

# ОСТРОВ ВРАНГЕЛЯ

геологическое строение,  
минералогия, геоэкология



Министерство природных ресурсов Российской Федерации  
Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных  
ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга

---

Труды НИИГА—ВНИИОкеангеология

Том 200

*Памяти академика  
Игоря Сергеевича Грамберга*

**ОСТРОВ ВРАНГЕЛЯ:**  
геологическое строение,  
минерагения, геоэкология

Под редакцией М.К. Косько, В.И. Ушакова

Санкт-Петербург  
2003

ББК 26.3  
О 77  
УДК [551+553.078+504](571.651.8)

**Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология** / Министерство природных ресурсов Российской Федерации, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. Под ред. М.К.Косько, В.И.Ушакова. — СПб., ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.: ил.

В монографии систематизированы все материалы по геологическому строению, полезным ископаемым, современным природным ландшафтам и экологической обстановке на острове и в прилегающей акватории. Определено положение острова в системе структур Восточно-Арктического шельфа России. На основе анализа особенностей докайнозойских структурно-вещественных комплексов, реконструкции эволюции рельефа и осадконакопления в позднем мезозое—кайнозое, формационных характеристик проявлений полезных ископаемых оценен ресурсный потенциал острова. Детально рассмотрены факторы, контролирующие экологическое равновесие, и определены наиболее уязвимые природные ландшафты.

Монография подготовлена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 03-05-65174.

Табл. 11, ил. 56, список литературы — 125 назв.  
Научные редакторы — *М.К.Косько, В.И.Ушаков.*

Авторы: *М.К.Косько, В.В.Авдюничев, В.Г.Ганелин, А.Ю.Опекунов; М.Г.Опекунова, М.П.Сесил, А.Н.Смирнов, В.И.Ушаков, Н.В.Хандожко, Дж.К.Харрисон, Ю.Д.Шульга.*

На обложке: о.Врангеля, восточное побережье, мыс Уэринг.

# Оглавление

Введение.....	5
Глава 1. История открытия и геологические исследования .....	7
1.1 История открытия. <i>Ю.Д. Шульга</i> .....	7
1.2 Обзор геологических исследований. <i>В.В. Авдюничев, М.К. Косько</i> .....	12
Глава 2. Положение о. Врангеля в структуре Восточно-Арктической континентальной окраины Евразии. <i>М.К. Косько</i> .....	16
Глава 3. Геологическое строение допозднемезозойского основания.....	21
3.1. Стратифицированные комплексы. <i>М.К. Косько, В.Г. Ганелин, М.П. Сесил, Дж.К. Харрисон, Н.В. Хандожко</i> .....	21
3.1.1. Верхний протерозой. Врангелевский комплекс .....	21
3.1.2. Средний палеозой .....	23
3.1.3. Верхний палеозой .....	30
3.1.4. Триас .....	47
3.2. Обстановки осадконакопления и фациальная зональность в палеозое и мезозое. <i>М.К. Косько, В.Г. Ганелин</i> .....	47
3.3. Магматизм. <i>Ю.Д. Шульга, М.П. Сесил</i> .....	50
3.4. Метаморфизм. <i>Ю.Д. Шульга</i> .....	57
3.5. Структурная геология. <i>М.К. Косько, М.П. Сесил, Дж.К. Харрисон</i> .....	60
Глава 4. Геологическое строение позднемезозойского — кайнозойского чехла <i>В.В. Авдюничев</i> .....	70
4.1. Стратиграфия и обстановки осадконакопления .....	70
4.1.1. Верхний мел (?) — палеоцен .....	70
4.1.2. Верхний мел (?) — миоцен .....	70
4.1.3. Плиоцен .....	71
4.1.4. Плейстоцен-голоцен .....	71
4.2. Морфоструктура и геоморфология .....	72
4.3. Палеогеография и эволюция рельефа .....	79
Глава 5. Полезные ископаемые. <i>Ю.Д. Шульга, В.В. Авдюничев, А.Н. Смирнов, В.И. Ушаков</i> .....	83
5.1. Металлические полезные ископаемые .....	83
5.1.1. Золото .....	83
5.1.2. Цветные металлы .....	85
5.1.3. Марганец .....	86
5.2. Неметаллические полезные ископаемые .....	87
5.2.1. Горный хрусталь .....	87
5.2.2. Гипс .....	87
5.2.3. Палыгорскит .....	88
5.2.4. Мамонтовая кость .....	89

Глава 6. Минерагенические особенности и перспективы золотоносности. <i>В.И. Ушаков, Ю.Д. Шульга</i> .....	91
Глава 7. Экологическое состояние природной среды острова Врангеля. <i>А.Ю. Опекунов, М.Г. Опекунова, В.В. Авдюничев</i> .....	95
7.1. Факторы устойчивости природной среды .....	95
7.2. Факторы потенциального антропогенного воздействия и современная экологическая обстановка на острове и прилегающих акваториях .....	98
7.2.1. Факторы потенциальной экологической опасности .....	98
7.2.2. Особенности химического состава четвертичных отложений .....	101
7.2.3. Современное состояние морских акваторий .....	105
7.3. Ландшафты о.Врангеля .....	109
7.4. Оценка устойчивости ПТК острова к антропогенному воздействию .....	124
Заключение .....	130
Литература .....	132

# Введение

Предлагаемая публикация продолжает серию монографий по геологии и минерагении островов Арктического шельфа России, выпускаемую по инициативе академика И.С. Грамберга с конца восьмидесятых годов ВНИИОкеангеология и Полярной морской геолого-разведочной экспедицией в содружестве с другими родственными организациями.

Остров Врангеля — самый восточный и самый маленький из крупных островов арктического шельфа России. Его площадь 7300 км<sup>2</sup>, протяженность по широте 150 км, по долготе 80 км, географические координаты 178°36′ в.д. — 177°24′ з.д., 70°46′ — 71°36′ с.ш. Меридиан 180° пересекает остров, и по его территории проходит граница между западным и восточным полушариями. Большая часть острова занята горами с максимальной высотой — г. Советская — 1095 м. Остров остается, метафорически и буквально, медвежьим углом России. Здесь облюбовали родом белые медведи, на летовку прилетают исчезающие белые канадские гуси, интродуцированы и прижились мускусные овцебыки. В 1976 г. на острове установлен заповедный режим, что обеспечивает сохранение уникального растительного и животного мира, а в более общем аспекте — минимизирует антропогенное воздействие на окружающую среду. Транспортировка на остров возможна морем с разгрузкой крупнотоннажных судов на рейде пос. Ушаковское, а также по воздуху чартерными рейсами вертолетов.

Сведения по геологии и минерагении острова Врангеля обосновывают тектонические модели и ресурсные оценки шельфа восточной половины Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Значение о. Врангеля для расшифровки геологии Арктической континентальной окраины Евразии исключительно, поскольку это единственный крупный остров к востоку от архипелага Анжу. Западные моря — Лаптевых, Карское и Баренцево — окружены островами практически по всему периметру. Тем самым геологические построения и ресурсные оценки для этих морей контролируются интерполяциями между наземными реперами. На востоке обстановка иная. Здесь остров Врангеля является единственным клочком суши среди необозримых водных пространств, и его геологические особенности могут экстраполироваться на шельф к западу, северу и северо-востоку, сообразуясь лишь с характеристиками геофизических полей и циркумарктическими геодинамическими моделями. Таким образом, о. Врангеля является наиболее значимым геологическим репером на Арктической континентальной окраине Евразии, поскольку у него нет дублера.

Остров Врангеля остается наименее изученным из островов Российской Арктики. Регулярная геологическая съемка мелкого масштаба выполнена здесь в конце пятидесятых годов прошлого столетия, и с тех пор проводились лишь специализированные тематические исследования, которые доставили обширные новые фундаментальные сведения, но все же не восполняют отсутствие кондиционной государственной съемки двухсоттысячного масштаба. Отставание в геологической изученности острова связано с его расположением в наименее освоенном регионе России и с заповедным режимом.

На Арктической континентальной окраине Евразии остров Врангеля так же, как восточные из Новосибирских островов, — уникальное окно в коренную геологию области перехода от кон-

тинента к наиболее загадочному из океанических бассейнов — Американо-Северо-Восточному бассейну, природа которого остается предметом острой дискуссии.

В силу этих обстоятельств о. Врангеля привлекает внимание исследователей, пытающихся познать геологическую историю Арктики, строение и закономерности развития Северного Ледовитого океана и определить место этого региона в обеспечении будущих поколений энергетическими и рудными ресурсами на фоне ужесточающихся требований к поддержанию экологического равновесия на планете.

Последнее детальное геологическое описание о. Врангеля на русском языке содержится в монографии «Острова Советской Арктики» — том XXVI многотомного издания «Геология СССР» [1970]. С тех пор появились статьи по стратиграфии, структурной геологии, частным вопросам минерализации, однако результаты исследований НИИГА в семидесятые годы почти не опубликованы и сохранились лишь в рукописях. В 1993 г. Геологической службой Канады издан на английском языке отчет об исследованиях на о. Врангеля по программе советско-канадского сотрудничества в Арктике. В настоящей монографии в полной мере использованы материалы канадского отчета, в максимальном объеме воспроизведена информация из ранних публикаций и рукописей, впервые наиболее полно приведены данные о строении чехла рыхлых отложений, геоморфологии и эволюции рельефа острова. Согласно веяниям времени и потребностям прикладной геологии, по-новому определена позиция о. Врангеля в тектоническом ансамбле восточной Арктики и расставлены акценты в части интерпретации наблюдений. Исчерпывающее описание проявлений полезных ископаемых и краткий минерогенетический анализ представляют оригинальную разработку, специально выполненную для монографии. Учитывая заповедный статус острова, завершающий раздел монографии посвящен характеристике ландшафтов и вопросам экологии.

Наиболее информативными для понимания различных аспектов геологии о. Врангеля явились полевые исследования 1986—1989 гг., выполненные в рамках советско-канадского сотрудничества сводным отрядом геологов ВНИИОкеангеология, Севвостгеология, ВСЕГЕИ и Геологической службы Канады. Успешному их проведению в немалой степени способствовало радушное гостеприимство сотрудников Врангелевского заповедника, возглавляемого Л.Ф. Сташкевичем и сменившим его А.В. Суховым, предоставившими в распоряжение геологов все логистические ресурсы острова, а также деятельность сотрудников геологического отряда: Л.Б. Очаповского и О.Н. Виноградовой — беззаветных помощников в выполнении полевых и камеральных работ.

Работы выполнялись при постоянной поддержке руководителей геологической службы Северо-Востока России М.Е. Городинского, И.С. Розенблюма, А.Е. Наталенко. М.Е. Городинский делился с участниками работ опытом своих съёмочных маршрутов на острове и с неослабным вниманием вникал в новые материалы, помогая скорректировать сопоставления с материковой сушей. Неоценимая помощь была оказана знатоками геологии Северо-Востока Н.А. Богдановым, Ю.М. Бычковым, С.Г. Бялобжеским, О.Н. Ивановым, Я.С. Ларионовым, М.М. Орадовской, К.В. Паракецовым, Г.Н. Сутугиным и побывавшими на острове раньше сотрудниками НИИГА К.С. Агеевым, Г.Н. Каменевой, Ю.Г. Рогозовым, Г.Е. Черняком. Просмотреть рукопись любезно согласились В.И. Устрицкий, В.К. Дорофеев, В.П. Столбова, В.И. Бондарев. Экологический раздел подготовлен при систематических консультациях С.С. Холода. Конструктивные замечания этих специалистов позволили существенно уточнить текст. Всем этим лицам и многим неименованным авторами выражают сердечную благодарность.

Монография представляет результаты исследований по разделу плановой темы ВНИИОкеангеология «Оценка минерального потенциала Российской Арктики и определение его значения для развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации». Ответственный исполнитель раздела В.В. Авдюничев. Научное руководство по подготовке монографии осуществлялось М.К. Косьюко. Им же совместно с В.И. Ушаковым выполнено научное редактирование текста. Мера участия всех соавторов в написании монографии отражена в «Оглавлении». Основной объем работы по приведению авторского макета в приемлемый для издания вид выполнен О.Н. Виноградовой, Т.А. Малаховой, Е.А. Пашковской и Н.Л. Жуковской.

Монография подготовлена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 03-05-65174.

# Глава 1. История открытия и геологические исследования

## 1.1. История открытия

История открытия о. Врангеля — самого восточного из крупных островов российской Арктики — восходит к первой четверти XIX века и продолжалась без малого шестьдесят лет.

Первые достоверные сведения о существовании неизвестной земли в Ледовитом океане северо-восточнее Чаунской губы были получены лейтенантом Ф.П. Врангелем (рис. 1.1), возглавлявшим в 1820—1824 гг. российскую правительственную экспедицию по исследованию северного побережья Азии к востоку от устья р. Колыма. Весной 1823 г., проводя изыскания в районе мыса Шелагского, он повстре-



Рис. 1.1. Ф.П. Врангель.

чал несколько семей береговых чукчей. Один из чукотских старейшин поведал ему, что «между мысом Ерри (Шелагский) и Ир-Кайпио (Шмидта) близ устья одной реки с невысоких прибрежных скал в ясные летние дни бывают видны на севере за морем высокие, снегом покрытые горы». Несколько позже другие чукчи неоднократно подтверждали эти сведения спутникам Ф.П. Врангеля: штурману Козьмину, мичману Матюшкину и доктору Киберу, однозначно указывая на мыс Якан, как место, с которого им удавалось наблюдать эту далекую землю. Сведения, полученные Ф.П. Врангелем из разных источников, укрепили его во мнении об их достоверности, и в конце марта — начале апреля он дважды пытался достичь, или хотя бы увидеть неизвестную землю. К сожалению, обе попытки оказались безуспешными из-за сложной ледовой обстановки, однако, твердо уверовав в ее существование, он показал на составленной по материалам экспедиции карте к северу от мыса Якан остров (рис. 1.2), сопроводив следующей надписью: «горы видятся с мыса Якана в летнее время» [Магидович, 1986]. Как выяснилось значительно позже, местоположение гипотетической земли было отмечено Ф.П. Врангелем весьма точно. Тем не менее, материалы экспедиции не вызвали никакого интереса ни в России, ни за рубежом. О них забыли и надолго, но по иронии судьбы то, что не удалось найти исследователям, было открыто моряками и китобоями, несколько не интересовавшимися открытием новых земель в этом забытом богом районе Арктики.

Первым европейцем, увидевшим о. Врангеля, следует считать капитана Г. Келлета,



Рис. 1.2. Фрагмент карты, приложенной к первому изданию книги Ф.П.Врангеля «Путешествия по северным берегам Сибири и по Ледовитому морю» (1841).

посланного в 1848 г. английским адмиралтейством на судне «Геральд» на поиски исчезнувшей экспедиции Д. Франклина в район к северу от Берингова пролива. 17 августа 1849 г. с судна милях в пятидесяти к западу была замечена отдаленная земля, иногда казавшаяся обширной группой островов. В тот же день «Геральд» подошел к небольшому скалистому островку, названному Г. Келлетом в честь своего судна островом Геральд. Приблизиться же к большой земле, временами видневшейся на западе, не удалось, т.к. она была блокирована тяжелыми льдами, поэтому Г. Келлет лишь предположительно нанес ее на карту, назвав Землей Келлета. Положение ее по широте в точности совпало с показанными Ф.П. Врангелем

горами в Ледовитом океане, однако по долготе она отстояла от них миль на сто.

Второй раз о. Врангеля увидели почти двадцать лет спустя. В 1867 г. американский капитан Т. Лонг на барке «Нил» занимался китобойным промыслом в Чукотском море. Идя вдоль Чукотского побережья на запад, он в районе Чаунской губы повернул на север, а затем повернул на восток. 14 августа прямо по курсу барка в 18 км был замечен берег неизвестной земли. Исключительно благоприятная ледовая обстановка и погодные условия позволяли судну без большого риска вплотную приблизиться к берегу, но коммерческие расчеты китобоя оказались сильнее научных интересов, и барк прошел в 15 км южнее южного берега обнару-

женной им земли. Т. Лонг ограничился определением ее координат и ориентировочно нанес южное побережье земли на карту. Видимо, будучи знаком с материалами экспедиции Ф.П. Врангеля, он в знак уважения к выдающемуся русскому полярному исследователю назвал обнаруженную им сушу Землей Врангеля [Минеев, 1946]. Под этим названием она и попала впервые на карты мира. Тем не менее оставалось неясным, является ли эта суша частью континента или островом.

Через двенадцать лет при весьма трагических обстоятельствах это удалось выяснить американскому лейтенанту Д.В. Де-Лонгу. В 1879 г. он предпринял попытку достичь Северного полюса, считая, что Ледовитый океан на значительном протяжении к северу от Берингова пролива в отдельные годы бывает свободен ото льда, но в начале сентября его яхта «Жаннетта» была затерта льдами в районе о. Геральд и начала дрейф на северо-запад, огибая Землю Врангеля с севера. 28 октября капитан Де-Лонг отметил в своем дневнике: «к Ю-ЮВ на расстоянии около 50 миль была видна гористая местность. Я думаю, перед нами северная сторона земли, которую капитан Лонг видел в 1867 г., но я не считаю ее континентом. Это или архипелаг, или один большой остров». Однако, эти сведения стали известны лишь весной 1882 г., когда в дельте р. Лены был найден лагерь моряков, оставивших «Жаннетту», раздавленную льдами и затонувшую в 800 км к северо-востоку, и трагически погибших уже на материке. Примерно за год до этого людям все же удалось впервые высадиться на остров.

Первыми были моряки американского парохода «Томас Корвин», посланного под командованием капитана Хупера на поиски пропавшей экспедиции Де-Лонга. 30 июля 1881 г. судно достигло о. Геральд, с вершины которого моряки увидели на западе горы о. Врангеля. Полагая, что именно там могли найти убежище Де-Лонг и его команда, Хупер пробился к восточному берегу острова, где в устье р. Кларк высадившиеся на берег моряки подняли флаг США, дав острову новое название — Новая Колумбия. Этим, собственно, и завершились работы экспедиции на острове.

Через две недели к острову подошло второе американское судно — «Роджерс», посланное с теми же целями. В отличие от Хупера, капитан «Роджерса» Берри организовал серьезное его обследование, снарядив три поисковые группы: две шлюпочные и одну сухопутную. В результате 19-дневного пребывания на острове на карту была нанесена почти вся его береговая линия (за исключением небольшой части северного побережья), показаны элементы рельефа внутренних областей острова и собраны коллекции флоры, фауны и горных пород (рис. 1.3). К сожалению, большая часть полученных материалов и собранных на о. Врангеля коллекций была утрачена в результате случившегося на «Роджерсе» уже в канадских водах пожара, когда судно сгорело, а экипаж с большим трудом достиг берега. К чести капитана Берри, он, зная, что его ближайшие предшественники назвали остров Новой Колумбией, счел необходимым закрепить за ним название, данное еще два десятилетия назад капитаном

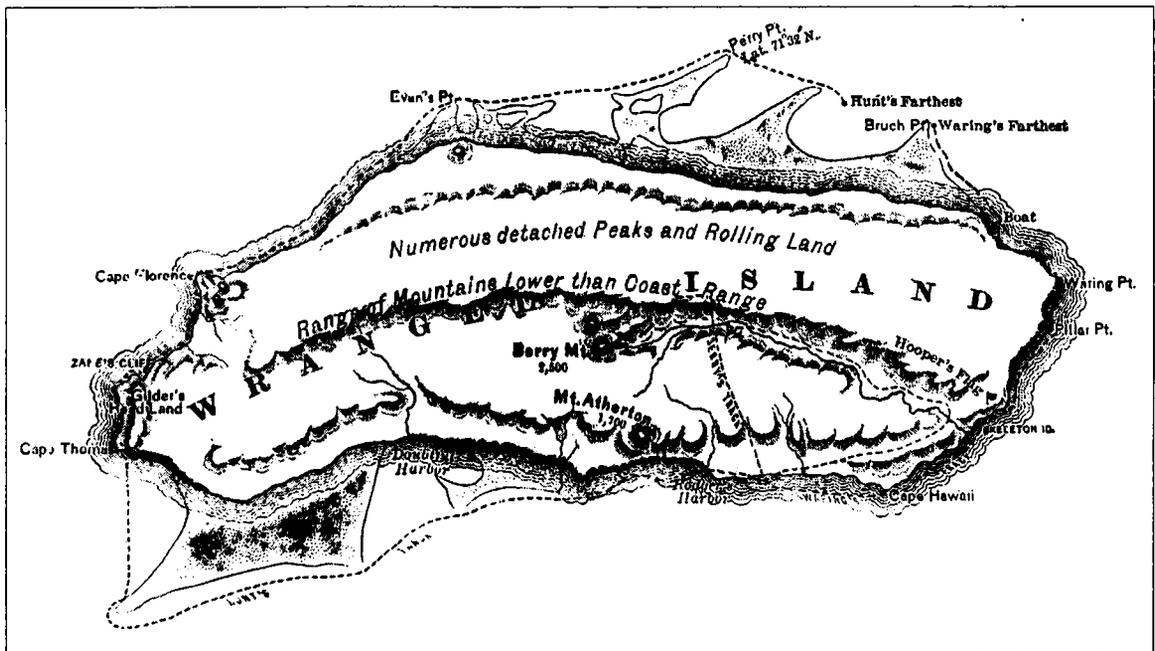


Рис. 1.3. Первая карта о. Врангеля, составленная капитаном Берри в 1881 г. [Минеев, 1946].

Лонгом. С тех пор за островом прочно утвердилось имя Ф. Врангеля.

После этого в исследовании острова наступила длительная тридцатилетняя пауза; ни Россия, ни США, ни Великобритания не заинтересовались этой далекой землей. Лишь в 1911 г., когда в Чукотском и Восточно-Сибирском морях работала российская государственная гидрографическая экспедиция, руководимая И.С. Сергеевым, она вновь попала в поле зрения русских исследователей. 2 сентября 1911 г. ледокольный пароход «Вайгач» под командованием капитана К.Р. Ломана приблизился к южному побережью острова и, картируя береговую линию, двинулся на запад. Обогнув юго-восточный мыс острова (мыс Блоссом), судно встало на якорь, и на берег высадились несколько отрядов для производства астрономических и магнитных наблюдений, а также сбора геологических, ботанических и зоологических материалов. На западном побережье вблизи мыса Фомы моряки установили астрономический знак с медной мемориальной доской и подняли российский флаг. Затем экспедиция продолжила движение вдоль западного и северного берегов острова, завершив картирование береговой линии последнего на всем его протяжении.

Следующее посещение острова состоялось в 1914 г. На этот раз на острове оказалась, и отнюдь не по своей воле, группа участников канадской экспедиции, руководимой известным полярным исследователем В. Стефанссоном. В августе 1913 г. исследовательское судно «Карлук» под командованием капитана Р. Бартлетта вмерзло в лед в районе к востоку от мыса Барроу и начало длительный дрейф на северо-запад. В январе 1914 г. в виду о. Геральд судно было раздавлено льдами и затонуло. Только 12 марта, терпя невероятные лишения и потеряв семь человек, экипажу удалось наконец достичь спасительного острова Врангеля. В сложившейся ситуации, зная, что остров необитаем и крайне редко посещаем случайными судами, капитан Бартлетт решился на отчаянный, но единственно возможный для спасения людей шаг. 18 марта он с одним эскимосом отправился по льду 150-километрового пролива Лонга на чукотское побережье, а оттуда с помощью чукчей добрался до бухты Провидения и далее до Аляски, где сразу же занялся организацией спасательных работ. Однако, помощь к оставшимся на острове спутникам пришла лишь почти полгода спустя, когда к острову пробился американский крейсер «Медведь» с капитаном Бартлеттом на борту. К этому времени из 24 членов экспедиции в живых осталось всего четырнадцать.

В 1915 г. закончила свои многолетние исследования в Ледовитом океане российская гидрографическая экспедиция, руководимая сначала И.С. Сергеевым, а затем первооткрывателем Северной Земли — Б.А. Вилькицким, и русское правительство решило оформить суверенитет России над островами, открытыми и посещенными военными гидрографами этой экспедиции. В ноте, адресованной в 1916 г. правительствам всех союзных и дружественных держав, в частности, отмечалось: «Императорское правительство пользуется случаем, чтобы отметить, что оно считает составляющими нераздельную часть империи острова Жаннетты, Генриэтты, Беннетта, Геральда и Уединения, которые вместе с островами Новосибирскими, Врангеля и иными, расположенными близ азиатского побережья империи, составляют продолжение к северу континентального пространства Сибири». Возражений на эту российскую декларацию не последовало, что, по сути, явилось признанием суверенитета России над перечисленными островами, в т.ч. и островом Врангеля. Тем не менее, гораздо позже, уже в период Гражданской войны было предпринято несколько попыток отторгнуть остров от Советской России, причем инициатором их, к сожалению, стал выдающийся канадский полярный исследователь В. Стефанссон, который откровенно писал: «Нам нужно, чтобы о. Врангеля принадлежал Великобритании, как территория для развития ее воздушных сил — дирижаблей и аэропланов, как Фолклендские острова служат нашим крейсерам и шхунам».

С целью установления британского суверенитета над островом В. Стефанссон в 1921 г. организовал высадку на остров зимовочного отряда в составе пяти человек с А. Кроуфордом во главе. Прибыв на остров в сентябре 1921 г., члены отряда подняли на нем канадский и британский флаги и объявили его частью Британской империи. Дальнейшая участь отряда была печальна. Когда два года спустя к острову подошло снаряженное В. Стефанссоном судно «Дональдсон» со второй группой промысловиков на борту, они застали в живых лишь эскимоску Аду Блекджек. Остальные члены отряда погибли от голода и болезней, в т.ч. и А. Кроуфорд, рискнувший повторить путь капитана Бартлетта и пропавший во льдах пролива Лонга. Несмотря на трагическую гибель первого отряда, на остров был высажен второй отряд в составе четырнадцати человек с канадцем Уэллсом во главе и с запасом продовольствия на 2 года.

К этому времени о канадских инициативах стало известно советскому правительству, и оно решило навсегда покончить с попытками



Рис. 1.4. Г.А. Ушаков.



Рис. 1.5. Леонид Васильевич Громов.

отторгнуть этот далекий остров от Советского Союза. В 1924 г. на остров Врангеля была снаряжена экспедиция на канонерской лодке «Красный Октябрь» под руководством гидрографа-геодезиста Б.В. Давыдова. В августе 1924 г. судно подошло к южному берегу острова в районе бухты Роджерс. На мысе перед входом в бухту (мыс Пролетарский) участники экспедиции установили высокую мачту с государственным флагом Советского Союза, а затем, сняв с острова группу канадских браконьеров и арестовав их имущество, двинулись в обратный путь. С большим трудом преодолев тяжелые льды Чукотского и Берингова морей в условиях острой нехватки топлива, в конце октября 1924 г. канонерская лодка все-таки достигла порта Владивостока. В том же году вопрос об острове Врангеля был поднят на англо-советской конференции, где представители Соединенного королевства однозначно заявили, что не предъявляют никаких претензий на остров, тем самым инцидент был исчерпан.

В 1925 г. правительство СССР сочло необходимым создать на острове постоянную научную станцию и промысловое поселение. Начальником экспедиции по освоению о. Врангеля был назначен энергичный и деятельный двадцатипятилетний амурский казак Г.А. Ушаков (рис. 1.4), уже имевший опыт экспедиционной жизни, полученный им во время походов с В.К. Арсеньевым по Уссурийской тайге. После почти годовой предподготовки в июле 1926 г. экспедиционный пароход «Ставрополь» под командованием капитана П.Г. Миловзорова вышел из порта Владивосток и взял курс на север. На его борту находилось четверо будущих жителей о. Врангеля: начальник острова

Г.А. Ушаков, врач Н.П. Савенко и их жены; охотников-промысловиков, а также основную часть экспедиционных грузов предстояло взять в Петропавловске, бухте Провидения и на мысе Дежнева. В начале августа судно подошло к бухте Роджерс на южном побережье о. Врангеля, наиболее удобной для сооружения полярного поселка. К этому времени экспедиционный отряд состоял из шестидесяти человек, включая 12 семей охотников, в основном, эскимосов и чукчей. На обустройство поселка ушло около 3-х недель, а затем жизнь на острове вошла в свою колею. За три года пребывания на о. Врангеля охотниками была обжита и освоена большая часть его побережья, добыто 500 песцов, 300 медведей, 2,5 т моржовых клыков и бивней мамонта, а Г.А. Ушаков, отдававший много сил и времени организационно-хозяйственной деятельности, сумел составить полное описание побережья острова и нанести его на карту, а также собрать достаточно представительные коллекции флоры, фауны и горных пород. Весь этот период проводились ежедневные метеорологические наблюдения, которые, хотя и не передавались на Большую землю, ввиду отсутствия радиосвязи, имели большое научно-практическое значение.

Период 1929—1935 гг. ознаменовался дальнейшим благоустройством поселка в бухте Роджерса. Была смонтирована радиостанция, связавшая остров с материком, значительно был расширен круг деятельности и состав сотрудников научной станции. В 1935 г. на острове появился геолог Л.В. Громов (рис. 1.5), и началось его планомерное геологическое изучение. Остров Врангеля перестал быть необитаемой частью российской Арктики.

## 1.2. Обзор геологических исследований

Первым естествоиспытателем, посетившим о. Врангеля в 1881 г. в составе американской экспедиции на пароходе «Роджерс», был Д. Мюир. На берег высадились три партии, обследовавшие южное побережье и центральную часть острова. В отчете экспедиции указывается на наличие внутри острова и в береговых коренных обнажениях глинистых сланцев и гранитов, а в морских песчаных осадках встречены обломки гранитов, кварц, пиритсодержащие породы, кварцит и слюдястые сланцы.

В сентябре 1911 года группа исследователей с ледокола «Вайгач» в течение трех дней выполнила астрономические, магнитные и геологические наблюдения и фотосъемку побережья. Геологическая коллекция была собрана студентом-геологом И.П. Кириченко. Эти материалы были обработаны и опубликованы И.П. Толмачевым, которому остров представлялся горстом, сложенным собранными в складки песчано-сланцевыми породами.

На наличие граптолитов в образцах, собранных на острове американцами, указывал в 1923 г. А.А. Борисяк.

Первая советская экспедиция во главе с Г.А. Ушаковым была высажена на остров в 1926 году. Геологические материалы экспедиции были опубликованы в 1930 г. П.В. Виттенбургом в Трудах Академии Наук. Кайнозойские отложения и рельеф юга острова изучались В.П. Кальяновым в 1929 г.

В дальнейшем остров неоднократно посещался геологами, в том числе С.В. Обручевым в 1932 г., составившим первую мелкомасштабную геоморфологическую карту острова.

Основы современного понимания геологии острова заложены Л.В. Громовым и М.Т. Кирюшиной. В 1935—37 гг. Л.В. Громов, а в 1939—40 гг. совместно с М.Т. Кирюшиной провел общее геологическое обследование острова, результатом которого явилась первая геологическая карта масштаба 1 : 50 000 [Кирюшина, 1952]. Согласно их представлениям, основной структурой региона является крупный сложно построенный, опрокинутый на север антиклинорий, в ядре которого обнажаются метаморфические образования кембро-силура (эскимосская свита), прорванные мелкими телами гранитов, гранит-порфиров и габброидов, а крылья сложены терригенно-карбонатными и терригенными толщами девона (?), пермо-карбона и триаса. Впервые ими достаточно детально описан рельеф острова и реконструирована его кайнозойская история, в частности, установлено, что отчленение ост-

рова от материка произошло в четвертичное время.

В 1938 г. на острове были проведены комплексные исследования экспедицией АН СССР под руководством Р.Ф. Геккера. Особенно успешной экспедиция была в отношении познания новейшей геологической истории. Публикованием материалов экспедиции в 1947 [Марков, 1947] начата дискуссия о роли оледенения в формировании рельефа острова.

В начале 50-х годов прошлого столетия на острове начались геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000 [Басов, 1954; Горбунов, 1953], которые в силу ряда причин в 1953 г. были свернуты. Тем не менее, именно в этот период В.М. Басовым в аллювии ряда рек было выявлено шлиховое золото. В это же время А.П. Бородин и Н.С. Кирпичникова проводили поисково-оценочные работы на горный хрусталь, установленный еще в 1947 г. Л.В. Громовым в кварцево-жильных образованиях, несущих и медно-полиметаллическую минерализацию [Громов, 1947]. Оценка острова в отношении хрусталеносности оказалась отрицательной [Бородин, Кирпичникова, 1953]. В 1960 г. на острове был выполнен небольшой объем шлихового опробования масштаба 1 : 25 000 [Батурин, 1961], позволивший выделить в ряде речных долин центральной части острова шлиховые ореолы с устойчивыми знаковыми, а иногда и весовыми содержаниями золота. Позднее наиболее результативными были исследования М.Е. Городинского в 1960 г. [Городинский, 1964], С.М. Тильмана, С.Г. Бялобжеского, А.Д. Чехова, О.Н. Иванова в шестидесятые годы [Тильман и др., 1964, 1970; Иванов, 1969; 1973; Бялобжеский, Иванов, 1971]. В 1969—1972 гг. большой объем работ по стратиграфии и тектонике выполнили геологи НИИГА—ВНИИОкеангеология К.С. Агеев, Н.М. Васильева, Г.И. Каменева, Я.И. Польшкин, Г.Е. Черняк [Васильева и др., 1974; Каменева, 1975; Черняк, Каменева, 1976; Агеев, 1979]. В результате к концу семидесятых годов был накоплен обширный фактический материал, предложены варианты его интерпретации и опубликованы различные представления об основных чертах стратиграфии и структурной геологии острова. Наиболее полное геологическое описание острова выполнено Г.И. Каменевой в 1975 г. [Каменева, 1975]. В 1979 г. К.С. Агеев завершил рукопись, в которой наряду с оригинальной интерпретацией геологического строения содержится критика представлений предшественников и детальная

реконструкция тектонической эволюции региона [Агеев, 1979].

Проблемы геологии о. Врангеля на начало восьмидесятых годов прошлого столетия рассмотрены М.К. Косьюко [1986]. Все исследователи соглашались в том, что на о. Врангеля широко развиты преимущественно осадочные толщи среднепалеозойского, позднепалеозойского и триасового возрастов и позднекайнозойские осадки (рис 1.6).

Магматические породы распространены ограниченно и представлены малыми интрузиями гранитоидов и базитов, а также кислыми и основными эффузивами. По ряду вопросов определились существенные расхождения. Г.И. Каменевой, К.С. Агеевым и др. [Каменева, 1975, Агеев, 1979] доказывался позднепротерозойский возраст толщ в ядрах крупных антиклиналей. С.М. Тильман, И.А. Богданов, С.Г. Бялобжеский, А.Д. Чехов [Тильман и др., 1964, 1970] и Г.С. Гнибиденко [Гнибиденко, 1968] полагали, что эти древнейшие на острове отложения относятся к девону — позднему палеозою, а их более древний облик в позитивных структурах является следствием динамотермальной переработки и метаморфизма.

После обнаружения Ю.Г. Рогозовым [Васильева и др., 1974] остатков девонской фауны возникла дискуссия о мощности и распределении девонских толщ. К.С. Агеев относил к девону большую часть терригенных отложений в центральной части острова, оценивая их мощность примерно в 1500 м. По Г.И. Каменевой и Г.Е. Черняку эти толщи в основном являются каменноугольными, а девон развит локально, и его мощность не превышает первых сотен метров.

Не было согласия в оценке возраста и масштабов проявления магматизма. С.М. Тильманом и др. выделяются дотриасовые кислые и основные интрузии и послетриасовые гранитоиды. Г.И. Каменева все магматические проявления относит к позднему протерозою. Вслед за О.Н. Ивановым она посвятила много сил обоснованию первично вулканической природы большей части докембрийских толщ. К.С. Агеев включил часть кислых и основных эффузивов в каменноугольный разрез и выделил палеозойские интрузии гранит-порфиров и габбро-диабазов.

Так же велики расхождения в характеристике метаморфизма. Странники протерозойского возраста нижней части стратиграфического комплекса относят метаморфизм к региональному типу. Г.И. Каменева в разрезе рифея и нижнего кембрия описывает следующую последовательность фаций: эпидот-амфиболитовая фация, биотит-хлоритовая субфация зе-

леносланцевой фации, мусковит-хлоритовая субфация зеленосланцевой фации. С.М. Тильман, Н.А. Богданов, Г.С. Гнибиденко и др. видят причину преобразования палеозойских толщ в воздействии кислых интрузий, определяя его как прогрессивный метаморфизм — ранний метасоматоз и отмечая также признаки автометаморфических явлений регрессивного характера в интрузивных телах. К.С. Агеев приходит к заключению о разновозрастном проявлении метаморфизма различных типов.

Что касается структурной геологии, то здесь расхождения между исследователями заключаются в различной оценке роли разломов растяжения и сжатия на фоне напряженной складчатости фанерозойских толщ.

Вопросы происхождения рельефа и кайнозойской истории острова дискутировались с тридцатых годов прошлого столетия. Л.В. Громов, М.Т. Кирюшина и позднее З.И. Яшина (Яшина, 1951) отводили важнейшую роль в формировании рельефа оледенению, описывая ледниковые формы рельефа и флювиогляциальные и гляциальные четвертичные отложения. К.К. Марков отрицал четвертичное оледенение и считал широтные межгорные долины реликтами древней речной сети, существовавшей до отделения острова от материка [Марков, 1947, 1952]. Геоботанические исследования не подтверждали четвертичного оледенения на острове [Городков, 1952].

В 1957—1971 гг. Г.П. Скрыльник проводил комплексные наблюдения о влиянии климата на рельеф и мерзлотно-геоморфологические исследования. Стационарные наблюдения на различных участках рельефа позволили оценить скорости современных денудационных рельефообразующих процессов и влияние климата на формирование снежного покрова, современного оледенения и их рельефообразующей деятельности (Скрыльник, 1976). К.С. Агеев в семидесятые годы также не встретил следов ледниковой деятельности. Специалистами по-разному оценивалось соотношение морской абразии и речной эрозии как рельефообразующих факторов.

В 1985—1988 гг. на острове выполнен комплекс геологических работ сотрудниками ВНИИОкеангеология (М.К. Косьюко, В.В. Андюничев, Б.Г. Лопатин, О.Н. Виноградова, Л.Б. Очаповский, Н.М. Васильева), ВСЕГЕИ (В.Г. Ганелин, А.В. Матвеев), «Севостгеология» (Н.В. Хандожко, Л.В. Кравченко), Геологической службы Канады (М.П. Сесил, Дж.К. Харрисон), Палеонтологического института АН СССР (Т.А. Грунт). Толчком к этим исследованиям послужило включение острова Врангеля в число объектов совместных полевых



наблюдений по проекту 3.2 «Изучение структур Арктического складчатого пояса (Новосибирско-Чукотская, Иннуитская и другие складчатые системы)» раздела «Геологическая наука и арктическая нефть» Программы советско-канадского научно-технического сотрудничества по проблемам Арктики и Севера. Руководство геологическим разделом с российской стороны осуществлялось И.С. Грамбергом, со стороны Канады эта ответственность была

возложена на Директора геологической службы Канады У.У. Хатчисона, а после его кончины — сначала на Р. Прайса, сменившего У.У. Хатчисона на посту руководителя Геологической службы Канады (ГСК), а позже на директора Института осадочной и нефтяной геологии ГСК, г. Калгари, У.У. Нассичука. Результатам этих исследований посвящен отчет Геологической службы Канады, они также нашли отражение в новой Геологической карте м-ба 1 : 1000 000 (1999).

## Глава 2. Положение о. Врангеля в структуре Восточно-Арктической континентальной окраины Евразии

Современная структура Восточно-Арктической континентальной окраины России представляет ансамбль синклинальных и рифтогенных прогибов, поднятий, валов, моноклиналей, седловин и структурных плато (рис. 2.1). Этот ансамбль выявляется по подошве осадочного чехла, совмещаемой с акустическим фундаментом. В южной части акватории — южнее линии север островов Анжу — мыс Лисберн на Аляске — подошва осадочного чехла относится к меловому возрасту, севернее этого раздела в осадочном чехле присутствуют также и более древние толщи.

Остров Врангеля находится на западном фланге Врангелевско-Геральдской гряды. Здесь на дневную поверхность выходит позднекембрийский фундамент, сложенный позднекембрийскими — триасовыми осадочными и магматическими формациями, собранными в складчато-надвиговую структуру северной вергентности. Прибрежные низменности вдоль северного и южного берегов острова перекрыты маломощным кайнозойским, возможно, позднемеловым — кайнозойским чехлом.

Первые геофизически обоснованные представления о структуре Восточно-Сибирского и Чукотского морей были опубликованы в середине семидесятых годов. Шельф Восточно-Сибирского моря рассматривался как обширная синеклиза — Новосибирская мегавпадина. На востоке было выделено Врангелевское поднятие, которое обтекается с юга и с севера прогибами, продолжающимися Новосибирскую мегавпадину на восток в пределы Чукотского шельфа, где также были выявлены крупные осадочные бассейны [Вольнов, Литинский, 1976; Копылова, Полькин, Дитмар,

1976]. Тогда же выяснилось сложное внутреннее строение мегавпадины и составлены схемы районирования. Основные элементы районирования подтверждены позднейшими наблюдениями и интерпретациями, однако первоначальный вариант претерпел некоторые изменения, в частности, сейчас прогибы Вилькицкого и Южно-Чукотский не включаются в Новосибирскую мегавпадину (рис. 2.1).

