

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.462(268.42)

Г.Г. МАТИШОВ

**ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛЯЦИАЛЬНОГО
МОРФОГЕНЕЗА ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА**

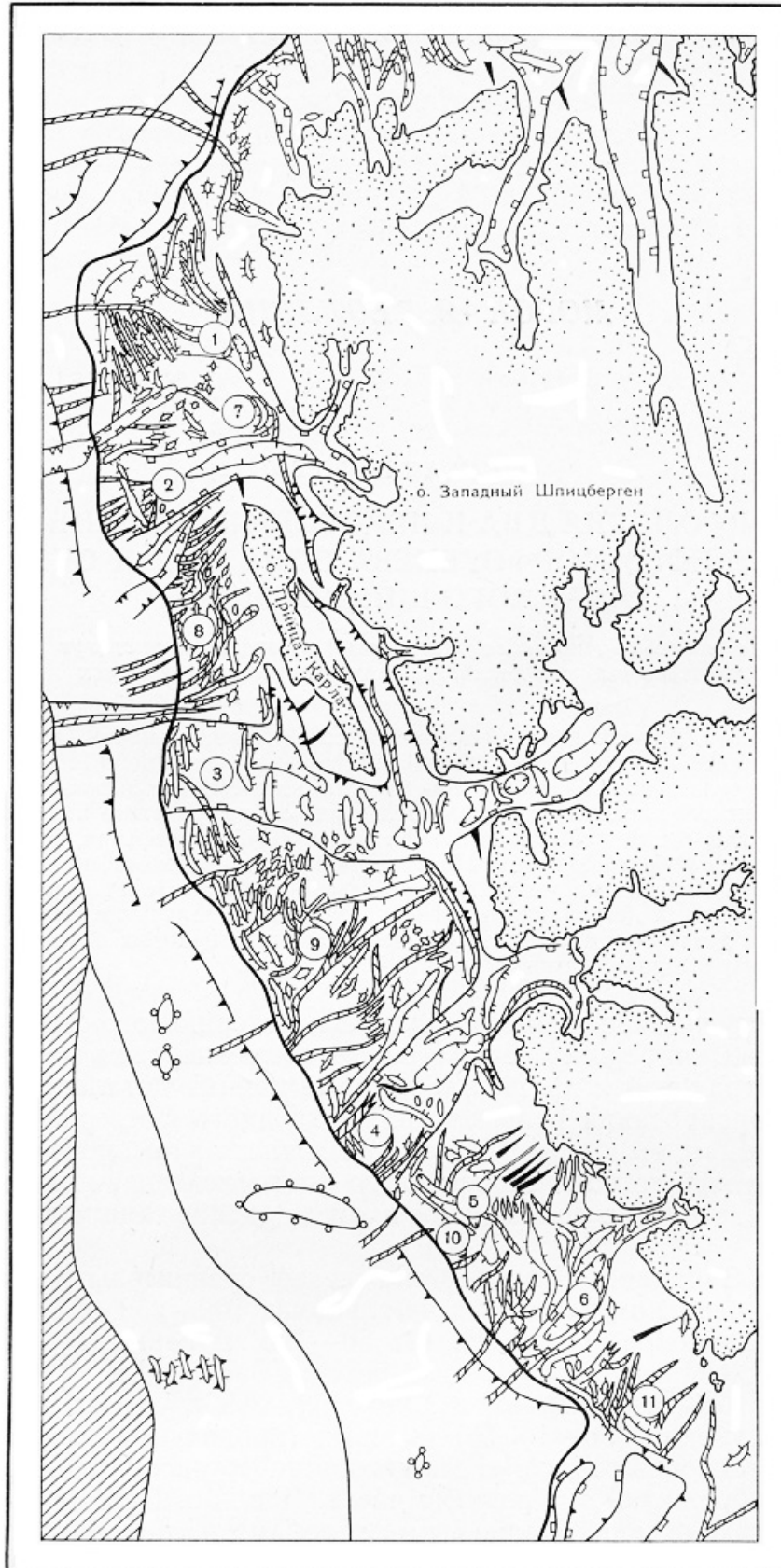
*Полярный научно-исследовательский и проектный институт морского
рыбного хозяйства и океанографии, Мурманск*

