, В. М. Литвин, А. И. Гайгалас, М. А. Репечка.— Сов. геология, 1976, № 5, с. 60—69.
67. Рельеф Земли/Ред. И. П. Герасимов, Ю. А. Мещеряков. М., Наука, 1967. 331 с.
68. Рихтер В. Г. Методы изучения новейшей и современной тектоники шельфовых морей и океанов. М., Недра, 1965. 244 с.
69. Сафьянов Г. А. Подводные каньоны — их динамика и взаимодействие с верхней частью шельфа.— В кн.: Геоморфология и палеогеография. М., Наука, 1978, с. 29—37.
70. Спиридов Н. И. Строение верхней части разреза осадочного чехла акватории Балтийского моря по геолого-геофизическим данным. Автореф. канд. дис. М., Изд-во МГУ, 1978. 21 с.
71. Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеоздат, 1970. 321 с.
72. Семенов Ю. П., Шкатов Е. П. Геоморфология дна моря Лаптевых.— Труды НИИГА, 1971, вып. 1, с. 42—46.
73. Советская Арктика. М., Наука, 1970. 526 с.
74. Средства и методы топографической съемки шельфа/В. Н. Баландин, Л. А. Борисов, Р. Д. Володарский и др. М., Недра, 1979. 294 с.
75. Суздальский О. В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л., Наука, 1976. 112 с.

76. *Теоретические и методические основы комплексного изучения и освоения шельфов.* Л., 1978. 216 с.
77. *Удинцев Г. Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., Наука, 1972. 394 с.
78. *Флоренсов Н. А.* Очерки структурной геоморфологии. М., Наука, 1978. 158 с.
79. *Флоренсов Н. А.* Понятие «морфоструктура» и его эволюция.— Геоморфология, 1978, № 4, с. 33—39.
80. *Хейзен Б., Тарп М., Юинг М.* Дно Атлантического океана. М., ИЛ, 1962. 147 с.
81. *Хольтедаль Х.* Некоторые вопросы геологии и геоморфологии гляциальных шельфов.— В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М., Прогресс, 1964, с. 171—185.
82. *Худяков Г. И.* Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М., Наука, 1977. 256 с.
83. *Шаблинская Н. В.* Сравнительная характеристика разломов нефтегазонасных областей эпигерцинских плит.— Труды ВНИГРИ, 1971, вып. 295, с. 193—217.
84. *Шарков В. В.* Геология подводного склона западного берега Каспийского моря. М.—Л., Наука, 1964. 430 с.
85. *Шепард Ф.* Морская геология. Л., Недра, 1976. 488 с.
86. *Шепард Ф., Дилл Р.* Подводные морские каньоны. Л., Гидрометеиздат, 1972. 344 с.
87. *Шульц С. С.* Планетарная трещиноватость (основные положения).— В кн.: Планетарная трещиноватость. Л., Изд-во ЛГУ, 1973, с. 5—37.
88. *Andrew Y. A., Kravitz Y. H.* Sediment distribution in deep areas of the Northern Kara Sea.— In: Marine geology and oceanography of the Arctic Seas. Berlin—Heldelberg—New-York, Springer-Verlag, 1974, p. 228—238.
89. *Blanchet P. H.* Development of fracture analysis as exploration method.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1957, vol. 41, № 8, p. 138—151.
90. *Creager Y. S., McManus D. A.* Pleistocene drainage patterns on the floor of Chukchi Sea.— Marine Geol., 1965, № 3, p. 1029—1043.
91. *Haman P. Y.* Lineament analysis on aerial photographs exemplified in the north sturgeon Lake Area, Alberta.— West Canadian research publ. geol. and related sci., 1961, ser. 2, № 1, p. 237—249.
92. *Holmes M. Z., Creager Y. S.* Holocene history of the Laptev Sea continental shelf.— In: Marine geology and oceanography of the Arctic Seas. Berlin, 1974, p. 211—229.
93. *Hoppin R. A.* Oriented lakes and lineaments of northeastern Bolivia.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, vol. 76, № 6, p. 621—629.
94. *Johnson G. L., Milligan D. B.* Some geomorphological observation in the Kara Sea.— Deep-Sea Res., 1967, vol. 14, № 1, p. 63—71.
95. *Lattman L. H.* Geomorphology new tool for finding oil.— Oil and Gas, 1959, vol. 57, № 18, p. 337—339.
96. *Map of the Arctic Region.* Prepared by the Cartographic Division of the American Geographical Society. 1975.
97. *Mörner N. A.* Eustatic changes during the last 20 000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area.— Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology, 1971, № 9 (3), p. 72—79.
98. *Naugler Y. P., Silverberg N., Creager Y. S.* Recent sediments of the East Siberian Sea.— In: Marine geol. and oceanogr. of the Arctic Seas. Berlin, 1974, p. 239—262.
99. *Scheidegger A. E.* Stressis in the Earth's Crust.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, vol. 70, № 12, p. 81—89.
100. *Sproule Y. C.* The tectonics of the Canadian shield and adjoining sedimentary basins in relation to oil and gas occurrences Reprinted.— In: The tectonics of the Canadian shield. Toronto, 1962, p. 3—38.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От автора	3
Введение. Опыт и пути развития геоморфологического картографирования	5
Опыт геоморфологического картографирования суши	—
Состояние проблемы морского геоморфологического картографирования	10
Основные составляющие и последовательность морского геоморфологического картографирования	16
Часть первая. Аналитический этап в морском геоморфологическом картографировании	23
Глава I. Орография континентальных окраин. Принципы изучения и картографирования	—
§ 1. Значение и принципы орографического картографирования	—
§ 2. Классификация и определение орографических форм	33
§ 3. К методике проведения орографических границ	42
§ 4. Основные орографические границы северной континентальной окраины Евразии	45
§ 5. Крупнейшие орографические формы и распределение глубин на северном шельфе Евразии	53
Глава II. Рельефообразование на шельфе и морфологические характеристики его поверхности	56
§ 6. О механизме формирования рельефа шельфа	—
§ 7. Морфологические характеристики рельефа шельфа	62
Глава III. Генетическая интерпретация расчлененности подводного рельефа	66
§ 8. Генетическая интерпретация и картографирование расчлененности рельефа северного шельфа Евразии	—
§ 9. Подводные долины Арктического шельфа Евразии	74
§ 10. Диагностика форм рельефа аккумулятивно-эрозийного происхождения	82
§ 11. Ледниковый рельеф северного шельфа Евразии и определение форм аккумулятивно-экзарационного происхождения	94
§ 12. Генезис подводных каньонов и расчлененность континентального склона	100
Глава IV. Картографирование и возрастная интерпретация уклонов рельефа	104
§ 13. Методы выделения граней подводного рельефа	—
§ 14. Анализ уклонов аккумулятивно-абразионных поверхностей на древних водоразделах Арктического шельфа Евразии	107
§ 15. Картографирование разновозрастных поверхностей на шельфе методом отличительных линий	112
§ 16. Использование ЭВМ при выделении отличительных линий	119
§ 17. Синхронизация отличительных линий и подводных поверхностей при крупномасштабном геоморфологическом картографировании	126
Глава V. Анализ истории развития рельефа и общая геоморфологическая карта	134
§ 18. Рельеф и новейшая история северного континентального шельфа Евразии	135
§ 19. Содержание общей геоморфологической карты	144
§ 20. Общая геоморфологическая карта северных морей СССР	151
	271