В дальнейшем исследовании Восточно-Арктических шельфов были сосредоточены на выявлении и прослеживании рифтов и локализации границы Северо-Американской и Евразийской литосферных плит [Fujita, Cook, 1990; Lawer, Scotese, 1990; Drachev и др., 1999; Drachev и др., 1998; Grantz и др., 1990; Grantz и др., 1998; Богданов, 1998]. Результаты выполненного предшественниками анализа учтены при построении модели, представленной на рис. 2.1 в той мере, в которой они отвечают современной информационной базе.

**Врангелевско-Геральдская гряда** прослеживается от 174° в.д. на юго-востоке Восточно-Сибирского моря через южную часть Чукотского моря до мыса Лисберн на Аляске. На шарице гряды акустический фундамент воздымается до поверхности дна, а наиболее поднятые участки представлены островами Врангеля и Геральда, а так же выходами фундамента на полуострове Лисберн.

Врангелевско-Геральдская гряда в плане образует дугу, обращенную выпуклостью к северо-востоку. Ее северное — северо-восточное крыло представляет широкую складчато-надвиговую зону, по которой фундамент и осадочный чехол перемещены к северо-востоку и к северу. В деформации вовлечены раннемеловые

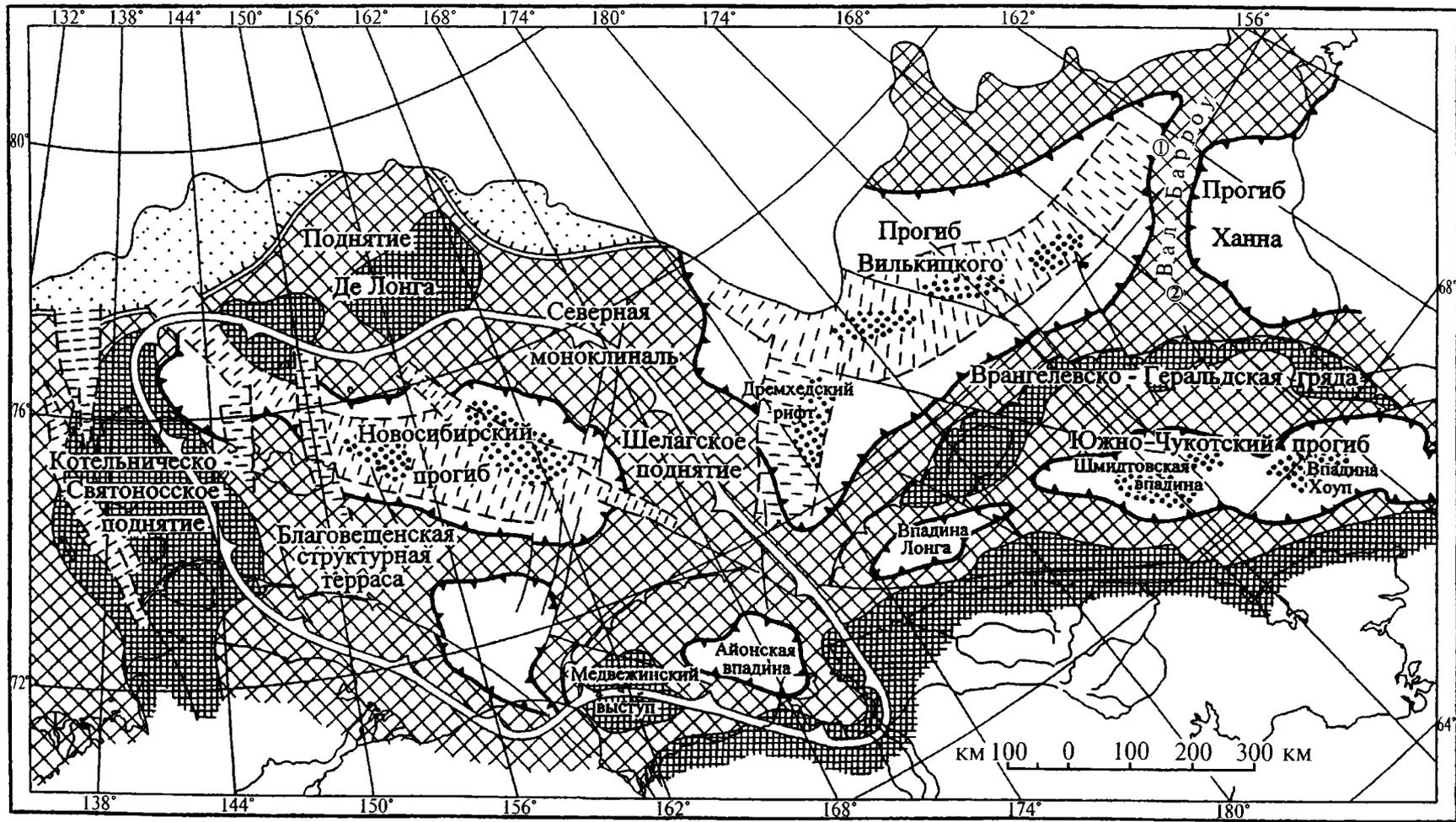


Рис. 2.1. Структурное районирование шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

1 — граница Новосибирской мегавпадины; 2 — границы прогибов и впадин на шельфе; 3 — депоцентры внутри прогибов; 4 — склоновые периокеанические бассейны; 5 — поднятия, вали, структурные террасы, седловины под осадочным чехлом; 6 — поднятия с выступами фундамента и промежуточного структурного этажа; 7 — рифты; 8 — фронт позднециммерийских надвигов; 9 — разломы. Цифры в кружках: 1 — Северо-Чукотское поднятие; 2 — Чукотская платформа.

отложения осадочного чехла. На востоке Чукотского моря эта зона называется Геральдским надвигом. Угол падения сместителя Геральдского надвига оценивается в 8—10°, а минимальное горизонтальное перемещение составляет 20 км.

Врангелевско-Геральдская дуга расчленена долготными нарушениями на отдельные звенья. Наиболее четко проявлены сбросы, контролирующие каньон Геральда — фрагмент древней речной долины, простирающийся вдоль 175° з.д. восточнее о. Геральд.

Юго-западное крыло гряды на востоке Чукотского моря нарушено продольными сбросами. Система сбросов образует горсто-грабеновую структуру. Грабены выполнены синтетектоническими осадками палеоцен-миоценового возраста, возможно, позднемелового—миоценового возраста при отчетливом уменьшении амплитуды сбросов вверх по разрезу. Верхняя — плиоцен-четвертичная толща мало нарушена дизъюнктивами. Мощность этой толщи плавно увеличивается к оси Южно-Чукотского прогиба согласно с погружением ее подошвы. Врангелевско-Геральдская гряда служила источником обломочного материала при заполнении Южно-Чукотского прогиба наряду с источниками сноса на материке.

**Прогиб Вилькицкого** располагается на северо-востоке Восточно-Сибирского моря — северо-западе Чукотского моря между 72—75° с.ш. и 172° в.д. — 160° з.д. (рис. 2.1). Протяженность прогиба по широте 900 км при ширине до 350 км. Глубина превышает 13 км и, возможно, достигает 17 км. На северо-западе он уходит за бровку шельфа и продолжается периокеаническим бассейном континентального склона. На юге прогиб Вилькицкого сопрягается через региональную структурную террасу с Врангелевско-Геральдской грядой, восточнее он ограничен валом Барроу. На севере прогиб связан общей моноклиалью с Чукотским бордерлендом. На западе между прогибом Вилькицкого и Новосибирским прогибом располагается Шелагское поднятие.

Осевую зону прогиба Вилькицкого образует глубокий рифт. Борты рифта проявлены высокими градиентами мощности осадочного чехла, связанными с разломами. Продольные ступенчатые сбросы вдоль южного борта уверенно закартированы сейсмикой. От главного рифта на западе под прямым углом ответвляется дополнительный Дремхедский рифт.

Прогиб выполнен меловыми и кайнозойскими отложениями [Grantz и др., 1990]. Меловые отложения расчленяются на три толщи, нижняя из которых, по-видимому, является молассой апт-альбского возраста, накапливавшей-

ся в орогенном прогибе перед фронтом поздних киммерид. Эта толща наиболее полно развита в южном прискладчатом борту прогиба и выклинивается в северном направлении к его оси.

Две верхние толщи относятся к позднему мелу. Предполагается, что они сложены алевропелитами с пачками песчаников. Мощности обеих толщ возрастают от южного борта к осевой рифтовой зоне. Вдоль южного борта прогиба намечаются конседиментационные флексуры со ступенчатым возрастанием мощностей, осложненные разломами. На востоке прогиба Вилькицкого пограничные слои между поздним мелом и палеогеном выполняют мелкие конседиментационные грабены, осложняющие общее крыло прогиба Вилькицкого и вала Барроу. Предполагается, что на западе между Дремхедским рифтом и Врангелевско-Геральдской грядой меловые осадки замещаются эффузивами.

Подошва кайнозойского комплекса отвечает общему для северо-восточной Азии пенеплену. Этот комплекс выполняет пологую синклиналь и заметно менее нарушен, чем подстилающие меловые образования. Отчетливо проявлено трансгрессивное налегание комплекса в южном борту прогиба. Накопление осадков происходило одновременно с прогибанием при достаточном объеме обломочного материала, поступавшего в основном с юга. Состав комплекса скорее всего глинисто-алевритовый с песчаными пачками.

В прогибе широко проявлены складчатые и разрывные нарушения. Крупные разломы со сдвиговой составляющей пересекают прогиб в северо-западном направлении, на востоке широко развиты субмеридиональные разломы, более поздние относительно продольных сбросов. Нарушения относятся к двум генерациям: предпозднемеловой и предэоценовой. Преобладают разломы растяжения. Лишь вдоль границы с Врангелевско-Геральдской грядой установлены надвиги северной вергентности.

В южном борту между Врангелевско-Геральдской грядой и осевым рифтом под меловыми отложениями прослеживается слоистая, скорее всего мезозойская толща. Под северный борт могут продолжаться карбонатные и терригенные формации платформенного типа, известные на эскарпе Нортвинд [Grantz и др., 1998]. В осевом рифте осадки налегают непосредственно на раздел Конрада, либо здесь присутствуют реликты резко утоненного гранитного слоя.

Северо-Чукотское поднятие вала Барроу отделяет прогиб Вилькицкого от бассейна Нувук в море Бофорта. Поднятие оформилось в позднем мелу — кайнозое, что позволяет пред-

полагать, что с момента возникновения в раннем мелу существовал единый прогиб, восточное звено которого протягивалось вдоль Аляскинского шельфа на продолжении прогиба Вилькицкого и которое было отделено от прогиба Вилькицкого в позднем мелу.

**Вал Барроу** прослеживается как единая структура с Бофортского шельфа на востоке в центральную часть Чукотского моря. Так он был выделен в ранних публикациях [Grantz и др., 1975] и понимается здесь, в отличие от современных схем, на которых это название сохранено лишь за северным субширотным отрезком вала [Thurston, Theis, 1987; Grantz и др., 1990]. Вал Барроу разделяет прогибы Ханна и Вилькицкого и на юге утыкается во Врангелевско-Геральдскую грядку. Южный сегмент вала Барроу — Чукотская платформа — переходит в плохо структурированную региональную моноклинал между Врангелевско-Геральдской грядкой и прогибом Вилькицкого. Между Чукотской платформой и Северо-Чукотским поднятием вала Барроу располагается седловина с мощностью верхнемеловых—кайнозойских осадков до 2500 м.

Чукотская платформа существовала как тектоническое поднятие с позднего девона и служила ограничением области накопления каменноугольных—нижнепермских отложений на востоке. На наиболее приподнятых участках осадочный чехол представлен лишь маломощными осадками позднего кайнозоя, и акустический фундамент выходит на поверхность дна. Мощный осадочный чехол развит в отдельных структурах второго порядка и по периферии платформы.

Платформа рассечена разломами меридионального простираения. Некоторые разломы заложены в позднедевонское—раннекаменноугольное время и контролируют зоны распространения и мощности палеозойского—нижнемезозойского чехла. Разломы были активизированы в позднем мелу (?) — кайнозое как сбросо-сдвиги.

Северный сегмент вала Барроу ограничен на западе 165° з.д. Отсюда вал простирается на восток к мысу Барроу и далее. Как единая структура вал выделяется по подошве верхнемезозойских—кайнозойских отложений. Ниже этой поверхности чередуются районы с различным возрастом и строением осадочного чехла и фундамента. На Северо-Чукотском поднятии раннемеловые толщи входят в фундамент, а возраст чехла не древнее позднего мела. На своде поднятия мощность чехла исчезающе мала.

**Прогиб Ханна** занимает восточную часть Чукотского моря в координатах 69—72° с.ш. и 161—167° з.д. Протяженность прогиба с севера

на юг 450 км, с запада на восток 300 км. Восточная граница прогиба находится на территории Аляски. В его южную часть с востока продолжается предгорный Колвиллский прогиб, отделяющий поздние мезозоида хр. Брукса на юге от эпиземской Арктической платформы на севере. На юге прогиб Ханна ограничен складчато-надвиговой зоной северного фланга Врангелевско-Геральдской гряды, на северо-западе и севере валом Барроу. Структурной седловиной между сегментами вала Барроу прогиб Ханна соединяется с прогибом Вилькицкого.

Прогиб развивается со среднего палеозоя по настоящее время в условиях меняющихся региональных геодинамических обстановок, перераспределения плана и стиля тектонических движений. Результатом этого явилось чрезвычайно сложное внутреннее строение прогиба, в частности наложение на палеозойский прогиб платформенного типа орогенного прогиба мезозоид на юге и образование структурной депрессии на севере в позднем мелу — кайнозое.

Прогиб Ханна наложен на ранне-среднепалеозойский складчатый фундамент. Подошвой осадочного чехла является региональное Элсмирское несогласие позднедевонского возраста. Нижнюю часть чехла составляют син- и посторогенные терригенные отложения среднедевонского(?) — позднекаменноугольного возраста, накопление которых контролировалось конседиментационными грабенами. Выше залегают каменноугольные мелководные морские известняки и глинистые, кремнистые и карбонатные осадки эвксинского типа.

Выше лежащий комплекс ограничен снизу верхнепермским региональным несогласием. Он включает верхнепермские, триасовые, юрские и частично нижнемеловые отложения. Распространение комплекса не ограничивается прогибом Ханна. В сокращенных мощностях он перекрывает отдельные участки Чукотской платформы и северного сегмента вала Барроу. В то же время поднятые блоки вала Барроу являются основными источниками сноса в прогиб Ханна в поздней перми — юре.

Пермские—нижнемеловые отложения в прогибе скорее всего представлены пелитами и глинистыми алевролитами с небольшим количеством песчаников.

Верхняя часть осадочного чехла на юге прогиба Ханна относится к орогенному комплексу Колвиллского прогиба. Подошвой комплекса является нижнемеловое несогласие. Он представлен в основном илами, глинами и песками. Основным источником сноса служил раннемеловой ороген Врангелевско-Геральдской дуги и хр. Брукса.

В структуре прогиба исключительно важную роль играют разрывные нарушения. К палеозойскому времени относится заложение субмеридиональной системы разломов. В раннем мелу активно проявились дизъюнктивы северо-западного простирания на юго-западе. Позднемеловые—кайнозойские дизъюнктивы в значительной мере наследуют палеозойские разломы.

**Южно-Чукотский прогиб** занимает южную часть Чукотского моря, включая залив Коцебу на Аляске, и юго-восток Восточно-Сибирского моря до меридиана мыса Шелагского на западе. На севере и северо-востоке сопряженной структурой является Врангелевско-Геральдская гряда, на юге прогиб ограничен выходами фундамента на Чукотском полуострове. Протяженность прогиба 1200 км при ширине до 320 км. Максимальная мощность осадков 8 км. Прогиб выполнен позднемезозойскими и кайнозойскими толщами, перекрывающими позднекиммерийский фундамент. С запада на восток обособляются впадины Лонга, Шмидтовская, Хоуп и прогиб Селавик.

В глубоких депоцентрах впадин Шмидтовской и Хоуп выделяются нижнемеловые отложения, коррелируемые с молассой апт-альбского возраста на материке; верхнемеловой — палеогеновый комплекс континентальных и прибрежно-морских осадков; неоген-четвертичные прибрежно-морские и континентальные отложения. В неоген-четвертичном комплексе устанавливаются несогласия в основании, а также на границе миоцена и плиоцена и между плиоценом и антропогеном.

На востоке впадины Хоуп и в прогибе Селавик выделяются эоцен-олигоценый, ниж-

немиоценовый и среднемиоценовый—плейстоценовый сейсмокомплексы [Tolson, 1987]. Эоцен-олигоценые отложения угленосны и содержат покровы базальтов и вулканокластический материал.

Во внутренних зонах впадин Шмидтовской и Хоуп располагаются грабены северо-западного простирания. Грабены выполнены синтетектоническими домиоценовыми отложениями. Ограничивающие сбросы практически не затрагивают миоценовые толщи, которые зачастую непосредственно перекрывают фундамент на внутрибассейновых поднятиях

**Новосибирская мегавпадина** объединяет ряд структур, из которых наиболее значительной является Новосибирский прогиб. К югу от Новосибирского прогиба в прибрежной части акватории располагаются Благовещенская структурная терраса, осложненная неглубокой впадиной на востоке. Ранее здесь выделялся Южный [Вольнов, Литинский, 1976] или Благовещенский [Косько, 1984; 1986] прогиб. На юго-востоке в районе Чаунской губы располагается Айонская впадина.

Новосибирская мегавпадина на западе ограничена Котельническо-Святоносским поднятием с выходами киммерийского фундамента и деформированного промежуточного структурного этажа, а на севере — поднятием Де Лонга с каледонским фундаментом на островах Беннетта и Генриетты. Северо-восточная граница проводится по Северной моноклинали и Шелагскому поднятию. Юго-восточная центриклиналь мегавпадины обрамляется выступами Чукотских киммерид на материке и в районе Медвежьих островов.

# Глава 3. Геологическое строение допозднемезозойского основания

## 3.1. Стратифицированные комплексы

Общая схема стратиграфии о. Врангеля представлена на рис. 3.1. На ней показаны выходящие на поверхность стратифицированные комплексы. Применение этой схемы позволяет составить однородную геологическую карту острова (рис. 3.2). Схема синтезирует фактические данные и стратиграфические построения предшественников (рис. 1.6) и наши наблюдения, включая результаты детальных стратиграфических исследований верхнепалеозойских отложений на опорных участках, выполненных В.Г. Ганелиным. К середине семидесятых годов стратиграфический объем разреза, за небольшим исключением, был подтвержден палеонтологически, однако выделенные стратиграфические подразделения (кроме врангелевского комплекса) не удается проследить по всей территории острова либо из-за их фациальной невыдержанности, либо по недостаточной густоте маршрутов. Они не включены в общую стратиграфическую схему, поскольку не могут быть использованы для построения мелкомасштабной геологической карты. По той же причине не удается применить в общей схеме частные местные схемы, разработанные для участков детальных работ В.Г. Ганелиным.

### 3.1.1. Верхний протерозой. Врангелевский комплекс

Наименование «врангелевский комплекс» применительно к древнейшим метаморфизованным породам о. Врангеля впервые встречается у О.Н. Иванова [1969]. В настоящей работе врангелевский комплекс отвечает метаморфизованной части свиты Берри Н.А. Богданова, С.М. Тильмана и др. [1964, 1970] и громовской

свите Г.И. Каменевоy [1975]. Комплекс мощностью ориентировочно 2000 м состоит из сильно дислоцированных метавулканических, метавулканокластических и метаосадочных терригенных пород — сланцев, метапесчаников, метаконгломератов — с единичными линзами и пластами измененных карбонатных пород. Комплекс вмещает интрузивные тела гранитоидов и базитов.

*Типовым районом* является отрезок Центральных гор, где расположены г. Советская, пик Берри, г. Громова, г. Осьминог и левые притоки р. Хищников в верхнем течении. Здесь Г.И. Каменевоy описаны по разрозненным выходам и развалам разрезы комплекса, в которых выделены отдельные пачки и намечены тенденции в изменении комплекса по вертикали и латерали. Наши наблюдения показывают, что по условиям обнаженности и структуры невозможно получить сколько-нибудь надежное представление о стратиграфической последовательности пород и пачек внутри комплекса. Тем не менее, общий состав комплекса может быть охарактеризован достаточно надежно.

*Контакты.* Подстилающие врангелевский комплекс отложения не выходят на дневную поверхность, и его нижняя стратиграфическая граница неизвестна. На южных склонах Центральных гор в верховьях р. Хищников врангелевский комплекс стратиграфически перекрывается девонскими отложениями. В основании девонских отложений залегают валунные конгломераты с обломками пород врангелевского комплекса и прорывающих его гранитов. Поверхность контакта наблюдалась Б.Г. Лопатиным в обнажении по левому борту ручья Лагерного.

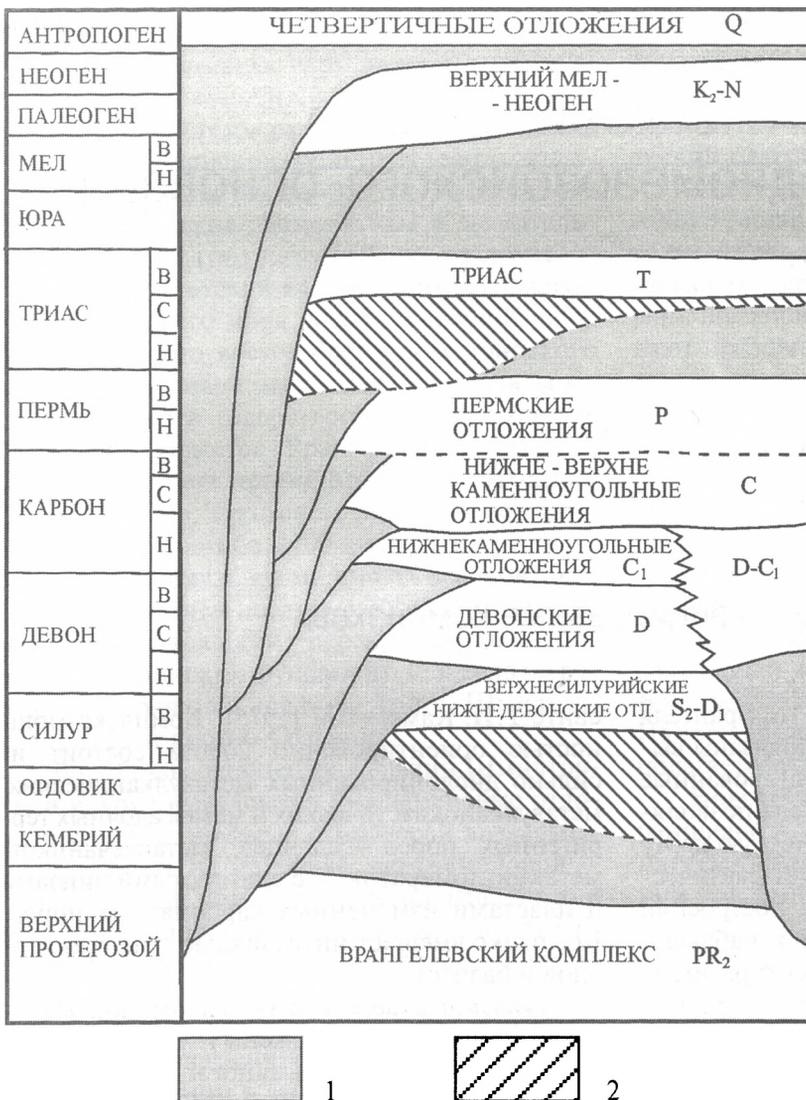


Рис. 3.1 Стратиграфическая схема о. Врангеля.  
1 — отложения отсутствуют, 2 — допускается наличие отложений.

В линзах метаморфизованных известняков на южных склонах г. Мамонтовой найдены микрофитоциты *Glebosites* cf. *glebosites* Reilt, которые по заключению В.Е. Мильштейн определяют среднерифейский возраст вмещающих отложений [Каменева, 1975]. Из этого же района известны микрофитоциты и водоросли: *Nubecularites continuous* Milst. f. n. (msc), *N. minutus* Milst. f.n. (msc), *N. multifarius* Milst. f.n. (msc), *Renalcis* Vol. раннекембрийского возраста по заключению В.Е. Мильштейн [Каменева, 1975]. Если эти находки относятся к врангелевскому комплексу, то его возраст позднепротерозойский — раннекембрийский. Г.И. Каменевой возраст докембрийских и раннекембрийских отложений в значительной степени обосновывается акритархами.

Позднепротерозойский возраст врангелевского комплекса обосновывается радиоизотопными определениями, приведенными в разделе «Магматизм».

#### Строение разреза и вещественный состав.

По мнению Г.И. Каменевой [1975], в нижней части толщи преобладают амфиболовые, эпидот-амфиболовые, актинолит-эпидот-хлоритовые сланцы, образовавшиеся по эффузивам и силлам основного, реже среднего состава. Верхняя часть разреза сложена преимущественно альбит-актинолит-хлоритовыми и кварц-альбит-мусковито-хлоритовыми сланцами, которые чередуются с аркозовыми метапесчаниками и включают редкие линзовидные пласты мощностью 2—5 м эпидот-диопсидовых мраморов и кальцифиров.

В метавулканитах основного состава присутствуют реликтовые бластопорфировые и бластогломеропорфировые структуры, особенно в сравнительно мощных (до 50 м) телах.

Часть сланцев, сложенных кварцем, щелочными полевыми шпатами, мусковитом, хлоритом, серицитом, реже биотитом, является продуктом метаморфизма эффузивов кислого состава, принадлежащих, по данным хими-

На остальной территории верхний стратиграфический контакт врангелевского комплекса следует в значительной мере предположительно. Здесь возраст горизонтов, непосредственно перекрывающих врангелевский комплекс, изменяется в пределах девона — раннего карбона. С верхненесилурийскими — нижнедевонскими отложениями врангелевский комплекс пространственно разобщен. На границе этих подразделений в сводном разрезе предполагается структурное несогласие со стратиграфическим перерывом, охватывающим ранний палеозой.

**Распространение и структурная приуроченность.** Выходы врангелевского комплекса представляют единое поле в субширотной полосе, включающей Мамонтовые и Центральные горы, обнажаясь в ядрах антиклинальных складок Центрального антиклинория о. Врангеля.

**Возраст.** Возраст врангелевского комплекса рифейский, возможно, рифейский — раннекембрийский.

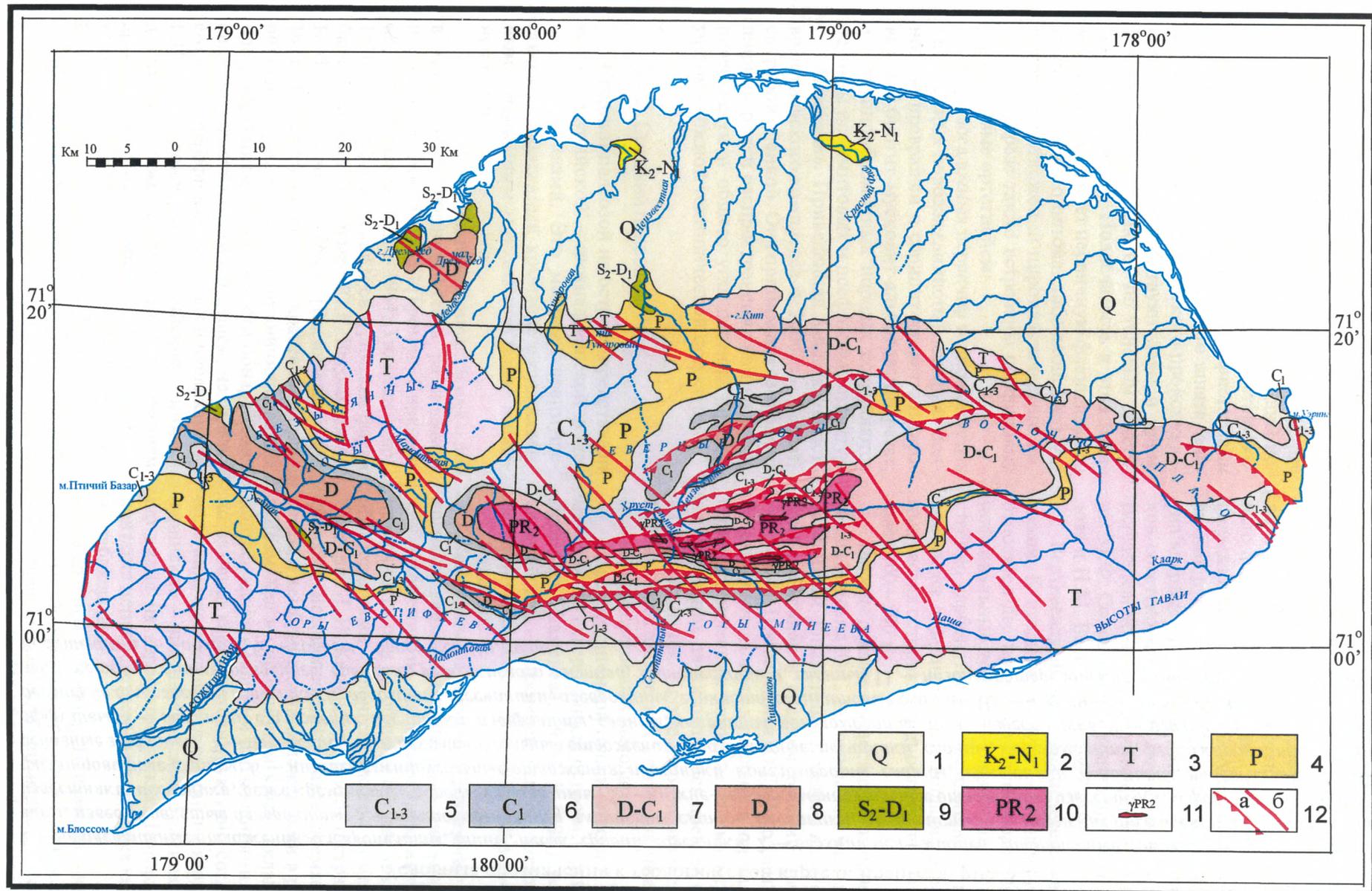


Рис. 3.2. Геологическая карта о. Врангеля

Условные обозначения к геологической карте о. Врангеля, рис. 3.2.

1 — четвертичные отложения: алевропелиты, глины, песок, гравий, галечники; 2 — верхний мел—миоцен: уплотненные глины, алевриты и песок с гравием, известковистые алевролиты; 3 — триас: аргиллиты, глинистые сланцы, песчаники, алевролиты; 4 — пермские отложения: глинистые сланцы, известняки, песчаники, реже кремнистые породы и гравелиты; 5 — ниже-верхнекаменноугольные отложения: известняки, алевролиты, глинистые и филлитовидные сланцы; 6 — нижекаменноугольные отложения: песчаники, конгломераты, сланцы, известняки, доломиты, пласты гипса, кислые и основные эффузивы; 7 — девонские—нижекаменноугольные отложения неразделенные: песчаники, сланцы, конгломераты, редко карбонатные породы и эффузивы; 8 — девонские отложения: песчаники, алевролиты, сланцы, кварциты, конгломераты, линзы известняков; 9 — верхнесилурийские—нижедевонские отложения: известняки, доломиты, песчаники, алевролиты, глинисто-серицитовые сланцы; 10 — верхний протерозой, врангелевский комплекс: метавулканы основного, среднего, реже кислого состава, метапесчаники, сланцы; 11 — позднепротерозойские гранитоиды; 12 — разрывные нарушения: а — надвиги, б — сбросы, сбросо-сдвиги, сдвиги.

ческого анализа, к кварцевым порфирам и кварцевым кератофирам. Реликты магматических blastsпорфировых структур обнаруживаются под микроскопом, деформированные вкрапленники плагиоклаза нередко видны невооруженным глазом. Встречаются метавулканиды с многочисленными фенокристаллами кварца и идиоморфного полевого шпата, очевидно, первично магматического происхождения. Среди них присутствуют лавы и туфы. Последние распознаются по теневым текстурам типа фьямме. Полосчатость в этих метавулканидах отражает первичную флюидальную текстуру лавового потока, либо слоистость уплотненных отложений пирокластического потока. В разрезе также встречены порфиновые милонитовые ортогнейсы.

В метасадочных первично тонкозернистых терригенных породах глинистый материал полностью превращен в серицит-хлорит-альбитовый или биотит-мусковит-альбитовый агрегат, а в крупнообломочных породах сохраняются реликты псаммитовых и псефитовых структур.

**Мощность.** Приведенная выше мощность врангелевского комплекса — 2000 м — является грубой оценкой. Она принимается исходя из ширины полей распространения комплекса на поверхности и общего угла падения пород с учетом сложной тектонической структуры.

### 3.1.2. Средний палеозой

Средний палеозой на острове представлен верхнесилурийской — нижнедевонской и девонской толщами. Это мощный преимущественно терригенный комплекс с существенным содержанием карбонатных пород в нижней части.

Наличие на о. Врангеля силурийских и девонских пород предполагалось различными исследователями (рис. 1.6) [Громов, Кирюшина, 1947; Тильман и др., 1964; Тильман и др., 1970], однако, девонская и силурийская фауна была найдена впервые Ю.Г. Рогозовым и Н.М. Васильевой в 1969 г. [Васильева и др., 1974]. Несмотря на наличие характерных силурийских форм, эти авторы ограничились лишь предположением о возможности обнаружения силурийских отложений в будущем, не отразив его в стратиграфических схемах и публикациях. Г.И. Каменевой верхнесилурийские — нижнедевонские отложения выделены под названием дремхедской свиты в районе г. Дрем-Хед и показаны на карте в ряде других пунктов. Ранее О.Н. Ивановым [1973] толща Дрем-Хед условно рассматривалась как фациальная разновидность докембрийского врангелевского комплекса.

Наличие на острове девонских отложений предполагалось некоторыми из предшествовавших исследователей [Громов, Кирюшина, 1947] (рис. 1.6). Наиболее определенно в пользу значительного распространения среднего девона высказывались Ю.Г. Рогозов [Васильева и др., 1974] и К.С. Агеев в неопубликованной рукописи 1979 г. Среднедевонская фауна впервые определена в коллекции участников советско-канадских исследований 1986 г. Верхнедевонские фораминиферы обнаружены М.Ф. Соловьевой в коллекции Ю.Г. Рогозова и Н.М. Васильевой 1969—1970 г.

**Верхнесилурийские—нижнедевонские отложения.** К позднему силуру — раннему девону относятся две примерно одновозрастные разнофациальные толщи — терригенная и существенно карбонатная, — выходящие на поверхность на ограниченных площадях в различных частях острова. Мощность толщ не превышает 400—500 м.

**Типовые районы.** Существенно карбонатная толща описана Ю.Г. Рогозовым по частым разрозненным обнажениям в долине левого притока р. Гусиная в среднем течении (рис. 3.3, участок 1). Приведенная Ю.Г. Рогозовым последовательность вряд ли является нормальным стратиграфическим разрезом, поскольку фауна из верхних пачек оказалась древнее фауны из нижних пачек. Кроме того, многочисленны признаки тектонических контактов между отдельными коренными выходами.

Разрез терригенной толщи описан Г.И. Каменевой на северо-западе острова в районе г. Дрем-Хед [Каменева, 1975]. В 1988 г. верхнесилурийские — нижнедевонские отложения на северном склоне г. Малый Дрем-Хед изучил В.Г. Ганелин.

**Контакты.** Нижний стратиграфический контакт верхнесилурийских — нижнедевонских отложений не наблюдался, поскольку на поверхности они разобщены с более древними образованиями врангелевского комплекса. Сведения Г.И. Каменевой [1975] о стратиграфически несогласном контакте дремхедской свиты с кембрийскими отложениями в районе г. Дрем-Хед в опрокинутом крыле складки не подтверждается нашими наблюдениями. Здесь по элювию картируется структурно согласное налегание девонских отложений на верхнесилурийские — нижнедевонские. Граница хорошо видна на аэрофотоснимках. Поверхность контакта непосредственно в коренных выходах не наблюдалась.

В среднем течении р. Неизвестной на карбонатные породы силурийского возраста ложится брекчиевый горизонт верхнепалеозойского комплекса. Из обломков брекчий собра-



ны силурийские табуляты, аналогичные табулятам из подстилающих отложений.

В среднем течении р. Гусиной контакт верхнесилурийской — нижнедевонской толщи с девонскими терригенными отложениями замаскирован разрывными нарушениями.

Таким образом, принимается, что от врангелевского комплекса верхнесилурийская — нижнедевонская толща в сводном стратиграфическом разрезе отделена перерывом в объеме кембрия, ордовика и нижнего силура. Контакт с девонской толщей согласный. Более поздние отложения залегают на верхнесилурийской — нижнедевонской толще трансгрессивно.

**Распространение и структурная приуроченность.** Верхнесилурийские — нижнедевонские отложения обнажаются на четырех разобренных участках. На северо-западе острова в районе г. Дрем-Хед они вместе с девонскими отложениями образуют погружающуюся к юго-востоку центриклиналь на шарнире Северного антиклинория. На побережье в четырех километрах к северо-востоку от устья р. Гусиной верхнесилурийская — нижнедевонская толща вскрывается на воздымании шарнира в ядре антиклинальной складки. На левом берегу р. Гусиная в среднем течении выходы этой толщи, по-видимому, связаны с тектоническим блоком на шарнире антиклинали. В среднем течении р. Неизвестной карбонатные породы силурийского возраста приурочены к ядрам мелких антиклиналей среди верхнепалеозойских отложений.

**Возраст.** Возраст толщи определен палеонтологически. В 1969—70 гг. Ю.Г. Рогозовым и Н.М. Васильевой на левобережье р. Гусиной собраны остатки кораллов, среди которых М.А. Смирновой определены *Favosites pseudo-socialis* Dubat., *F.aff. styriacus* Penecke, *F.aff. concinnus* Kov., *F.aff. brevisseptatus* Smirn., *F.aff. favositiformis* Holt., *F. singularis* Sok., *Alveolites* sp., *Stelliporella* aff. *kaplunae* Dubat., *Emmonsia*? sp., *Syringopora* aff. *schmidt* Tchern., *S. lindstromi* Tchern., *S. aff. gorski* Tchern., *S.aff. khalganensis* Tchern., *Propora*(?) *incredula chernova*, *Grabaulites* aff. *virgulatus* (Miron.), *Heliolites* sp. Н.Я. Спасским определены ругозы *Zelolasma* sp., *Lyriellasma*? sp. По этому комплексу вмещающие отложения датируются ранним девонем. На удалении от обнажений, в которых обнаружена перечисленная фауна, в элювии собраны табуляты и ругозы, определенные М.А. Смирновой и Н.Я. Спасским: *Favosites* aff. *eichwaldi* Sok., *Syringopora* aff. *schmidt* Tchern., *Fletcheria* sp., *Catenipora* sp., *Heliolites* sp., *Barrandellites* sp., *Ptelophyllum* sp. Наличие остатков *Catenipora* sp. и *Fletcherina* sp. указывают на силурийский возраст вмещающих пород.

В 1987 г. в этом же районе на участке размером 500х200 м в элювии из различных точек Н.М. Васильевой и М.К. Косьюко собраны табуляты. В.П. Дубатовым определены *Favosites plurimispinosus* Dubat., *F.aff. socialis* Sok. et Tes., *Pachyfavosites* aff. *subnitellus* Dubat., *Favosites* (*Dictyofavosites*) sp., *Squameofavosites* cf. *uralensis* Yanet., *Aulocystis* sp., которые свидетельствуют о раннедевонском, скорее всего лохковском — пражском возрасте вмещающих пород. Кроме того, в одном шлифе содержится косое сечение коралла, сходного с *Halysites* sp. indet. Поскольку представители рода *Halysites* Fischer von Waldheim широко распространены в силуре и до сих пор не встречены в нижнем девоне, делается вывод о наличии на данном участке силурийских отложений.

В районе г. Дрем-Хед Г.И. Каменевой и Я.И. Полькиным в 1970 г. собраны окаменелости, среди которых определены кораллы *Favosites* aff. *effusus* Klaam., *Jacutiopora dogdensis* Dubat., *Rudakites* sp., *Pachyfavosites* sp. (заключение М.А. Смирновой), брахиоподы *Janius* sp. и др. (заключение С.В. Черкесовой), остракоды *Calribeyrichia*? sp.n., *Cryptohyllus* sp., *Nodibeyrichia*? sp. n., *Primiiopsidae*? и др. (заключение А.Ф. Абушик), а также мшанки, пеллециподы, чешуя рыб, водоросли (рис. 3.3, участок 2). По мнению палеонтологов, эти фаунистические остатки в комплексе указывают, скорее всего, на позднесилурийский — раннедевонский возраст вмещающей толщи [Каменова, 1975]. В районе г. Малый Дрем-Хед (рис. 3.3, участок 3) В.Г. Ганелин в 1988 г. собрал коллекцию табулят *Favosites* cf. *similis* (Sok.), *Subalveolitella* ex gr. *repentina* Sok., *Syringopora* cf. *blenda* Klaam., *Halysites* ex gr. *Repentina* Sok., *Syringopora* cf. *Blenda* Klaam., *Halysites* ex gr. *canenularis* L., *Stelliporella* sp. (определение О.П. Ковалевского) — и брахиопод: *Dolerorthis* sp., *Janius*? sp., *Leptaena* sp., *Stegerhynchus* ex gr. *borealis* (Buch) (заключение Т.Л. Модзалевской). По кораллам вмещающие отложения могут датироваться поздним лландовери — лудловом, при этом лудловский возраст более вероятен. Первые три формы брахиопод обладают возрастным диапазоном в пределах силура — девона; *Stegerhynchus borealis* — широко распространенный вид, характеризующий венлок-лудловские отложения североамериканского и евразийского континентов.