Следами древнеледниковой (верхнерисской) деятельности являются краевые образования внешнего шельфа на глубинах в среднем 150-250 м, а также троговые желоба. По всей видимости, во время максимального развития вюрмского оледенения (стадия бельсунн) сформировались напорно-моренные гряды вдоль прибрежного края плато Шубре, Исфьорд, Хорнсун, пороги-ригели и боковые гряды в верховьях поперечных желобов, а также серии моренных гряд на узком шельфе северо-западнее Западного Шпицбергена. Во время деградации оледенения в перигляциальных и нивальных условиях с деятельностью преимущественно водно-ледниковых потоков развивалась характерная густая сеть эрозионных долин.

Геоморфологическое строение шельфа и материкового склона в районе Западного Шпицбергена рассмотрено в общих чертах в работах Хольтедаля, Виноградовой и др. [Виноградова, 1966; Семевский, 1967; Хольтедаль, 1964]. Новые данные детального эхолотирования и картирования рельефа дна, подводного фотографирования и грунтовых съемок, выполненные Полярным институтом, позволяют представить более конкретно геоморфологию подводной окраины архипелага и, в частности, строение и возможное происхождение гляциального рельефа дна.

У берегов Западного Шпицбергена шельф сравнительно узкий (25-50 миль) и в основном находится на глубинах 100-250 м. При этом заметно более глубокое положение (на 50-100 м) занимает поверхность дна к югу от желоба Исдьюпет. Край шельфа располагается вдоль банок на глубинах 170-230 м, а вдоль желобов - на глубинах 250-340 м. Система неглубоких (50-150 м) краевых (продольных) желобов и некрутых (30') склонов разделяет Западно-Шпицбергенский шельф на внутреннюю (прибрежную) и внешнюю части. Вдоль о. Принца Карла прибрежный шельф ограничен краевыми желобами и склонами как с запада, так и с востока (пролив - грабен Форландсуннет). Важная особенность строения шельфа - расчлененность глубокими (150-350 м) поперечными желобами Конгсдьюпет, Исдьюпет, Бельсундьюпет, Хорнсундьюпет. Они являются прямым продолжением на шельфовой равнине горных грабенообразных долин (фьордов) Западного Шпицбергена, образовавшихся в результате сводового неотектонического поднятия и дробления архипелага [Семевский, 1967; Троицкий и др., 1975].

Узкий (до 70-100 м) прибрежный шельф представляет собой экзарационную равнину на каледонском складчатом основании. Более широкий внешний шельф, судя по геофизическим материалам [Коган и Милашин, 1970; Тальвани и др., 1975; Malod & Mascle, 1975], является пластовой равниной, на которой выделяются с севера на юг банки Шубре (10x25 миль), Принца Карла (12x35 миль), Исфьорд (35x35 миль), Хорнсун



Геоморфологическая схема подводной окраины Западного Шпицбергена

1 — внешний край шельфа и нижняя граница материкового склона; 2 — хребет Книповича; 3 — подошва структурных уступов; 4 — краевые желоба; 5 — троговые желоба; 6 — моренные холмы и гряды; 7 — пороги-ригели; 8 — экзарационные долины; 9 — переуглубленные котловины; 10 — эрозийные долины (долины стока талых вод); 11 — структурные (вулканические) гряды; 12 — грабенообразные долины; 13 — эрозивно-структурные возвышенности; 14 — осадочные возвышенности и холмы; 15 — цифры в кружках (1-6) — желоба: 1 — Исфьялладьонет; 2 — Конгсдьонет; 3 — Исдьонет; 4 — Бельсундьонет; 5 — Бреддьонет; 6 — Хорнсундьонет; (7-11) — банки; 7 — Шубре; 8 — Принца Карла; 9 — Исфьорд; 10 — Хорнсун; 11 — Серкап