Часть вторая. Синтетический этап в морском геоморфологическом картографировании	159
Глава VI. Морфоструктурное районирование	—
§ 21. К дискуссии о понятии «морфоструктура»	—
§ 22. Опыт морфоструктурного районирования морей и океанов	167
§ 23. Принципы морфоструктурного районирования	174
§ 24. Морфоструктурное районирование морей СССР	177
§ 25. Некоторые особенности морфоструктуры морей СССР и сопредельных территорий	184
Глава VII. Морфоскульптурное районирование	188
§ 26. Принципы морфоскульптурного районирования	—
§ 27. Морфоскульптурное районирование моря Лаптевых	194
Часть третья. Специальное морское геоморфологическое картографирование	195
Глава VIII. Методика морских структурно-геоморфологических исследований и картографирования площадных морфоструктур	198
§ 28. Пространственные закономерности в морфоструктурном плане континента и континентальных окраин на территории СССР	—
§ 29. Морфометрический метод в морских структурно-геоморфологических исследованиях	209
§ 30. Анализ деформаций отличительных линий	219
Глава IX. Методика морских структурно-геоморфологических исследований и картографирования линейных морфоструктур	222
§ 31. О закономерностях ориентировки разрывных нарушений и линейных морфоструктур	—
§ 32. Результаты разработки и применения методики морфоструктурного анализа в комплексе геолого-геофизических исследований разрывных нарушений	231
Глава X. Специальные геоморфологические карты	243
§ 33. Морфоструктурные карты и карты новейшей тектоники	—
§ 34. Морфоскульптурные карты и карты современных геологических процессов	260
Заключение	266
Список литературы	267

АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ ЛАСТОЧКИН
**МЕТОДЫ МОРСКОГО
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ**

Редактор издательства Т. М. Пономарева
Переплет художника А. И. Бородина
Техн. редактор Н. П. Старостина
Корректор М. И. Витис

ИБ № 4413

Сдано в набор 06.01.82. Подписано в печать 05.04.82. М-24418. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага кн.-жури. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 17,00. Усл. кр.-отт. 17,00. Уч.-изд. л. 19,98. Тираж 1600 экз. Заказ 17/587. Цена 1 р. 30 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

1р.30к.

3901

103

—

1