Из карбонатных пород в среднем течении р. Неизвестной в коллекции В.Г. Ганелина 1988 г. О.П. Ковалевским определен *Favosites* ex gr. *gothlandicus* Lam, вероятно, силурийского возраста.

**Строение разреза, вещественный состав, изменения по площади.** Карбонатная толща на

левобережье р. Гусиная, по описаниям Ю.Г. Rogozova и Н.М. Васильевой, состоит из чередующихся пачек известняков, доломитов и терригенных пород мощностью обычно от 10 до 50 м (рис. 3.3, участок 1). Известняки органогенные, кораллово-брахиоподовые, брахиоподово-мшанковые, детритовые, органогенно-детритовые, криноидные от скрытокристаллических до крупнозернистых. Цвет пород от светло-серого до темно-серого, иногда буроватый. Выветрелая поверхность доломитистых известняков окрашена в красно-бурый цвет. Текстура пород массивная либо грубослоистая, нередко известняки плитчатые. Доломиты светло-серые, массивные, кристаллически-зернистые, в отдельных пачках с перекристаллизованными остатками фауны. Встречаются пачки переслаивания светло-серых доломитов с темно-серыми органогенно-детритовыми известняками с линзовидно выклинивающейся слоистостью. Известняки и доломиты, как правило, пронизаны прожилками кальцита и кварца, часто брекчированы.

Терригенные пачки представлены кварцевыми и полевошпато-кварцевыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, глинисто-серицитовыми сланцами в различных соотношениях с преобладанием то одних, то других пород вплоть до монопородных пачек. Отмечается тонкое переслаивание песчаников, глинистых алевролитов и сланцев с горизонтальной и волнистой слоистостью, со знаками ряби на поверхности наслоения. В терригенных пачках встречаются отдельные пласты мощностью 0,4—1,5 м брахиоподово-мшанковых детритовых известняков с остатками диагностируемых кораллов.

Мощность карбонатной толщи на левобережье р. Гусиной оценена Ю.Г. Rogozovым в 400—500 м.

Терригенная толща в районе г. Дрем-Хед (рис. 3.3, участок 2), по Г.И. Каменевой, состоит из алевролитов и песчаников, образующих обособленные пачки, либо переслаивающихся в различных соотношениях. Мощность пачек 20—50 м, мощность отдельных пластов 0,5—5 м, отмечается тонкое переслаивание песчаников и алевролитов с мощностью прослоев 1—2,5 см. Песчаники преимущественно мелко- и среднезернистые, серые и темно-серые, массивные и плитчатые, иногда тонкослоистые.

Кластическая часть представлена преимущественно кварцем, нередко присутствуют также зерна плагиоклаза и калиевого полевого шпата, кварцитов, кварц-серицитовых, хлорито-эпидотовых и кварцево-биотитовых сланцев в сумме до 5—10%. Цемент карбонатный,

глинисто-карбонатный и слюдисто-глинистый. Алевролиты серые и темно-серые, плитчатые, часто тонко параллельно-слоистые и линзовидно-слоистые породы того же состава, что и песчаники. В терригенных породах встречаются отдельные прослои тонкозернистых — до среднезернистых серых известняков мощностью 5—20 см с рассеянными обломками брахиопод. Г.И. Каменева отмечает также прослои гравелитов и конгломератов с округлой галькой кварца и кварцитов до 15 см в диаметре, а также с пластами слюдистых, глинисто-серицитовых и кварцево-серицитовых сланцев. Мощность отложений свиты в районе г. Дрем-Хед оценена Г.И. Каменевой в 400 м.

Разрез нижней части толщи описан В.Г. Ганелиным и А.В. Матвеевым, в основном, по коренным выходам на северном склоне г. Малый Дрем-Хед (рис. 3.3, участок 3) в 7 км восточнее г. Дрем-Хед:

1. Серые известковистые полимиктовые алевролиты. Видимая мощность 40 м.

2. Серые известковистые алевролиты, переходящие в известняки. Присутствуют несколько прослоев (до 0,7 м) известняков, серых, глинистых, переполненных колониями табулят: *Favosites cf. similis* (Sok.), *Subalveolitella* ex gr. *repentina* Sok., *Syrinogopora cf. blenda* Klaam., *Halysites* ex gr. *canenularis* L., *Stelliporella* sp. (заключение О.П. Ковалевского) Несколько реже встречаются брахиоподы: *Stegerhynchus* ex gr. *borealis* (Buch), *Dolerothis* sp., *Janius* ? sp., *Leptaena* sp. (заключение Т.Л. Модзалевской). Мощность 20 м.

3. Тонкоплитчатые зеленовато-серые алевролиты. Мощность 10—12 м.

4. Полимиктовые алевролиты, переходящие в песчаники. Тонкая параллельная, волнистая и косая слоистость, следы ряби в подошве пачки. Мощность 15 м.

5. Серые и зеленовато-серые известковистые тонкозернистые алевролиты. Чередующиеся пачки массивных и рассланцованных, рассыпающихся на щебенку алевролитов. Присутствуют отдельные линзы детритовых криноидных известняков с единичными обломками колоний табулят. Мощность 60 м.

6. Песчаники серые, тонко линзовидно- и косослоистые, тонкозернистые с примазками буроватого глинистого материала на поверхности. В подошве пластов часто наблюдаются крупные волноприбойные знаки. Присутствуют единичные обломки колоний табулят. Мощность 40 м.

7. Плотные зеленовато-серые, тонкозернистые песчаники. Характерна тонкая параллельная, косая и линзовидная слоистость, часто прерывистая. Встречаются линзы и лич:

видные прослои серых детритовых известняков с гастроподами и редкими табулятами. Мощность 50 м.

8. Тонко-среднезернистые, сильно расланцованные серые полимиктовые песчаники. Присутствуют прослои (0,15—0,2 м) массивных песчаников. Мощность 70 м.

Общая мощность толщи, описанной по коренным выходам, около 300 м. Вышележащая часть разреза представлена делювиальными развалами песчаников, тянущимися до вершины горы. Ее мощность, учитывая величину угла падения  $30^\circ$ , оценивается цифрой в 400 м. Общая видимая мощность разреза на этом участке, таким образом, около 700 м.

**Мощность.** Максимальной видимой мощностью 700 м верхнесилурийские — нижнедевонские отложения обладают в районе г. Малый Дрем-Хед. Это оценка представляется достаточно достоверной вследствие простого геологического строения участка. В остальных районах наблюдались фрагменты разреза в сложной структурной обстановке, что затрудняет определение мощности. В среднем течении р. Гусиной видимая мощность существенно карбонатной толщи оценивается в 400 м.

**Девонские отложения.** Девонские отложения представлены песчаниками и сланцами с незначительным количеством конгломератов и известняков. Мощность отложений, возможно, достигает 1500—2000 м.

Девонская толща залегает на верхнесилурийских — нижнедевонских отложениях и на породах врангелевского комплекса и перекрывается нижнекаменноугольной толщей. Строение разреза, особенности пород и мощность девонских отложений заметно меняются в пределах площади их распространения.

В отношении общего строения разреза наиболее близко нашим представлениям отвечает последовательность толщ, приведенная М.Ф. Лобановым [1957] (рис. 1.6). Стратиграфически выше метаморфического комплекса М.Ф. Лобанов выделяет существенно кварцитовую эскимосскую свиту, песчаниково-сланцевую толщу и пилларскую свиту кембрийского — ордовикского возраста. Эскимосская свита и песчаниково-сланцевая толща легко распознаются на западе о. Врангеля как нижняя и верхняя части девонских отложений.

В районе г. Дрем-Хед эскимосская свита отвечает насхокской толще Г.И. Каменевой, в Центральных горах девонским отложениям отвечают, по-видимому, инкалинская и частично насхокская толща Г.И. Каменевой [1975].

**Типовой район.** В качестве типовых рассматриваются два участка: правобережье р. Гусиная в нижнем течении и южные склоны

Центральных гор в верховьях р. Хищников. На этих участках отложения заметно отличаются по составу, строению разреза и мощности. В обоих случаях толща изучена по разрозненным обнажениям и элювиально-делювиальным развалам. Тем не менее, поскольку ее положение в геологической структуре достаточно ясно, наблюдения по элювию позволяют надежно характеризовать стратиграфический разрез.

**Контакты.** Нижняя стратиграфическая граница в районе г. Дрем-Хед и на правобережье р. Гусиная в нижнем течении проводится по подошве мощных кварцитов и кварцитовидных песчаников, налегающих на алевролиты и песчаники верхнесилурийской — нижнедевонской толщи. Контакт хорошо прослеживается по элювиальным развалам. В коренных обнажениях он не наблюдался. Соотношения толщ, скорее всего, структурно согласные. Возможен стратиграфический перерыв.

На р. Хищников девонские отложения с размывом и структурным несогласием залегают на врангелевском комплексе позднепротерозойского возраста. Здесь в основании толщи залегают конгломераты с галькой и валунами пород врангелевского комплекса и прорывающих их гранитоидов. Конгломераты образуют разрозненные выходы в зоне контакта врангелевского комплекса с девонскими отложениями.

Верхний стратиграфический контакт девонской толщи повсеместно представляет поверхность размыва, которая перекрывается конгломератами и песчаниками, либо известняками с прослоями и линзами брекчий, конгломератов, гравелитов и с рассеянными обломками подстилающих пород. Непосредственно поверхность контакта наблюдалась в верховьях р. Хищников и в верховьях р. Насхок. В верховьях р. Хищников на пачку зеленых сланцев мощностью 16 м налегает пласт конгломерата мощностью 5 м, относимый к основанию вышележащей нижнекаменноугольной толщи. Признаков углового несогласия на контакте не выявляется. В пользу размыва говорит наличие в обломках пород, сходных с подстилающими, включая кварцитовидные породы и сланцы.

**Распространение и структурная приуроченность.** Девонские отложения широко развиты на западе острова и могут быть выделены на отдельных участках в центре острова. В нижнем и среднем течении р. Гусиная они слагают ядро антиклинали северо-западного простирания, в Мамонтовых горах эта толща предполагается в южном крыле антиклинали, в ядре которой выходят породы врангелевского комплекса. На северо-западе в горном массиве Дрем-Хед девонская толща залегает на крыле крупной синклинали структуры. В верхнем

гечении р. Неизвестной верхняя часть девонской толщи обнажается в ядрах наклоненных к северо-западу мелких антиклиналей с сорванными северо-западными крыльями. На южных склонах Центральных гор в верховьях р. Хищников эти отложения участвуют в строении южного крыла крупной антиклинальной складки. В бассейне р. Красный Флаг, на севере Восточного плато, на востоке Центральных гор девонские отложения показаны на карте совместно с нижнекаменноугольными отложениями.

**Возраст.** Возраст девонских отложений определяется по окаменелостям и по положению в разрезе между датированными по фауне толщами. Определимые остатки фауны собраны на южном склоне Центральных Гор на левом берегу ручья Хрустального. Здесь Н.В. Хандожко и Л.В. Кравченко в 1985 г. обнаружили в элювии среди рассланцованных алевролитов и сланцев глыбы доломитизированных известняков, переполненных створками брахиопод плохой сохранности. Обилие глыб известняков, их расположение цепочкой вдоль общего простирания терригенной толщи свидетельствует о том, что они образуют линзы или прослои в терригенных породах. При повторном посещении этого участка в 1986 г. удалось собрать остатки брахиопод, среди которых С.В. Черксова склонна видеть представителей родов *Rensselandia* и *Chascothyris*, известных из живетских отложений Северо-Востока СССР.

В известковистых песчаниках из коллекции Ю.Г. Рогозова и Н.М. Васильевой 1969—1970 гг. из бассейна р. Гусиная и из верховьев р. Сомнительная (г. Высокая) М.Ф. Соловьева описала комплекс фораминифер *Nanicella bella* Вык., *N. Tchernyshevae* Lip., *Tikhinella* aff. *measpis* Вык., *Neotuberitina maljavkini* (Mikh.), *Parathurammina* sp., *Calligella vermiculata* sp.n., *C. borovkensis* Antr., *Parastegnammina* sp., *Lagena?* aff. *ventricosa* Вык., *Lagena?* *pressulla* Вык., *L.?* *cylindrica* Smith., *Corbiella depressa* Antr., *Eotuberitina* sp. и др. В заключении указывается, что наиболее существенным для датирования вмещающих отложений является присутствие родов *Nanicella* и *Tikhinella*. Первые известны из франских отложений Русской платформы, Приуралья, Бельгии, северо-западной Австралии. В США и Канаде наницеллы распространены в верхнем девоне. Все известные тихинеллы происходят из франских отложений Русской платформы и Приуралья.

**Описание разреза.** Наиболее полный разрез девонских отложений вскрывается на западе острова на правом берегу р. Гусиной. Отложения изучены по разрозненным обнажениям и элювиально-делювиальным развалам и высыпкам. Тем не менее, общее строение разреза выявлено

достаточно надежно благодаря тому, что структура участка легко расшифровывается (рис. 3.3, участок 4). Снизу вверх выделяются три толщи:

1. Кварциты и кварцитовидные песчаники от среднезернистых до крупнозернистых зеленовато-серого, желтовато-серого, бурого и светло-серого цвета. В верхней части встречаются гравелиты и мелкогалечные конгломераты с кварцевой галькой. Кварциты и кварцитовидные песчаники обычно массивные, иногда встречаются пачки тонкослоистых тонкоплитчатых кварцитов и кварцитовидных песчаников. Среди обломков в песчаниках встречаются фрагменты кислых эффузивов с порфиоровыми выделениями кварца. Мощность 150—200 м.

2. Песчаники от тонкозернистых до крупнозернистых, полимиктовые, серые, с подчиненным количеством алевролитов и сланцев. Встречаются текстуры течения осадка. Мощность 300 м.

3. Серые мелкозернистые рассланцованные песчаники, глинистые сланцы с прослоями (0,2—0,5) см алевролитов и мелкозернистых песчаников, черные кремнистые сланцы с единичными пластами до 0,5 м плотных сливных кварцитов. Мощность 200—700 м. Мощность девонских отложений на этом участке 650—1200 м.

Эти отложения отвечают эскимосской свите предшественников [Громов, Кирюшина, 1947; Лобанов, 1957].

На северо-западе острова в районе г. ДремХед нижнюю часть девонских отложений также представляют кварциты и кварцитовые песчаники. Это серые зеленовато- и розово-серые сливные породы с реликтами средне- и грубозернистой псаммитовой структуры. Встречаются окварцованные кварцевые гравелиты. В верхней части присутствует пачка сургучнокрасных глинистых сланцев, переходящих в мергели. Мергели пятнисто-полосатые с включениями зеленого глинистого материала. Мощность толщи на этом участке составляет 300—350 м. Выше залегают чередующиеся черные глинистые сланцы и песчаники. Песчаники полимиктовые, серые, тонко- и среднезернистые, хорошо сортированные. Видимая мощность 150—200 м. Контакт этой толщи с подстилающими кварцитами не обнажен.

На южных склонах Центральных гор по ручью Лагерному в верховьях р. Хищников наблюдался следующий разрез девонских отложений (рис. 3.3, участок 5):

1. Конгломераты валунно-галечные. Размер обломков варьирует от 1 до 50 см. Мелкие гальки сильно сплюснены, крупные гальки и валуны имеют эллипсоидную форму и хорошо окатаны. Они представлены гранитоидами

на 30%, остальное — сланцы врангелевского комплекса. Цементом конгломерата служит зеленовато-серый слюдисто-кварцево-хлоритовый сланец. Мощность конгломератов по разрозненным обнажениям оценивается в 30—60 м.

2. Осыпи долеритов, кварцевых гравелитов, конгломератов, сланцев, рассланцеванных основных пород. Необнаженный интервал отвечает мощности 70—80 м.

3. Песчаники от крупнозернистых до гравийных с рассеянными кластами кварца и полевого шпата размером обычно 6—10 мм. Матрикс плотный сливной, темносерого и серого цвета. Мощность 40 м.

4. Градационное переслаивание (2—40) см крупно-мелкозернистых кварцевых песчаников и зеленых кремнисто-хлоритовых сланцев. Встречаются прослой кварцевых гравелитов до 20 см. Мощность 130 м.

5. Кварцевые, полевошпатово-кварцевые гравелиты и грубозернистые песчаники серые, зеленовато-серые, сливные (2—3, редко 6 м), с прослойками (1—3 см) хлорито-слюдистых сланцев. Мощность 60 м.

6. Зеленые хлорито-кремнистые и кремнисто-хлоритовые алевритистые сланцы, рассланцованные метаалевролиты с прослойками тонкозернистых зеленовато-серых песчаников 1 см. Мощность 100 м.

7. Песчаники грубозернистые до гравелитов, зеленовато-серые, сливные, с прослоями розовато-серых мелкозернистых песчаников. Мощность 30 м.

8. Зеленые кремнисто-хлоритовые сланцы с прослоями песчаников и гравелитов. Мощность 16 м.

Общая мощность в разрезе около 500 м. Выше залегают нижнекаменноугольные отложения.

В верхнем течении р. Неизвестной в районе Северных гор к девонской толще относятся чрезвычайно однообразные черные листоватые глинистые сланцы и алевролиты. Они обнажаются в ядрах антиклиналей и в ряде мест перекрываются пестроцветными полимиктовыми конгломератами, характерными для нижнекаменноугольной толщи. Структурное положение сланцев и их стратиграфическое соотношение с перекрывающей толщей является основанием для отнесения сланцевой толщи к девонским отложениям. По литологическим особенностям сланцы коррелируются со сланцево-песчанниковой толщей на правобережье р. Гусиной и с верхней, существенно сланцевой частью разреза на южных склонах Центральных гор.

В среднем течении р. Красный Флаг (рис. 3.3, участок 12) в разрезе девонских—нижнекаменноугольных отложений выделяются

песчаниковые и сланцевые пачки мощностью ориентировочно от 100 до 400 м, а также единичные выклинивающиеся пласты известняков мощностью 5—15 м. Песчаники мелко- и среднезернистые, кварц-полевошпатового и существенно кварцевого состава, серые, тонко параллельно- и косослоистые, нередко с автокластами — завертышами черных глинистых сланцев размером до 5 см. Отдельные пласты песчаников 0,4—0,8 м разделены сантиметровыми прослойками черных сланцев. Глинистые сланцы черные, тонко рассланцованные, плитчатые — до шиферных, с тонкими прослойками буроватых известковистых алевролитов и тонкозернистых песчаников. Известняки серые, светло-серые, пелитоморфные, с члениками криноидей и брахиоподами плохой сохранности, с включениями кремней. Мощность этой части разреза ориентировочно составляет 750—1200 м.

На Восточном плато в верховьях р. Насхок и ее составляющих девонские отложения представлены чередованием песчаниковых и сланцевых пачек мощностью 50—100 м. Песчаники обычно мелкозернистые, кварц-полевошпатовые, с отдельными терригенными чешуйками слюды и слюдисто-кремнистым цементом. Обломки угловатые, иногда слабо окатанные. Встречаются песчаники с кальцитовым цементом, кварцитовидные песчаники и кварциты, а также черные кремнистые породы. Наблюдается тонкая ритмичная градационная слоистость с мощностью ритмов 5 см. Ритмы образованы массивным тонкозернистым песчаником, тонкослоистым алевропесчаником и сланцем. Мощность каждого компонента 1,5—2 см. На поверхностях напластования отмечаются текстуры течения и оползания осадка, в отдельных сантиметровых прослоях — оползневая складчатость. В основании некоторых пластов песчаника присутствуют угловатые обломки алевролитов и аргиллитов размером до 3 см. При большом количестве таких обломков порода превращается в автокластическую брекчию с песчаниковым матриксом и базальным типом цементации. Мощность брекчии в основании песчаниковых пластов может достигать 10 см.

В истоках р. Насхок наблюдался разрез верхних горизонтов девонской толщи. Разрез описан по скальным коренным выходам на северном склоне высоты, венчающей субширотный увал (рис. 3.3, участок 11; рис. 3.4).

Породы на этом участке находятся в опрокинутах залегании, и описание ведется от вершины вниз по склону:

1. Массивные светло-серые, желтовато-серые кварцитовидные песчаники, сложенные, в

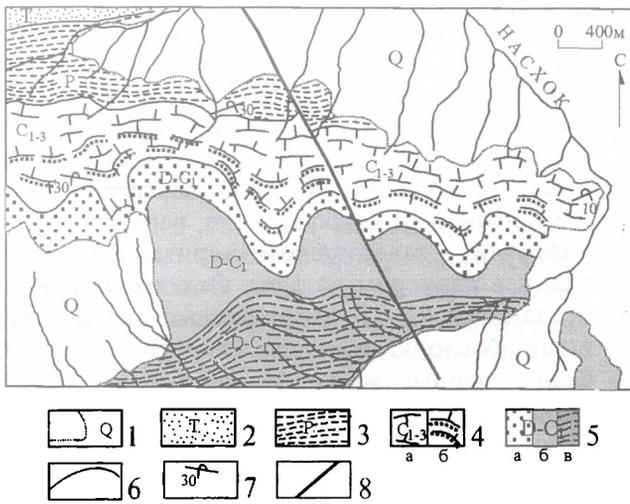


Рис. 3.4 Схематическая геологическая карта участка в верховьях р. Насшок.

1 — современные рыхлые осадки и граница их распространения; 2 — триасовые песчаники; 3 — пермские сланцы; 4 — нижне-верхнекаменноугольные: а — известняки, б — известняки с прослоями конгломератов; 5 — девонские—нижнекаменноугольные: а — конгломераты, б — рассланцованные песчаники, в — глинистые сланцы и песчаники; 6 — геологические границы; 7 — опрокинутое залегание слоев; 8 — разломы.

основном, угловатыми и окатанными зернами кварца 0,5—1,5 мм, с аксессуарными окатанными зернами циркона и апатита, со слюдистым и кремнисто-слюдистым цементом. Мощность 20 м.

2. Чередование массивных кварцитовых песчаников, рассланцованных песчаников и хлорито-слюдистых сланцев. Прослой кварцевых гравелитов. Мощность 20 м.

3. Кварцевый гравелит. Кластическая часть представлена гравием и галькой кварца размером 0,5—2,0 см, редко до 5—8 см. Матрикс зеленовато-серый кремнисто-слюдистый с псаммитовыми и алевритовыми частицами кварца. Мощность 1 м.

4. Зеленоватые и зеленовато-серые рассланцованные песчаные алевролиты, слюдисто-кварцевые, слюдисто-кварцево-хлоритовые песчаные сланцы. В кровле 2 см прослой черного глинистого филлитовидного сланца. Мощность 2—3 м.

Мощность в разрезе 43—44 м.

Выше залегают каменноугольные известняки.

Девонские отложения в районе Центральных гор отличаются от отложений западной и северо-западной части острова рядом особенностей. В Центральных горах эта толща залегает на врангелевском комплексе со структурным несогласием и мощной пачкой базальных конгломератов. На западе девонская толща согласно либо со стратиграфическим перерывом перекрывает верхнесилурийскую — нижнедевонскую толщу. Естественно ожидать, что разрез в Центральных горах менее полный за счет выпадения нижней части. Это согласуется с отсутствием в Центральных горах литологического аналога эскимосской свиты, залегающей в основании девонской толщи на западе и северо-западе острова. Песчаники в Центральных горах менее зрелые по составу и структуре,

учитывая обилие кварцитов и кварцитовидных пород на западе. Характерная особенность грубых разностей песчаников в Центральных горах заключается в обилии крупных зерен кварца и полевых шпатов, что, возможно, указывает на вулканомиктовую природу пород. Таким образом, напрашивается вывод, что во время накопления девонской толщи район Центральных гор был относительно приближен к области сноса обломочного и вулканокластического материала.

**Мощность.** Мощность девонских отложений на побережье р. Гусиной оценивается в пределах 650—1200 м, на южных склонах Центральных гор около 500 м, видимая неполная мощность в районе г. Дрем-Хед составляет 450—550 м. В среднем течении р. Неизвестной мощность обнаженной верхней части разреза вряд ли превышает первые сотни метров. В среднем течении р. Красный Флаг мощность может достигать 1500—2000 м, судя по обширным полям выходов отложений на поверхность.

Несмотря на приближенный характер оценок, намечается сокращение мощности девонских отложений в Центральных горах.

### 3.1.3. Верхний палеозой

Верхнепалеозойский комплекс представлен карбонатными, глинистыми и терригенными отложениями, в различных соотношениях сменяющимися друг друга в разрезе и по площади. Встречены также эффузивы основного и кислого составов. Мощность комплекса в сводном стратиграфическом разрезе, возможно, достигает 3 км.

Первые сведения о верхнем палеозое на о. Врангеля получены Л.В. Громовым по работам 1935—37 гг., в коллекции которого А.П. Ротай определил брахиоподы, относящиеся к верхней части «швагеринового горизонта».

Этот комплекс окаменелостей совместно с находками из других районов по представлениям того времени позволял датировать вмещающие отложения ранней пермью. Допускались также верхнекаменноугольные отложения. В 1960 г. обширные палеонтологические коллекции из верхнепалеозойских отложений были собраны М.Е. Городинским, Д.Л. Степанов и В.М. Заводовский определили возраст вмещающих отложений как раннекаменноугольный. В 1964 г. на Всесоюзном коллоквиуме по верхнепалеозойской фауне Северо-Востока СССР в Ленинграде эти коллекции были рассмотрены ведущими советскими палеонтологами. Был подтвержден раннекаменноугольный возраст части коллекции, для другой — допускался среднекаменноугольный возраст. Присутствие верхнекаменноугольных и пермских отложений не было подтверждено. Достоверные пермские отложения были обнаружены только в 1970—1971 гг. Г.И. Каменевой и Г.Е. Черняком.

К настоящему времени палеонтологически доказаны отложения турнейского, визейского, серпуховского и башкирского ярусов карбона, а также нижнего и верхнего отделов перми. Исходя из строения разреза и взаимоотношений со смежными комплексами, вероятно наличие всех ярусов каменноугольной и пермской систем.

За нижнюю границу верхнепалеозойского комплекса в настоящей работе принята подошва толщи фациально неустойчивых карбонатных, терригенных и эвапоритовых осадков. Верхний контакт с мезозойским комплексом фактически неизвестен. Пограничные толщи литологически неразличимы и не содержат окаменелостей, что в условиях напряженной тектоники допускает взаимоисключающие интерпретации.

Позднепалеозойские отложения разделяются на ряд толщ. По латерали комплекс расчленяется на южную и северную фациальные зоны с границей, проходящей примерно от мыса Птичий Базар на западе через водораздел Центральных гор в центре к м. Литке на восточном побережье.

**Нижнекаменноугольные отложения.** Нижнекаменноугольная толща мощностью до 350 м образована терригенными и карбонатными породами с эвапоритами, с кислыми и основ-

ными эффузивами. Толща с размывом залегает на девонских отложениях и согласно перекрывается ниже-среднекаменноугольными отложениями. Строение толщи меняется по площади ее распространения.

В стратиграфической схеме Н.А. Богданова, С.М. Тильмана и др. эти отложения включены в свиту Берри. Сюда же относятся и турнейско-визейские отложения Г.И. Каменевой [1975]. Пилларская свита О.Н. Иванова [1973] в районе г. Высокая по нашему мнению также является нижнекаменноугольной.

**Типовой район.** Типовым районом является бассейн левого притока р. Хищников в верхнем течении. Здесь по разным ручьям описаны разрезы отдельных частей толщи, надстраивая которые удается получить сводный разрез. Достоверность сводного разреза обеспечивается наличием местных маркеров и надежной интерпретацией геологической структуры участка. В типовом районе нижнекаменноугольные отложения делятся на две части: нижнюю терригенную и верхнюю терригенно-карбонатную гипсоносную (рис. 3.5, рис. 3.6).

**Контакты.** Нижнекаменноугольная толща залегает на девонских отложениях с размывом. Контакт наблюдался в обнажении на ручье Лагерном. Здесь на зеленых кремнисто-хлоритовых сланцах залегает пласт конгломерата и грубозернистого песчаника, который принимается за базальный горизонт нижнекаменноугольной толщи. По составу кластической части конгломератов в этом обнажении и на других участках устанавливается размыв подстилающих толщ (рис. 3.7). Верхняя граница проводится по подошве пачки известняков, с которой начинается разрез нормально морской нижне-верхнекаменноугольной толщи. В верховьях р. Хищников известняки согласно без перерыва перекрывают чередующиеся доломиты и известняки с эвапоритами. В бассейне р. Гусиная верхний контакт нижнекаменноугольной тол-



Рис. 3.5. Нижнекаменноугольная гипсоносная толща (светлое) в верховьях р. Хищников. Вид с востока.



Рис. 3.6. Обнажение нижнекаменноугольных гипсов (светлое), сланцев, алевролитов, песчаников в верховьях р. Хищников. Рис. 3.3, участок 8.

щи также, по-видимому, согласный. В верхнем течении р. Неизвестной кислые и основные эффузивы, относимые к нижнекаменноугольной толще, размыты перед отложениями известняков. В подошве известняков присутствуют конгломераты и конгломерато-брекчии с обломками непосредственно подстилающих эффузивов, либо рассеянная галька эффузивов (см. ниже).

**Распространение и структурная приуроченность.** Нижнекаменноугольная толща широко распространена на западе острова на правобережье р. Гусиной. Здесь она приурочена к крыльям и к погружению шарнира крупной антиклинали. В Мамонтовых горах толща предположительно выделяется в южном крыле и на западном погружении антиклинальной склад-

Рис. 3.7. Конгломераты и брекчии нижнекаменноугольной толщи. Обломки представлены местными породами: глинистыми сланцами, песчаниками, реже жильным кварцем и розовыми карбонатными породами. Центральные горы, верховья р. Сомнительной.



ки, ядро которой сложено врангелевским комплексом. На северных склонах гор Минеева эти отложения прослеживаются субширотной полосой в поднятом крыле надвига от р. Наша на востоке до р. Мамонтовая на западе. Далее на запад на правом берегу р. Мамонтовая толща обнажается в ядре нарушенной разломом антиклинали. Вдоль южных склонов Центральных гор толща прослеживается в истоках р. Хищников и ручья Хрустального в южном крыле антиклинальной складки. К западу и востоку от этого участка толща показана на карте совместно с девонскими отложениями так же, как в бассейне р. Красный Флаг и на северо-востоке Восточного плато. В верхнем течении р. Неизвестная нижнекаменноугольные отложения участвуют в строении серии складок восток-северо-восточного простирания с

сорванными по надвигам северо-западными крыльями.

**Возраст.** Нижнекаменноугольный возраст отложений определен палеонтологически.

В.Г. Ганелиным в верховьях р. Хищников на левом берегу ручья Лагерного обнаружены *Strophomenidae* gen. indet, крупные *Ductyoclostidae* gen. indet., *Rhynchonellidae* gen. indet., *Spiriferidae* gen. indet., по которым возраст вмещающих отложений определяются не древнее позднего турне. Из различных горизонтов толщи М.В. Ошурковой определены споры *Vallatisporites* sp., *Crassispora* sp., *Granulatisporites* sp., *Punctatisporites* sp., *Leiotriletes* sp., *Acantuozonotriletes* sp., *Densosporites* sp., обычные для карбона. Верхняя гипсоносная часть толщи содержит многочисленные остатки визейских кораллов: *Amplexus coralloides* (Sow), *Dibunophyllum* aff. *derbiense* Sibly, *Clisiophyllum* aff. *reticulatum* (Gorsky), *Gangamophyllum* sp., *Corwenia* aff. *regularis* Gorsky, *Corwenia* aff. *socialis* Gorsky (заключение Н.С. Кропачевой).

Из образцов М. Сесила и Дж. Харрисона Ч. Хендерсон определил конодонты *Gnathodus* aff. *delicatus*, указывающие на раннекаменноугольный, возможно, средне-позднетурнейский возраст вмещающих отложений (рис. 3.3, участок 52) [Хендерсон и др., 1991].

Таким образом, отложения охарактеризованы комплексами органических остатков раннекаменноугольного (турнейского? — визейского) возраста. Возраст верхней границы толщи требует обсуждения. Из верхней пачки типового разреза в верховьях левой составляющей р. Хищников собраны визейские кораллы. В 6 км восточнее по простиранию структуры в основании перекрывающей толщи известны верхнетурнейские брахиоподы. В нижнем течении р. Гусиной на правобережье базальные горизонты перекрывающей толщи, судя по брахиоподам, скорее всего относятся к верхнему турне. Отсюда следует, что возраст верхней границы нижнекаменноугольной толщи не может быть определен точнее, чем турнейско-визейский.

**Описание разрезов.** В типовом районе в верховьях р. Хищников разрез нижней части нижнекаменноугольной толщи описан по развалам и разрозненным коренным выходам в долине ручья Лагерного (рис. 3.3, участок 5). Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Конгломерат от валунного до мелкогалечного. Обломки окатанные и угловатые, представлены кварцитами, кварцитовидными песчаниками, кварцем, кремнистыми сланцами. В конгломератах присутствуют прослой крупнозернистого песчаника. Конгломерат залегает на сланцах, венчающих разрез девонс-

ких отложений, без признаков глубокого размыва. Мощность 5 м.

2. Переслаивание алевритистых хлоритокремнистых сланцев с песчаниками, гравелитами, конгломератами. Преобладают сланцы. Прослой грубозернистых пород достигают мощности 50 см. Мощность 45 м.

3. Песчаник массивный, серый, плотный, средне и крупнозернистый. Мощность 4 м.

4. Переслаивание розовато-серых песчаников от мелкозернистых до крупнозернистых и серых и розовато-серых сланцев и рассланцованных алевролитов. В нижней части в песчаниках встречается хорошо окатанная галька кремней до 4 см. Мощность прослоя 2—60 см. Мощность 45 м.

5. После незначительного перерыва обнажаются серые, зеленовато-серые сланцы с редкими прослоями песчаников мощностью до 20—30 см. По-видимому, к этой пачке относятся *Strophomenidae* gen. indet, крупные *Dictyoclostidae* gen. indet, *Spiriferidae* gen. indet., обнаруженные В.Г. Ганелиным в линзах известняков в 0,5 км к востоку от долины ручья. Мощность пачки около 50 м. Суммарная мощность в разрезе 150 м.

В 1,5 км к западу (рис. 3.3, участок 6) нижняя часть толщи представлена двумя пачками:

1. Розовато-серые разнозернистые песчаники с подчиненным количеством пестроцветных галечных и валунных конгломератов. Мощность 15—30 м.

2. Переслаивание серых и светло-серых розоватых мелко- и среднезернистых песчаников с подчиненным количеством глинистых и зеленых хлоритовых сланцев. Песчаники кварцполевошпатовые, с переменным количеством карбоната. Мощность пластов и прослоев 0,5—40 см. Незначительно преобладают песчаники. Присутствуют отдельные прослои (2—5 см) кварцевых гравелитов с гравийными зернами размером 2—3 мм. Видимая мощность 60 м. Далее не обнажено.

Еще в 1,5 км западнее (рис. 3.3, участок 7) в основании толщи находится пачка рассланцованных конгломератов мощностью 20 м. Конгломераты валунно-галечные, размер валунов до 20 см. В кластической части преобладают кварциты и кварцитовидные породы светло-серые и темно-вишневые, встречаются обломки катаклазированных кварцитов, обломки подстилающих характерных зеленых сланцев. Заполнителем служит кварцитовидный песчаник с кварцевым цементом с подчиненным количеством зерен плагиоклаза. В цементе признаков катаклаза не отмечается.

Таким образом, мощность грубообломочной базальной пачки и содержание псефитовых

обломков заметно меняется на незначительном расстоянии.

Разрез в верхней части толщи описан В.Г. Ганелиным в 5 км западнее ручья Лагерного (рис. 3.3, участок 8):

1. Доломиты среднеслоистые, зеленые и ржавые с поверхности выветривания, зеленые в свежем сколе, тонкозернистые, переслаивающиеся с тонкоплитчатыми глинистыми доломитами, доломитовыми мергелями и тонкими (до 1 см) прослойками зеленых глинистых сланцев. Видимая мощность 8 м.

2. Молочно-белый гипс с прослойками тонкоплитчатых доломитовых мергелей, аналогичных описанным выше. Мощность 6 м.

3. Известняки массивные, ноздреватые, серые, кремнистые, густо пронизанные сетью кальцитовых прожилок. Мощность 10 м.

4. Глинистые известняки тонкоплитчатые, светло-серые с одним прослоем молочно-белого гипса (1 м) в нижней части. Мощность 44 м.

5. Тонкое (миллиметровое) переслаивание доломитов и глинистых доломитов зеленого и кирпично-красного цвета, с тремя пластами гипса мощностью 0,3, 1,2 и 3,5. Мощность 16 м.

6. Известняки тонкозернистые, темно-серые до черных, тонкоплитчатые и листоватые. Мощность 4 м.

7. Доломиты тонкозернистые, зеленые, тонкоплитчатые до листоватых. Мощность 3 м.

Перерыв в обнажениях 25 м по мощности.

8. Переслаивание зеленых, темно-серых и кирпично-красных доломитов, образующих невыдержанные прослои от 1—2 см до 50 см мощностью. Среди них выклинивающиеся прослой (до 0,2 м) гравелита — мелкогалечного конгломерата. Кластическая часть состоит из хорошо окатанного кварца и кварцитов и остроугольных обломков пестрых сланцев и песчаников, погруженных в песчаный матрикс с глинисто-карбонатным цементом. Встречаются валуны сиреневых кварцитов диаметром до 0,2 м. Мощность 15 м.

9. Суглинок зеленого и желтого цветов с прослоем гипса 0,3 м. Мощность 1 м.

10. Тонкое (до 5 см) переслаивание зеленых и кирпично-красных доломитовых мергелей с оолитами и детритом раковин брахиопод в верхней части. Мощность 15 м.

11. Тонко параллельно слоистые известковистые доломиты и доломитистые мергели зеленовато- и розовато-серого цветов с остатками ругоз: *Amplexus coralloides* (Sow.), *Dibunophyllum* aff. *derbiense* Sibly, *Dibunophyllum* sp., *Clisiophyllum* aff. *reticulatum* (Gorsky), *Gangatophyllum* sp., *Corwenia* aff. *regularis* Gorsky, *C.* aff. *socialis* Gorsky. В кровле пачки местами располагаются неслоистые массивные светло-

серые кремнистые прокварцованные доломиты мощностью до 10 м. Мощность 30—40 м.

12. Переслаивающиеся желтоватые, белые, голубовато-серые суглинки, тонкоплитчатые щебенчатые серые доломиты и глинистые доломиты молочно-белые, желтоватые с поверхности рыхлые гипсы. Переслаивание нерегулярное. Мощность пластов и прослоев от 2—3 см до 3 м. Мощность 25 м.

Мощность в разрезе около 200 м.

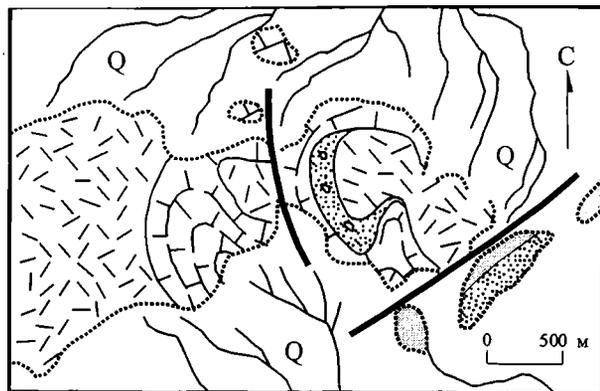
Полная мощность нижнекаменноугольных отложений в верховьях р. Хищников по сумме двух приведенных разрезов составляет 350 м.

На западе острова в бассейне р. Гусиная нижнекаменноугольные отложения прослеживаются по развалам и отдельным коренным выходам. Они представлены пестроцветными конгломератами и аркозовыми песчаниками, с линзами сахаровидных белых существенно кварцевых песчаников, зелеными сланцами, прослоями гипсов. Конгломераты от крупноглыбовых до мелкогалечных, нередко с хорошо окатанными обломками. Сортировка обломочной части плохая. Среди обломков наиболее характерны белые и красные кварциты и зеленые и зеленовато-серые сланцы. Мощность толщи не превышает первых сотен метров.

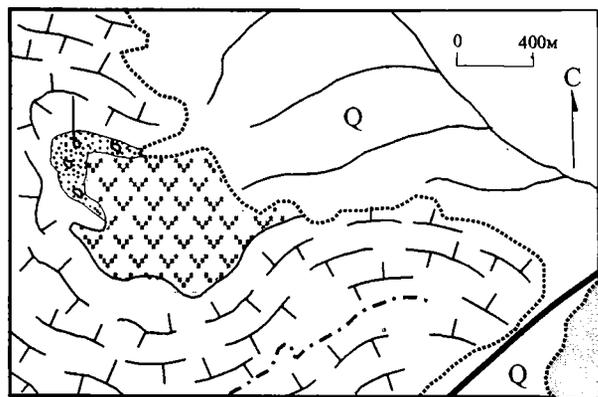
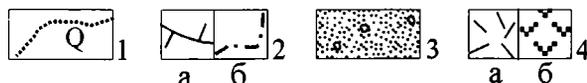
В верхнем течении р. Неизвестная и на междуречье Неизвестная — Красный Флаг в составе нижнекаменноугольной толщи широко развиты основные и кислые эффузивы (рис. 3.8), которые рассматривались Г.И. Каменевой как протерозойские и нижнекембрийские, а К.С. Агеевым включались в состав киберской свиты среднекаменноугольного возраста.