(20x20 миль) и Серкап (15x20 миль). В морфоструктурном плане их следует рассматривать в основном как структурные плато с небольшим наклоном поверхности к внешнему краю шельфа. В этом направлении увеличивается мощность осадочного чехла и нарастают глубины на банках соответственно от 40 до 200 м (Шубре), от 100 до 200 м (Принца Карла), от 50 до 350 м (Исфьорд), от 100 до 220 м (Хорнсун) и от 100 до 220 м (Серкап).

В районе Западного Шпицбергена материковый склон начинается резким перегибом дна у края шельфа на глубинах 170-340 м и простирается на западе до срединно-океанического хребта Книповича (рисунок). Его общая ширина составляет 30-40 миль. Против о. Принца Карла склон обрывается ко дну рифтовой долины с глубинами 3400-3700 м, а юго-западнее Шпицбергена вулканические структуры хребта достигают уступов склона под осадочным чехлом. Материковый склон до глубин 1000-1300 м представлен в основном крутыми ($5-10^\circ$) структурными уступами шириной около 4-7 миль. Местами имеются пологие ($2-4^\circ$) моноклинально-пластовые склоны, на которых древние осадочные слои сnivelированы рыхлыми четвертичными осадками. Глубже уступы резко переходят в пологие ($1-2^\circ$) аккумулятивные откосы и шлейфы, которые на глубинах 2000-2200 м сменяются субгоризонтальными абиссальными равнинами. Они простираются до хребта Книповича, являющегося орографическим барьером для терригенных осадков. По материалам сейсмопрофилирования [*Коган и Милашин, 1970; Malod & Masclé, 1975*], осадочный бассейн между хребтом и материковым склоном состоит из двух толщ. Верхняя осадочная толща слоиста. Ее максимальная мощность (до 1 сек) отмечается вдоль подножия уступов склона. Нижняя деформированная толща достигает максимальной мощности около хребта Книповича. Материковый склон сравнительно слабо расчленен. Выделяются лишь широкие с пологими склонами, видимо, древние долины Шубре, Принца Карла, Форланд и Серкап и отдельные мелкие (до 50-70 м) эрозионные врезы. Вдоль уступов местами простираются узкие (1-2 мили) структурные ступени, их глубинное положение довольно изменчиво. В нижней части склона на глубинах 1000-1800 м имеются пологие осадочные гряды и крупные холмы. Наиболее крупная (8x15 миль) гряда с высотой 100 м тянется поперек склона на участке против залива Хорнсун.

В районе к северо-западу от Шпицбергена к материковому склону прилегает несколько краевых плато с глубинами от 500 до 1800-2500 м [*Котенев и Матишов, 1972; Johnson & Eckhoff, 1966*]. Наиболее крупное среди них плато Ермака. Его западный склон имеет глыбово-блоковое строение. Вдоль подошвы склона проходит узкое ущелье, контролируемое Шпицбергенской зоной разломов. Западнее о. Принца Карла находится Шпицбергенское плато, представляющее наклонную ($20-50'$) ступенчатую поверхность на глубинах 1100-1500 м. Его длина около 80 миль, а ширина - 20-40 миль. Внешний край плато обрамлен крутым (4°) структурным склоном, обрывающимся ко дну рифтовой долины, с глубинами до 3200 м. На склонах выступают невысокие структурные гряды, захороненные под осадочным чехлом.