В пользу принадлежности эффузивов к нижнему карбону говорит то обстоятельство, что они ассоциируют с пестроцветными конгломератами, подобными пестроцветным терригенным пачкам, характерным для нижнекаменноугольной толщи в типовых районах ее распространения, и перекрыты ниже-верхнекаменноугольной карбонатной толщей с размывом и конгломератами в основании. Эффузивы основного состава встречаются также совместно с грубообломочными породами в элювии вблизи стратиграфического контакта нижнекаменноугольной толщ на правом берегу р. Красный Флаг в верхнем течении. Форма обломков эффузивов и характер распространения в элювии исключает их происхождение из кластической части вмещающих конгломератов. Мощность эффузивных пачек в верхнем течении р. Неизвестная вряд ли превышает 100—200 м.

На востоке в районе мыса Уэринг к нижнекаменноугольным отложениям отнесена толща пестрых брекчий, доломитов и сланцев,



Участок 14



Участок 15

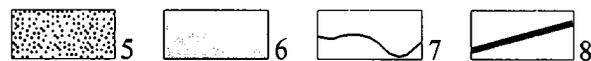


Рис. 3.8. Схематические геологические карты участков распространения вулканических пород в верхнем течении р. Неизвестной.

1 — современные рыхлые осадки и граница их распространения; 2 — ниже-верхнекаменноугольные: а — доломитизированные известняки, б — песчаники и алевриты; 3 — ниже-верхнекаменноугольные конгломераты; 4 — нижекаменноугольные вулканы: а — кислого, б — основного состава; 5 — девонские песчаники; 6 — девонские сланцы; 7 — геологические границы; 8 — разломы.

располагающаяся в структуре ниже доломитизированных биогермных известняков. Обломки в брекчиях представлены сланцами, кварцитами, доломитами.

Таким образом, нижекаменноугольные отложения характеризуются значительной фациальной изменчивостью по площади. В типовом районе по левому притоку р. Хищников толща отчетливо делится на нижнюю терригенную часть и верхнюю существенно карбонатную гипсоносную часть. На расстоянии в первые километры в западном направлении в пределах этого участка в нижней части заметно увеличивается количество псефитового материала. На правом берегу р. Хищников в истоках и в районе г. Высокой появляется мощная пачка тонкообломочных пород. Верхняя карбонатная часть здесь проявлена неотчетливо, гипсы не обнаружены. На западе толща представлена терригенными породами, включая пестроцветные конгломераты. Гипсы здесь встречены среди терригенных пород, а карбонатная пачка не обнаружена. В верховьях р. Неизвестная толща содержит кислые и основные эффузивы и терригенные породы с характерными пестроцветными конгломератами, а эвапориты не встречены.

**Мощность.** Мощности нижекаменноугольных отложений достоверно оценена по левому притоку р. Хищников в истоках и составляет примерно 350 м.

**Нижне-верхнекаменноугольные отложения.** Нижне-верхнекаменноугольные отложения представлены зернистыми, пелитоморфными

и биоморфными известняками с подчиненным количеством алевритовых и глинистых пород. Выделены северная и южная фациальные зоны, различающиеся соотношением карбонатных и терригенных пород. Для северной зоны характерны мелководные известняки с биогермами, в южной зоне широко распространены глинисто-карбонатные более глубоководные отложения. В стратиграфической схеме О.Н. Иванова каменноугольным отложениям отвечает уэрингская свита, в схеме Ю.Г. Рогозова они представлены верхней подсвитой юнонской свиты, Г.И. Каменевой [1975] они рассматриваются как отложения турнейского, визейского, намюрского, башкирского и московского ярусов. Из местных стратиграфических подразделений, предложенных К.С. Агеевым, этой толще соответствуют гусинореченская и киберская свиты, а также известняки турнейско-визейского возраста.

На участках детальных работ 1986—1988 гг. В.Г. Ганелин выделил ряд толщ с собственными названиями.

**Типовой район.** Типовым районом ниже-верхнекаменноугольной толщи являются верховья р. Хищников (рис. 3.3, участок 17), где она наблюдалась в разрозненных коренных выходах и элювиально-делювиальных развалах, однако палеонтологический и структурный контроль позволяют быть уверенным в общей стратиграфической последовательности.

**Контакты.** Нижняя стратиграфическая граница каменноугольной толщи проводится по подошве первой мощной пачки морских изве-

стняков (рис. 3.9). Эти известняки перекрывают фациально различные отложения согласно либо с размывом и стратиграфическим перерывом. Возраст базальной пачки известняков меняется в пределах раннего-среднего карбона. На западе северной фациальной зоны на правом берегу р. Гусиная в нижнем течении в 10 км от устья нижний контакт каменноугольной толщи прослежен на местности по простирацию более чем на 1,5 км (рис. 3.3, участок 4). Здесь на пачку пестрых конгломератов налегают известняки. В кровле конгломератовой пачки присутствуют зеленые конгломераты и ярко зеленые сланцы, образующие мелкощебенчатые высыпки. Выше по разрезу следуют черные и темно-серые пелитоморфные и тонкозернистые плитчатые рассланцованные известняки мощностью около 40—50 м. В известняках обильны кораллы, брахиоподы, мшанки, членики криноидей, встречаются гастроподы. Среди брахиопод определены *Stenosisma* sp. и *Spirifer* ex gr. *kasachstanensis* Simorin, 1936. Последняя форма известна из верхнего турне и визе Карагандинского бассейна (заключение Т.А. Грунт). Черные плитчатые известняки сменяются массивными, грубослоистыми, серыми крупнозернистыми до мелкозернистыми известняками мощностью в отдельных скальных выходах до 3 м. Судя по развалам, мощность пачки массивных известняков может достигать 40 м. Далее разрез составить невозможно по условиям обнаженности. Кроме того, что эти три пачки прослежены по высыпкам и разрозненным выходам в маршруте, они хорошо видны на аэрофотоснимках. Признаков существенных разрывных смещений не усматривается, и можно достаточно уверенно считать, что имеет место нормальная стратиграфическая последовательность. При этом конгломераты относятся к нижнекаменноугольной толще, черные известняки принимаются за базальную пачку нижневерхнекаменноугольной толщи.

В центральной части северной фациальной зоны нижний контакт известняков уверенно прослеживается по элювиально-делювиальным развалам и дешифрируется на аэрофотоснимках. На левобережье верхнего течения р. Неизвестной на северо-

Рис. 3.9. Налегание известняков нижне-верхнекаменноугольной толщи (темное, верхняя часть склона) на гипсоносную пачку нижнекаменноугольной толщи (светлое основание склона) в верховьях р. Хищников. Вид с востока. Участок 17, рис. 3.3.



восточном отроге г. Первая по элювиальным развалам и разрозненным коренным выходам картируются поля распространения нижневерхнекаменноугольных известняков (рис. 3.3, участок 14; рис. 3.8). Поверхность контакта непосредственно в обнажениях не наблюдалась, однако среди известняков вблизи контакта встречаются конгломераты с обильной галькой и обломками кислых эффузивов в известняковом матриксе, а также рассеянная галька и обломки кислых эффузивов в известняках. Обычно галька флюидальных эффузивов, характерных для подстилающей толщи. Единичные наблюдения за ориентировкой слоистости в известняках показывают, что известняки залегают структурно и стратиграфически выше обнажающихся севернее кислых лав.

В 4 км севернее восточный склон отдельной высоты осложнен депрессией, образующей открытый к северо-востоку амфитеатр (рис. 3.3, участок 15, рис. 3.8). В днище амфитеатра распространены глыбовые развалы с коренными выходами базальтов, его склоны образованы развалами и осыпями известняков с редкими коренными выходами. У подножья часто наблюдаются обломки и иногда встречаются коренные выходы базальтов. В северо-западной части амфитеатра вдоль контакта известняков и базальтов на протяжении 1,5 км прослеживаются грубообломочные породы: конгломераты, конгломерато-брекчии, брекчии, а также известняки с рассеянными карбонатными обломками. Известняковые конгломерато-брекчии сложены галькой, гравием и валунами серого зернистого известняка в карбонатном цементе. По простирацию контакта они сменяются красными конгломератами с галькой и гравием кварца, кварцитов и кварцитовидных песчаников до 40 см в диаметре, а также туфогенных либо эффузивных пород красного, зеленого и темно-зеленого цветов, среди которых

отмечены кислые эффузивы. Еще далее в осыпях с конгломератами соседствуют карбонатные брекчии, сложенные окатанными и почти не окатанными обломками серых известняков и доломитов в красном карбонатном цементе. Количественные соотношения обломков и цемента в породе резко непостоянны. Наблюдается преемственность по составу обломков и характеристикам цемента от красных конгломератов к известняковым брекчиям с красным цементом и далее к криноидным известнякам с обломками эффузивных пород. В нижней части известняков встречаются тонкие прослойки красной алеврито-глинистой породы. В ряде случаев из-под известняков вымывается ярко оранжевый глинистый материал. Оранжевый и красный глинистый налет на породах обычен в зоне контакта. Таким образом, налегание известняков с размывом на толщу, содержащую основные и кислые эффузивы, устанавливается уверенно. Обилие глинистого ярко оранжевого материала в зоне контакта, красная окраска пород свидетельствует об интенсивном химическом выветривании подстилающего комплекса перед отложением известняков.

Разрез базального горизонта ниже-верхнекаменноугольной карбонатной толщи описан В.Г. Ганелиным на правом берегу р. Неизвестной в среднем течении на склоне северо-западной оконечности плато (рис. 3.3, участок 16). Здесь непосредственно выше базальтов располагается крупнообломочная брекчия, состоящая преимущественно из совершенно не окатанных, угловатых обломков тех же зеленых базальтов и, в меньшем количестве, также угловатых светлых обломков кварцитов и кварца. Обломки составляют 60—70% породы. Они погружены в псаммитовый зеленый матрикс базальтового материала. Мощность брекчий около 3—4 м. Вверх по разрезу брекчия переходит в крупногалечный конгломерат, сложенный окатанными гальками базальтов и кварца до 5 см, с тем же зеленым псаммитовым матриком. Мощность 2 м. Непосредственно выше располагается пачка 3—4 м кварцевых гравелитов, переходящих в близкие им по облику мелкогалечные конгломераты. Вверх по разрезу пачки кремнисто-кварцевый цемент гравелитов замещается известковистым, и они постепенно переходят в известняки с фауной фораминифер среднего карбона: *Endothyra* cf. *mosquensis* Reitl., *Pseudoendothyra* sp., *Eostaffella* sp., *E.postmosquensis* Kir. *Ozawainella* sp., *Pseudostaffella* sp., *Globivalvulina* sp.

На востоке северной фациальной зоны нижний стратиграфический контакт толщи прослежен в истоках р. Насхок вдоль северного невысокого увала, протягивающегося в широт-

ном направлении на 8 км (рис. 3.4). Гребень увала представлен цепочкой обособленных вершин, склоны ступенчатые. Водораздельные вершины и южный склон сложены кварцито-видными песчаниками и сланцами неразделенных отложений девона и нижнего карбона. Седловины, выровненная поверхность и северный склон подстилаются ниже-верхнекаменноугольными известняками. Севернее в низменной тундре распространены сланцы и песчаники пермского возраста. Судя по замечаниям ориентировки слоистости и конфигурации контакта, отложения находятся в опрокинутом залегании и структурно согласно полого падают к югу.

Подосва ниже-верхнекаменноугольной толщи обнажена в основании северного склона увала (рис. 3.3, участок 11). Верхняя часть склона высотой около 50 м образована скальными выходами кварцито-видных песчаников и сланцев с гравелитами. В нижней части склона выделяется 2—3 м пачка зеленоватых и зеленовато-серых рассланцованных песчаных сланцев, в кровле которой присутствует 2 см прослойки филлитовидного сланца. Далее следуют известняки серые, плотные тонкозернистые, тонкослоистые, рассланцованные по слоистости, содержащие на интервалах 3—4 см невыдержанные нерегулярные прослойки 1—2 мм тонкоплитчатых известково-глинистых сланцев с шелковистой поверхностью. В известняках встречаются редкие членики криноидей. Мощность этих известняков около 0,5 м. Стратиграфически выше они сменяются в коренном обнажении более грубослоистыми серыми пелитоморфными и зернистыми криноидными известняками с бурой корочкой выветривания. Видимая мощность в обнажении 5 м. Далее к северу выровненная горизонтальная площадка шириной 0,5 км покрыта развалами разнообразных известняков с остатками криноидей, мшанок, кораллов.

Примерно в 30 м к западу в том же скальном обнажении базальный горизонт карбонатной толщи выглядит несколько иначе. Здесь наблюдаются массивные доломитизированные известняки с плохо окатанными обломками белого и водянистого кварца, а также плоскими обломочками филлитов, аналогичных филлитам из подстилающей толщи. Размер обломков 2—4 мм, иногда до 1—2 см. При приближении к контакту с терригенной толщей количество обломков увеличивается до 50% объема породы.

Среди развалов известняков вдоль контакта встречаются конгломераты, гравелиты и известняки с обломками подстилающих отложений. Грубообломочные породы разнообразны:

валунные конгломераты, состоящие из хорошо окатанных валунов до 30 см и гальки белых кварцитов, не сортированных по размеру, в грубозернистом песчаниковом матриксе с карбонатным цементом; пестрые и красные конгломераты с галькой и валунами белого кварца и слюдисто-хлоритовых кремнистых сланцев в хлорито-слюдисто-кремнистом рассланцованном цементе; известняковые гравелиты, переходящие в грубозернистые песчаники и состоящие из угловатых и угловато-окатанных обломков молочно-белого кварца в цементе серого зернистого известняка с криноидеями; известняки с плитчатыми рассеянными обломками хлорито-слюдисто-кремнистых сланцев; мелкогалечные конгломераты с плохо окатанными плоскими обломками сланцев в кварц-карбонатном цементе.

Приведенные данные свидетельствуют о налегании ниже-верхнекаменноугольной толщи на подстилающие отложения с размывом и позволяют рассматривать их контакт на этом участке как стратиграфический.

В южной фациальной зоне в верховьях р. Хищников известняки налегают на слоистую пачку белых гипсов, тонкоплитчатых глинистых серых доломитов, белесых голубоватых и желтых суглинков мощностью около 25 м. Эта пачка резко контрастирует с перекрывающими известняками, благодаря чему контакт надежно прослеживается на местности. Стратиграфические взаимоотношения толщ, по-видимому, согласные. Во всяком случае переход от лагунной гипсоносной пачки к нормально морским известнякам не требует наличия перерыва между толщами. Иной точки зрения придерживается В.Г. Ганелин. Принимая гипсоносную пестроцветную пачку за кору выветривания, он приходит к мнению о наличии стратиграфического перерыва перед отложением морской известняковой толщи.

Граница с перекрывающими пермскими отложениями согласная. Она проводится по смене в разрезе карбонатных либо терригенно-карбонатных отложений терригенными пачками. Смена может быть резкой либо сравнительно постепенной. Постепенный переход наблюдался в верховьях р. Хищников, где верхняя часть ниже-верхнекаменноугольной толщи образована чередующимися в равных соотношениях известняками и глинистыми сланцами, и граница проводится по подошве перекрывающей пачки однообразных глинистых сланцев мощностью 250 м. Резкий согласный контакт описан В.Г. Ганелиным на западе острова в районе мыса Птичий Базар (рис. 3.3, участок 18). Здесь на биогермные известняки мощностью 80—100 м налегают песчаники, относимые к перми.

**Распространение и структурная приуроченность.** Ниже-верхнекаменноугольные отложения на юге острова практически непрерывно прослеживаются в полосе между выходами древних комплексов и обширной областью распространения триаса от мыса Птичий Базар на западе до мыса Уэринг на востоке, участвуя в общем погружении структуры к югу. В осевой зоне, маркируемой выходами древнейших комплексов — правобережье р. Гусиная, Мамонтовые горы, Центральные Горы — ниже-верхнекаменноугольная толща распространена прерывисто. Здесь она приурочена к мульдам синклиналей, седловинам и крыльям складок низших порядков. Севернее ее поля становятся более обширными, и их сложная конфигурация отражает изменения в общем простираии и погружениях структуры. В Тундре Академии ниже-верхнекаменноугольные отложения могут быть встречены под кайнозойскими осадками. На юге острова их наличие под кайнозойским покровом прибрежной равнины мало вероятно.

**Возраст.** Ранне-среднекаменноугольный возраст нижней толщи верхнепалеозойского комплекса определен палеонтологически. На правобережье р. Гусиная в нижнем течении из базальной пачки известняков Г.А. Грунт определен *Spirifer ex.gr. kasachstanensis* Simorin, известный из верхнетурнейских — визейских отложений Карагандинского бассейна. На левобережье р. Гусиная в известняках собрана коллекция визейских-серпуховских брахиопод: *Derbyia carteri* Cooper et Grunt, *Tubaria rectorita* Sar., *Reticularia ivanovi* (Lap.), *R. uralica* (Tschern), *Kutorginella novosemliensis* Kal., *Chaoiella bathycolops* (Schellw.), *Pleurohorridonia carbonaria* Kalasch., *Marginiferra* sp., *Sajakella martianovi* (Lap.), *Flucturia neoundata* Miron., *Linoproductus coralineatus* Nikitin, *L. cf. tenuiliratus* Step., *Purdonella praenikitini* Kalaschn., *Composita* sp., *Ambo-coelia* sp. (определение В.Г. Ганелина). На южной оконечности мыса Птичий Базар Т.А. Грунт, В.Г. Ганелиным и А.В. Матвеевым собраны брахиоподы: *Waagenoconcha* sp. indet., *Juresania* aff. *juresanensis* (Tschern.), *Calliprotonia sterlitamakensis* (Step.), ? *Urustenia* sp. indet., *Fluctuarium neoundata* Mir., *Linoproductus coralineatus* Ivan., *Tubaria rectorita* Sar., *Chaoiella* sp. indet., *Larispirifer ex gr. ripheicus* (Einor), *Neospirifer prima* Einor, *N. fasciger* Keys., *Beecheria* sp. (определение В.Г. Ганелина), а также гониатиты *Phanero-ceras lenticulare* P. et S., *Syngastrioceras constrictum* Nass., *Aclistoceras* sp. nov., *Trettinoceras* sp. nov., *Diaboloceras?* sp., *Glaphyrites* sp. nov. В заключении по гониатитам М.Ф. Богословская пишет: «наиболее вероятно, что эта генозона *Diaboloceras* — *Axinolobus*. Не исключено, что с генозоной

я ошибаюсь. Каяльский возраст сомнений не вызывает».

В стратотипическом районе в верховьях р. Хищников Г.Е. Черняком в основании толщи обнаружена *Fusella ex.gr.ussiensis* (Tolm) и *Brachythyris* aff. *peculiaris* (Sw), характерные для верхнего турне. Из более высоких слоев Ю.Г. Рогозовым определен визейский *Dibunophyllum* cf. *terbinatum* McCoy.

В верхней части из коллекции В.Г. Ганелина, М.М. Богословской определены *Gastroceras* cf. *glenisteri* Nassichuk, *Neoicoceras* sp., *Clistoceras* sp., *Goniobocerotoides* sp.,? *Diaboloceras*, по которым вмещающие породы относятся к середине башкирского яруса (каяльский ярус). Имеющиеся заключения по фораминиферам А.В. Матвеева согласуются с выводами по другим группам фауны.

Заключение Г.Е. Черняка о верхнетурнейском возрасте нижних горизонтов толщи находится в противоречии с наличием в подстилающих отложениях визейских ругоз (см. выше). Это противоречие, по-видимому, отражает недостаточную изученность комплексов окаменелостей в регионе.

В верховьях р. Наша обнаружены *Gigantoproductus* sp., *Plicatifera* aff. *plicatilis* (Sow.), *Brachythyris* cf. *gracilis* (Phill). В бассейне верхнего течения р. Хищников в 5 км к северо-востоку от г. Высокая найдены остатки *Veekolla* cf. *thomasi* Jan. По этим окаменелостям вмещающие породы относятся к серпуховскому ярусу (сборы и заключение Г.Е. Черняка).

В бассейне рек Неизвестная и Красный Флаг толща содержит богатый комплекс среднекаменноугольных брахиопод в различных точках: *Buxtonia* aff. *mosqensis* Ivan., *Calliprotonia sterlitamakensis* (Step.), *Juresania* aff. *juresanensis* (Tschern), *Tolmatchoffia* cf. *tenuicostata* Ustr., *Tubaria* cf. *rectangula* Sar., *Kutorginella novozemelica* Kalasch., *Marginifera* sp. indet.,? *Urushenia* sp. indet, *Fluctuaria neoundata* Miron., *Linoproductus* sp., *Meristorigma paichoica* Kalasch., *Choristites dilatatus* Fisch., *Larispirifer* aff. *acuta* (Einor), *L.gibba* (Einor), *Brachythyrina* sp. ex gr. *lyra* (Kutorga), *Neospirifer* cf. *fasciger* Keys., *N. poststriatus* Nikitin, *Composita* cf. *trinuclea* Hall. *Composita* sp. (заключение В.Г. Ганелина).

В образцах М. Сесила и Дж. Харрисона Ч. Хендерсон определил конодонты в двух пунктах. В известняках мыса Птичий Базар (рис. 3.3, участок 18), отобранных в 20 м ниже контакта с пермской толщей, установлены *Idiognathoides marginodosus* морфотип В, *Neognathodus* cf. *bothrops*, *Streptognathodus* aff. *gracilis*, *S.* cf. *elegantulus*, *Adetognathus* (?) sp. В верховьях р. Хищников (рис. 3.3, участок 53) в 80—100 м ниже контакта с пермскими отложениями об-

наружены *Idiognathoides* cf. *marginodosus* морфотип С, *Idiognathodus delicatus*, *Streptognathodus* sp. (indet. juvenile). Возраст отложений по конодонтам ранне-среднемосковский.

Таким образом палеонтологически установлены аналоги верхов турнейского яруса, визейского, серпуховского, башкирского и московского ярусов.

**Описание разреза, вещественный состав, изменение по площади.** Строение толщи детально изучено В.Г. Ганелиным и А.В. Матвеевым в южной фациальной зоне в верховьях р. Хищников (рис. 3.3, участок 17). Здесь породы падают к югу, образуя моноклираль, осложненную мелкими складками и разломами. Разрез описан по разрозненным выходам и элювиально-делювиальным развалам и по существу является сводным для участка. Достоверность разреза контролируется палеонтологически, а также отчетливым представлением о геологической структуре участка. Возможны неточности, обусловленные перерывами в обнажениях и не поддающимися расшифровке осложнениями структуры.

На пестроцветные гипсоносные отложения нижнего карбона налегают:

1. Переслаивающиеся тонколистватые темно-серые глинистые известняки и известковистые аргиллиты с тонкими (0,1 м) прослоями массивных темно-серых известняков. Мощность 40 м.

2. Известняки криноидные, детритовые, неясно-грубослоистые, линзовидно-слоистые, с рассеянными одиночными ругозами, среди которых определены *Corwenia* ex gr. *minor* Yu. Мощность 6—7 м.

3. Известняки тонкозернистые, темно-серые, тонкоплитчатые до листоватых с прослоями до 1 м светло-серых детритовых криноидных известняков. Мощность 25 м.

Перерыв 15 м по мощности.

4. Известняки тонкозернистые, темно-серые тонкоплитчатые до листоватых с прослоями до 0,5 м светло-серых зернистых доломитов. Мощность 20 м

Перерыв 25 м по мощности.

5. Известняки тонкозернистые, темно-серые, тонкоплитчатые до листоватых с линзовидными пластами массивных грубозернистых криноидных известняков до 2 м. Мощность 20 м.

Перерыв 25 м по мощности.

6. Известняки и глинистые известняки тонкозернистые и пелитоморфные, темно-серые, тонкоплитчатые до листоватых с прослоями и линзами серых и светло-серых зернистых криноидных известняков (0,1—0,3 м, редко до 2 м), в нижней части с прослоями охристых суглинков. Мощность 100 м.

7. Чередование неяснослоистых плотных кристаллически зернистых серых известняков (0,02—0,2 м), листоватых рассланцованных известняков (0,5—1,0 м) и криноидных зернистых известняков (0,3—0,5 м). Мощность 18—20 м.

8. Тонко рассланцованные черные известковистые глинистые сланцы с единичными прослоями серого зернистого известняка (до 0,4 м). Мощность 7 м.

9. Чередование (0,05—0,5 м) тонкозернистых темно-серых и черных неяснослоистых до листоватых известняков с криноидными детритовыми известняками. В нижней части линзы и прослои черных кремней. Количество криноидных известняков нарастает вверх по разрезу. Мощность 13—20 м.

10. Известняки белые на выветрелой поверхности от детритовых криноидных массивных до листоватых пелитоморфных. Мощность 10 м.

11 Известняки темно-серые, битуминозные, тонкозернистые, неяснослоистые. Мощность 10 м.

Перерыв в наблюдениях 20 м по мощности.

12. Известняки темно-серые и черные тонкозернистые и пелитоморфные, плитчатые до листоватых, с отдельными пластинами и прослоями детритовых криноидных известняков до 4 м. Мощность 35 м.

13. Криноидные детритовые известняки массивные и рассланцованные, белые в основании пачки. Мощность 43 м.

14. Известняки темно-серые, тонкозернистые и пелитоморфные, тонко рассланцованные и массивные с прослоями темно-серых до черных кремней 2—5 см. В нижней части единичные фораминиферы *Planoarchaediscus stillus* Grozdilova et Lebedeva. Мощность 65 м.

15. Рассланцованные зеленые глинисто-алевритовые породы с тонкими прослойками и линзами серых известняков. Присутствуют прослойки (2—3 см) с гравием и мелкой галькой кварца и кремней. В основании пачки залегает пласт (1,5 м) мелкогалечного конгломерата, состоящего из зеленой песчано-алевритистой известковистой основной массы и плохо окатанных галек (40%) черных кремней и кварца. Мощность 8 м.

16. Линзовидно пластующиеся детритовые и тонкозернистые известняки. В нижней половине пачки — массивные, в верхней — рассланцованные. Детритовые известняки грубозернистые, криноидные с члениками и стеблями криноидей до 1—1,2 см в диаметре. Детритовые известняки линзовидно переслаиваются с тонкозернистыми известняками, местами образуя быстро выклинивающиеся линзы мощностью до 2—2,5 м. Вся пачка насыщена прослоями и конкрециями черных кремней. В сред-

ней части присутствуют прослои (0,2—0,3 м) черных глинистых сланцев. В нижней части многочисленны крупные одиночные и колониальные ругозы плохой сохранности. Здесь же немногочисленные плохой сохранности брахиоподы, среди которых узнаются *Schizophoria resupinata* Mart. и мелкие неопределимые продуктиды. В верхней части пачки единичные колониальные ругозы, ветвистые колонии мшанок и единичные брахиоподы, среди которых присутствуют строфомениды и диктиоклостиды. Мощность 38 м.

17. Чередование черных глинистых сланцев (4—5 м) и криноидных детритовых известняков. Известняки образуют сантиметровые прослои в сланцах и отдельные пластины до 1,5—2 м. Мощность 18 м.

18. Известняки розоватые, желтоватые, зеленоватые детритовые, криноидные массивные и тонко-волнистослоистые. Мощность 20 м.

19. Переслаивание известняков и глинистых сланцев. Известняки массивные от тонко до грубопластовых (0,05—0,5 м) серые, детритовые криноидные с очень крупными до 1,2 см в диаметре члениками криноидей. Обильны линзы черных кремней. Глинистые сланцы подчинены известнякам. Это черные, зеленовато-серые и светло-серые породы. Они образуют прослои до 0,3—0,5 м. Количество и мощность прослоев растет вверх по разрезу пачки. В известняках присутствуют фораминиферы: *Pseudostafella* ex gr. *gorskyi* (Dutk.), *Ps. irinovkensis* Leont., *Ps. ex gr. ozawai* Lee et Chen, *Ps. antiqua* (Dutk.), *Ps. subquadrata* Grozd. et Leb., *Eostaffella mirifica* Brazhn., *Endothyra* ex gr. *simplex* Rauser et Reitl., *E. rzhevica* Reitl., *Pseudoendothyra* sp., *Millerella imbicata* Kir., *Ozawainella* sp., *Palaeotextularia* sp., *Climacammina procera* (Reitl.), *Tetrataxis convexa* (Mal.), *Bradyina cribrostomata* Leb. Мощность 30 м.

20. Глинистые сланцы и известняки. В отличие от подстилающей в этой пачке преобладают сланцы. Сланцы на выветрелой поверхности густо-зеленые, салатные, желтые, серые, голубоватые. В сланцах часто встречаются обломки аргиллитов, черных кремней, криноидей, иногда известняков размером до 2 см. Часты прослои (5—10 см) глинистых криноидных известняков. В пачке присутствуют два пласта (3 и 5 м) бурых с поверхности известняков. Известняки горизонтально-волнисто- и косослоистые. Слоистость очень тонкая за счет чередования материала различной зернистости. В пачке собраны аммоноидеи, среди которых определены *Gastrioceras* cf. *glenisteri* Nassichuk, *Neococeras* sp., *Clistoceras* sp., *Gonioloceratoides* sp., ? *Diaboloceras* sp. (заключение М.Ф.Богословской). Мощность 50 м.

21. Однообразные черные глинистые сланцы с отдельными прослоями (1—5 см, редко до 30 см) тонкозернистых серых известняков, насыщенных мелкодисперсным пиритом с многочисленными лепешковидными конкрециями пирита 3—40 × 2—3 см. Мощность 150 м.

22. Переслаивание известняков (5—20 м) и черных глинистых сланцев (3—5 м). В нижней части преобладают известняки. В верхней части известняки и сланцы находятся в равных соотношениях. Известняки органогенно-детритовые, шламовые, криноидные. Мощность 250 м.

23. Однообразные черные глинистые сланцы, подобные пачке 21. Мощность 140 м.

24. Чередование известняков криноидных, детритовых, редко тонкозернистых (до 2,5 м) и черных глинистых сланцев (1—6 м). Известняки преобладают. Мощность 150 м.

25. Чередование по 0,5—1,5 м известняков с черными глинистыми сланцами и зеленоватыми аргиллитами. Сланцы несколько преобладают. Известняки средне- и тонкозернистые, детритовые, криноидные. В верхней части обломки колоний хететид, мелких ругоз. Мощность 70 м.

Суммарная мощность толщи в этом разрезе 1400—1500 м.

На западе южной фациальной зоны в отличие от типового района в составе нижне-верхнекаменноугольной толщи присутствуют биогермные известняки. Они обнажаются на крыльях синклинальной складки, выполненной терригенными породами пермской толщи. В северном крыле биогермные известняки слагают утес мыса Птичий базар. Здесь их мощность оценивается в 80—100 м. В южном крыле складки мощность тела биогермных известняков составляет 5—25 м. Известняки волнисто слоистые и линзовидно слоистые. Мощность отдельных пластов увеличивается от 0,5 до 5 м на протяжении 8—10 м. Известняки серые, светло-серые, буровато-серые, иногда розоватые, часто очень тонкозернистые, криноидно-водорослевые, с хорошо выраженной водорослевой текстурой. Повсеместно наблюдаются слоевища водорослей длиной 3—4 см, ориентированные по напластованию. Местами они образуют сложную узорчатую мозаику из причудливо переплетающихся крустификационных каемок. Повсеместно присутствуют членики криноидей, местами ругозы, многочисленные брахиоподы, гониатиты.

Близ кровли толщи на утесе Птичий Базар (рис. 3.3, участок 18) В.Г.Ганелиным совместно с Т.А.Грунт собраны брахиоподы: *?Waagenoconcha* sp. indet., *Juresania* aff. *juresanensis* (Tschern.), *Calliprotonia sterlitamakensis* (Step.), *?Urushtenia* sp. ind., *Fluctuaria neoundata* Mir.,

*Linoproductus coralineatus* Ivan., *Tubaria rectaurita* Sar., *Chaoiella* sp. indet., *Larispirifer* ex gr. *ripheicus* (Einor), *Neospirifer prima* Einor, *N. fasciger* Keys., *Beecheria* sp. (определения В.Г.Ганелина), а также гониатиты *Phaneroceras lenticulare* P. et S., *Syngastrioceras constrictum* Nass., *Aclistoceras* sp. nov., *Trettinoceras* sp. nov., *Diaboloceras?* sp., *Glaphyrites* sp. nov. (определения М.Ф. Богословской)

На востоке южной фациальной зоны нижне-верхнекаменноугольная толща слагает массив мыса Уэринг, где она образует двухсотметровые скалы, обрывающиеся в море, и обнажается в ряде других мест. Основную роль в составе нижней части толщи играют доломиты, по-видимому вторичные по биогермным известнякам. Доломиты, как правило, неслоистые, очень крепкие, светло-серые, белые, местами зеленоватые, желтоватые, розоватые, сургучно-красные. Породы окремнены и прокварцованы. Местами крупные участки нацело замещены серыми кремнями. Встречаются жеоды с горным хрусталем. Несмотря на сильную измененность пород, повсеместно встречаются реликты первичной органогенной структуры, представленные крустификационными каемками, плохо сохранившимися остатками водорослевых слоевищ, которые нередко облекают обломки в брекчиевидных разностях доломитов. Часто встречаются трубчатые образования, принадлежащие, по-видимому, каким-то гидроидным животным. Нередки плохо сохранившиеся остатки мелких колоний сиригопорид, членики и фрагменты стеблей криноидей. Изредка встречаются обломки раковин спириферид, в частности *Palaechoristites* cf. *subgrandis* (Rotay). Вверх по разрезу породы приобретают неясно выраженную слоистость за счет чередования с существенно кремнистыми разновидностями. Одновременно среди доломитов появляются известняки. Верхняя часть толщи обнажается на юге массива мыса Уэринг. Она сложена песчанистыми известняками тонко- и среднезернистыми, местами криноидными, содержащими прослой черных глинистых сланцев, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Мощность толщи в районе мыса Уэринг оценивается в 400—500 м. Выше согласно с постепенным переходом залегают пермские отложения.

В северной фациальной зоне нижне-верхнекаменноугольная толща прослеживается от нижнего течения р. Гусиной на западе до верховьев р. Насхок на востоке. Нижние горизонты и налегание известняков на нижнекаменноугольные конгломераты описаны по правому притоку р. Гусиная в 10 км выше устья (см. выше). Базальная пачка известняков с многочисленными кораллами, перекрывающая кон-

гломератовую пачку, надежно прослеживается между лагуной Кмо и приустьевой частью р. Гусиная. Наиболее полный разрез описан В.Г.Ганелиным по элювиально-делювиальным развалам и по отдельным коренным выходам по правому борту долины р. Гусиная в 12—15 км от устья (рис. 3.3, участок 29). Здесь в стратиграфической последовательности залегают:

1. Неясноплитчатые алевритистые известняки серой, желтоватой, розовой окраски. Мощность 20 м.

2. Массивные известняки и рассланцованные глинистые известняки серые органогенно-детритовые, криноидные. На разных уровнях в пачке обнаружены фораминиферы *Archaeodiscus* cf. *cornuspiroides* Brazhn. et Vdov., *A.* aff. *krestovnikovi* Raus., *A. karreri* Raus., *Eostafella prisca* Raus., *E.* ex gr. *pseudostruvei* (Raus. et Reitl.), *E.* sp. Брахиоподы *Schizophoria resupinata* Mart., *Gigantoproductus* sp., *Levicamera* sp. indet., *Punctospirifer* sp. indet., *Composita* cf. *trinuclea* Hall. Многочисленны ругозы и мшанки. Мощность 70 м.

3. Известняки в нижней части серые, глинистые с брахиоподами плохой сохранности, среди которых определены *Flexaria* cf. *arcansana* (Girty), *Sajakela migai* Tschern. Выше известняки переходят в светло-серые зернистые разности с округлыми и эллиптическими конкрециями тех же известняков. Внутри конкреций иногда разрушенные ядра продуктид. Мощность 20 м.

4. Черные глинистые сланцы с подчиненными многочисленными прослоями известняков (0,3—0,5 м.). Известняки органогенно-детритовые, криноидные, кремнистые, местами с многочисленными брахиоподами плохой сохранности. Определены диктиоклостиды и *Neospirifer* sp. indet. Мощность 80—100 м.

Мощность в разрезе около 200 м. Эта мощность неполная, поскольку стратиграфический контакт с верхней толщей не наблюдался.

В центральной части северной фациальной зоны в бассейне рек Неизвестной и Красный Флаг каменноугольные отложения представлены массивными биогермными мшанково-водорослевыми известняками, зернистыми детритовыми и шламовыми криноидными известняками и тонкоплитчатыми пелитоморфными — тонкозернистыми, по-видимому, водорослевыми известняками. Присутствуют прослой песчаников и алевролитов, конгломератов и гравелитов, рассеянные галька и гравий в известняках, а также незначительное количество доломитов неясного происхождения. Распределение пород в разрезе и латеральная изменчивость толщи на этом участке остались, в целом, не изученными, однако установлено, что ее базальные горизонты на различных уча-

стках могут быть представлены любым из упомянутых выше типов известняков.

Толща охарактеризована многочисленными органическими остатками — фораминиферы, мшанки, брахиоподы, ругозы, криноидеи. В последние годы в составе комплекса фораминифер А.В.Матвеевым определены *Endothyra latidorsata* Malakh., *E.* cf. *baschkirica* Pot., *E.* cf. *mosquensis* Reitl., *Endothyranella* sp., *Pseudoendothyra* sp., *Ozawainella angulata* (Colani), *O.* cf. *pseudoromboidalis* Raus., *Bradyina cribrostomata* (Raus. et Reitl.), *Eostafella acuta* Grozd. et Leb., *E. postmosquensis* var. *evoluta* Pot., *E. mirifica* Brazhn., *Pseudostafella gorskyi* (Dutk.), *Ps. antiqua* var. *grandis* Schlyk., *Ps. antiqua* var. *commutabilis* Reitl., *Ps.* aff. *compressa* (Raus.), *Asteroarchaeodiscus* sp., *Tetrataxis* ex gr. *angusta* Viss., *Globivalvulina moderata* Reitl., *Donezella* sp. Из брахиопод В.Г.Ганелиным определены *Buxtonia* aff. *mosquensis* Ivan., *Calliptonia sterlitamakensis* Step., *Juresania* aff. *juresanensis* Tschern., *Tolmachoffia* cf. *tenuicostata* (Ustr.), *Tubaria* cf. *rectangula* Sar., *Kutorginella novozemelica* Kalasch., *Marginifera* sp. indet., *Urushtenia* sp. indet., *Fluctuaria neoundata* Miron., *Lino-productus* sp., *Meristorygma pajchoica* Kalaschn., *Choristites dilatatus* (Fisch.), *Larispirifer* aff. *acuta* (Einor.), *L. gibba* (Einon.), *Brachythyryna* sp. *Elivalyra* (Kutorga), *Neospirifer* cf. *fasciger* (Keys.), *N. poststriatus* Nikitin, *Composita* cf. *trinuclea* (Hall.) и др.

Эти органические остатки, по мнению В.Г.Ганелина, свидетельствуют о среднекаменноугольном возрасте вмещающих пород. На правобережье р. Неизвестной, в среднем течении (рис. 3.3, участок 16) среднекаменноугольные фораминиферы встречены выше контакта толщи с подстилающими базальтами. Из коллекции Г.Е.Черняка и Г.И.Каменевой Р.С.Елтышевой определены раннекаменноугольные криноидеи *Physocamax grandis* Moore et Yelt. Суммарная мощность нижней толщи в бассейне р. Неизвестная ориентировочно оценивается в 300—400.

На востоке северной фациальной зоны ниже-верхнекаменноугольные известняки наблюдались в верховьях р. Насхок. Они прослеживаются в широтном направлении вдоль северного склона увала по границе Восточного Плато и Тундры Академии и представлены в развалах и редких коренных выходах. Породы находятся в опрокинутом залегании с падением под углом 30° к югу под стратиграфически подстилающие более древние отложения. Этот контакт подробно описан выше. В северном направлении известняки сменяются пермскими терригенными и пелитовыми породами.

В составе толщи резко преобладают разнообразные известняки. Водорослево-криноид-

ные известняки сложены лепешковидными пластинками пелитоморфных серых известняков, плотно уложенными параллельно напластованию. В зернистом карбонатном цементе обильны членики и стебли криноидей до 1,5 см в диаметре, не сортированные по размеру. Криноидные известняки — это калькарениды, состоящие из мелких члеников криноидей в карбонатном цементе. Распространены также плотные тонкокристаллические — пелитоморфные доломитистые известняки с бурой корочкой выветривания и водорослевые известняки с размытой тонкой линзовидной слоистостью, с редкими рассеянными криноидеями. В известняках присутствуют тонкие прослойки и пачки черных глинистых сланцев. В нижней части толщи встречаются гравелиты и конгломераты с кластами подстилающих пород, а также рассеянные псефитовые обломки в известняках. Из органических остатков обычны кораллы и мшанки. В основании обнаружены фораминиферы *Ammodiscus volgensis* Rauser и *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl.

Мощность толщи в этом районе оценивается в 400—500 м. В отличие от западного побережья и бассейна р. Неизвестной здесь отсутствуют крупные биогермы.

**Мощность.** Мощности ниже-верхнекаменноугольных отложений оценивалась в ряде районов. В верховьях р. Хищников она составляет 1400—1500 м, в районе мыса Уэринг и в верховьях р. Насхок 400—500 м, в верхнем течении р. Неизвестной — 300—400 м. На западе острова полная мощность толщи вряд ли превышает первые сотни метров. Эти цифры, несмотря на их приближенный характер, отражают тенденцию сокращения мощности в северном направлении.

**Пермские отложения.** Пермские отложения представлены сланцами и известняками с подчиненным количеством песчаников, грубообломочных и кремнистых пород. Сохраняется фациальная зональность, определившаяся в карбоне. В южной глубоководной зоне резко преобладают глинистые сланцы; в северной мелководной зоне сланцы и известняки находятся примерно в равных соотношениях, при этом содержание сланцев возрастает вверх по разрезу. До наших исследований попыток детального расчленения этих отложений не предпринималось, и в большинстве случаев они относились к более древним толщам [Каменева, 1975]. Впервые обнаружив на острове палеонтологически доказанные верхнепермские отложения, Г.И. Каменева и Г.Е. Черняк посчитали, что они отделены от подстилающих каменноугольных отложений перерывом, охватывающим поздний карбон и раннюю пермь.

Детальное описание пермских отложений выполнено В.Г. Ганелиным.

**Типовой район.** В южной фациальной зоне типовым районом является верховье р. Хищников. В северной фациальной зоне пермская толща изучалась в бассейне р. Неизвестной и на междуречье р. Неизвестная — р. Тундровая. Типовые разрезы описаны в долине р. Неизвестной на участке от устья р. Лемминговая вверх по течению до широты 71°20'.

**Контакты.** В южной фациальной зоне пермская толща согласно перекрывает нижне-верхнекаменноугольную толщу. За границу принимается смена карбонатной либо существенно карбонатной части единого разреза сланцами. В верховьях р. Хищников эта смена происходит постепенно, и граница проводится в значительной степени условно. В районе м. Птичий Базар граница литологически резкая — на биогермные известняки каменноугольного возраста налегают песчаники, относимые к пермской толще. В северной фациальной зоне картируется два типа контакта. В междуречье Неизвестная — Лемминговая на северном склоне увала на широте примерно 71°14' вдоль границы карбонатной и карбонатно-сланцевой толщи по развалам и высыпкам прослеживается пачка песчаников с гравелитами (рис. 3.3, участок А). Сходные песчаники залегают на известняках в небольшой синклинали на левом берегу р. Неизвестной в 15 км выше устья р. Лемминговая. Песчаниковая пачка помещается в основание пермской толщи, и ее подошва принимается за границу толщ. Остается неясным, существует ли стратиграфический перерыв на этой границе.

В районе устья р. Лемминговой В.Г. Ганелиным описаны взаимоотношения верхнепермских отложений с силурийскими известняками (рис. 3.3, участок 19; рис. 3.10). По р. Неизвестной в 1,5 км ниже устья р. Лемминговой и далее вниз по течению на расстоянии около 1 км среди аллювия обнажаются коренные щетки светлых неслоистых известняков, местами содержащих брахиоподы плохой сохранности. О мощности обнажающейся здесь толщи судить трудно, поскольку породы лишены слоистости. В известняках многочисленны крупные колонии табулят *Favosites* ex. gr. *gothlandicus* Lam. (определения О.П. Ковалевского). По разлому эти известняки граничат с пермской толщей.

В устье р. Лемминговой и по левому борту р. Неизвестной в приустьевой части обнажаются подобные неслоистые известняки с колониями тех же табулят. По р. Неизвестной под эти известняки падает чрезвычайно характерная рассланцованная и раздавленная пачка

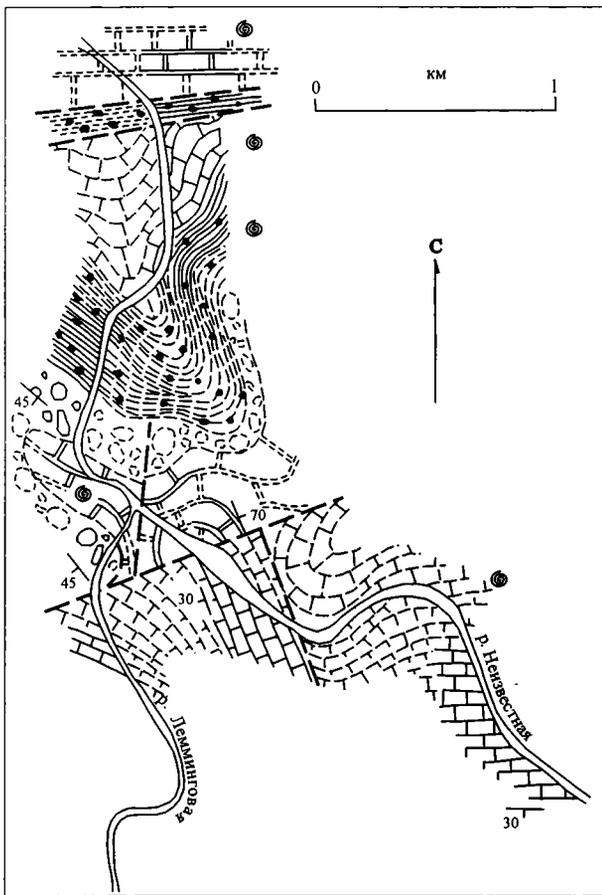


Рис. 3.10. Соотношение пермских и верхнесилурийских—верхнедевонских отложений. Схематическая геологическая карта участка в среднем течении р. Неизвестной (участок 19, рис. 3.3).

1, 2, 3 — пермские отложения: а — на поверхности, б — под современными осадками: 1 — известняки, 2 — глинистые сланцы с карбонатными обломками, 3 — карбонатная брекчия; 4 — верхнесилурийские—нижнедевонские известняки: а — на поверхности, б — под современными осадками; 5 — геологические границы; 6 — места сборов окаменелостей; 7 — залегание пород нормальное и опрокинутое; 8 — разломы.

**Возраст.** В нижней части пермской толщи А.В. Матвеевым определены фораминиферы *Protonodosaria parviformis* Gerke, *Geinitzina indepressa* Tscherd., *G. parva* Lip., *Fronicularia aktjubensis* Igon. и др., по которым вмещающие породы могут быть отнесены к нижней перми. В ее верхней части в северной фациальной зоне В.Г. Ганелиным среди брахиопод установлены *Waagenoconcha payeri* (Toula), *Kuwelousia* cf. *weiprechtii* (Toula) и др., характерные для казанского—татарского ярусов верхней перми. Таким образом, пермский возраст устанавливается палеонтологически. При этом не исключается возможность наличия в нижней части аналогов среднего и верхнего карбона, поскольку сланцы в некоторых разрезах согласно без видимого перерыва налегают на отложения, содержащие среднебашкирский (р. Хищников) либо позднебашкирский — раннемосковский (мыс Птичий Базар) комплекс фауны.

**Описание разреза.** В южной фациальной зоне пермские отложения наиболее полно изучены в верховьях р. Хищников В.Г. Ганелиным и А.В. Матвеевым. Приводимый ниже разрез является сводным, и составлен по описаниям двух пересечений, дополняющих и надстраивающих друг друга (рис. 3.3, участки 20 и 21):

1. Однообразные неслоистые глинистые, глинисто-хлоритовые, хлорито-серицитовые сланцы черной, зеленой и белесоватой окраски с округлыми конкрециями пирита. Встречаются единичные прослои гравелита с обломками сильно измененных песчаников, серых кремней, члеников криноидей. Мощность 250 м.

2. Тонкослоистые тонкоравномернозернистые темно-серые известняки с пластами известковистых темно-серых аргиллитов в верхней части (1—1,5 м). Мощность 40 м.

3. Пестроцветная пачка. Желтые охристые рассланцованные породы (пепловые туффиты?), обильно импрегнированные мелким пиритом с редкими хорошо ограненными кристаллами пирита до 2,5 см в диаметре. В кровле пласт (5 м) тонкоплитчатых серых зернистых известняков с резким запахом сероводорода, с

глыбовых пород. Эта пачка по р. Лемминговой перекрывает известняки. В глыбовой пачке многочисленны обломки известняков с фавозитами. Мы полагаем, что здесь имеет место опрокинутая складка с силурийскими известняками в ядре и залегающим с размывом базальным горизонтом пермской толщи на крыльях.

**Распространение и структурная приуроченность.** На юге острова пермские отложения в первом приближении повторяют контур распространения нижне-верхнекаменноугольной толщи, прослеживаясь с незначительными перерывами в полосе от мыса Птичий Базар на западе до мыса Пиллар на востоке. На северо-западе пермской толщей обрамляется изометричное поле триаса, выполняющего мульду синклинали в Безымянных горах. В центре в бассейне рек Неизвестная и Тундровая пермские отложения образуют прихотливо очерченное поле согласно изменению простирания складчатой структуры. Отдельные участки распространения пермских отложений встречены в верховьях рек Красный Флаг и Насхок в мульдах и на крыльях синклиналей второго порядка.

обломками призматического слоя колымий. Мощность 100 м.

4. Монотонные черные блестящие неслоистые филлитизированные глинистые сланцы с немногочисленными горизонтами (3—5 м) тонко- и среднезернистых розовато-серых кварц-полевошпатовых песчаников с конкрециями пирита. Видимая мощность около 400 м. Верхний стратиграфический контакт не наблюдался.

Мощность в разрезе составляет 800 м.

На западе южной фациальной зоны эти отложения изучались в районе мыса Птичий Базар. Здесь они отличаются несколько большим содержанием песчаников и известняков, пестроцветных пород, большей кремнистостью и наличием конкреций родохрозита. Непосредственно севернее утесов мыса Птичий Базар по частым коренным выходам на эрозионной террасе в береговых обрывах детально описан следующий разрез пестроцветной пачки (рис. 3.3, участок 18).

1. Известняки серые, зернистые с резким запахом сероводорода. Мощность 10—12 м.

2. Известняки серые, зернистые с прослоями окремненных известняков и темно-серых кремней (5—25 см). Фораминиферы *Geinitzina parva* Lip, *G. indepressa* Tscherd. Мощность 10—12 м.

3. Известняки темно-серые, зернистые, грубо- и неяснослоистые, тонкоплитчатые. Мощность 3,5 м.

4. Известняки кремнистые, массивные с линзами темно-серых кремней (0,1—0,5 м) и плитчатые известняки. Мощность 6 м.

5. Известняки серые, зернистые, массивные и неясно плитчатые. Мощность 2,5 м.

6. Известняки серые, зернистые с прослоями темно-серых кремней. Фораминиферы: *Protanodosaria parviformis* Gerke, *Geinitzina indepressa* Tscherd., *Fronicularia aktjubensis* Igon. Мощность 5 м.

7. Аргиллиты в нижней части темно-серые, неслоистые, в верхней части тонкослоистые за счет чередования красных и черных прослоев. Отмечаются складки оползания. Мощность 8,5 м.

8. Тонкополосчатые глинисто-кремнистые породы серого цвета с глинисто-кремнистой галькой (конкрециями?) эллипсоидальной формы 3—15 см. Мощность 1,5 м.

9. Пестроцветные сланцы (пепловые туффиты?). Пачка представляет чередование слоев 5—20 см разной окраски: зеленых, розовых, серых, желтых, оранжевых, красных. По всему разрезу присутствуют округлые и желвакообразные конкреции родохрозита 15—20 см. Отдельные пласты мощностью до 0,3 м сложены конкрециями на 50—60%. Мощность 60 м.

10. Пестроцветные сланцы (туффиты, подобные описаным выше), с пластами известня-

ков (0,15—1,0 м). В туффитах обильны включения пирита обычно в хорошо ограненных кристаллах до 3 см, отдельные линзочки кремней, прослой зеленовато-серых глинистых сланцев. Известняки пестрые и серые, тонкозернистые и грубозернистые, тонкослоистые с оползневыми складками, нередко песчанистые с пустотками от выщелоченного пирита. Мощность 12—13 м.

Мощность пестроцветной пачки в этом разрезе составляет 120 м.

На востоке южной фациальной зоны в районе мыса Уэринг пестроцветная пачка в составе пермских отложений отсутствует, резко снижается содержание грубообломочных и карбонатных пород, верхняя часть разреза представлена существенно кремнистой пачкой.

В северной фациальной зоне сводный разрез составлен В.Г. Ганелиным и А.В. Матвеевым путем надстраивания частных разрезов, описанных по разрозненным обнажениям и элювию. Корректность построения обеспечивается литологической корреляцией и привязкой частных разрезов к геологической структуре. Снизу вверх выделяется три крупных пачки: олистостромовый горизонт, карбонатная пачка, карбонатно-терригенная пачка, более подробное описание которых приводится ниже:

1. Олистостромовый горизонт состоит из пачек, сложенных глыбами и валунами разнообразных пород, плотно прижатых друг к другу практически без заполнителя, и пачек черных глинистых сланцев, переходящих в алевролиты с неравномерно рассеянными глыбами. В глыбах и валунах представлены известняки с силурийскими кораллами, хлорит-серицитовые зеленые сланцы, кварц, кварциты, рассланцованные базальты, конгломераты, кремнистые известняки. Встречены олистолиты до 10 × 2 м полимиктовых конгломератов и конгломерато-брекчий, глинисто-карбонатной породы с неравномерно рассеянной галькой и валунами различного состава, а также органогенно-детритовых известняков. Мощность 160 м.

2. Карбонатная пачка. Известняки однородные массивные в нижней части и слоистые, нередко глинистые, в верхней части. Известняки серые, зернистые, с сильным запахом сероводорода, с обломками призматических слоев колымий. Фораминиферы по всей пачке: *Geinitzina* sp. nov., *Nodosaria* sp., *N. lata* Sossip., *N. ex gr. spitsbergiana* Sossip., *Fronicularia* aff. *reliqua* Gerke, *Dentalina* sp. Видимая мощность 70 м.

По-видимому, непосредственно более высокое стратиграфическое положение занимает последовательность, наблюдавшаяся выше по р. Неизвестной (рис. 3.3, участок 23). От описанной выше она отделена разломом. Здесь обнажается:

3. Песчаники средне- и грубозернистые, тонко- и среднеслоистые, серые, темно-серые, желтоватые, сливные, кварцитовидные. Мощность 3—4 м.

4. Окварцованный известняк с реликтовой крупнодетритовой органогенной структурой, с остатками криноидей и брахиопод, включая крупные раковины спириферид. Мощность 1,5 м.

5. Известняки темно-серые, зернистые, однородные с сильным запахом сероводорода. Кровля не обнажена. Видимая мощность около 100 м.

К этой части разреза относятся известняки, обнажающиеся на правом берегу р. Тундровой (рис. 3,3, участок 22). Они образуют разрозненные коренные выходы и развалы. Видимая мощность известняков на этом участке оценивается в 100—150 м. Известняки светло-серые с поверхности выветривания, серые в свежем сколе, зернистые однородные с очень сильным запахом сероводорода. Встречаются ракушечниковые прослои, сложенные нацело раковинами гастропод, иногда некрупных продуктид. Фауна плохой сохранности. Определены *Spiriferella* sp. indet. и *Sowerbina* sp. indet. На отдельных участках многочисленны крупные обломки толстого (3—4 мм) призматического слоя колымий. В различных выходах установлены фораминиферы: *Nodosaria* cf. *cassiaformis* Igon., *Geinitzina* aff. *postcarbonica* Spandel, *Frondicularia* sp., *Rectoglandulina borealis* Gerke, *Pseudonodosaria starostinaensis* Sossip.

В предположении, что эти известняки, по крайней мере частично, наращивают приведенный выше разрез, мощность существенно известняковой толщи принимается около 300 м.

Верхняя карбонатно-терригенная часть толщи описана по небольшим коренным выходам, чередующимся с развалами и высыпками на правом берегу р. Неизвестной в среднем течении, верховья ручья Моховый (рис. 3,3, участок 19).

1. Черные глинистые сланцы. Видимая мощность 10 м.

2. Известняки серые, пелитоморфные, часто рыхлые, тонкослоистые, ленточно-слоистые за счет прослоев черного глинисто-алевритового материала и чередования известняков различных оттенков: светло-серых, розоватых, кремовых. Известняки обладают характерным сильным запахом сероводорода. Мощность 15 м.

3. Черные глинистые сланцы. Мощность 15 м.

4. Известняки, подобные слою 2. Мощность 10 м.

5. Черные глинистые сланцы. Мощность 5 м.

6. Известняки, подобные слою 2. Мощность 20 м.

7. Чередование черных глинистых сланцев и черных кремней. Видимая мощность 15—20 м.

8. Известковистые полимиктовые песчаники, переходящие в известковистые гравелиты с прослоями известняков. В песчаниках и гравелитах членики криноидей и обломки створок брахиопод, в известняках — единичные раковины брахиопод плохой сохранности, среди которых узнаются *Horridonidae*. Мощность 25 м.

9. Черные глинистые сланцы. Мощность 60 м.

10. Черные кремнистые породы, грубо неяснослоистые, с массивной отдельностью. Мощность 20 м.

11. Черные глинистые сланцы. Мощность 60 м.

12. Светло-серые плитчатые тонкослоистые известняки с сильным запахом сероводорода. Мощность 30 м.

13. Черные глинистые сланцы. Мощность 100 м.

14. Светло-серые тонкоплитчатые тонкослоистые известняки с запахом сероводорода. Мощность 5 м.

15. Черные глинистые сланцы. Мощность 25 м.

16. Светло-серые тонкослоистые известняки с запахом сероводорода. Мощность 10 м.

17. Черные глинистые сланцы, переслаивающиеся с известняками (2—3 м). Мощность 40 м.

18. Черные глинистые сланцы. Мощность 70 м.

19. Песчаники, переходящие в гравелиты и песчаные известняки. Песчаники полимиктовые, средне-грубозернистые, плохо сортированные, с гравием. Гравелиты полимиктовые с гравием и галькой кварца, кремней, сланцев. Известняки грубодетритовые, состоящие из обломков створок брахиопод и члеников криноидей, с гравием и галькой. Известняки образуют линзовидные прослои мощностью до 1,5—2 м. Присутствуют также ракушечники, состоящие из крупных раковин *Waagenoconcha*, большинство из которых перетерто и рассланцовано. Определены *Waagenoconcha payeri* Toula и единичные *Kuwelousia weiprechtii* (Toula), *Spiriferella* sp. indet. Фораминиферы *Protonodosaria proceriformis* Gerke и *Pseudonodosaria* sp. Мощность 30 м.

20. Черные глинистые сланцы. Видимая мощность 150 м.

Суммарная мощность пород в сводном разрезе составляет примерно 1250 м.

**Мощность.** Приведенные выше мощности пермских отложений в сводных разрезах — 800 м в южной зоне и 1250 м в северной фациальной зоне распространяются на всю территорию зон соответственно. Различие в мощно-

Рис. 3.11. Знаки течения осадка на нижней поверхности пласта песчаника. Триасовые отложения, западный берег о. Врангеля в 5 км южнее мыса Птичий Базар.

сти на наш взгляд отражает условия некомпенсированного осадконакопления в южной зоне.

### 3.1.4. Триас

Триасовая толща сложена исключительно терригенными породами. Они развиты в широтной полосе вдоль южного побережья острова, участвуя в строении региональной моноклинали, осложненной складками и разломами различных порядков. Отдельные поля триаса встречены на севере. Наиболее крупное из них расположено в Безымянных горах в мульде изометричной пологой синклинали.

На контакте триасовых песчаников с подстилающими отложениями обычны мелкоамплитудные тектонические нарушения. В то же время картируется налегание триасовой толщи на различные горизонты каменноугольных, пермских и, возможно, девонских образований. В южном поле триаса между верховьями реки Сомнительная и горой Наша визуально просматривается общее падение триасовой толщи к югу под углом  $20^\circ$ . В основании триаса встречаются конгломераты мощностью до 2 м. В то же время в нижней части терригенного комплекса, относимого к триасу, на западном побережье и в верховьях р. Хищников присутствует толща немых аргиллитов, сходных с верхнепермскими. Эти аргиллиты либо отделены от подстилающих верхнепалеозойских отложений перерывом в наблюдениях, либо залегают на каменноугольных известняках и доломитах. На севере острова триас контактирует только с пермской толщей. Таким образом, не исключено, что на отдельных участках



триасовые отложения залегают согласно на перми, и на острове присутствует полный разрез триаса — т.е. предполагается трансгрессивное налегание триаса на подстилающие образования.

Триас представлен аргиллитами, сланцами, полимиктовыми слюдястыми песчаниками, алевролитами, переслаивающимися в различных соотношениях, образуя существенно песчаниковые либо алевролитово-аргиллитовые пачки. Характерна градационная слоистость, знаки течения на поверхностях напластования (рис. 3.11). Мощность толщи, по-видимому, превышает 2000 м.

Триасовые отложения содержат остатки двустворок карнийского и норийского возраста. Карнийский комплекс представлен *Halobia* ex gr. *superba* Mojs., *Monotis scutiformis* var. *typica* Kipar., *M. pinensis* West., *M. setacanensis* Kipar., норийский комплекс включает *Monotis jakutica* Tell., *M. ochotica* var. *densistriata* Tell., *M. aff. subeircularis* Gabb.

Учитывая приведенные выше соображения о характере нижнего контакта, допускается присутствие на острове более древних триасовых отложений.

## 3.2. Обстановки осадконакопления и фациальная зональность в палеозое и мезозое

Верхнесилурийская — нижнедевонская толща накапливалась в обстановке открытого морского мелководья. Намечается зональность северо-восточного простирания с терригенной фацией на северо-западе — г. Дрем-Хед, северо-западное побережье — и карбонатной фацией, расположенной юго-восточнее — левобережье р. Гусиная, среднее течение р. Неизвестная (рис.

3.12). Карбонатная фация на юго-востоке примыкает к району, в котором среднедевонские отложения непосредственно перекрывают рифейский врангелевский комплекс, и тем самым она оказывается прибрежной по отношению к терригенной фации. Верхнесилурийские — нижнедевонские отложения, по-видимому, относятся к прибрежной области древнего шельфа.

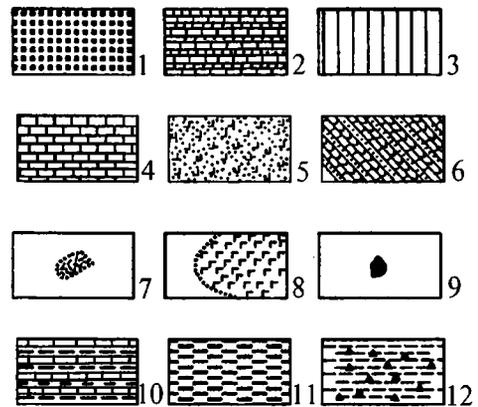
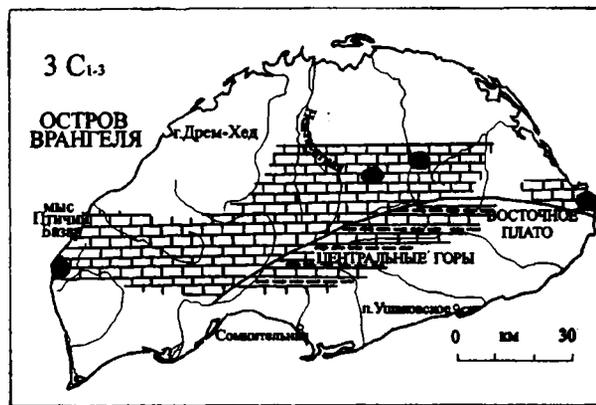
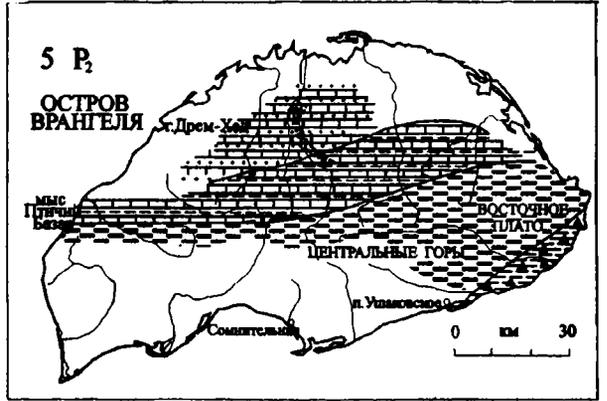
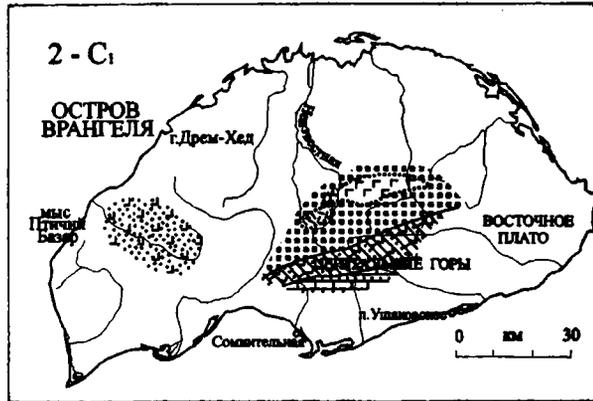
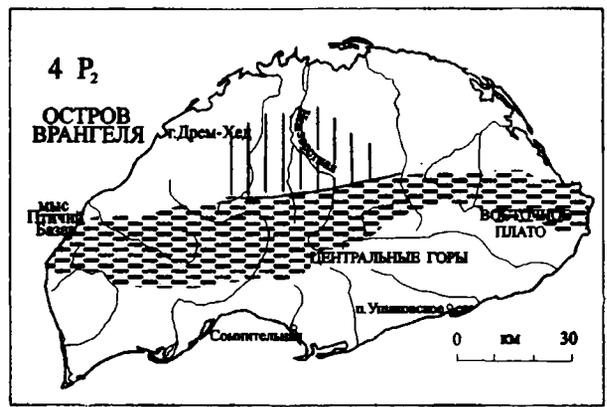
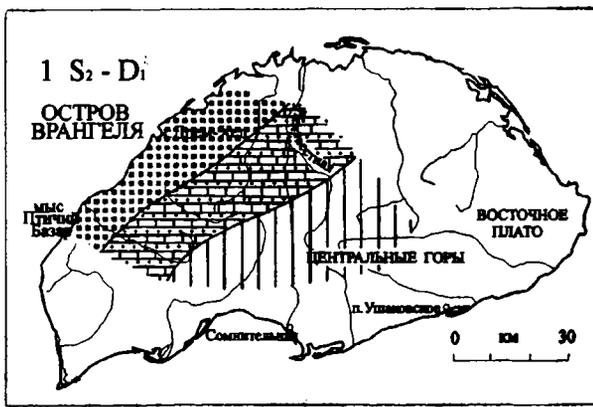


Рис. 3.12. Схемы фациальной зональности палеозоя. 1 — поздний силур—ранний девон, 2 — ранний карбон, 3 — ранний-поздний карбон, 4 — начало перми, 5 — поздняя пермь.

1 — терригенные мелководно-морские и континентальные отложения, включая пестроцветные конгломераты; 2 — терригенные и карбонатные мелководные морские отложения; 3 — область денудации; 4 — карбонатные морские мелководные отложения; 5 — терригенные гипсоносные лагунные отложения; 6 — терригенные и карбонатные лагунные гипсоносные отложения; 7 — кислые вулканиты; 8 — основные вулканиты; 9 — биогермы; 10 — карбонатные, глинистые и терригенные отложения, переходные от мелководных к глубоководным; 11 — преимущественно глинистые глубоководные отложения; 12 — глинистые и кремнистые глубоководные отложения.

Девонские отложения в ряде случаев несут черты флиша: ритмичность, градационная слоистость, подводно-оползневые дислокации, текстуры оползания осадка на поверхностях наслоения, автокластические брекчии. Грубо-обломочные пачки с конгломератами и массивными кварцитами рассматриваются как проксимальные фации флишевого комплекса, мощные существенно сланцевые пачки и пачки тонкого флиша представляют дистальные

образования подножья континентального склона. Первые тяготеют к основанию разреза, вторые его венчают.

Различие в составе кластической части — почти исключительно кварц в кварцитах из основания разреза и кварц и полевые шпаты в разных соотношениях в песчаниках из средней части, отражающие степень зрелости осадка, свидетельствуют о смещении равновесия в системе выветривание — транспортировка — за-

хоронение при принципиальном постоянстве расположения области сноса — области седиментации. Признаки коренной перестройки этой комбинации, появления новых областей размыва, сложенных существенно различными вещественными комплексами, отсутствуют. По наличию единичных песчаных зерен с характерной структурой предполагаются кислые вулканы в области размыва. Из соотношения с подстилающими образованиями, различий в полноте и мощности разрезов следует, что район Центральных гор в девоне оставался тектонически приподнятым по отношению к северным и северо-западным участкам острова, но в целом территория острова переместилась из зоны прибрежного шельфа в область внешнего шельфа и континентального склона.

Фациальный план раннего карбона довольно сложен, и неясно, в какой мере он отвечает первоначальной фациальной зональности (рис. 3.12). В разрезе в верховьях р. Хищников терригенные, включая грубообломочные, осадки сменяются постепенно терригенными и терригенно-карбонатными фациями с угнетенной фауной и с пластами эвапоритов, отражая преобразование открытого морского бассейна в изолированную лагуну. Южнее в горах Минеева эвапориты в разрезе отсутствуют. На западе острова в бассейне р. Гусиной распространены грубообломочные толщи с эвапоритами. Существенно карбонатных пачек здесь не обнаружено, и из-за недостатка наблюдений направленность эволюции бассейна не прослеживается. В бассейнах рек Неизвестная и Красный Флаг, наряду с пестроцветными псефитовыми пачками, развиты кислые и основные лавы. Эффузивы разного состава пространственно разобщены.

В обломках псефитовых пород повсеместно легко узнаются породы подстилающей девонской толщи. В то же время контакт этих толщ в обнажениях не несет признаков существенного размыва.

Вырисовывается картина сложно построенной области осадконакопления, сочетавшей депозиты с локальными топографически выраженными тектоническими поднятиями. При этом в изолированных лагунах накопление карбонатов и эвапоритов не обязательно подавлялось поступлением терригенного материала. Локально происходили излияния кислых и основных лав. В этих характеристиках просматриваются черты рифтового тектонического режима.

Позднее в раннем карбоне и до конца каменноугольной эпохи распознаются две нормально морские фациальные зоны: зона мелководных преимущественно карбонатных фаций на западе и севере и зона глинисто-карбонатных, переходных к бассейновым фациям в

центре, на юге и на юго-востоке. Кроме того, намечается переход от мелководных к бассейновым фациям вверх по разрезу

Литология и фаунистические остатки указывают на обстановку нормально соленого моря и низкие широты. Среди карбонатных пород различаются криптокристаллические известняки, криноидные калькарениты, водорослево-мшанковые биогермные известняки. Криптокристаллические известняки и криноидные калькарениты встречаются в мелководной и переходной к глубоководной фациальной зоне, где они переслаиваются с бассейновыми глинистыми фациями. Биогермные известняки распространены только в мелководной зоне на западе и севере острова.

В перми выделяется несколько фациальных зон (рис. 3.12). В начале перми на севере острова существовало поднятие и область размыва. Об этом говорит наличие пермской седиментационной брекчии, контактирующей с силурийскими отложениями (рис. 3.10). На остальной территории распространены бассейновые фации с обильными глинистыми осадками, включая глинистые калькарениты с раковинным детритом.

Позже в перми на севере сложилась обстановка морского мелководья с терригенными осадками. В направлении к югу и юго-востоку эта обстановка сменялась зоной переходной от мелководной к бассейновой, затем зоной бассейновых фаций, представленных глинистыми сланцами с пиритовыми и родохрозитовыми конкрециями, и еще далее к юго-востоку — глубоководной зоной глинистых сланцев и кремнистых осадков.

Верхние горизонты перми представлены пачкой черных глинистых сланцев — аргиллитов. Эта пачка интерпретируется как осадки некомпенсированного бассейна и указывает на общее погружение региона.

Позднетриасовые песчаники, алевролиты и сланцы являются типичными проксимальными турбидитами. Мощные грубозернистые ритмы турбидитов (до 1,5 м) указывают либо на близость к области размыва, либо на расположение близ устья подводного канала. Тонкозернистые пачки, переслаивающиеся с грубозернистыми, относятся либо к дистальным турбидитам, либо отлагались на удалении от осей подводных каналов, заполненных грубозернистыми проксимальными турбидитами. По составу песчаников нельзя определить, размывались ли в области сноса породы кристаллического фундамента, или супракрустальные формации. Однако, имея в виду, что на Чукотке в триасе широко развиты вулканы, можно предполагать, что источником материала триасовых

турбидитов на о. Врангеля являются вулканические поднятия.

Таким образом, намечаются этапы эволюции региона. В позднем силуре ранее приподнятая область позднерифейского тектогенеза преобразуется во внутренний шельф пассивной континентальной окраины. В раннем девоне о. Врангеля оказывается в зоне континентального склона. Началу раннего карбона отвечает эпоха магматической активизации, возможно — рифтогенез. Позднее, в раннем карбоне повсеместным распространением мелководно-морских карбонатных фаций фиксируется общая трансгрессия и тектоническая стабилизация.

### 3.3. Магматизм

Магматические образования на о. Врангеля распространены ограниченно. Они сосредоточены в центральной части острова в двух субширотных полосах. Южная полоса ограничена площадью развития вулканогенно-осадочных отложений врангелевского комплекса. Здесь, наряду с измененными вулканитами основного, кислого, реже среднего состава, сосредоточены все известные на острове мелкие интрузии гранитоидов и габброидов. В пределах второй полосы, прослеженной в междуречье рек Неизвестная и Красный Флаг в 15—20 км севернее, выявлены только эффузивы основного и кислого состава, стратиграфически тяготеющие к низам разреза каменноугольных отложений.

**Позднепротерозойские интрузивные образования.** Интрузивные образования позднепротерозойского возраста представлены мелкими субвулканическими и гипабиссальными телами пород основного и кислого состава, пространственно тесно связанными с измененными

Пермский бассейн наследует сложившуюся в карбоне зональность. При дефиците осадочного материала возникают застойные аноксические зоны. Недостаток обломочного материала свидетельствует об общей тектонической стабилизации в любом случае — и как результат расширения бассейна седиментации и удаления внешних источников сноса, и как свидетельство исчезновения местных источников сноса вследствие их погружения ниже уровня размыва. Данные об обстановке осадконакопления в раннем и среднем триасе отсутствуют. В позднем триасе территория острова была частью обширного турбидитового бассейна.

ми вулканитами того же состава, превращенными в результате динамотермального метаморфизма в порфирииды и зеленые сланцы, которые составляют основной объем нижней части разреза наиболее древнего в регионе врангелевского комплекса.

**Интрузии пород основного состава** представлены маломощными силлами в районе Центральных гор. Они закартированы на северных склонах гор Осьминог и Громова, в северном и восточном отрогах г. Советская и др. Мощность силлов варьирует от первых метров до 30—50 м, протяженность оценивается в первые сотни метров. Интрузии вытянуты в субширотном направлении согласно с простиранием вмещающих пород. Они сложены метаморфизованными габбро, габбро-долеритами, долеритами и ортоамфиболитами.

**Метаморфизованные габбро, габбро-долериты и долериты** образуют наиболее мощные пластовые тела (г. Осьминог, г. Громова, верховья руч. Лагерного, рис. 3.13). В центральных их частях породы характеризуются габбро-офитовой или габбровой структурой с изометричными (до  $1,0 \times 1,0$  мм) или удлиненными ( $1,0 \times 1,5$  мм) зернами нацело сосюритизированного плагиоклаза и близкими к изометричным агрегатами актинолита, хлорита, эпидотцоизита, биотита и лейкоксена. Характерной особенностью пород является повышенная концентрация апатита (до 5—10%), развитого в виде крупных длин-



Рис. 3.13. Рассланцованная основная порода позднепротерозойского возраста.

нопризматических кристаллов (до 1,5—2,0 мм по длинной оси). В краевых частях породы имеют офитовую структуру, обусловленную разно ориентированными лейстами (0,5—1,2 мм) сосюритизированного плагиоклаза (40—60%), промежутки между которыми выполнены эпидот-цоизитом (20—25%), актинолитом (10—15%), хлоритом и биотитом (10—15%), лейкоксеном (до 3%), лейкоксенизированным титаномагнетитом (2—3%), апатитом (2—3%) и реликтами буровато-зеленой роговой обманки (до 3%). В приконтактных зонах породы интенсивно рассланцованы и зачастую макроскопически неотличимы от вмещающих их зеленых сланцев. Нередко рассланцованные метадолериты целиком слагают пластовые тела мощностью 10—20 м. Минеральный состав варьирует в широких пределах в зависимости от степени зеленокаменного изменения. Породы состоят из плагиоклаза (андезина) — 50—60%, зачастую раскисленного до альбит-олигоклаза и альбита; актинолита — до 35—40%, хлорита — до 15%, карбоната — до 8%, небольшого количества эпидота и цоизита (2—5%), слюдястых минералов (серицита) — 2—3%, иногда кварца (1—2%), ильменита (до 4%), сфена и апатита.

*Ортоамфиболиты* характерны для относительно маломощных пластовых тел. Это крупно- и среднезернистые, неравнозернистые породы зеленовато-черной и темно-зеленой окраски, массивные или сланцеватые, иногда полосчатые. Структура их порфиробластовая, участками реликтовая габбровая или габбро-офитовая. Порфиробласты представлены светло-зеленым актинолитом или буровато-зеленой роговой обманкой, частично замещенной актинолитом. Основная масса состоит из кислого плагиоклаза (№ 10—13), актинолита, эпидота, цоизита, небольшого количества кварца, биотита, сфена, апатита и рудного (ильменита или титаномагнетита), обычно окруженного каймой лейкоксена.

Результаты термального воздействия интрузий на вмещающие породы практически

полностью затушеваны процессами зеленокаменного метаморфизма, лишь изредка в экзонтактах отмечается их обогащение биотитом.

Имеющиеся сведения о химическом составе базитов крайне скудны (табл. 3.1)

Спектральным полуколичественным анализом в метаморфизованных базитах установлены концентрации выше кларковых для Ni, V, Ti, Sc, Ba, Zr и Y.

Формационная принадлежность основных магматитов не совсем ясна ввиду фрагментарности их выходов, интенсивного зеленокаменного изменения пород и явно недостаточной изученности.

Возраст рассмотренных базитов как позднепротерозойский определяется возрастом вмещающих их вулканогенно-терригенных образований врангелевского комплекса, совместно с породами которого они участвуют в складчатости и метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Это подтверждается единственным пока определением возраста изотопным U-Pb методом по цирконам из пробы базитов, отобранной советско-канадской экспедицией в 1986 году [Сесил, Харрисон, Парриш, 1991]. Анализ цирконов, выполненный в геохимической лаборатории геологической службы Канады, показал возраст  $699 \pm 1$  млн лет (рис. 3.14). Две более ранние датировки базитов K-Ar методом по валовому составу дали более молодые значения абсолютного возраста:  $262 \pm 8$  и  $457 \pm 25$  млн лет [Фирсов, 1966], что скорее всего, обусловлено степенью зеленокаменного изменения анализируемых пород.

*Интрузии пород кислого состава* представлены небольшими пластовыми телами мощностью от десятков сантиметров до 70—80 м, реже дайками и мелкими штоками (до  $20 \times 30$  м), залегающими в поле развития пород врангелевского метаморфического комплекса. Они сложены гранит-порфирами, реже мелко- и среднезернистыми иногда порфировидными мусковитовыми гранитами и граносиенитами. Гранитоиды обнажены в предвершинной части

Таблица 3.1

Химические составы базитов позднепротерозойско-раннепалеозойского этапа

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ
86-20.86	48,4	2,86	15,0	0,0	4,7	7,4	0,31	4,91	6,86	4,8	0,78	2,8	0,2	1,79	100,81
86-3	47,3	1,23	6,4	0,24	1,1	4,7	0,1	9,0	17,64	2,2	0,06	1,6	7,2	0,13	98,9
86-20.56	43,6	2,42	13,2	0,02	3,8	7,8	0,43	6,67	8,17	2,1	1,06	4,7	6,5	0,22	100,69

Примечание: 86-20.86 — метагаббро; 86-3, 86-20.56 — метаморфизованные вулканиты основного состава (Kos'ko, Cecile, Harrison, 1993).

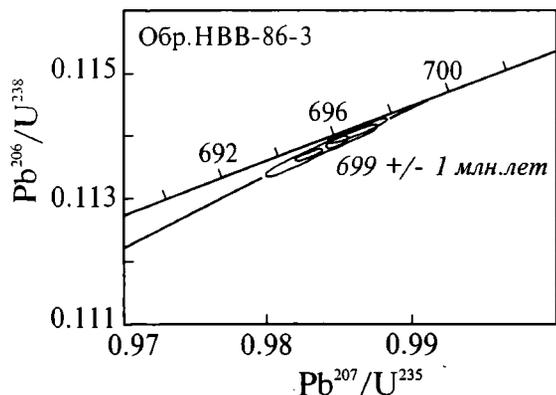
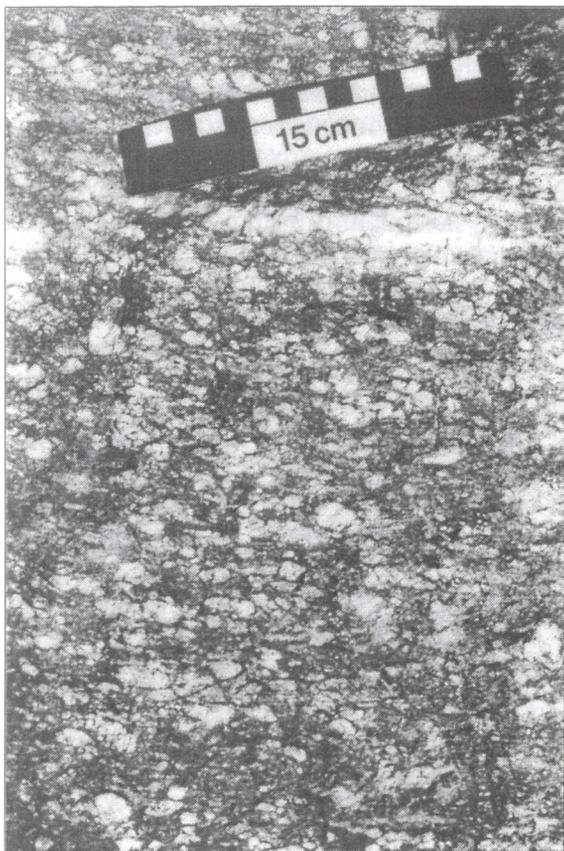


Рис. 3.14. Диаграмма результатов анализа цирконов из измененной породы основного состава (обр. 86-3).