Морфоскульптурные черты подводной окраины Западного Шпицбергена определяются разнообразными формами мезо- и микрорельефа, образование которого обычно связывается с деятельностью материковых ледников в четвертичный период [*Виноградова, 1966; Котенев и Матишов, 1972; Лаврушин, 1969; Матишов, 1977; Хольтедаль, 1964*]. Как известно, в плейстоцене архипелаг являлся центром по крайней мере трех оледенений, распространявшихся на морское дно. Вдоль Западного Шпицбергена узкий (5-10 миль) прибрежный шельф с глубинами до 60-80 м представляет пологоволнистую и бугристую экзарационную равнину, затопленную в ходе голоценовой трансгрессии. На многих участках дна находятся узкие (0,5-2,0 мили) невысокие (15-30 м) гряды, вытянутые на несколько миль вдоль крупных выводных ледников побережья. Перед выводными ледниками Реуд, Смеренберг, Уоггокуэй, Турелль, Ульсокбреэн и др. располагаются короткие узкие (1-3 мили) трюги с глубиной вреза до 40-70 м. На их дне

имеются переуглубления до 100 м, а вдоль склонов часты боковые моренные гряды. Прибрежные трогги, как правило, замыкаются узкими (1-2 мили) асимметричными грядами. Так, например, северо-западнее Шпицбергена в устье коротких трогов, достигающих края шельфа, находятся несколько полукруглых отмелей с глубинами 15-40 м [*Мамушов, 1977; Liestøl, 1972*]. Самая длинная (10 миль) гряда Магдален достигает высоты 35 м. У всех гряд склон, обращенный к фьордам, выделяется заметной крутизной (до 5-8°). Относительно крутой склон, ограничивающий прибрежный шельф, местами густо расчленен узкими (0,5-1,0 мили) короткими долинами с глубиной вреза 20-60 м. По всей видимости, это экзарационные долины. В настоящее время многочисленные выводные ледники Западного Шпицбергена круто обрываются к морю, продуцируя айсберги. Судя по размерам, ледники, и айсберги способны эродировать дно в береговой зоне и на мелководьях до глубины 20 м.

Своеобразна сеть сквозных переуглубленных (до 300-400 м) поперечных желобов шельфа Западного Шпицбергена. Они простираются на 35-45 миль до края шельфа и обычно изгибаются на юг. В верховьях все желоба представляют собой узкие (6-9 миль) троговые долины с крутыми (до 10-20°) склонами высотой 150-200 м. В сторону края шельфа желоба расширяются до 10-20 миль, а их склоны выполаживаются до 1° и менее. Троговый характер желобов, видимо, обусловлен неоднократной гляциальной обработкой долин в периоды оледенений архипелага [*Виноградова, 1966; Котенев и Матишов, 1972; Хольмедаль, 1964; Liestøl, 1972*]. В морфологии желобов наряду с общими чертами имеются определенные различия, связанные, вероятно, с особенностями ледниковой деятельности. Наиболее контрастным является Конгсдьюпет с глубинами 200-350 м. Его выровненная поверхность заметно наклонена (15') в сторону переуглубленной (до 370 м) котловины, лежащей в верховье желоба в месте его пересечения с краевым желобом. У котловины отмечаются крутые (20°) 100-метровые стенки. В устье желоба у края шельфа поднимается широкий (2-4 мили) пологий порог-ригель с глубинами менее 200 м. Перед порогом находится зона мелких холмов и эрозионных врезов с глубиной до 20 м. Некоторые из врезов пересекают порог, за которым также имеется сеть мелких узких эрозионных долин. Вдоль бортов в устье желоба располагаются узкие (0,5-2,0 мили) боковые гряды. Наиболее длинная из них гряда Фуглехукснагет расположена на южном склоне желоба.

Желоб Исдьюпет с глубинами дна 230-350 м выделяется целым рядом (более десяти) гряд-ригелей, очевидно, отмечающих различные стадии наступления плейстоценовых выводных ледников из Исфьорда. По возрасту самыми древними следует считать узкие низкие (15-30 м) гряды вдоль края шельфа на глубинах 250-270 м. Далее в направлении верховья на глубинах 220-260 м находятся крупные асимметричные ригели, которые иногда группируются в несколько рядов. Длина моренных гряд до 10 миль, ширина 2-3 мили и высота 30-60 м. Кроме крупных гряд на дне желоба имеются поля мелких холмов. На участках контакта с краевым желобом на дне желоба Исдьюпет располагаются две переуглубленные (до 350 м) плоские котловины. По краевым желобам в них впадают узкие эрозионные каналы стока. Самыми молодыми, видимо, верхневюрмскими краевыми образованиями являются высокие (70-110 м) гряды-ригели в устье Исфьорда. Между ригелями находятся глубокие (350-410 м) плоские котловины, средние размеры которых 3х5 миль. Вероятно, самые крупные гряды являются моренами напора, остальные - аккумулятивными моренами. В их строении могут принимать участие как валунные глины, так и переотложенные ледником четвертичные морские осадки.