Центральных гор, участвуя в строении вершин гор Берри, Осьминог, Советская, Инкали, Громова и др.

*Гранит-порфиры*, слагающие основную массу интрузивных тел — породы зеленовато-серой, светло-серой и кремовой окраски, неравномернозернистые с крупными (до 3,5—4,5 мм) вкрапленниками кварца и полевых шпатов. Структура пород порфировая, иногда гломеропорфировая с полнокристаллической основной массой, в интенсивно измененных разностях — бластомилонитовая (рис. 3.15). Количество вкрапленников колеблется в пределах от 20% до 60%, причем в их составе преобладают



микроклин (5—30%) и кварц (5—25%), реже наблюдается плагиоклаз (5—8,5%), представленный серицитизированным альбит-олигоклазом, реже олигоклаз-андезином. Как правило, вкрапленники деформированы, раздроблены и имеют блоковое строение. Микрозернистая (0,05—0,3 мм) основная масса, составляющая 40—80% объема породы, состоит, главным образом, из гранофирового кварц-полевошпатового агрегата (30—70%) с небольшим количеством серицита (до 8%), хлорита (до 1,5%), рудного минерала и сфена. Акцессорные минералы представлены редкими мелкими зернами турмалина, циркона и апатита. Полуколичественным спектральным анализом в гранит-порфирах установлены повышенные относительно кларковых содержания Sn, Pb, Ni, Co, Ce, Y, Zr, Ga и V.

*Мусковитовые граниты* — светло-серые и розовато-серые неравномернозернистые (0,3—3,0 мм) породы, обычно в той или иной степени огнейсованные и катаклазированные, иногда окварцованные. Структура их гипидиоморфно-зернистая, зачастую переходящая в пойкилитовую, реже порфировидная, в измененных разностях — катакластическая и бластокатакластическая с элементами бластоцементной. Минеральный состав мусковитовых гранитов по немногочисленным количественным подсчетам приведен в табл. 3.2.

Как видно из табл. 3.2, граниты отличаются весьма высоким содержанием кварца (36,4—46%, до 54% в окварцованных разностях) при переменных количествах калиевого полевого шпата (5—42%) и плагиоклаза (8—40%); единственным цветным минералом в них является мусковит.

Кварц образует крупные неправильные зерна с волнистым и облачным погасанием, содержащие мелкие пойкилитовые включения альбита и микроклина.

Калиевый полевой шпат (микроклин-пертит и микроклин) обычно свежий или слабо пелитизированный, имеет блоковое строение, иногда замещается шахматным альбитом.

Плагиоклаз (альбит-олигоклаз, реже альбит) развит в виде деформированных таблитчатых зерен, более идиоморфных относительно кварца и микроклина, обычно серицитизирован.

Кварц и полевые шпаты, как правило, в разной степени катаклазированы, раздроблены, пронизаны по трещинам жилковидными выделениями серицита, а на участках интенсивного дробления образуют микрозернистый

Рис. 3.15. Катаклазированный биотитовый гранит-порфир позднепротерозойского возраста.

Содержание основных породообразующих минералов  
в позднепротерозойских мусковитовых гранитах о. Врангеля (в %)

№ п/п	Название породы	Кварц	Калиевый полевой шпат	Плагиоклаз	Мусковит (серицит)
1*)	Гранит плагио-микроклиновый лейкократовый	46	42	8	4
2*)	Гранит плагио-микроклиновый окварцованный	54	29	7,5	9,3
3***)	Гранит плагио-микроклиновый рассланцованный	36,4	30,3	27,2	6,1
4***)	Гранит плагио-микроклиновый среднезернистый	38,5	34,6	19,2	7,7
5***)	Гранит микроклин-плагиоклазовый мелкозернистый	45,5	15,2	30,2	9,1
6***)	Гранит микроклин-плагиоклазовый мезократовый, катаклазированный	44,7	11,2	32,3	11,8
7***)	Плагиогранит мезократовый катаклазированный	40	5	40	15

Примечание: источники — \*) — М.Т.Кирюшина, 1952 г.; \*\*) — А.А.Горбунов, 1953 г.; \*\*\*) — Фирсов, 1966.

агрегат, цементирующий более крупные раздробленные зерна.

Мусковит присутствует в виде пластинок, более или менее равномерно распределенных в породе, а также в прожилковидных агрегатах (совместно с серицитом), развитых по границам зерен и трещинам в кварце и полевых шпатах. В рассланцованных разностях чешуйки мусковита характеризуются ленточным распределением и приобретают одинаковую ориентировку, подчеркивающую сланцеватость. Изредка в трещинах дробления совместно с мусковитом развивается зеленовато-коричневая слюдка типа фенгита, замещающая последний.

Акцессорные минералы представлены редкими мелкими зернами апатита, турмалина, циркона и магнетита.

Породы, близкие по составу к *граносиенитам*, отмечены в двух пунктах — в бассейне верхнего течения р. Хищников и на вершине восточного отрога г. Советской. Судя по элювиально-делювиальным развалам, в первом случае интенсивно катаклазированные граносиениты слагают шток площадью 20 x 30 м, во втором — маломощное пластовое тело субширотной ориентировки. Макроскопически это рассланцованные зеленовато-темносерые породы, внешне весьма сходные с грубозернистыми метапесчаниками. Структура пород катакластическая, разномасштабная (0,5—3 мм). Раздробленные зерна (50—70%) представлены серицитизированным олигоклаз-андезином (15—35%), относительно свежим микроклином (10—50%) и катаклазированным кварцем (~5%). Цементирующая масса, составляющая 30—50% общего объема, имеет полнокристаллическую гранофировую структуру и состоит

из мелкозернистого кварц-полевошпатового агрегата (12—32%), серицита — 4,5%, мусковита и зеленой слюдки типа фенгита (до 8%), карбоната (до 1,5%), эпидота и сфена (~1,0%) и рудного (до 3%).

Гранит-порфиры и мусковитовые граниты по химическому и минеральному составу сходны с порфиридами по кварцевым порфирам, являющимися составной частью врангелевского метаморфического комплекса. Главное их отличие в степени раскристаллизованности основной массы и наличии в порфиридах реликтов сферолитовой и фельзитовой структур. Немногочисленные химические анализы гранитов, гранит-порфиров и порфиридов метаморфической толщи (табл. 3.3) также свидетельствуют об их сходстве, а возможно, и комагматичности. В целом, для тех и других характерна пересыщенность кремнеземом, повышенная щелочность при преобладании калия над натрием, и, что вообще характерно для докембрийских гранитоидов, высокая и весьма высокая глиноземистость. На диаграмме Na+K/Ca — Ac (рис. 3.16) большая часть поля точек гранитоидов о. Врангеля располагается между известково-щелочным (коровым орогенным) и высококалиевым (позднеорогенным) трендами, тяготея к границе раздела известково-щелочного и субщелочного полей щелочности, а на диаграмме R<sub>1</sub>—R<sub>2</sub> (рис. 3.17), отражающей генетическую классификацию гранитоидов, подавляющее большинство точек ложится в область синколлизонных гранитоидов, что, в целом, согласуется с имеющимися геологическими данными. С гранитоидами подобного типа могут быть связаны проявления Sn, W, Mo и TR скарново-го, грейзенового и гидротермального типов.

**Химические составы позднепротерозойских гранитоидов и порфиридов о. Врангеля**  
(в пересчете на 100%)

Назв. пород	Оксиды № обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ac	Na+K Ca
Мусковитовые лейкограниты	86-4	68,69	0,75	16,00	1,77	2,60	0,07	1,72	1,53	2,80	3,89	0,18	1,44	6,1
	86-5	75,28	0,05	14,68	0,10	0,40	0,02	0,14	0,84	3,57	4,72	0,20	1,70	15,0
	21	67,63	0,63	16,21	1,27	3,19	0,13	1,71	1,87	3,18	3,91	0,27	1,50	5,6
	21a	74,86	0,14	14,14	0,67	1,40	0,09	0,61	0,72	3,91	3,25	0,21	1,98	14,8
	22	73,99	—	14,74	—	1,04	0,07	0,19	1,11	4,15	4,51	0,20	1,76	11,55
	22a	73,26	—	14,95	—	0,73	0,05	0,16	0,75	2,68	7,18	0,24	1,72	17,7
	226	74,99	0,16	13,00	0,17	1,66	0,05	0,28	0,72	3,09	5,81	0,07	1,85	16,9
	403	73,63	—	15,32	0,26	0,90	0,05	0,29	1,26	6,83	1,25	0,21	1,69	11,2
	534б*	81,68	0,18	10,46	0,96	0,85	0,01	1,04	0,51	1,62	2,69	н.о.		
	910*	80,42	0,01	10,14	1,48	0,43	0,01	0,58	0,40	1,72	4,81	н.о.		
Гранит-порфиры	119	77,56	0,14	11,72	0,71	0,90	—	0,29	0,42	2,89	5,31	0,06	1,90	29,4
	67/10	76,04	0,17	12,97	0,93	0,58	—	0,20	0,32	2,97	5,78	0,04	1,77	44,0
	76/8	76,66	0,15	12,47	0,76	0,83	—	0,30	0,59	2,47	5,73	0,04	1,84	18,4
	9/46	75,99	0,23	12,30	0,66	1,52	0,06	0,45	0,42	2,96	5,37	0,04	1,76	30,0
	94/21	73,91	0,03	15,42	0,29	0,70	0,05	0,17	0,53	4,38	4,32	0,20	1,58	23,2
	659	78,52	0,24	11,53	1,84	0,70	сл.	0,81	0,20	1,74	4,30	0,12	2,29	37,0
	86-8	76,68	0,14	12,63	0,40	1,00	0,01	0,16	0,50	2,81	5,67	—	1,88	23,6
Порфириды по кислотам эффузивам (кварцевым порфирам)	71/8	75,57	0,16	12,83	0,81	0,73	0,05	0,57	0,83	4,43	3,98	0,04	1,66	15,1
	568	77,34	0,05	12,23	0,92	0,55	сл.	0,16	0,68	2,53	5,33	0,21	2,00	14,9
	651	77,22	0,08	12,23	0,98	0,44	сл.	0,38	1,68	4,97	1,83	0,19	1,84	6,6
	658	75,97	0,18	13,72	0,56	0,44	сл.	0,21	0,59	3,50	4,74	0,09	1,76	15,4
	658a	76,24	0,14	12,39	1,33	0,71	сл.	0,07	0,62	3,34	5,06	0,10	1,78	19,5
	615к	73,78	0,20	14,14	0,42	1,18	0,06	0,46	1,32	3,82	4,55	0,07	1,58	6,8

Примечание: источники №№ 86-4, 86-5, 86-8 — Kos'ko, Cecile, Harrison, 1993;

№№ 20, 21, 21a, 22, 226, 403 — Лопатин, 1991;

№№ 119, 67/10, 76/8, 9/46, 94/21, 659, 71/8, 568, 651, 658, 658a, 615к — Г.И. Каменева, 1973г.;

№№ 534б, 910 — М.Т. Кирюшина, 1952г.

\* окварцованные граниты

Контактовое воздействие гранитоидов на вмещающие вулканогенно-терригенные породы метаморфического комплекса выражено слабо и проявлено преимущественно в окварцевании пород подошвы и кровли. По-видимому, воздействию гранитоидов на карбонатсодержащие разности пород врангелевского комплекса обязаны своим появлением скарны и скарноиды, спорадически встречающиеся на южных склонах г. Мамонтовой и в Центральных горах в виде единичных линз и линзовидных прослоев мощностью до 2—3 м. Скарны — полосчатые породы светло-серого и серого цвета, состоящие из кальцита (3—45%), диопсида (20—30%), эпидота (15—20%), бесцветного граната (гроссуляра) — до 10%, иногда микроклина — до 10% и сфена — до 3%. В скарноиде, где главным породообразующим минера-

лом является гранат, вместо диопсида развит тонкоигольчатый амфибол — тремолит и в значительных количествах присутствует кварц.

Возраст гранитоидов однозначно не определен. Тела гранитоидов залегают исключительно в поле развития метаморфитов врангелевского комплекса и совместно с ними дислоцированы, а галька гранитоидов присутствует в базальных конгломератах палеозойских толщ. Гранитоидная галька конгломератов хорошо окатана, имеет округлую яйцевидную форму и достигает 30 см по наибольшему измерению. Гранитоиды, встреченные в гальке, более разнообразны по составу. В 25 гальках, изученных микроскопически, установлены следующие разновидности гранитоидов (в порядке их преобладания): 1) лейкократовые слюдяные граниты, частью порфиридные, состоящие из

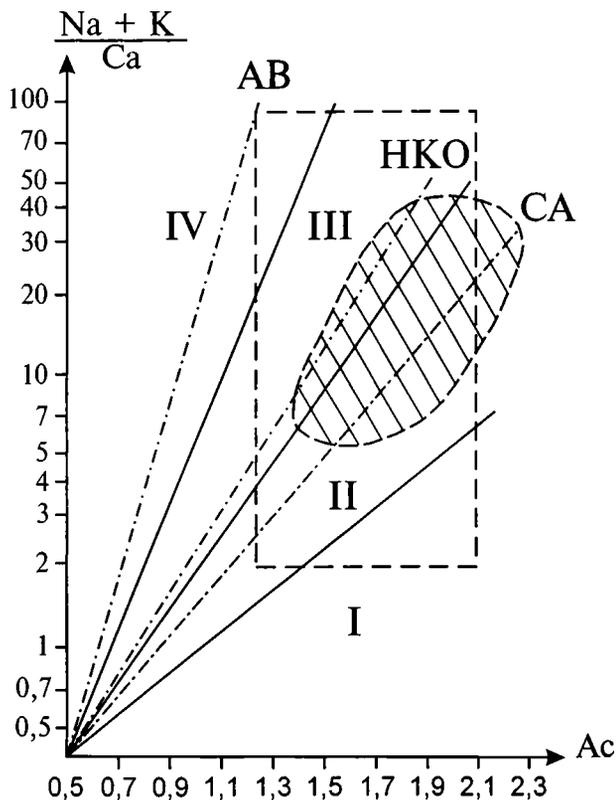


Рис. 3.16. Диаграмма  $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca} - \text{Ac}$  для классификации базальтоидных и гранитоидных серий.  $\text{Ac}$  — относительная кислотность, I—IV — поля щелочности: I — известковистое, II — известково-щелочное, III — субщелочное, IV — умеренно-щелочное (щелочно-базальтовое), CA — главный известково-щелочной тренд, AB — главный щелочно-базальтовый тренд, HKO — высококалиевый тренд; пунктир — поле эталонных гранитоидов; заштриховано поле позднепротерозойских гранитов о. Врангеля.

плагиоклаза (олигоклаза) — 20—30%, калиевого полевого шпата — 30—45%, кварца — 25—30%, мусковита (серицита) — 5—8%, биотита (хлорита) — 1—3%, акцессорные минералы: рудные, сфен, циркон, апатит, турмалин; 2) биотитовые и амфибол-биотитовые плагиограниты, сложные олигоклазом — 35—40%, калевым полевым шпатом — 5—10%, кварцем — 30—40%, биотитом (хлоритом) — 3—5%, серицитом — 5—8%, зеленым амфиболом — до 1%, кальцитом — 4—6%, акцессорные минералы: сфен, апатит, рудные; 3) граносиенит-порфиры, состоящие из калиевого полевого шпата, который вместе с микропегматитом составляет 55—60% породы, плагиоклаза 5—15%, кварца — 15—20%, биотита (хлорита) — 2—3%, серицита 2—3%, кальцита 3—5%, апатита, рудных, сфена и турмалина. Наиболее распространенные в гальках конгломератов лейкократовые двуполевошпатовые граниты, а также реже встречающиеся граносиенит-порфиры по составу, структурно-текстурным особенностям и

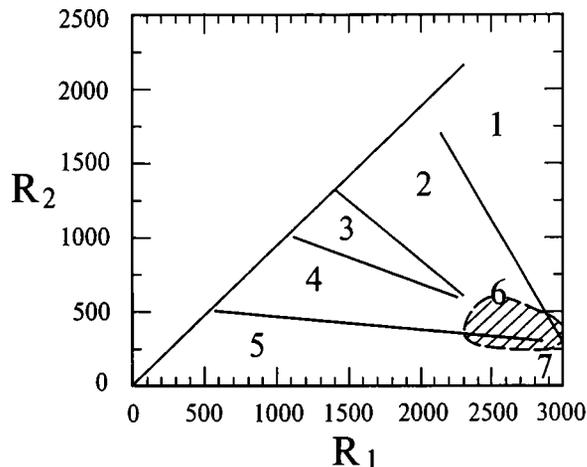


Рис. 3.17. Диаграмма  $R_1 - R_2$  генетической классификации гранитоидов [Batchelor and Bowden, 1985]  $R_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na}+\text{K}) - 2(\text{Fe}+\text{Ti})$ ,  $R_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$ . Генетические типы гранитоидов: 1 — продукты мантийного фракционирования; 2 — доплитной коллизии; 3 — постколлизионных поднятий; 4 — позднеорогенные; 5 — анорогенные; 6 — синколлизионные; 7 — посторогенные. Заштриховано поле гранитоидов острова Врангеля.

петрохимическим характеристикам (богатые и умеренно богатые щелочами, пересыщенные глиноземом лейкократовые породы) весьма близки рассмотренным выше гранитоидам, что, вероятно, свидетельствует о происхождении их в результате размыва последних.

Первые датировки бессистемно отобранных немногочисленных образцов гранитоидов K-Ar методом по валовому составу [Фирсов, 1966] дали широкий разброс значений от  $165 \pm 3$  млн лет до  $421 \pm 6$  млн лет, однако эти данные, скорее всего, являются свидетельством неравномерно проявленных вторичных изменений гранитоидов, нежели определяют возраст их становления. Позднее были получены более древние калий-аргоновые датировки, равные 570—603 млн лет, в целом, подтвержденные определением возраста циркона из гранитоидов термоионным Pb-Pb методом  $590 \pm 50$  млн лет (С.М.Павлов, ИГиГДАН СССР) и мусковита из того же образца R-Sr методом —  $475 \pm 31$  млн лет (И.М.Васильева, ИГиГДАН СССР). Последние, еще более древние датировки ( $609 + 10 / - 7$ ;  $633 + 21 / - 12$  и  $677 + 163 / - 86$  млн лет), дала геохимическая лаборатория геологической службы Канады по результатам изотопного U-Pb анализа цирконов из проб гранитоидов (рис. 3.18), отобранных совместной советско-канадской экспедицией в 1986 г. [Сесил, Харрисон, Парриш, 1991; Kos'ko, Cecil, Harrison, 1993]. Судя по этим данным, абсолютный возраст становления гранитоидов, полученный разными методами по разным минералам, скорее всего

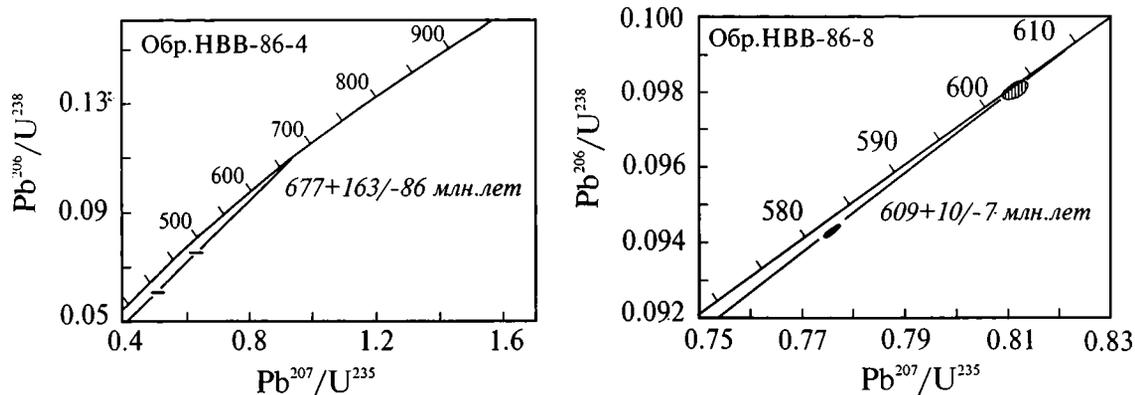


Рис. 3.18. Диаграммы результатов анализа цирконов из лейкогранита (обр. 86-4) и гранит-порфира (обр. 86-8).

соответствует границе позднего протерозоя и раннего палеозоя.

**Палеозойский магматизм.** Палеозойские магматические образования представлены преимущественно эффузивами кислого и основного состава предположительно раннекаменноугольного возраста.

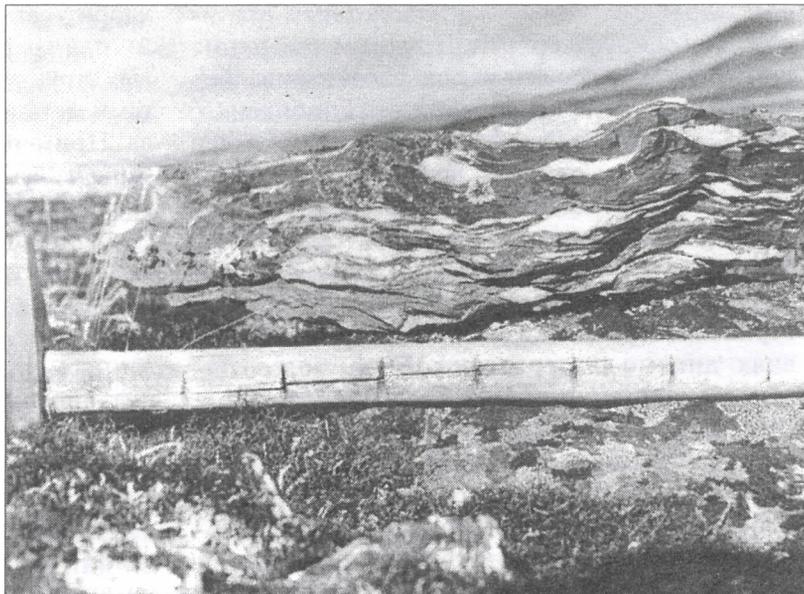
Эффузивы основного состава известны в бассейне верховий рек Неизвестная и Красный Флаг, а также южнее г. Черная на водоразделе ручьев Перкаткун и Совиный. В первом случае они закартированы по серии элювиально-делювиальных развалов на площади до 10 км<sup>2</sup> в поле развития характерных для нижнего карбона пестроцветных конгломератов, во втором — установлены в ряде обнажений, трассирующих в субширотном направлении пластовое тело, видимо, небольшой мощности. Макроскопически это темно-серые, почти черные миндалекаменные породы, обычно интенсивно измененные, карбонатизированные. Количество миндалин, выполненных мелкозернистым кварцем, радиально-лучистым халцедоном, кальцитом, реже хлоритом и эпидотом, достигает 50%. Под микроскопом в гипокристаллической или стекловатой основной массе, обогащенной черными рудными, отчетливо выделяются обильные мелкие лейсты, а изредка и более крупные вкрапленники нацело сосюритизированного и серицитизированного плагиоклаза. Максимальная мощность эффузивных пачек, видимо, не превышает 100 — 200 м.

К гипабиссальной фации базитов этого возраста относятся отдельные тела в верховьях р. Неизвестной, а также, возможно, и субпластовые тела пород основного состава, описанные А.А.Горбуновым в 1953 г. как лампрофиры. Одно из них зафиксировано на северном склоне восточного отрога г. Советской в поле врангелевского комплекса. Судя по элювиально-делювиальным развалам, это силл или дай-

ка небольшой мощности субширотного простираения, сложенная мелкозернистой породой зеленовато-серой окраски и гипидиоморфной структуры, состоящей из плагиоклаза, пироксена, амфибола, небольшого количества слюдястых минералов и сфена. Плагиоклаз (олигоклаз) образует таблитчатые, часто изогнутые зерна, иногда содержащие включения эпидота и хлорита. Моноклинный пироксен (авгит), резко преобладающий среди темноцветных, представлен таблитчатыми и неправильными зернами свежего облика. Амфибол серовато-зеленого цвета, чаще бесцветный, в количественном отношении значительно уступает пироксену. Хлорит и мусковит образуют мелкочешуйчатые агрегаты, располагающиеся между зерен плагиоклаза, пироксена и амфибола. Сфен — агрегаты мелких зерен, составляет не менее 5% объема породы. Кварц и кальцит весьма редки и наблюдаются в виде единичных мелких зерен неправильной формы. О возрасте этих пород можно судить по косвенным данным. Во-первых, свидетельством их более молодого возраста, нежели позднепротерозойский, является весьма слабая их измененность (в частности, хорошая сохранность пироксенов) по сравнению с базитами, метаморфизованными совместно с осадками врангелевского комплекса в условиях фации зеленых сланцев. Во-вторых, дайки пород, близких по составу и облику рассмотренным, известны на о. Геральд, расположенном несколько восточнее о. Врангеля, где они прорывают массив граносиенитов, по-видимому, синхронных позднепротерозойским гранитоидам о. Врангеля [Горбунов, 1953].

Эффузивы кислого состава распространены более широко. Крупное поле развития кислых эффузивов площадью 6,5 × 3,0 км<sup>2</sup> закартировано в районе Центральных гор в верховьях р. Неизвестной, где кварцевые порфиры слагают предвершинную часть и вершину г. Первой и небольшую платообразную возвышенность в

Рис. 3.19. Послойные линзовидные обособления халцедоновидного кварца вблизи контакта кислых эффузивов и вмещающих терригенных пород.



2,0 км к северу от ручья Хрустального. Суммарная мощность эффузивного тела, состоящего, видимо, из нескольких покровов, превышает 60 м. Кварцевые порфиры — породы светло-серого и серого цвета с порфировой структурой и флюидалльной текстурой. Вкрапленники, составляющие 10—15%, редко до 20% объема породы, представлены катаклазированным кварцем, калишпатом и плагиоклазом (олигоклазом), обычно интенсивно альбитизированным. Размер вкрапленников — 0,5—3,0 мм. Основная масса микрозернистая (0,005 — 0,05 мм), гранофировая, иногда микрофельзитовая, по составу кварц-полевошпатовая с дисперсно рассеянным серицитом (1—3%) и редкими мелкими чешуйками мусковита. Как правило, породы в различной степени катаклазированы и рассланцованы. В основании эффузивной пачки зачастую наблюдаются существенно кварцевые породы, сходные с метасоматическими кварцитами, нередко содержащие обломки как кварцевых порфиров, так и вмещающих терригенных пород, обычно интенсивно окварцованных [В.М.Басов, 1954]. Вблизи контакта с эффузивами в подстилающих их терригенных породах отмечаются послойные линзовидно-прожилковидные обособления низкотемпературного халцедоновидного кварца (рис. 3.19), свидетельствующие об активной гидротермальной деятельности, связанной, видимо, с заключительными фазами

палеозойского кислого магматизма. Аналогичные кислые эффузивы известны также на правом берегу р. Гусиной в нижнем ее течении, где ими сложен ряд холмов в поле развития палеозойских кварцитов [Громов, 1939].

Эффузивы как кислого, так и основного состава рассматривались Г.И.Каменевой как позднепротерозойско-раннекембрийские образования [1975], а К.С.Агеевым включались в разрез отложений среднекаменноугольного возраста. Единичные датировки калий-аргоновым методом дают относительно более молодые значения 121—133 млн лет, соответствующие раннемеловому времени [Фирсов, 1966], что, скорее всего, обусловлено степенью и характером вторичных изменений пород. По нашим представлениям [Kos'ko и др., 1993], эффузивы относятся к раннекаменноугольным образованиям. В пользу этого говорит тесная ассоциация с пестроцветными конгломератами, относимыми к нижнекаменноугольной толще.

### 3.4. Метаморфизм

Все геологические образования докайнозойского складчатого комплекса о. Врангеля в той или иной степени изменены процессами метаморфизма как регионального, охватывающего практически весь остров, так и локального, проявленного лишь в зонах тектонических нарушений, однако степень метаморфизма невысока и по Р-Т условиям, как правило, не выходит за пределы различных субфаций фации зеленых сланцев.

В целом, наиболее метаморфизованными являются древнейшие в регионе верхнепротерозойские образования врангелевского комп-

лекса, прослеживающиеся узкой полосой в центральной части острова. Вопрос о характере и возрасте метаморфических преобразований пород врангелевского комплекса предыдущими исследователями решался по-разному в зависимости от предлагаемых ими стратиграфических схем и тектонических построений. Г.С. Гнибиденко, С.М. Тильман, Н.А. Богданов и др., рассматривая врангелевский комплекс в составе верхнедевонско-нижнекаменноугольной свиты берри, считали метаморфизм позднепалеозойским, определяя его как прогрессивный метаморфизм — ранний метасоматоз,

связанный с термальным воздействием гранитоидов и основных пород. При этом изменения самих магматических пород рассматривались ими как автометаморфические [Гнибиденко, 1968; Тильман, Богданов, 1970]. К.С. Агеев склонялся к мысли, что врангелевский метаморфический комплекс является полихронным, состоящим как из верхнепротерозойских, так и палеозойских образований, метаморфизованных в разное время и в разных обстановках: верхнепротерозойские образования — в условиях динамо-геотермического, а более поздние — плутонического типов метаморфизма [Хорева, 1966]. Г.И. Каменева, относящая врангелевский комплекс к позднедокембрийским образованиям, считает, что метаморфизм слагающих его пород протекал в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма, отмечая при этом закономерное уменьшение степени метаморфизма вверх по разрезу [Каменева, 1973]. Подтверждением тому, по ее мнению, служат следующие минеральные ассоциации (табл. 3.4), широко развитые в метаморфитах различного первичного состава.

В нижней части разреза метаморфической толщи преобладают эпидот-амфиболовые, биотит-амфиболовые, актинолит-эпидот-хлоритовые и альбит-актинолит-хлоритовые сланцы, т.е. существенно зеленоцветные меланократовые породы, возникшие, судя по немногочисленным реликтовым структурам, за счет метаморфизма пирокластитов, эффузивов и силлов основного, реже среднего состава. Верхняя часть разреза сложена преимущественно кварц-альбит-мусковит (серицит)-хлоритовыми, кварц-альбит-биотит-мусковитовыми, кварц-альбит-

хлорит-серицитовыми сланцами, в которых иногда сохраняются реликты бластопорфировых структур, что позволяет считать их продуктами метаморфизма эффузивов кислого состава. Примерно такой же состав имеют и метаморфизованные пелиты, зачастую переслаивающиеся с более грубозернистыми осадками, сохраняющими реликты псаммитовой и псефитовой структур. Повсеместно в породах наблюдаются согласные пластовые тела огнейсованных и рассланцованных мусковитизированных двуполевошпатовых гранитов и гранит-порфиров, а к низам разреза тяготеют пластовые интрузии метабазитов. Изредка в нижней половине разреза толщи отмечаются линзы гранат-эпидот-диопсидовых мраморов.

Принимая в целом концепцию Г.И. Каменевой о региональном характере метаморфизма врангелевского комплекса, следует отметить, что вопрос о термодинамических условиях метаморфизма в настоящее время не может быть решен однозначно, ввиду полного отсутствия сведений о химических составах сосуществующих минералов в приведенных выше минеральных ассоциациях (табл. 3.4). Анализируя имеющиеся материалы, необходимо иметь в виду следующее: во-первых, в низах разреза отложений врангелевского комплекса, метаморфизованных по Г.И. Каменевой в условиях эпидот-амфиболитовой фации, наряду с эпидот-амфиболовыми и биотит-эпидот-амфиболовыми сланцами широко развиты актинолит-эпидот-хлоритовые, альбит-актинолит-хлоритовые, альбит-хлоритовые и кварц-альбит-мусковитовые сланцы, типичные для зеленосланцевой фации. Во-вторых, что особенно важно, во всех метаморфитах широко

Таблица 3.4

**Минеральные ассоциации в метаморфитах врангелевского комплекса**

	Фации метаморфизма	
	Эпидот-амфиболитовая	Зеленосланцевая
Вулканы основного и среднего состава	Р.о+Эп, Р.о+Эп+Би, Р.о+Эп+Би+Кв+Пл <sub>8-10</sub> , Р.о+Эп+Ми+Гр	Акт+Эп+Хл+Аб <sub>5</sub> +Кв, Акт+Эп+Аб <sub>5</sub> +Кв±Ка, Эп+Хи+Аб <sub>5</sub> +Кв, Би+Хи+Аб <sub>5</sub> +Кв, Акт+Би+Эп+Аб <sub>5</sub> +Кв
Кислые эффузивы и терригенные породы	Би+Му+Кв+Эп, Би+Му+Ми+Кв, Би+Му+Кв+Аб <sub>8-10</sub>	Му(Сер)±Хл+Аб <sub>5</sub> +Кв, Му(Сер)+Аб <sub>5</sub> +Кв±Ка, Му(Сер)+Кв±Ка
Карбонатные породы	Ка+Ди+Эп, Ка+Ди+Эп+Гр+Ми	Ка+Му(Сер), Ка+Му+Хл±Кв

Примечание: Р.о. — роговая обманка, Ди — диопсид, Гр — гранат, Эп — эпидот, Би — биотит, Му — мусковит, Ми — микроклин, Аб<sub>8-10</sub> — альбит и содержание в нем анортитовой составляющей, Хл — хлорит, Акт — актинолит, Сер — серицит, Ка — кальцит, Кв — кварц.

развит лишь плагиоклаз с содержанием анортитовой составляющей, не превышающей 8—10%, что характерно только для пород фации зеленых сланцев. Наконец, ассоциации кальцит-диопсид-эпидот и кальцит-диопсид-эпидот-кальциевый гранат (гроссуляр) крайне редки для карбонатных пород, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации, зато характерны для скарнов. Учитывая изложенное и принимая во внимание, что изредка фиксируемые в метапелитах минеральные ассоциации типа биотит-мусковит-альбит-кварц и биотит-хлорит-альбит-кварц отвечают Р-Т условиям метаморфизма, не выходящим за верхнюю границу фации зеленых сланцев [Добрецов, Соболев, 1972], следует считать, что последняя, видимо, и соответствует условиям метаморфических преобразований пород врангелевского комплекса, т.е. температурному интервалу 350—500°C при умеренных давлениях. В этом случае роговую обманку, входящую иногда в ряд минеральных ассоциаций, надо рассматривать как реликтовый минерал, автометаморфически измененных магматических пород основного состава, претерпевших рассланцевание и зеленокаменное преобразование.

Более молодые карбонатно-терригенные отложения палеозоя и терригенные осадки триаса характеризуются в целом несколько меньшей степенью метаморфизма. Существенно глинистые породы, наиболее чутко реагирующие на изменения Р-Т условий, в обстановке интенсивного одностороннего давления повсеместно превращены в филлитовидные сланцы и филлиты кварц-серицит-хлоритового состава со структурами, меняющимися от blastopelitic и blastoaleuropelitic до lepidoblastic и granuloblastic. В то же время в палеозойских толщах нередко наблюдаются кварц-мусковит-хлоритовые сланцы, практически неотличимые от сходных по составу сланцев врангелевского комплекса. С другой стороны, в рассланцованных метапелитах, чаще всего в триасовых, иногда сохраняется слабо раскристаллизованное пелитоморфное вещество. Аналогичные минеральные ассоциации характерны и для цемента грубосланцевых песчаников и конгломератов. Имеющиеся данные позволяют оценить степень метаморфических преобразований отложений палеозоя и триаса, как соответствующую, в целом, низкотемпературной (пумпеллит-стильпномелановой) субфации зеленосланцевой фации, при этом верхняя ее граница достигает среднетемпературной (эпидот-мусковит-хлоритовой) субфации, а нижняя отвечает условиям переходной зоны от регионального эпигенеза к на-

чальной стадии регионального метаморфизма, т.е. метаморфическое изменение пород палеозоя и мезозоя происходило при умеренных давлениях в интервале температур от 300 до 400—450°C. Этому не противоречат и данные изучения окраски конодонтов, отобранных в ниже-среднекаменноугольных отложениях на крайнем западе и в центральной части острова. В соответствии с установленной зависимостью интенсивности окраски конодонтов от температуры прогревания вмещающих их пород, индекс окраски (ИОК) последних колеблется от 5,5 до 6,0—6,5 (светло-серая до темно-серой), что соответствует температурному интервалу 360—550°C [Хендерсон, Сесил, Харрисон, 1991].

Таким образом, на о. Врангеля достаточно отчетливо проявлена метаморфическая зональность, а точнее соответствие степени зеленосланцевого метаморфизма стратиграфическому положению метаморфизованных толщ. Если верхнепротерозойские образования врангелевского комплекса метаморфизованы в условиях высоко- и среднетемпературной субфаций зеленосланцевой фации, то для пород палеозоя и триаса характерна низкотемпературная субфация зеленокаменного изменения вплоть до самого нижнего его предела. Такие соотношения нередко наблюдаются в зонах широкого развития зеленосланцевых толщ и зачастую весьма обоснованно трактуются как результат одноактного прогрессивного метаморфизма, интенсивность которого постепенно уменьшается вверх по разрезу. Тем не менее, на о. Врангеля ситуация несколько иная. Ключевым моментом в расшифровке последовательности метаморфических процессов здесь является наличие в базальных конгломератах палеозоя многочисленных галек биотит-мусковит-кварцевых, актинолит-эпидот-кварц-хлоритовых, эпидот-хлорит-альбит-кварцевых и других сланцев, аналогичных по составу и структуре сланцам врангелевского комплекса, причем ориентировка сланцеватости в гальках, как правило, не совпадает с направлением сланцеватости вмещающих пород. Этот факт определенно свидетельствует о том, что ко времени формирования базальных конгломератов верхнепротерозойские образования уже были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, а, следовательно, процесс зеленокаменного изменения докайнозойских дислоцированных образований происходил на о. Врангеля в два значительно разобщенных во времени этапа. С наиболее древним этапом, соответствующим, видимо, байкальскому тектоническому циклу, связано формирование метаморфических сланцев врангелевского комплекса, являющихся продуктами зеленокаменного измене-



Рис. 3.20. Милонитизированный порфиroidный ортогнейс. Врангелевский комплекс, верховья р. Хищников.

ния вулканогенных и осадочных пород в Р-Т условиях высоко- и среднетемпературной субфаций. Второй этап, результатом которого явилось зеленокаменное изменение всех вышележащих толщ вплоть до триасовых, скорее всего, связан с раннекиммерийским тектоническим циклом. Метаморфизм этого этапа, менее интенсивный, не превышающий, как правило, Р-Т условий низко- и среднетемпературной субфаций зеленосланцевой фации, был, по видимому, весьма кратковременным. Именно этим можно объяснить наблюдаемую зачастую в грубообломочных породах незавершенность и неравномерность преобразования осадочных структур в метаморфические, различную ин-

тенсивность метаморфогенного минералообразования как в цементе, так и в обломочном материале осадочных пород, а также слабое проявление процессов диафтореза в ранее метаморфизованных образованиях врангелевского комплекса. Наряду с региональным метаморфизмом в центральной части острова достаточно широко проявлен локальный дислокационный метаморфизм, связанный, главным образом, с многочисленными разнопорядковыми надвиговыми структурами. В зонах крупных надвигов породы обычно интенсивно катаклазированы, рассланцованы, а зачастую превращены в типичные тонкополосчатые милониты и филлониты. Особенно отчетливо катаклаз и милонитизация фиксируются в относительно жестких крупно- и среднезернистых породах, в частности, практически во всех телах магматических пород и конгломератах (рис. 3.20). В то же время продукты динамометаморфизма пластичных существенно глинистых пород практически неотличимы от пород того же состава, регионально метаморфизованных в фации зеленых сланцев.

### 3.5. Структурная геология

Основные черты структурной геологии о. Врангеля были установлены Л.В. Громовым и М.Т. Кирюшиной [1947], С.М. Тильманом, Н.А. Богдановым, С.Г. Бялобжеским, А.Д. Чеховым [Тильман и др., 1964; Тильман и др., 1970], М.Е. Городинским [1964], С.Г. Бялобжеским и О.Н. Ивановым [1971], Г.И. Каменевой и Г.Е. Черняком [1973, 1974], Г.И. Каменевой [1975]. Собранные предшественниками информация была систематизирована и критически проанализированы в свете собственных наблюдений в ходе полевых работ в середине восьмидесятых годов, выполнявшихся по программе Советско-Канадского сотрудничества в Арктике. В результате удалось создать более взвешенную и детальную тектоническую модель.