В желобе Бельсундьюпет выделяется несколько крупных ригелей и боковых морен, между которыми располагается обширная пологая переуглубленная (260 м) котловина выпаживания. Длинная (12 миль) боковая моренная гряда с глубиной до 130 м находится на выходе из фьорда Бельсунд. Она, видимо, сформировалась на месте наложения выводного ледника Туррель и крупного выводного ледника из залива Бельсунд. В 15 милях от края шельфа в желобе имеется пологий устьевой порог с глубиной вершины

170 м. Перед порогом на глубинах 210-230 м располагается полоса мелких холмов. За порогом до края шельфа протягиваются узкие эрозионные каналы с глубиной вреза 10-20 м. Несколько неглубоких эрозионных долин впадает в котловину выпахивания.

Хорнсундьюпет почти на всем протяжении представляет вытянутую переуглубленную (240-270 м) впадину. Ширина плоского дна впадины около 3-4 мили. На склонах желоба имеются боковые, видимо, моренные гряды с относительной высотой 25-30 м, а в устье - бугристый порог-ригель с глубинами до 175 м. Наиболее молодые ледниковые образования находятся во фьорде Хорнсун. На его дне выделяется переуглубленная (220 м) котловина, а в устье - несколько низких порогов-ригелей.

Ряд крупных желобов на внешнем шельфе Западного Шпицбергена не связан с фьордами побережья. Среди них наиболее глубокой (до 470 м) замкнутой впадиной является Бреддьюпет. Длина впадины 10 миль при ширине в 4 мили. Крутые (до 15-20°) склоны придают ей троговый вид. Вдоль внешнего края впадины простирается гряда с глубинами до 180 м. Со стороны прибрежного шельфа во впадину проникают узкие, видимо, экзарационные долины. Не исключено, что мелкие выводные ледники, сливаясь вместе, создавали мощный ледниковый поток, разработавший древнюю грабенообразную впадину. Южнее впадины Бреддьюпет на глубинах 100-270 м имеется неширокий (4-6 миль) трог Ульсокбреэндьюпет. Он находится в десяти милях от ледника Ульсокбреэн. На дне желоба есть боковые гряды, а в устье - ригель с высотой 20 м.

Исфьелладьюпет - пологосклонный (1-2°) трог с глубинами 150-200 м, начинающийся от краевого желоба в 4 милях от ледника Дей-Шу-Исфьелла. Длина желоба 20 миль, ширина 7 миль и относительная глубина 50-90 м. В устье желоба на протяжении 12 миль до края шельфа находится система из 8-9 субпараллельных асимметричных гряд с глубинами 85-125 м. Их ширина 0,4-0,8 миль и высота 20-35 м. Каждая цепь гряд состоит или из одной длинной, или из двух-трех коротких гряд. Почти через весь желоб до края шельфа тянется узкий эрозионный канал, в который в районе краевых образований впадает ряд более мелких каналов.

На плато внешнего шельфа Западного- Шпицбергена на глубинах 50-350 м широко распространен холмисто-грядовый и мелкохолмистый рельеф, видимо, ледникового происхождения. Характерно также неглубокое эрозионное, предположительно водно-ледниковое, расчленение, пересекающее зоны гряд и холмов. Глубинное положение и сочетание всех этих ледниковых образований неодинаково, что может указывать на различия во времени и в условиях формирования рельефа дна. На узком (15 миль) участке внешнего шельфа к северу от трога Исфьелладьюпет система мелководных (до 80 м) узких (0,3-0,8 миль) гряд тянется параллельно краевому желобу. У края шельфа на глубинах 120-180 м располагается несколько крупных гряд и холмов с бугристой поверхностью.

В пределах плато Шубре мелководная (30-60 м) часть является плоской песчаной абразионной равниной. Пологая гряда с глубинами до 25 м вдоль его восточного края представляет собой, по всей видимости, размытую морену напора. Ее высота более 30 м. Полоса холмистого, местами мелко-грядового рельефа прослеживается на глубинах 100-160 м. Размеры форм сравнительно небольшие - до 1х2 мили. С глубин 80 м через плато до края шельфа простирается узкий (1-2 мили) трог с глубиной вреза до 50 м. В трог впадает несколько мелких эрозионных каналов.

На узкой поверхности плато Принца Карла на глубинах 90-200 м развит своеобразный рельеф, представленный несколькими цепями невысоких (20-30 м), видимо, моренных холмов и гряд, которые прорезаются короткими узкими (1-2 км) эрозионными долинами. Глубины над каменистыми вершинами холмов и гряд изменяются от 75 до 100 м. На севере плато выделяется крупная (длина 20 и ширина 4-8 миль) троговая долина Фуглэ. Она начинается с глубин 70 м и прослеживается на материковом склоне до 700 м. На юге плато выделяется мелкохолмистая банка Форланс с глубинами менее 100 м, а также несколько узких трогообразных долин с глубинами 180-210 м. Можно полагать, что

древние холмы и гряды были подвергнуты расчленению водно-ледниковыми потоками, создавшими сеть эрозионных врезов. Не исключено, что отдельные холмы могут быть останцами из морских осадков.

Плато Исфьорд выделяется наиболее сложным сочетанием мезоформ рельефа дна. Вдоль его прибрежного края почти на 22 мили протягивается широкая (2-3 мили) гряда Сентинелла, мелководная (30-50 м) вершина которой покрыта валунно-галечным плащом. Далее до глубин 180-200 м находится мелкохолмистая (высота холмов 10-20 м) равнина, прорезанная узкими мелкими (врез 20-30 м) эрозионными долинами. Они протягиваются в основном до края шельфа и, вероятно, являлись руслами потоков талых вод. Вдоль северного и южного края плато вытянуты широкие (1-3 мили) боковые гряды с глубинами 60-150 м. Очевидно, они образовались в результате сильного напора на банку выводных ледников при выходе из желобов. Вблизи края шельфа находится зона узких гряд высотой 25-35 м и длиной 6-10 миль. Количество цепочек гряд увеличивается до 3-4 в направлении устья Исдьюпет. Перед зоной краевых образований располагается полоса мелких холмов.

На плато Хорнсун самая крупная гряда Хорн с глубинами до 50 м находится в 20 милях от устья одноименного залива. Ее высота достигает 60 м, а длина 20 миль. За грядой местами имеются поля мелких холмов, а также эрозионные каналы с глубиной вреза 20-40 м. Вдоль края шельфа на глубинах 180-220 м выделяются отдельные гряды и холмы или серии узких (0,5-1,0 км) гряд. В пределах плато Хорнсун находится глубокая впадина Бреддьюпет.

На узкой (до 15 миль) банке Серкап с глубины 70 и до 220 м протягивается сеть узких (1-2 км) эрозионных каналов с относительной глубиной до 40 м. Здесь же имеется небольшой узкий трог. Вдоль края шельфа на глубинах 180-240 м вытянуты узкие гряды с высотой 15-35 м.