Основными структурными подразделениями о. Врангеля являются северная и южная прибрежные низменности и разделяющее их Центральное поднятие (рис. 3.21). Северная

низменность, называемая также Тундрой Академии, простирается от устья р. Медвежья на западе до мыса Уэринг на востоке при максимальной ширине около 30 км по меридиану 179° з.д. В пределах низменности распространены недислоцированные кайнозойские континентальные и прибрежно-морские осадки. Они представляют периферию мощного ранне-мелового-четвертичного осадочного комплекса, выполняющего на шельфе Чукотского моря прогиб Вилькицкого (рис. 3.1) [Косько, 1984; Польшкин, 1984; Grantz и др., 1990].

Южная приморская низменность простирается между мысом Блоссом на западе и устьем р. Наша на востоке, прерываясь посередине морским заливом и достигая максимальной ширины 20 км. Подобно северной низменности, осадочный покров южной низменности представляет наземное продолжение мелового-кайнозойского комплекса, выполняющего Южно-Чукотский прогиб на акватории (рис. 3.1) [Польшкин, 1984].

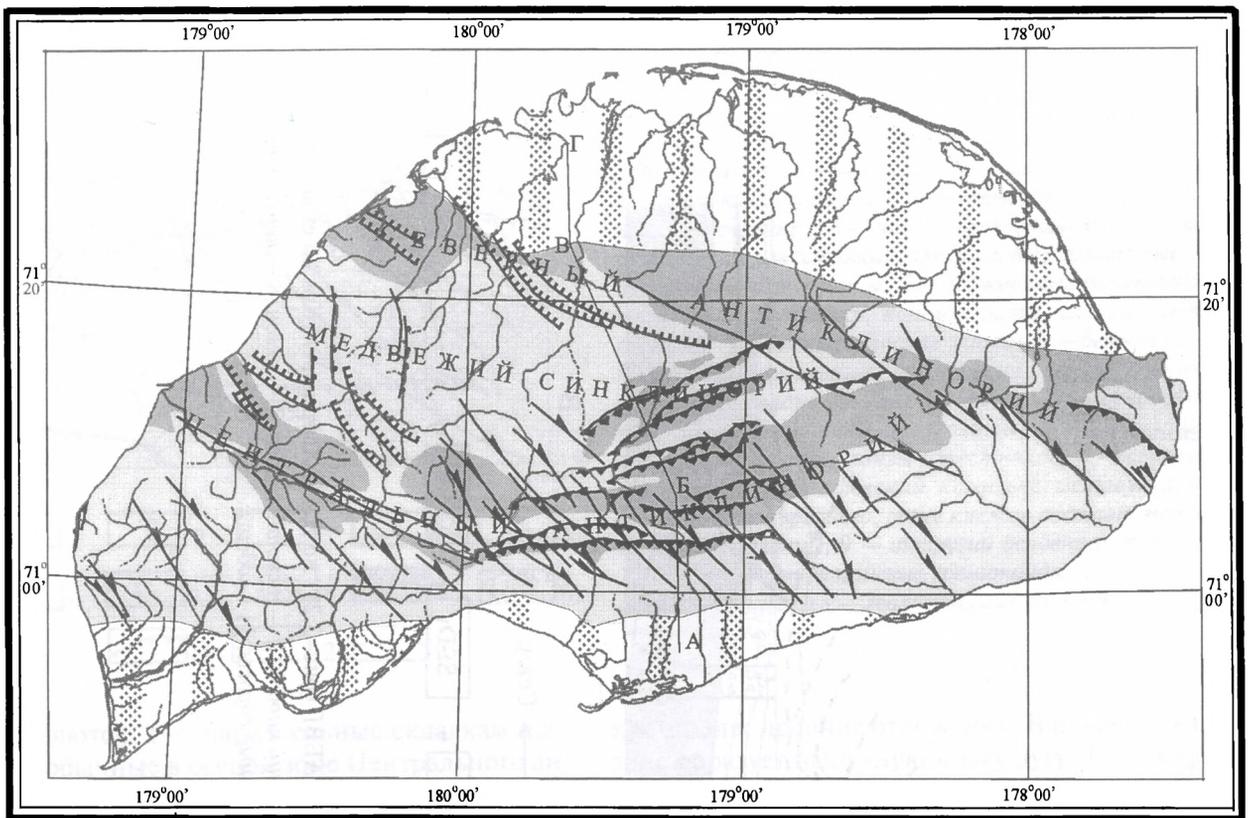


Рис. 3.21. Структурно-тектоническая схема о. Врангеля.

1 — прибрежные низменности; 2—8 — Центральное поднятие: 2 — синклинали и южное крыло Центрального антиклинория с выходами позднепалеозойских—триасовых отложений, 3 — антиклинали с выходами докембрийских—среднепалеозойских отложений, 4 — надвиги, 5 — взбросы, 6 — сбросы, 7 — сдвиги, 8 — прочие разломы; 9 — положение разреза, представленного на рис. 3.22.

Центральное поднятие представляет субширотный пояс возвышенностей и гор с выходами деформированных триасовых и более древних толщ. Центральное поднятие является наземным обнаженным звеном Врангелевско-Геральдской дуги. В осевой зоне дуги на акватории к востоку от о. Врангеля в направлении полуострова Лисберн на Аляске на поверхность дна выходят допозднемезозойский фундамент (рис. 2.1) [Kos'ko и др. 1993; Grantz и др., 1990].

Крупными структурами Центрального поднятия являются Северный антиклинорий, Центральный антиклинорий и Медвежий синклинорий между ними (рис. 3.21).

Ось Центрального антиклинория описывает плавную кривую, выпуклую на юг на западе и в центре острова. На востоке острова в Восточном плато Центральный антиклинорий, имеющий в целом субширотное простирание, сливается с простирающимся в запад-северо-западном направлении Северным антиклинорием. Сопряженной с ними структурой является Медвежий синклинорий. Замыкаясь в обла-

сти сочленения Центрального и Северного антиклинориев на востоке острова, он постепенно погружается и расширяясь, прослеживается вплоть до северо-западного побережья.

Вдоль южного склона Центрального поднятия в субширотном направлении простирается широкая полоса триасовых отложений. По принятой схеме районирования триасовые отложения принадлежат южному крылу Центрального антиклинория. В дальнейшем по мере появления новых данных при более детальных построениях, по-видимому, окажется целесообразным рассматривать зону триасовых отложений как особое структурное подразделение, равнозначное антиклинориям и синклиноориям.

Основным структурам Центрального поднятия свойственна многопорядковая складчатость северной вергентности и единообразно ориентированный кливаж южного падения, согласующийся с региональными и локальными системами складок (рис. 3.22).

В Центральном поднятии широко проявлены разрывные нарушения (рис. 3.21, 3.22, 3.23).

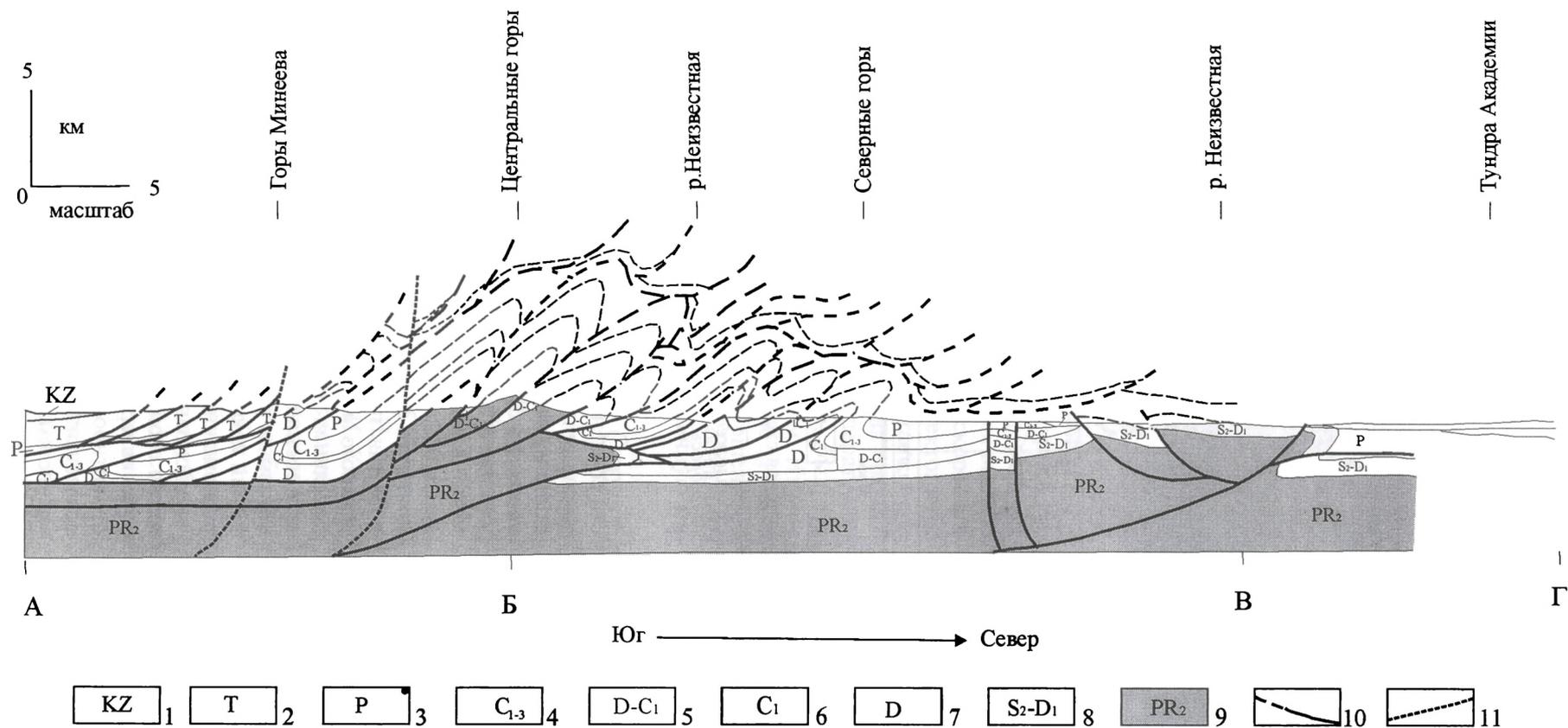


Рис. 3.22. Гипотетическая модель структуры острова Врангеля в разрезе по линии АБВГ (рис. 3.21) по Дж.К.Харрисону [Kos'ko et al, 1993].  
 1 — кайнозойские осадки; 2 — триас; 3 — пермь; 4 — нижний-верхний карбон; 5 — девон—нижний карбон; 6 — нижний карбон; 7 — девон; 8 — верхний силур—нижний девон; 9 — верхний протерозой, врангелевский комплекс; 10 — надвиги, шарьяжи, нормальные сбросы; 11 — сдвиги.

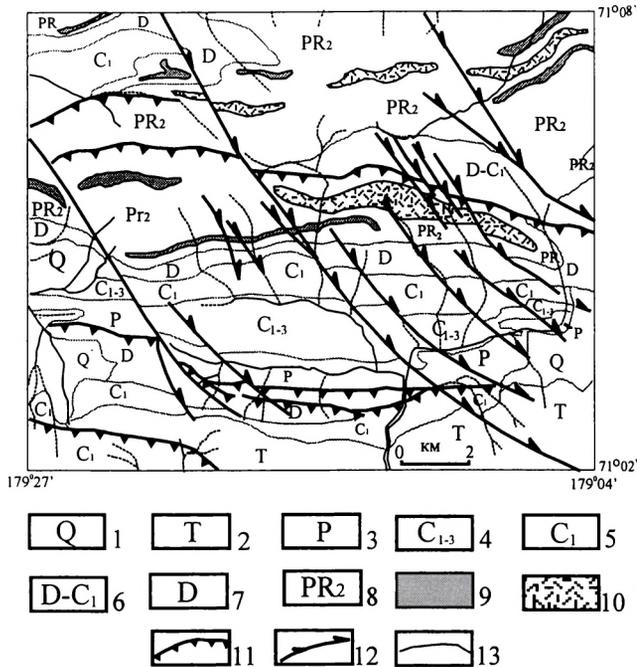


Рис. 3.23. Складчато-надвиговая структура Центральной культинации. Геологическая карта участка Центральные горы — верховья р. Хищников (заштрихованный прямоугольник на рис. 3.3).

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — триас: аргиллиты, глинистые сланцы, песчаники, алевролиты; 3 — пермские отложения: глинистые сланцы, известняки, песчаники; 4 — нижне-верхнекаменноугольные отложения: известняки, алевролиты, глинистые и филлитовидные сланцы; 5 — нижнекаменноугольные отложения: песчаники, конгломераты, сланцы, известняки, доломиты, пласты гипса; 6 — девонские — нижнекаменноугольные отложения неразделенные: песчаники, сланцы, конгломераты; 7 — девонские отложения: песчаники, алевролиты, сланцы, кварциты, конгломераты, линзы известняков; 8 — верхний протерозой, врангелевский комплекс: метавулканы основного, среднего, реже кислого состава, метапесчаники, сланцы; 9 — интрузии основного состава; 10 — позднепротерозойские гранитоиды; 11 — надвиги; 12 — сдвиги; 13 — геологические границы.

Выделяются: 1 — параллельные складкам надвиги, обычные в осевой зоне Центрального антиклинория и на востоке Медвежьего синклинория; 2 — взбросы, параллельные складкам, распространенные в южном крыле Северного антиклинория и в южном крыле Медвежьего синклинория на западе; 3 — правосторонние сдвиги северо-западного простирания, косо секущие складчатость. Сдвиги равномерно распределены на юге Центрального поднятия; 4 — прочие разломы с менее определенными морфокинематическими характеристиками. В этой группе различаются системы запад-северо-западного, северо-западного и меридионального простираний. Северо-западные разломы в бассейне р. Гусиной и на южном крыле Северного антиклинория, возможно, являются правосторонними взбросо-сдвигами. Относительно этих разломов известно лишь то, что они смещают стратиграфические границы и обладают крутым, более  $60^\circ$ , падением сместителей.

Разломы меридионального простирания встречены на западном и восточном окончаниях острова и в Безымьянных горах. Возможно, что эти разломы отражают поздемеловое и более позднее растяжение вдоль оси Врангелевско-Геральдской дуги и связаны с преобразованием морфоструктуры на неотектоническом этапе.

Центральный антиклинорий изучен лучше, чем другие структуры острова Врангеля. Его протяженность в субширотном направлении составляет 100 км, максимальная ширина — 30 км. Центральный антиклинорий представляет сложный ансамбль структур сжатия. Вдоль шарнира антиклинория обнажаются девонские

и более древние отложения. В плане осевая зона образует выпуклую к югу дугу. В рельефе ей отвечают поднятия, к которым относятся береговые скалы в районе Птичьего Базара, холмогорье в бассейне р. Гусиная, Мамонтовое и Центральные горы и Восточное плато, разделяющее бассейны рек Кларк и Насхок. В Восточном плато Центральный антиклинорий причленяется к Северному антиклинорию.

Центральному антиклинорию присуща обшая северная вергентность. Северное крыло антиклинория узкое. Здесь широко проявлены надвиги, наклоненные и опрокинутые к северу складки с крутыми и опрокинутыми северными крыльями антиклиналей (рис. 3.2, 3.21, 3.23). Шарнир антиклинория в плане смещен к северу. Южное крыло широкое. Оно сложено в целом полого падающими к югу толщами, нарушенными дополнительными складками.

Шарнир антиклинория волнистый. Выходами древнейших пород на шарнире фиксируются два антиклинальных перегиба — Центральная и Гусиная культинации. Центральная культинация располагается в Центральных горах, где на поверхность выходит врангелевский комплекс. Гусиная культинация определяется выходами на поверхность силурийских и девонских отложений. Культинации разделены структурной седловиной в верховьях р. Гусиной.

Структура Центральной культинации складчато-надвиговая. Здесь закартирован пакет надвиговых пластин — чешуй, каждая из которых представляет опрокинутую к северу антиклинальную складку с сорванным по надвигу северным крылом (рис. 3.23). Складко-надвиги прослеживаются на 10 — 40 км, амплитуда



Рис. 3.24. Надвиг на северном склоне Центральных гор — Центральная кульминация, нижняя надвиговая пластина в районе ручья Хрустальный. Вид с востока на запад.

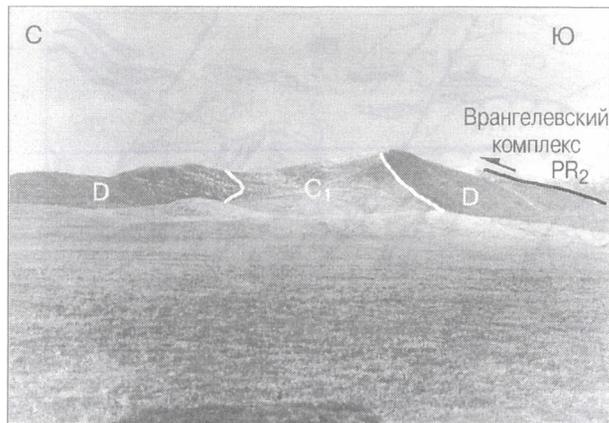


Рис. 3.25. Опрокинутая к северу синклираль в верховьях р. Неизвестной — Центральная кульминация, северные отроги Центральных гор. На девонские отложения с юга надвинуты породы врангелевского комплекса — восточное продолжение нижней надвиговой пластины, представленной на рис. 3.24. Вид с запада на восток.

литуда горизонтального смещения по отдельным надвигам достигает 3 км. Подошва нижней пластины наблюдалась на выходе ручья Хрустального из каньона, прорезающего северные склоны Центральных гор (рис. 3.24, 3.25). Лежачее крыло сложено терригенно-карбонатной каменноугольной толщей. Эта толща распространена в основании склонов и в предгорной равнине, прилегающей к Центральным горам с севера. Каменноугольная толща перекрыта тонким прерывистым чехлом рыхлых осадков. Висячее крыло сложено докембрийским врангелевским комплексом, выходы которого образуют скалистые северные отроги Центральных гор. Поверхность надвига просматривается на склонах под делювием. В долинах ее наблюдать не удастся из-за мощного аллювия.

Подошва верхней пластины располагается в основании северного склона гор Минеева. Эта структура наблюдалась в долине р. Хищников (рис. 3.23, 3.26). Здесь в лежачем северном крыле располагаются пермские сланцы. На них с юга надвинуты нижнекаменноугольная и девонская толщи, образующие опрокинутую к северу складку. Надвигом вырезана ниже-верхнекаменноугольная толща, подстилающая пермские отложения в 1 км севернее рассматриваемого тектонического контакта нижнего карбона и перми. Горизонтальная амплитуда надвига может достигать первых километров.

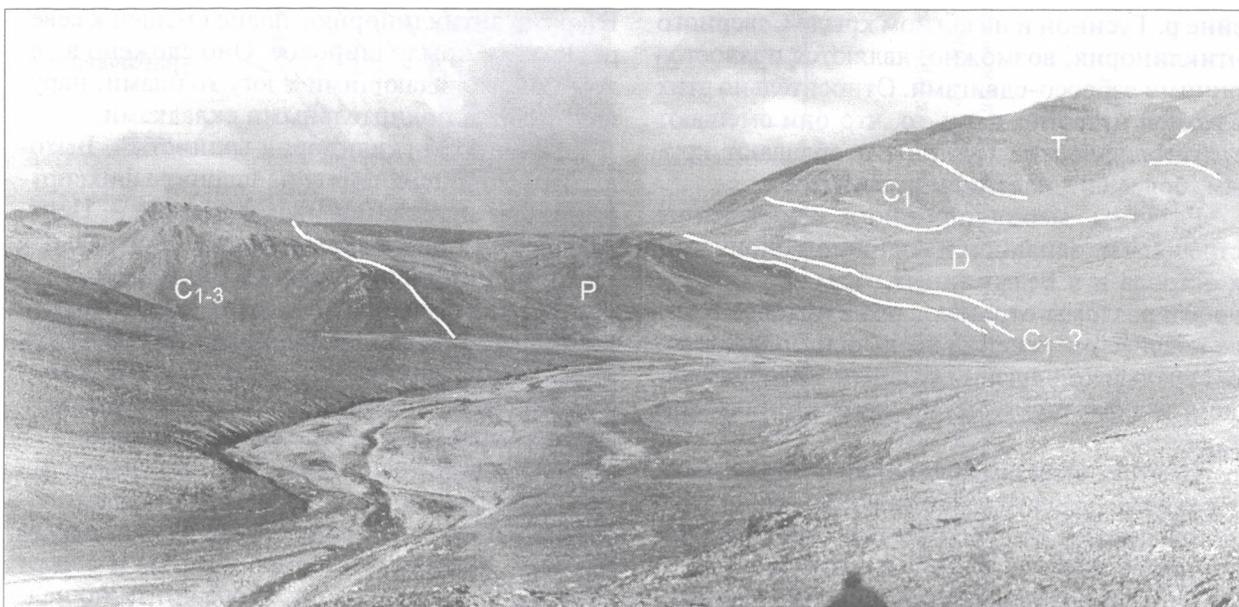


Рис. 3.26. Надвиг в основании северного склона гор Минеева — верхняя надвиговая пластина. Левобережье р. Хищников в верхнем течении. Вид с запада на восток, с правого берега р. Хищников.

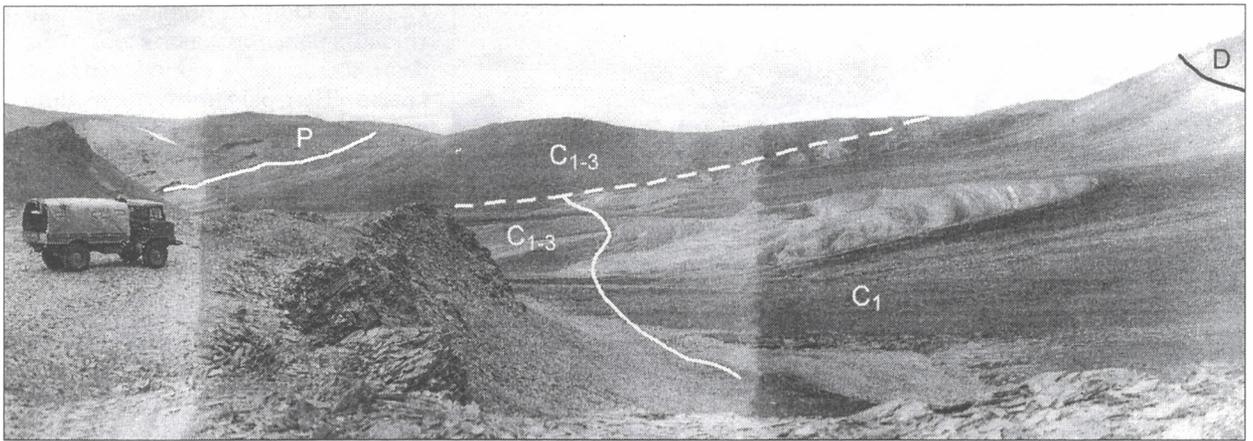


Рис. 3.27. Правосторонний сдвиг в верховьях р. Хищников. Вид с востока на запад.

Водораздел и привершинная часть склона гор Минеева (правая часть рис. 3.26) образована триасовыми терригенными породами. М.К.Косыко и М.П.Сесил полагают, что триас залегают со стратиграфическим перерывом несогласно на нижнекаменноугольных отложениях, Дж.К.Харрисон считает, что нижнекаменноугольные и триасовые отложения контактируют по надвигу, и отсутствие здесь на поверхности ниже-верхнекаменноугольной и пермской толщ объясняется тем, что они структурно перекрыты еще одной тектонической пластиной, надвинутой с юга.

Между верхней и нижней пластинами находятся еще две складчато-надвиговые чешуи (рис. 3.23). Для всего пакета характерно единое падение кливажа в южных румбах под углом 25—45°. Кливаж в целом параллелен сместителям надвигов, осевым поверхностям складок и слоистости в южных, не опрокинутых, крыльях антиклиналей. В опрокинутых крыльях и в замках мелких складок кливаж сечет слоистость под различными углами.

Складчато-надвиговая структура Центральной культинации осложнена системой диагональных сдвигов северо-западного простирания. Сдвиги располагаются регулярно на расстоянии 2—4 км друг от друга и обладают правосторонним смещением. Примером разлома этой системы служит ряд сближенных вертикальных плоскостей нарушений в верховьях р. Хищников (рис. 3.27). Здесь суммарное смещение стратиграфических границ составляет 1 км. Вблизи сместителя пласты гипса в нижнекаменноугольных отложениях стоят на головах. В них наблюдаются структуры волочения, согласующиеся с правосторонним смещением по разлому. Пермские сланцы вблизи разлома насыщены рассланцованными прожилками кварца. Правосторонние сдвиги смещают субширотные надвиги и поверхность предтриасового несогласия. Амплитуды

смещения невелики и обычно составляют сотни метров. Приведенное выше смещение в 1 км является максимальным из установленных.

Гусиная культинация характеризуется меньшей степенью горизонтального сжатия по сравнению с Центральной культинацией. Здесь складки более открытые, а надвиги не являются доминирующим элементом структурного стиля. В осевой зоне выделяется две антиклинали второго порядка, ориентированные в запад-северо-западном направлении. В ядрах антиклиналей обнажаются силурийско-нижнедевонские и ниже-среднедевонские отложения, в мульде разделяющей их синклинали — ниже-верхнекаменноугольные отложения. Длина складок превышает 30 км при размахе крыльев по подошве нижнего-верхнего карбона до 7,5—10 км. На уровне детальной прилагаемой геологической карты антиклинали характеризуются широкими пологими сводами и в целом относительно пологими крыльями — 20°. Вдоль оси синклинали проходит разлом с приподнятым на 1000 м южным крылом. Возможно, что разлом обладает сдвиговой компонентой.

В южном крыле на участке мыс Птичий Базар — устье р. Гусиная выявлены замыкающиеся к юго-юго-востоку периклинали. Они сильно нарушены не выражающимися в масштабе карты разрывами и мелкими складками. Южнее мыса Птичий Базар в каменноугольных и пермских отложениях наблюдались опрокинутые к северу складки (рис. 3.28), а повторение в береговых обнажениях характерных пачек пород объясняется сдвиганием разреза по надвигам с южным падением сместителей. Южнее прихотливые складки различной морфологии отмечены в песчаниковой пачке из низов триасовой толщ.

Таким образом, Гусиная культинация характеризуется широким спектром мелких складок. Среди картируемых встречаются сим-

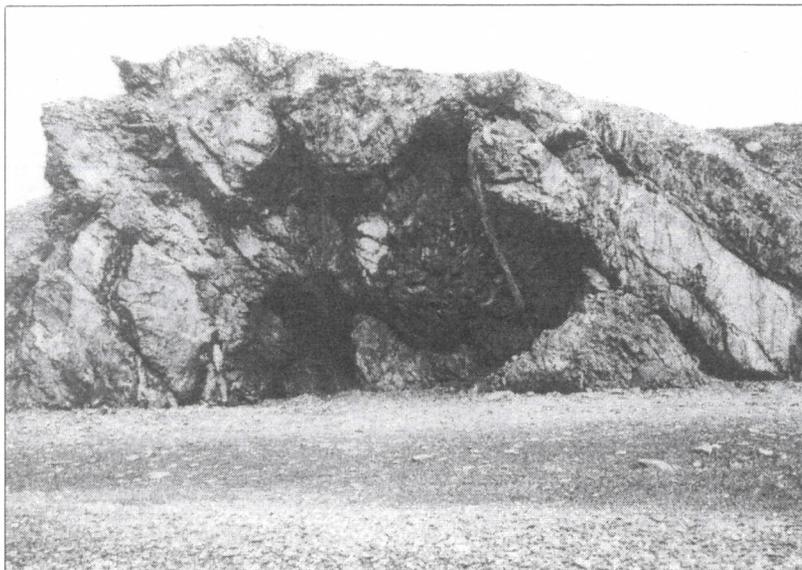


Рис. 3.28. Опрокинутая к северу антиклинальная складка в позднепалеозойских отложениях. Южное крыло Центрального антиклинория. Гусиная кульминация. Западный берег острова Врангеля южнее мыса Птичий Базар.

метричные и асимметричные нарушенные разломами складки. В обнажениях наблюдались опрокинутые к северу складки, морфология и ориентировка которых согласуется с общей северной вергентностью региональной структуры. Широкое распространение мелкой асимметричной складчатости подтверждается наблюдениями за соотношением ориентировки слоистости и кливажа в тех случаях, когда не удастся наблюдать складки целиком. Ориентировка кливажа в триасовых отложениях на южном крыле Гусиной кульминации показывает, что он возник в том же поле напряжений, что и региональный кливаж в палеозойских толщах.

Помимо продольных разломов в Гусиной кульминации развиты диагональные разрывные нарушения, относящиеся к той же системе правых сдвигов, что и в Центральной кульминации, а также меридиональные нарушения с невыясненной морфокинематической характеристикой.

На севере, от района г. Дрем-Хед в восточно-восточном направлении к верховьям р. Насхок и далее к мысам Уэринг и Пиллар, намечается зона позитивных структур — Северный антиклинорий — с выходами среднего палеозоя. Протяженность антиклинория в пределах острова 110 км при видимой ширине до 20 км. Северное ограничение антиклинория скрыто под рыхлыми осадками Тундры Академии, за южное ограничение принимается генерализованная граница среднепалеозойских толщ с верхнепалеозойскими. Шарнир антиклинория проводится по выходам среднепалеозойских толщ на г. Дрем-Хед, в среднем течении р. Неизвестной, в междуречье Неизвестная — Красный Флаг и в истоках р. Насхок.

В Северном антиклинории выявлен ряд складок второго порядка. На востоке от р. Крас-

ный Флаг до мыса Уэринг отчетливо выделяются синклинали с опрокинутыми к северо-северо-востоку южными крыльями, иногда сорванными по надвигам. Углы падения крыльев синклиналей от 30° до 50°. К мульдам приурочены триасовые и пермские отложения.

В среднем течении р. Неизвестной В.Г. Ганелин наблюдал

опрокинутые к северу изоклинальные антиклинали с силурийско-девонскими отложениями в ядрах. Угол падения крыльев антиклиналей 40—45° (рис. 3.10). Здесь пермская толща несогласно с перерывом налегает на силурийские карбонатные породы. Непосредственно на поверхность предпермского размыва налегает осадочная брекчия, в обломочной части которой преобладают известняки и доломиты. Эти отложения смяты в складки и нарушены разрывами субмеридионального и субширотного простираний

На западе в районе г. Дрем-Хед силурийские и девонские отложения образуют фрагмент синклинальной складки с пологим, практически горизонтальным залеганием пород в мульде. Толщи, слагающие складку, кливажированы так же напряженно, как и на участках складчато-надвиговых структур на востоке Северного антиклинория и в Центральном антиклинории. Удовлетворительно увязать эту синклинали со смежными структурами Северного антиклинория и Медвежьего синклинория не удастся, поскольку они разделены обширными полями кайнозойских осадков.

Складчатые структуры Северного антиклинория сопровождаются продольными и диагональными разрывными нарушениями, включая единичные надвиги.

Между антиклинориями расположен Медвежий синклинорий, замыкающийся на востоке в верховьях р. Насхок и открытый на запад-северо-запад. Длина синклинория до 80 км при максимальной ширине 30—25 км. На западе к мульде синклинория приурочено обширное поле триаса, восточнее в верхнем течении р. Неизвестной в ядрах антиклиналей второго порядка обнажены среднепалеозойские толщи.

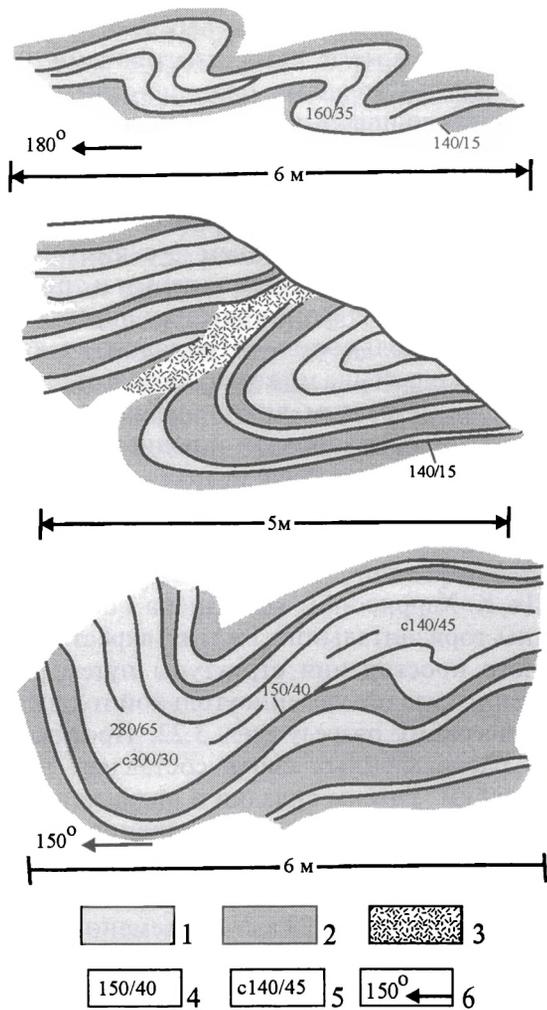


Рис. 3.29. Складки северной вергентности в нижне-среднекаменноугольных отложениях. Медвежий синклиорий, восточный отрезок. Верхнее течение р. Неизвестной.

1 — известняк; 2 — глинистый сланец; 3 — брекчия; 4 — азимут и угол падения слоистости, 5 — азимут и угол падения кливажа; 6 — азимут поверхности обнажения.

Западный и восточный отрезки синклиория заметно различаются типом структуры. На востоке — верхнее течение р. Неизвестной и р. Красный Флаг — развиты линейные складки восток-северо-восточного простирания. Длина складок 25 км, ширина 3—5 км. Эти складки грубо параллельны границе Медвежьего синклиория с Центральным антиклинорием и косо ориентированы к простиранию Северного антиклинория. Оси складок в плане несколько выпуклы к северо-западу. Южные из этой группы складок характеризуются северной вергентностью и сопровождаются надвигами по северо-западным крыльям антиклиналей. Северные складки не столь асимметричны, более открытые, надвиги в связи с ними не обнаружены. Здесь в сводах антиклиналей выдерживается на значительном протяжении

пологое и субгоризонтальное залегание пород. Вдоль северо-западного фронта этой группы складок появляются дополнительные диагональные складки субширотного — северо-западного простирания. В совокупности со складками Центральной культиминации Центрального антиклинория складки образуют веер, расходящийся под острым углом к северо-востоку.

Морфология и кинематические характеристики мелкой складчатости иллюстрируются зарисовкой обнажений каменноугольных известняков и сланцев в верхнем течении р. Неизвестной (рис. 3.29). Мощность пачек сланцев и известняков варьирует от 30 см до 1,4 м. Складки наклонены к северу. Угол падения слоев в южных крыльях антиклиналей колеблется от 15° до 40°. Северные крылья антиклиналей вертикальны либо опрокинуты. В замках складок мощность слоев известняков увеличивается до 270%, сланцев — до 400%. Отмечены разрывы слоев в замках антиклиналей, с образованием зон дробления и надвига, параллельного осевой плоскости складки. Эти мелкие складки представляют общий стиль деформаций острова по всему спектру ранжирования тектонического ансамбля.

Структура западного звена Медвежьего синклиория определяется наличием широкой пологой мульды, выполненной триасовыми отложениями. Диаметр мульды по подошве триаса 20—25 км. На юго-западном и юго-восточном крыльях породы падают центриклинально под углами 10—15°. Юго-западное крыло осложнено мелкими складками и разрывными нарушениями субширотного — северо-западного простирания. Отчетливо проявлены также сбросы меридионального простирания.

Кроме того выявлены нарушенные сбросами складки с триасовыми отложениями в мульдах в районе пика Тундровый, а также синклиналь со среднекаменноугольными — пермскими отложениями в мульде на востоке в междуречье Красный Флаг — Насхок. Вдоль южного крыла этой складки предполагается надвиг.

Общей чертой структуры о. Врангеля является повсеместно распространенный кливаж с падением на юг под углами от 25° до 45°. Кливаж и слоистость параллельны, либо почти параллельны в подавляющем большинстве обнажений. Наблюдались отклонения от преобладающей ориентировки кливажа. В верховьях р. Хищников в аллохтоне надвига на площади 2 × 2 км сохраняется устойчивое падение кливажа к юг-юго-востоку под углами 10°—15°. В крыльях мезоскопических складок в верховьях р. Неизвестной отмечено падение кливажа к северо-западу под углом 80°. Имеются примеры складчатых деформаций поверхности кли-

важа. В среднем течении р. Красный Флаг в отложениях девонско-нижнекаменноугольного возраста наблюдалась антиклиналь субширотного простирания шириной 5 м амплитудой 2 м с углами падения крыльев  $10^{\circ}$ – $15^{\circ}$ . В этой складке сланцеватость в целом параллельна седиментационной слоистости.

В 200–300 м севернее этой складки ориентировка слоистости — аз. пад.  $140^{\circ}$ , угол  $20^{\circ}$ , сланцеватость — аз. пад.  $170^{\circ}$  угол  $40^{\circ}$ , что свидетельствует о северной вергентности структуры в целом. Мелковолнистая складчатость кливажа южного падения наблюдалась в верховьях р. Хищников в нескольких метрах выше плоскости надвига. На правом берегу р. Гусиная в пределах антиклинальной структуры сохраняется устойчивая ориентировка кливажа в пределах аз. пад.  $150^{\circ}$ – $180^{\circ}$ , угол пад.  $20^{\circ}$ – $40^{\circ}$ . При этом на фоне в целом симметричной структуры второго порядка по соотношению кливажа и слоистости отмечалось опрокинутое к северу залегание слоев в отдельных обнажениях.

Косая ориентировка кливажа по отношению к слоистости чаще всего наблюдалась в менее устойчивых мягких пачках, включая базальные девонские сланцы, гипсы и песчаники, а также слоистые серо-зеленые сланцеватые аргиллиты в основании пермской толщи. Такие соотношения кливажа и слоистости в первую очередь являются следствием того, что внутри этих пачек развиваются сорванные мелкие складки с кливажом, ориентированным параллельно, либо почти параллельно осевой поверхности складок. В двух обнажениях наблюдался кливаж, веерообразно расходящийся относительно осевой плоскости складок.

Общий структурный стиль Центрального поднятия по всей иерархии тектонических элементов в существенной мере определяется литологическими особенностями стратифици-

рованного разреза. В разрезе чередуются жесткие, компетентные толщи с пластичными, некомпетентными толщами, благоприятными для формирования поверхностей срыва и скольжения. К первым относятся основная часть врангелевского комплекса, существенно терригенные пачки девона и карбонатные интервалы верхнего палеозоя, ко вторым — существенно сланцевые интервалы девона, перми и триаса, благоприятные для формирования поверхностей срыва и скольжения. Региональное тектоническое скольжение может происходить также по сланцевым пачкам внутри врангелевского комплекса и по эвапоритам в раннекаменноугольной толще. Сочетание существенно песчанниковых и сланцевых пачек внутри триасовой толщи предполагает возможность образования внутриформационных срывов и складчатости.

Дж.К. Харрисоном выполнена оценка величины горизонтального сжатия вкост генерального простирания структуры путем расправления складок каменноугольной толщи по геологическому разрезу рис. 3.22. Протяженность расправленных слоев составляет примерно 69 км. Учтены складки и надвиги в восточном звене Центрального антиклинория и в Медвежьем синклинории. В современной структуре это расстояние составляет 40 км, и горизонтальное сжатие равно 29 км. Современная ширина рассматриваемой зоны составляет 58% от первоначальной ширины во время осадконакопления, т. е. в ходе деформации произошло сжатие на 42%. При этом не учтено сжатие, отраженное кливажом, деформацией обломков в брекчиях и остатков фауны.

Фрагментарность наблюдений не позволяет подсчитать степень сжатия Северного антиклинория, однако известные особенности его внутренней структуры позволяют распространить в его пределы оценку, сделанную по сопредельному с юга району.

Судя по геологической карте, степень горизонтального сжатия снижается в западном и восточном направлениях от Центральных гор.

Происхождение структурно-ансамбля о. Врангеля деталь-



Рис. 3.30. Базальный конгломерат нижнекаменноугольной толщи. Крупная глыба в зоне подошвы северной надвиговой пластины, северное крыло Центрального антиклинория. Верховья р. Неизвестной. Разнообразная ориентировка сланцеватости в обломках указывает на проявление сжатия в раннекаменноугольное время.

но рассмотрено в отчете Геологической службы Канады [Kos'ko и др., 1993], на основе механизма формирования складчато-надвиговых поясов, разработанного Vally и др. [1966]. Разрез на рис. 3.22, построенный Дж.К. Харрисоном, иллюстрирует применение этой модели к конкретной ситуации на о. Врангеля и принципиально согласуется с прилагаемыми геологическими картами и схемой структур, хотя не полностью совпадает с ними.

Формирование структуры Центрального поднятия описывается как послепозднетриасовое — докайнозойское единое событие, развивающееся стадийно. Модель является позитивным шагом на пути реконструкции регионального поля напряжений, хотя она не учитывает некоторые факты, существенные для расшифровки структуры и механизма ее образования.

В девонских и позднепалеозойских отложениях встречаются обломки рассланцованных пород подстилающих толщ (рис. 3.30). Это свидетельствует о ранних фазах метаморфизма и тектонических напряжений и о конседиментационных поднятиях, существовавших в палеозое. Додевонские тектонические события не учтены моделью. Случаи отклонения ориентировки кливажа от доминирующего падения в южных румбах также могут отражать домезозойские эпизоды сжатия. Вариации литофациальных особенностей одновозрастных толщ, замещение по латерали компетентных интервалов разреза пластичными, как это показано в предшествующем разделе, неизбежно влияет на распределение надвигов и горизонтальных поверхностей срыва. Последнее обстоятельство также не отражено в модели.