Плейстоценовая история архипелага Шпицберген в общих чертах следующая. В период верхнерисского покровного оледенения (стадия билле-фьорд) мощные ледники сильно разработали и углубили фьорды побережья и, вероятно, перекрывали прилегающий шельф [*Лаврушин, 1969; Семевский, 1967; Троицкий и др., 1975*]. Нижневюрмское оледенение (стадия бельсунн) на о. Западный Шпицберген имело в основном полупокровный характер. Ледники заполняли горные долины и фьорды. Верхневюрмское оледенение, видимо, ненамного превышало современное горно-долинное и полупокровное оледенение острова. Исходя из общей палеогеографической схемы плейстоцена Шпицбергена и геоморфологических особенностей дна, можно предположительно наметить следующую последовательность формирования и относительный возраст ледниковых образований подводной окраины Западного Шпицбергена.

В период верхнерисского оледенения материковые ледниковые покровы полностью перекрывали Западно-Шпицбергенский шельф и всплывали в зоне материкового склона. Следы древнеледниковой деятельности, вероятно, являются краевые образования внешнего шельфа на глубинах в среднем 150-250 м. Активные выводные ледники, распространявшиеся по дну желобов, придали им троговый характер, создали переуглубленные котловины, вытянутые боковые морены и устьевые пороги-ригели на глубинах 150-270 м. Древнеледниковый рельеф сравнительно хорошо сохранился в желобах и на участке широкого (30-50 миль) мелководного шельфа южнее плато Принца Карла.

По всей видимости, во время максимального развития вюрмского оледенения (стадия бельсунн) материковые ледники упирались в куэстовые уступы плато шельфа, а выводные ледники могли проникать вглубь желобов. В результате сформировались напорно-моренные гряды вдоль прибрежного края плато Шубре, Исфьорд, Хорнсун, пороги-ригели и боковые гряды в верховьях поперечных желобов, а также серия моренных гряд на узком шельфе северо-западнее Шпицбергена [*Liestøl, 1972*]. Наиболее молодыми (верхневюрмскими?) гляциальными образованиями являются пороги-ригели в

устьях заливов Исфьорд, Бельсунд, Хорнсун, а также отдельные мелкие гряды и экзарационные долины на узком прибрежном шельфе в нескольких милях от современных выводных ледников побережья.

При деградации верхнерисского и вюрмского оледенений, когда береговая линия находилась примерно на глубинах 180-250 и 110-140 м, развитие Западно-Шпицбергенского шельфа проходило в перигляциальных и нивальных условиях. Этапы континентального развития шельфа Западного Шпицбергена могли иметь другую продолжительность, чем этапы развития гляциальных шельфов Северной Атлантики, так как сокращение плейстоценовых ледников архипелага шло несколько быстрее, чем мощных ледниковых щитов Европы и Северной Америки [Лаврушин, 1969; Троицкий и др., 1975]. С деятельностью преимущественно водно-ледниковых потоков связано происхождение густой сети эрозионных долин на плато внешнего шельфа. Свободному стоку талых ледниковых вод на внешний шельф способствовала слабая выраженность в рельефе дна краевых желобов. Видимо, в стадии дегляциации вюрмского оледенения формировались каменные и песчаные (зандровые) поля, распространенные на прибрежном шельфе и на банках внешнего шельфа до глубин 150 м. Здесь же наряду с ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями могут встречаться криогенные формы субаэрального рельефа, такие, как термокарстовые воронки, полигональные грунты и т.п.

Потоки талых ледниковых вод выносили огромное количество наносов в зону внешнего края шельфа, но главным образом за пределы шельфа. Судя по материалам глубоководного бурения (скв. 344) и сейсмопрофилирования [Коган и Милашин, 1970; Тальвани и др., 1975; Malod & Mascle, 1975], накопление ледниковых осадков в районе Западного Шпицбергена происходило в бассейне, лежащем между хребтом Книповича и уступами материкового склона. Вскрытая бурением почти 400-метровая толща гляциальных осадков состоит из нескольких разновозрастных слоев. Гляциальные осадки представлены песчаными алевритами, в которых присутствует гравийно-галечный материал, разносившийся, видимо, плавучими льдами [Тальвани и др., 1975]. В голоцене формы ледникового рельефа на банках и вдоль внешнего края шельфа в целом подвергались размыву процессами абразии и эрозии, в желобах шло их медленное захоронение ледниково-морскими осадками. Все типы донных отложений шельфа и материкового склона содержат в большей или меньшей степени гравийно-галечный и валунный материал, рассеянный айсбергами и припайными льдами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградова П.С.* 1966. О строении шельфа и материкового склона у Западного Шпицбергена. Сб. «Материалы сессии ученого совета ПИНРО». Мурманск.
2. *Коган Л.И., Милашин А.П.* 1970. О сейсмических исследованиях в Гренландском море. Океанология, X, вып. 3.
3. *Котенев Б.Н., Матишов Г.Г.* 1972. Рельеф дна в районе Западного Шпицбергена. Сб. «Вопросы океанологии и комплексных исследований шельфа Баренцева и Белого морей». Апатиты.
4. *Лаврушин Ю.А.* 1969. Четвертичные отложения Шпицбергена. «Наука», М.
5. *Матишов Г.Г.* 1977. О характере плейстоценового оледенения Баренцева шельфа. Докл. АН СССР, 232, № 1.
6. *Семевский Д.В.* 1967. [Основные этапы развития архипелага Шпицберген в плиоцен-четвертичное время](#). Сб. «Материалы по стратиграфии Шпицбергена». Изд. НИИГА, Л.
7. *Троицкий Л.С., Зингер Е.М., Корякин В.С., Маркин В.А., Михалев В.И.* 1975. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). «Наука», М.

8. Тальвани М., Удинцев Г., Бьорккунд К., Кастой В., Флас Р., Харин Г., Моррис Д., Мюллер К., Нильсен Т., Ван-Хинтер Я., Варнке Д., Уайт С. 1975. 38-й рейс бурового судна «Гломар Челленджер». Океанология, XV, вып. 6.

9. Хольтедаль Х. 1964. Некоторые вопросы геологии и геоморфологии гляциальных шельфов. Сб. «Рельеф и геология дна океанов». «Прогресс», М.

10. Johnson G.L., Eckhoff O.B. 1966. Bathymetry of the north Greenland Sea. Deep-Sea Res., No. 6.

11. Liestøl O. 1972. Submarine moraines of the west coast of Spitzbergen. Arb. Norsk. Polarinst. 1970, Oslo.

12. Malod J., Masle J. 1975. Structures géologiques de la marge continentale à l'ouest du Spitzbergen. Mar. Geophys. Res., No. 3.

Поступила в редакцию 23.V.1977

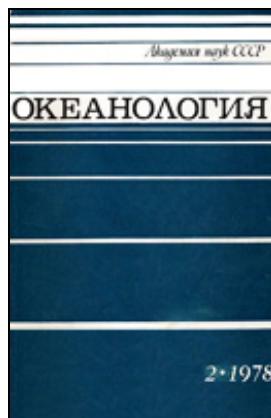
G.G. MATISHOV

BOTTOM GEOMORPHOLOGY AND SOME GLACIAL MORPHOGENETIC PECULIARITIES OF WEST SPITSBERGEN UNDERWATER MARGIN

Summary

The marginal formations of the outer shelf at depths, on the average, of 150-250 m and trough valleys are traces of old glacial (Upper Rissian) activity. In all probability, the morainic ridges along the coastal margin of the Shubre, Isfjord, Hornsoon plateaux, rock bars and lateral ranges in the heads of the transverse trenches, as well as the series of morainic ridges on the narrow shelf north-west of West Spitsbergen were formed during the maximum development of Wurmian (Belsun stage) glaciation. The peculiar network of the erosional valleys was formed during the degradation of the glaciation under periglacial and nivation conditions with the activity of mainly waterglacial streams.

Ссылка на статью:



Матишов Г.Г. Геоморфология дна и некоторые особенности гляциального морфогенеза подводной окраины Западного Шпицбергена // Океанология. 1978. Т. XVIII. Вып. 2. С. 255-262.