# Глава 4. Геологическое строение позднемезозойского–кайнозойского чехла

## 4.1. Стратиграфия и обстановки осадконакопления

В строении позднемезозойского–кайнозойского чехла на основании палинологических, диатомовых и микрофаунистических анализов установлены: верхний мел-палеоценовая кора химического выветривания, верхний мел-миоценовые и плиоценовые морские осадки, выделенные впервые, а также полифациальные четвертичные отложения. Пункты детального изучения выходов мезо-кайнозойских отложений показаны на рисунках 3.2 и 3.3.

### 4.1.1. Верхний мел (?) – палеоцен

К верхнему мелу–палеоцену отнесена кора химического выветривания, наблюдавшаяся на юге острова восточнее устья р. Красной в береговом уступе высотой 5 м (рис. 3.3, т. н. 60). Кора выветривания представлена оранжевыми глинами мощностью 1,5–2 м с прослоями охристых глин 10–20 см, с красно-оранжевыми обломками выветрелых коренных пород – алевритовых сланцев подстилающей триасовой толщи. В составе глины преобладают гидрослюда – 50–55% и каолинит – 45%; присутствует хлорит – до 5% в охристой глине. Глины обогащены окислами алюминия и калия, что указывает на высокую интенсивность выветривания с образованием зрелой коры в нейтральной среде. Эти характеристики отвечают сиалитному типу выветривания в условиях семигумидного субтропического климата и автономных элювиальных палеоландшафтов.

Позднемеловой – палеоценовый возраст – это максимально широкий предел корообразования на северо-востоке Евразии, включая Новосибирские острова. Наиболее вероятный возраст коры выветривания на о. Врангеля –

ранний палеоцен по аналогии с восточной Чукоткой [Айнемер и др., 1982; Авдюничев, 1981, 1983, 1985, 1990; Ким и др., 1991].

### 4.1.2. Верхний мел (?) – миоцен

В нижнем течении р. Тундровая (рис. 3.3, т. н. 197) на урезе воды в борту долины вскрывается темно-серая плотная глина с включениями гравия и обломками створок морских пелеципод третичного возраста. Н.И. Овсянниковым в глинах обнаружены и описаны отпечатки чешуи рыб (?) и остатки темно-коричневой древесины. Изучение палинологических остатков из глинистой толщи выполнено Р.М. Хитровой. Установлена пыльца покрытосеменных 44,8%, споры 38,0% и пыльца голосеменных растений 17,1%. Из покрытосеменных преобладают пыльца *Betula* (15,2%), *Ericaceae* (9,5%), *Alnus* (3,8%). Единична пыльца травянистых растений *Polygon* и *Cyperaceae*. Характерно присутствие неогеновой пыльцы теплолюбивых широколиственных: *Myrica* (3,8%), *Yuglans* (2,8%). Присутствует пыльца формальных рядов *Triatripollenites*, *Tetraporites*, *Tricolpites*, широко развитых в позднем мелу и палеогене. В группе споровых растений установлены сем. *Gleicheniaceae* (род *Plicifera* и род *Clavifera*, в сумме до 10,3%), *Schizacaceae* (1,9%), *Dipteridaceae* (*Hausmannia* sp.) (2,8%). Единичны споры: *Sphagnites*, *Selagiuella*, *Osmunda*, *Coniopteris*, *Leiotriletes*. *Polypodiaceae* – представители меловой – палеоценовой флоры. Группа голосеменных представлена беднее – в основном, это пыльца семейства *Pinaceae* древнего облика, плохой сохранности. Также встречена пыльца *Ginkgo* (0,9%), *Podozamites* (2,8%), *Pinus* (2,8%).

В 6 км ниже по течению р. Тундровой (рис. 3.3, т. н. 200) О.Н. Виноградовой задокументированы выходы темно-серого алеврита с обломками макрофауны. В образцах из этого выхода Р.М. Хитровой выделен палинокомплекс с пылью покрытосеменных (69,8%), голосеменных (18,9%) и спорами (11,2%). Основной фон покрытосеменных составляют *Betula* (24,2%), *Alnus* (6,5%) и *Ericaceae* (14,8%). Значительная роль принадлежит пыльце *Myrica* (7,1%) и *Triatropollenites* (7,7%). Характерно наличие термофильных элементов: *Castanea*, *Ulmus*, *Yuglans*, *Diervilla* (*Caprifoliaceae*), *Ligustrina amurensis* Rupr., *Sparganium*, а также формальных таксонов *Teicolpopollenites*, *Tricolpopollenites*, *Tricolpites*. Встречена пыльца эоценового индикатора *Pistillapollenites megregori* (?). Голосеменные растения представлены пылью *Pinus* (11,8%), *Tsuga* (7,1%). Споры представлены *Polypodiaceae* (5,3%), *Sphagnum* (3,5%) и *Lycopodium* (1,7%). Примечательно присутствие спор *Coniopteris*, поскольку эта форма встречается на м. Биллингса в палеоцене (?).

В глинах и алевритах обнаружены остатки диатомовых, спикулы губок, мелких фораминифер, мшанок, моллюсков, водорослей. Т.А. Фаворская среди фораминифер определила *Pseudogavelinella Woloshina* турон-палеоценового возраста. В.А. Басов и В.Я. Слободин в шлифах определили сечения фораминифер отряда *Rodalida* (*Cibicides* или *Ammonia*), из сем. *Nonionidae* (?), *Polymorphinodae* и *Nodosariidae* (?) (*Pleurostomellidae* ?) предположительно палеоген-неогенового возраста.

По приведенным заключениям алевритам и глинам в нижнем течении р. Тундровой приписывается позднемиоценовый (?) — миоценовый возраст. Формирование осадков происходило в морских условиях при умеренно теплом климате.

#### 4.1.3. Плиоцен

В нижнем течении р. Тундровой вскрывается песок с галькой и гравием мощностью 2 м, лежащий на третичных глинах (рис. 3.3, т. н. 197). В пробе с глубины 2 м А.М. Белевич установила комплекс диатомей, в котором преобладают *Paralia sulcata* (Ehr. Kütz., *P.sulcata* var. *siberica* Grun., *Bacterosira fragilis* Grun., *Stephanopyxis turris* (Grev. et Arnott) Ralfs, *Thalassiosira gravida* f. *fossilis* Jouse, *Coscinodiscus lacustris* var. *septentvionalis* Grun., *Actinocyclus divisus* J. Kiss. Заметное участие в комплексе принимают виды: *Melosira albicans* Sheshak., *Thalassiosira gravida* f. *fossilis* Jouse, *T. nidulus* (Temp. et Brun) Jouse, *T. zabelinae* Jouse, *Actinocyclus ochtensis* Jouse, *Rhizosoleni cuvvirostris* Brun, *Trochosira spinosa* Kitt., *cosmiodiscus insignis* Jous, *Denticulopsis*

*seminae* Simonsen et Kanaya, *Fragilariopsis pliocenica* Sheshuk. Выше по разрезу количественный и видовой состав несколько обеднен, но он несет черты сходства с диатомовыми из основания разреза.

Аналогичный видовой состав диатомовых установлен в песчаных и галечно-гравийно-песчаных осадках, слагающих равнину в предгорной части Тундры Академии (р. Неизвестная, рис. 3.3, т. н. 256). В горной части острова (междуречье р. Мамонтовой — руч. Веселый, рис. 3.3, т. н. 207) установлены валунно-галечно-песчаные слабо глинистые осадки, слагающие поверхность 190 м уровня. Здесь также выделяется комплекс морской диатомовой флоры, по видовому составу близкий к комплексу, установленному в песчаных осадках, слагающих приморскую равнину Тундры Академии.

По результатам диатомового анализа возраст отложений — плиоцен, обстановка осадконакопления — прибрежная зона моря с соленостью, близкой к нормальной.

#### 4.1.4. Плейстоцен-голоцен

Четвертичные отложения на острове распространены довольно широко. Мощность их относительно невелика. Осадконакопление происходило преимущественно в континентальных условиях.

Наиболее распространены элювиальные и делювиальные образования. На плоских вершинах и крутых склонах возвышенностей они представлены щебнем, дресвой, глыбами с примесью мелкозема. Минеральный состав глинистой составляющей элювия зависит от пород субстрата. Так, на песчаниках содержания гидрослюды 5—65%, хлорита 25—95%, каолинита до 10%; на карбонатно-терригенных породах — гидрослюды 40—80%, хлорита 10—55%, каолинита 5—10%, монтмориллонита 5%.

На пологих склонах сформировались делювиально-солифлюкционные супеси и суглинки с примесью щебня и дресвы. Мощность отложений на вершинных поверхностях и склонах до 0,5—1,0 м, достигает у подножий 2—3 м.

Ведущим процессом гипергенеза является физическое выветривание в криогенных условиях автономных элювиальных ландшафтов ярусного денудационного рельефа.

Аллювиальные отложения представлены галечно-гравийно-песчаным материалом с примесью валунов и щебня, редко с прослоями торфа. Эти отложения мощностью 0,5—2 м слагают аккумулятивную часть террас высотой 5—6 м, 3—4 м, 0,5—1 м. Мощность современного аллювия в долинах крупных рек (Мамонтовая, Кларк, Гусиная, Наша и др.) достигает 5 м. Дельты на ост-

рове формируются, в основном, только в устьях крупных рек. При этом на юге острова дельтовые отложения представлены песками и галькой, а на северном побережье отложения дельт представлены преобладанием алеврито-песчаного материала с примесью гальки и щебня.

Озерно-болотные отложения развиты на северо-востоке острова в Тундре Академии. Здесь прослеживается большое количество мелководных, овальной формы озерных котловин. Отложения представлены маломощным песчано-илистым материалом с прослоями торфа. Образование этих отложений связано с термокарстовой оттайкой на низменной приморской равнине с маломощным рыхлым чехлом.

В береговом обрыве высотой 5—6 м в районе м. Блоссом (рис. 3.3, т. н. 387 и 391) в супесчаных с прослоями торфа осадках обнаружены пресноводные диатомовые *Navicula amphibola* A. Cl. и *Pinnularia borealis* Ehr. (аналитик А. М. Белевич). Они свидетельствуют о накоплении осадков в болоте с очень холодными водами. Присутствующие здесь же единичные морские диатомеи, по-видимому, следует считать занесенными. Вероятный возраст этих осадков средний плейстоцен. Близкий по составу диатомовый комплекс смешанного состава (пресноводные и морские) установлен в супесчаных осадках в обнажении в среднем течении р. Неизвестной (рис. 3.3, т. н. 256).

В аллювиальных и морских осадках часто встречаются остатки костей и бивней *Mammuthus primigenius vrangeliensis* [Гарутт и др., 1993; Аверьянов и др., 1995]

На приморских равнинах встречены маломощные прибрежно-морские осадки. Это галечно-гравийный материал с примесью песка, супеси и суглинка. Осадки слагают верхнюю часть позднеплейстоценовой террасы 20 м уровня и голоценовых террас 3—4 м и 1,5 м уровней. Мощность достигает 1,5—2 м. Аналогичный материал слагает современные пляжи, береговые валы, косы, пересыпи и бары. Эти отложения развиты по периферии почти всего острова.

Нами на острове не было обнаружено значительных проявлений современного оледенения (каровые ледники, наледи и т. п. формы). В то же время предыдущие экспедиции отмечали на острове наличие многочисленных снежников, наледей и мелких каровых ледников. Отмечаются незначительные по мощности и площади поля развития супесчано-суглинистых покровных отложений в районах современных снежников. Аналогичные отложения встречаются и в горной части острова. Формирование этих покровных отложений происходило при похолодании климата в четвертичное время, обусловленного планетарными причинами. Локальные скопления крупнообломочного хорошо окатанного материала в днищах речных долин, ранее относимые к конечным моренам, вероятно связано с проявлениями геоморфологических барьеров. Здесь при изменении морфологии долин и увеличении уклона плотика происходит вынос мелкозернистого материала и формирование валунно-галечной «отмостки».

## 4.2. Морфоструктуры и геоморфология

На острове выделяются три морфоструктурные области: на севере низменная приморская равнина Тундры Академии; на юге низменная и приподнятая приморская равнина Южная Тундры и разделяющие их горные сооружения, которые протягиваются широкой полосой в центральной части острова (рис. 4.1). Морфоструктурные области Тундр Академии и Южной отделяются от горных сооружений по зонам субширотных тектонических нарушений. Сглаженный, выровненный рельеф приморских равнин отражает денудированную поверхность докайнозойского основания. Эта поверхность — педиplen — была сформирована в период общей пенеппенизации в позднем мезозое — раннем кайнозое. Суммарные амплитуды поднятий приморских областей достигают 50 м и только в шовной зоне увеличиваются до 100 м (рис. 4.2). На востоке Южной

Тундры выделяется относительно приподнятый блок массива Гаваи с суммарными амплитудами до 150 м. В устьях рек Наша и Красная, и в нижнем течении р. Кларк прослеживаются участки с относительными опусканиями. В центральной части области Тундры Академии, в междуречье Тундровая — Красный Флаг в 7—15 км от современного берега выделяется блок относительного воздымания. Воздымание выражено рядом увалов субширотного направления, с относительными превышениями до 5—10 м. К востоку от долины р. Красный Флаг выделяется возвышенность Трио с относительными превышениями до 20 м.

Горные сооружения имеют более сложное строение. Рельеф тесно связан с тектоническим строением острова. На фоне общего воздымания выделяются отдельные морфоструктуры блоковых поднятий с суммарными амплитудами

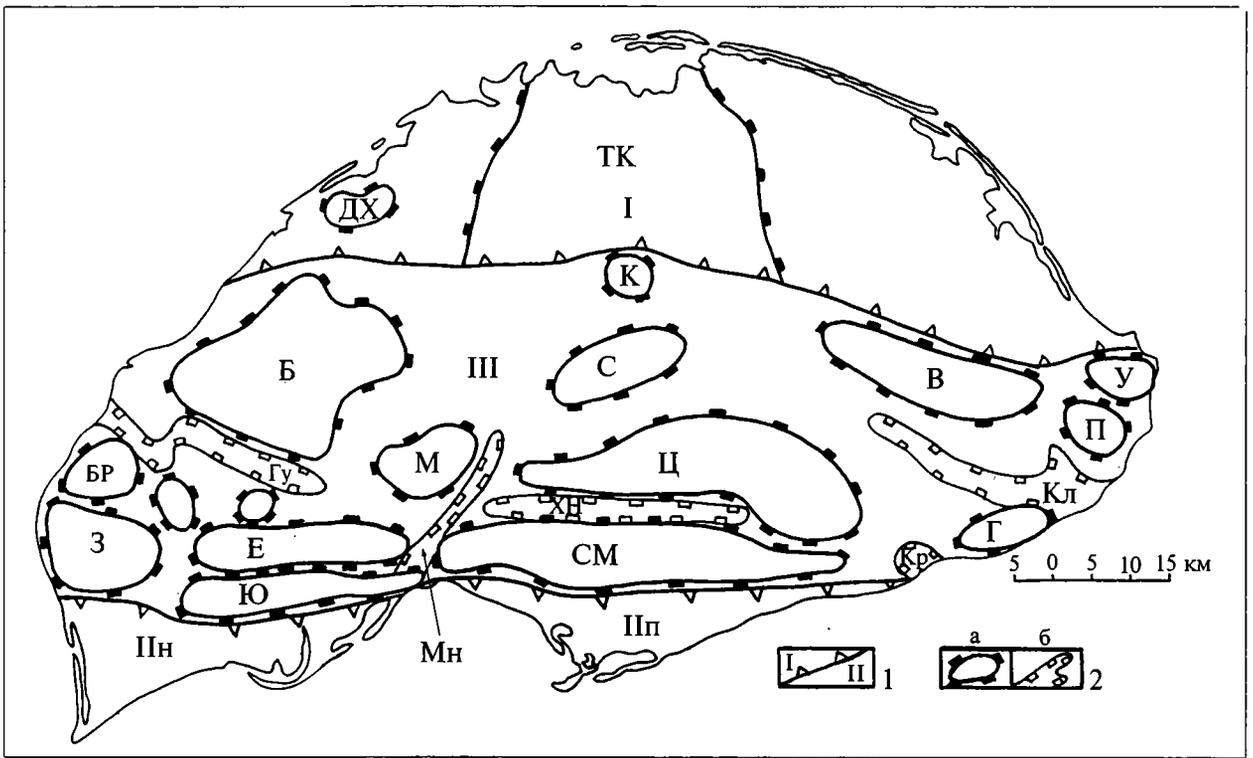


Рис. 4.1. Схема морфоструктурного районирования.

1 — морфоструктурные области и их границы: I — приморская равнина Тундры Академии, II — приморская равнина Южной Тундры (п — приподнятая, н — низменная), III — горные сооружения; 2 — локальные морфоструктуры и их границы: а) позитивы (TK — Тундровая-Красный Флаг, Б — горы Безымянные, БР — пик Береговой, З — Западное плато, Е — горы Евстифеева, М — горы Мамонтовые, Ю — Южная гряда, СМ — горы Сомнительные—Минеева, Ц — горы Центральные, Г — горы Гаваи, С — горы Северные, В — Восточное плато, П — мыс Пиллар, У — мыс Уэринг, К — гора Кит, ДХ — горы Дрем-Хед; б) депрессии (Гу — Гусиная, Кл — Кларк, ХН — Хищников-Наша, Мн — Мамонтовая, Кр — Красная).

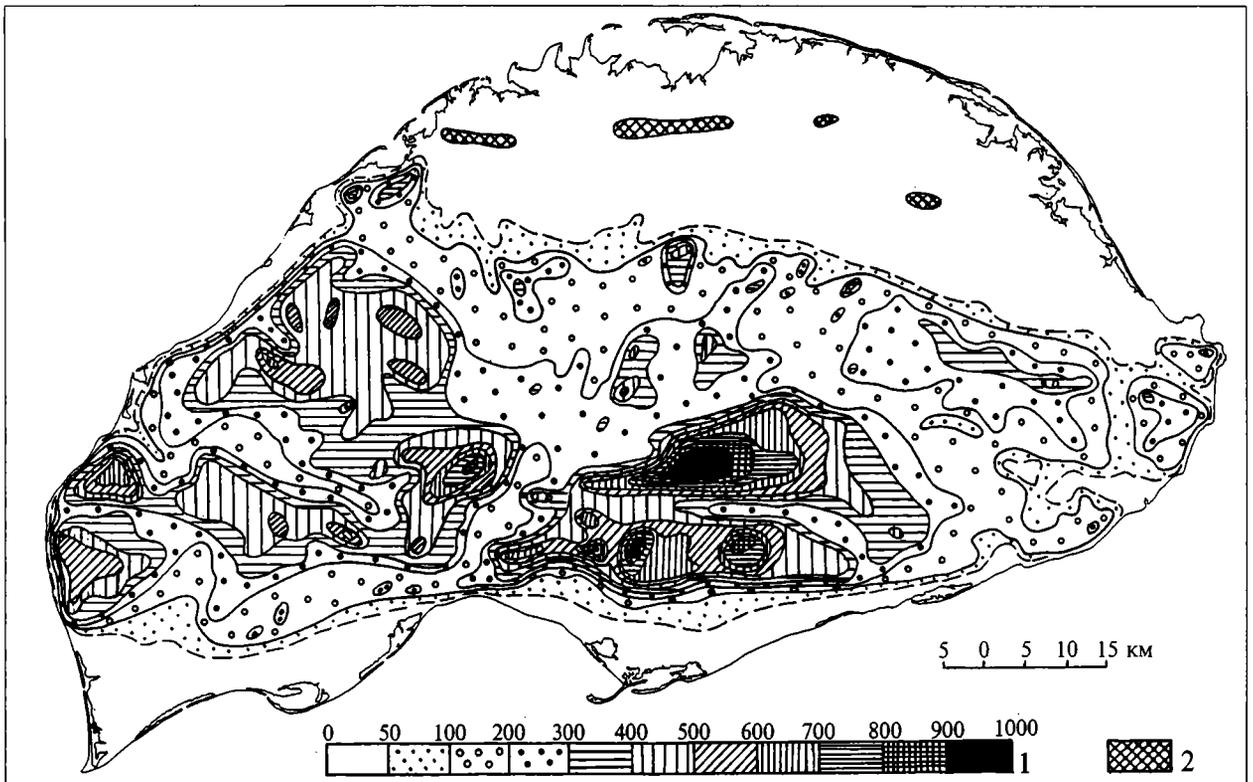


Рис. 4.2. Карта суммарных амплитуд тектонических движений за кайнозойский этап.  
1 — шкала амплитуд в метрах, 2 — валоподобное поднятие.

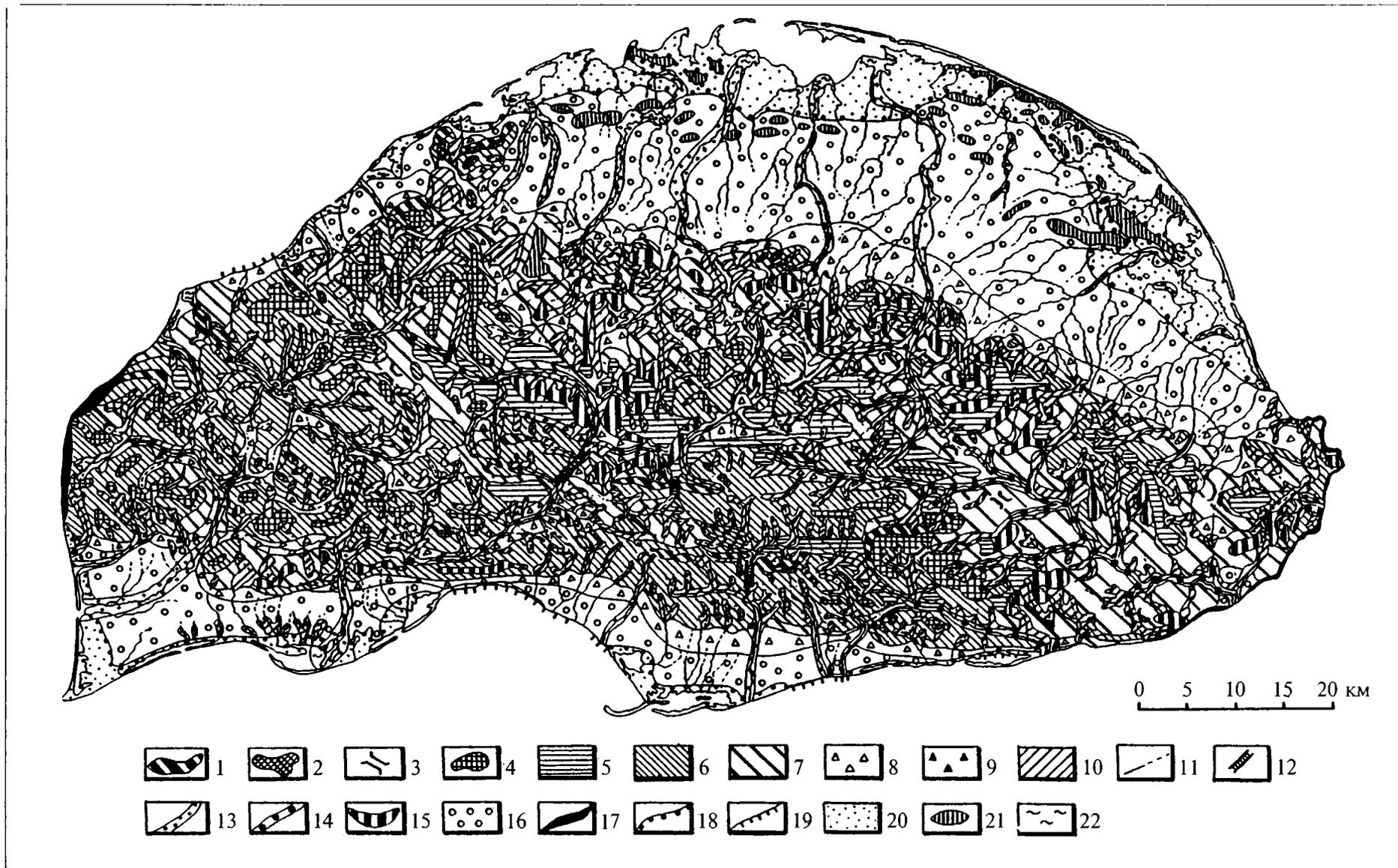


Рис. 4.3. Геоморфологическая карта острова Врангеля.

Генетические категории рельефа	Типы поверхностей и формы рельефа по преобладающим рельефообразующим процессам и их возраст	
	Денудационные	Аккумулятивные
<i>Структурно-денудационный</i>	1. Структурные денудационно-тектонические уступы и крутые склоны (Q) 2. Субгоризонтальные поверхности отпрепарированных пластов (Q) 3. Тектонически predeterminedенные седловины (Q)	
<i>Денудационный</i>	4. Денудационные поверхности выравнивания с абс. выс. 300-800 м (P) 5. Поверхности педиментов с абс. выс. 180-280 м (N) Склоны, уступы (N-Q): 6. крутые; 7. пологие	8. Пологонаклонные и субгоризонтальные поверхности пролювиально-делювиальных шлейфов (Q) 9. Поверхности коллювиальных шлейфов (Q <sub>IV</sub> )
	10. Денудационно-эрозионные склоны (Q <sub>III-IV</sub> )	
<i>Флювиальный</i>	Днища речных долин: (Q <sub>III-IV</sub> )	
	11. с неразвитой поймой Q <sub>IV</sub> 12. каньонообразные Q <sub>III-IV</sub>	с комплектом террас: 13. выс. 3-5 м (Q <sub>III</sub> ) 14. выс. 0.5-2 м (Q <sub>IV</sub> )
<i>Морской</i>	15. Абразионные (полигенетические?) поверхности с абс. выс. 180-200 м (N <sub>2</sub> ) 16. Абразионно-аккумулятивные поверхности приморской равнины с абс. выс. 20-120 м (N <sub>2</sub> -Q)	
	17. Денудационно-абразионные и абразионные уступы и крутые склоны (N <sub>2</sub> -Q) 18. Денудационно-абразионные уступы (отмершие) (N <sub>2</sub> -Q) 19. Абразионные и термоабразионные уступы (Q <sub>IV</sub> )	20. Поверхности террас с абс. выс. до 10 м, косы, пляжи (Q <sub>IV</sub> ) 21. Палеокосы, бары (Q <sub>III</sub> ) 22. Поверхности подводных дельт (Q <sub>IV</sub> )

до 500 м — горы Безымянные, Западное плато, до 500—1000 м — горы Центральные, Мамонтовые, Евстифеева, Минеева; до 200—400 м — Восточное плато, Северные горы (рис. 4.2). Амплитуды воздыманий на этапах активизации неотектонических движений (поздний плейстоцен?) составляют 50 — 250 м.

Линейно вытянутые сгущения изолиний равных амплитуд приурочены к блокоразделяющим разломам (зонам) с большими градиентами смещений (пик Береговой, м. Западный — Фомы, западный склон гор Безымянных, северное и южное обрамления гор Центральных и Минеева и другие более мелкие блоки). Среди массивов воздымания четко выделяются субширотные межгорные депрессии с долинными педиментами (Гусиная, Неожиданная—Мамонтовая, Нанук—Мамонтовая—Неизвестная—Красный Флаг — Кларк, Совиная—Хрустальная—Хищников—Наша) (рис. 4.2, 4.3).

Рельеф приморской равнины Тундры Академии ровный, сглаженный (рис. 4.3). Абсолютные высоты равнины от 60—80 м у тылового шва постепенно уменьшаются на север к берегу моря. Выровненная поверхность осложнена густой эрозионной сетью. Формирование

речных долин происходит под влиянием преобладающих процессов боковой эрозии. Наиболее крупные реки (Тундровая, Неизвестная, Красный Флаг) врезаются на глубину 2—3 м. Долины широкие (до 0,5—2 км) с плоскими днищами. В эрозионных уступах высотой 2—3 м вскрываются галечно-гравийные отложения с песком. Отмечается увеличение песчаного материала вверх по разрезу.

Осадки приморской равнины накапливались в морских условиях, существенно отличных от современных. Галечный материал различной окатанности представлен разнообразными породами: известняки, доломиты, песчаники, сланцы, кварц, кварциты, гранитоиды.

Долины крупных рек на приморской равнине имеют широкие русла. Реки мелкие со спокойным течением, часто образуют большие меандры. В долинах повсеместно прослеживаются аккумулятивные террасы высотой 0,5—1,5 м, сложенные галечно-гравийным материалом с крупнозернистым песком.

Долины мелких речек и ручьев в пределах тундры в рельефе выражены слабо. Большинство русел проходит по поверхности и только при впадении в основную реку наблюдается

углубление вреза, что связано с местным базисом эрозии.

На поверхности равнины достоверно не установлено форм рельефа, фиксирующих положение древних береговых линий. Однако, в удалении 7—15 км от современного берега на поверхности равнины выступают субширотно вытянутые валы с абсолютными высотами 20—25 м при относительных превышениях до 10 м. Эти валы фиксируют последнюю стадию стояния позднеплейстоценового моря, отвечая косам, барам. Положение поднятий фиксируется вытянутой вдоль увала цепочкой озер, а небольшие речки и ручьи также вытянуты вдоль них. Поднятия препятствуют стоку на север. Вероятно, формирование валоподобных поднятий обусловлено выступами пород докайнозойского основания. На близкое к дневной поверхности положение пород докайнозойского основания указывают находки обломков терригенных пород в руслах рек и выходы этих пород на урезе рек.

Современный берег моря северной части острова сильно изрезан, с глубоко вдающимися в сушу лагунами в дельтах рек. Береговой склон сглажен за счет оползания и оплывания под влиянием интенсивных процессов термоабразии. Высота уступа достигает 3 м. На отдельных протяженных участках берег сильно заболочен, и поверхность равнины плавно без уступа уходит под уровень моря. Вдоль всего северного берега острова с разрывами протягивается узкий, низкий бар и косы.

На северо-востоке Тундры Академии площадь ее наращивается за счет заноса лагун, и опускание приморской равнины полностью компенсируется поступлением материала из центральной части острова.

На северо-западе острова в районе лагуны Дрем-Хед от подножия горного массива до уровня моря протягивается субгоризонтальная поверхность равнины шириной до 200 м, представляющая собой делювиальный шлейф, на поверхности которого в береговой зоне встречаются глыбы песчаников. Это указывает на малую мощность грубообломочных делювиальных отложений. Долины рек Медвежья, Туманная имеют минимальный врез 0,5—1 м. Пляж лагуны Дрем-Хед узкий, 2—3 м, сложен плохо окатанным материалом. Северо-западный склон массива Дрем-Хед, обращенный к морю, внешне подобен абразионному (денудационно-абразионному) уступу, но четких следов деятельности моря не обнаружено. На массиве отмечаются выровненные субгоризонтальные площадки с крутыми склонами между ними. Такая морфология рельефа обусловлена структурными и литологическими особенностями

массива: субгоризонтальное (с незначительными углами падения пород на юг) залегание пластов песчаников и известняков. Высота уступов зависит от мощности пластов и колеблется от 3 до 20 м.

Морские и прибрежно-морские осадки, слагающие приморскую равнину Тундры Академии, указывают, что в формировании рельефа участвовали процессы абразии и аккумуляции в ходе плиоценовой трансгрессии, проявившейся также и на Чукотке [Авдюничев, 1981, 1983, 1985; Айнемер и др., 1982].

В позднем кайнозое формирование рельефа происходило в континентальных условиях под влиянием криогенных процессов. Этот отрезок времени характеризуется накоплением аллювиальных, пролювиальных и солифлюкционных отложений.

Можно предположить, что север острова в настоящее время находится в относительно стабильном неотектоническом положении с тенденцией к погружению приморской части равнины и собственно шельфа.

Приморская равнина Южной тундры узкой (до 10—15 км) полосой протягивается южнее горных массивов. Равнина разделяется заливом Красина на восточную приподнятую и западную низменную части (рис. 4.3), различающиеся морфологическими особенностями.

Поверхность восточной приподнятой равнины субгоризонтальна с общим незначительным наклоном от 100—120 м до 10—20 м на юг. Современный берег слабо изрезан. Береговой уступ крутой до обрывистого, обнаженный, высотой до 10—20 м, сложен коренными породами. Он достигает наибольшей высоты (100 м) в районе массива Гаваи. С поверхности равнина сложена маломощным (0,5—1 м) покровом супесчано-суглинистых отложений. В предгорной части на равнине развиты делювиальные шлейфы и конуса выноса, сложенные супесью-суглинком со щебнем и дресвой. Крупность материала уменьшается от тылового шва равнины к берегу моря. На поверхности равнины вблизи бровки уступа встречаются отдельные хорошо окатанные гальки.

Большинство речек и ручьев врезаны в приморскую равнину на глубину 1,5—2 м. Крупные долины (рр. Хищников, Атертон, Наша и др.) имеют врез до 3—4 м. Ширина этих долин составляет 40—50 м до 100 м, борта четко выражены, крутые, часто обнаженные. Днища долин плоские. Русловой аллювий представлен галькой, мелкими валунами плохой и средней окатанности и обломками пород. Мощность аллювиальных отложений, вероятно, не превышает 1—2 м. В приустьевых частях крупных рек (рр. Кларк, Наша и др.) развиты дельты с

лагунами, отчлененными от моря барами, сложенными галькой, гравием и обломками пород. Материал хорошо промыт.

Западная часть Южной Тундры несколько отличается от юго-восточной ее части. Вдоль тылового шва узкой полосой протягиваются делювиальные шлейфы и конусы выноса. Русл рек имеют незначительный врез, а большая их часть протекает по поверхности или в эрозионных «канавках». Исключение составляют крупные реки Мамонтова (нижнее течение) и Неожиданная. При малой величине вреза (3 м), днища их долин широкие (до 1,5—2 км), плоские с аккумулятивными террасами высотой 0,5—1 м. В приморской части равнина сложена с поверхности супесью и суглинком. Мощность этих отложений не превышает первые метры. В приустьевой части р. Мамонтовой в правом борту обнажаются галечно-гравийные отложения мощностью 2—2,5 м. Материал различной окатанности. На этих отложениях лежат покровные образования — супесь, мощностью 0,5—1 м. В отличие от юго-восточной части равнины береговой уступ на юго-западе слабо выражен. Обычно он сглажен или поверхность равнины полого подходит к уровню моря — пляжу. Пляж шириной до 30—60 м сложен галькой, гравием и крупнозернистым песком. Материал окатанный и хорошо промыт.

Характерной особенностью береговой зоны юга острова является наличие длинных косбаров, вытянутых с востока на запад вдоль берега, и узких отчлененных лагун. Формирование этих форм морского рельефа связано с гидродинамическим режимом в проливе Лонга. Основное вдольбереговое течение направлено с востока на запад, скорость течения изменяется от 10 см/с до 40—50 см/с (0,2—0,8 узла). Даже после штормов профиль пляжа почти не изменяется, и нигде не было встречено участков обогащения тяжелыми минералами. В пределах приморской равнины Южной тундры следов ледниковой деятельности не установлено.

Рельеф области горных сооружений в средней части о. Врангеля характеризуется рядом субширотно вытянутых хребтов и отдельных массивов, расчлененных речными долинами. Эта область характеризуется наибольшим разнообразием генетических категорий рельефа. Здесь выделяются: поверхности и склоны структурно-денудационные, денудационные, денудационно-эрозионные, абразионные и абразионно-денудационные, денудационные поверхности выравнивания и педименты, эрозионный и аккумулятивный рельеф речных долин, делювиально-пролювиальные шлейфы. Ширина этой области порядка 50 км.

Наибольшие высоты рельефа и глубина расчленения характерны для гор Центральных, Евстифеева, Мамонтовых, Минеева. Абсолютные высоты вершин и узких водоразделов достигают 800—900 до 1000 м. Относительные высоты составляют 200—700 м. В центральной части острова на север обычно обращены крутые (30° и более) денудационные уступы и склоны. Формирование южных склонов горных массивов в некоторой мере контролируется реликтами древних эрозионных поверхностей, полого наклоненных на юг. Характерной особенностью современного рельефообразования является интенсивное разрушение горных массивов под действием денудационных и эрозионных процессов в криогенных условиях. На склонах накапливается крупнообломочный свежий материал. Видимо, в период весенне-летнего снеготаяния пролювиальными потоками грубозернистый материал интенсивно перемещается к подножию склонов, образуя обширные делювиальные шлейфы и конусы выноса. Обломки мелкозернистых фракций выносятся далеко от горных массивов и накапливаются на поверхности приморской равнины (тундры Академии и Южной).

С севера и юга от центральной части горных сооружений субширотно протягиваются гряды Северная, Безымянная, Южная. Рельеф этих массивов характеризуется сглаженными, выровненными склонами, субгоризонтальными плоскими водораздельными поверхностями с абсолютными высотами 200—300 до 500 м. Поверхность покрыта маломощными элювиальными отложениями, среди которых часто встречаются выходы коренных пород.

На междуречьях Мамонтова—Веселый—Хрустальный—Лемминговая на поверхности с абсолютными высотами 190—200 м, а также на междуречьи Мамонтова—Неожиданная на высотах 160—180 м обнаружены гальки и мелкие валуны средней и хорошей окатанности. Происхождение поверхностей и условия осадконакопления этих отложений проблематично. Возможно, окатанный материал накапливался в прибрежно-морских условиях в плиоцене, синхронно с накоплением глинистых осадков, отвечающих морским фациям. Но, возможно, формирование этих междуречных поверхностей и накопление отложений связано с денудационными и эрозионными процессами в период развития и образования педиментов в раннем кайнозое.

В пределах морфоструктуры горных сооружений установлен ряд межгорных депрессий, поверхности которых являются долинными педиментами. Ширина этих депрессий по днищу составляет 2—3 км, протяженность достигает

7 км. Здесь они названы «долинами-депрессиями», чтобы подчеркнуть роль тектонического фактора в их образовании. Направление долин-депрессий преимущественно совпадает с субширотным направлением тектонических нарушений, что способствовало расчленению морфоструктуры горных сооружений на отдельные хребты (рис. 4.2, 4.3). К долинам-депрессиям приурочены широтные участки рек Кларк, Гусиная, Мамонтовая, Хищников, Наша и др. Днища долин находятся на абсолютных высотах 140—160 м; 180—220 м; 240—260 м. Мощность рыхлого чехла в долинах не превышает первые метры. В днищах долин часто встречаются эрозионные останцы и выходы коренных пород. Поверхности долин-депрессий сложены делювиальными, делювиально-солифлюкционными грубообломочными, с супесью и суглинком, отложениями. В прибрежных частях долин-депрессий на поверхности формируются делювиальные шлейфы и конусы выноса. Современные долины рек врезаются в днища долин-депрессий на глубину от 1 м до 5 м. Аллювиальные отложения слагают цокольные террасы высотой 3—5 м и 1—2 м. Реже встречаются аккумулятивные террасы высотой 3—4 м (долины рек Гусиная, Мамонтовая, Наша), сложенные галечно-гравийными с крупнозернистым песком осадками. Повсеместно в долинах (среднее и нижнее течения) развиты аккумулятивные террасы высотой 0,5—1 м; 1,5—2 м. Судя по частым выходам коренных пород в бортах и в руслах современных долин, мощность аллювиальных отложений не превышает первые метры.

Антецедентные участки долин (рр. Хищников, Хрустальная, Мамонтовая и др.) при пересечении горных хребтов резко отличаются от прочих и характеризуются прямолинейностью, крутыми ( $30^\circ$  и более), часто обнаженными бортами, узкими днищами, сложенными грубо- и крупнообломочными отложениями малой мощности. При выходе из антецедентных участков долины резко расширяются, их днища в этих местах выложены валунами в поперечнике нередко более 1 м (рр. Мамонтовая, Хищников и др.).

Морфология склонов Западного плато характеризуется большой крутизной. Отмечается уменьшение абсолютных высот (500—600 м) и относительного расчленения. Отличительной особенностью рельефа Западного плато является единый денудационный уровень вершинных поверхностей с одинаковыми абсолютными высотами (400—500 м).

Восточное плато представляет собой отдельные горные массивы с абсолютными высотами до 200—400 м, разделенные широкими

долинами с выположенными склонами ( $10-15^\circ$ ). От морфоструктур центральной части острова плато отделяется широкими долинообразными понижениями с выположенными склонами.

По западному и восточному обрамлению острова в рельефе отчетливо фиксируются крутые уступы, обрывающиеся к морю. Высота уступов колеблется от 20 до 120 м. Четких следов абразионной деятельности здесь не установлено. Только в нижней части уступов выделяются абразионные ниши. Верхние части уступов разрушаются под действием денудации-гравитации в криогенных условиях с интенсивным морозным выветриванием. Наиболее вероятно, формирование крутых склонов западного и восточного побережий острова происходит под действием денудации совместно с абразией, вследствие параллельного отступления склонов в условиях относительно стабильного тектонического положения с тенденцией к незначительному погружению шельфа.

Таким образом, горные сооружения представляют тектоно-структурно-денудационный рельеф с межгорными субширотными долинами-депрессиями, формирование которого подчинено структурно-вещественным неоднородностям докайнозойского основания. О ледниковой деятельности в горной части острова однозначно ответить очень трудно. Каких-либо форм аккумулятивной ледниковой деятельности на острове не установлено. Скопления валунов в днищах речных долин, ранее относимые к конечным моренам, по нашему мнению, связаны с проявлениями геоморфологических барьеров. Так как резкое изменение морфологии речных долин и увеличение наклона плотика русла приводят к увеличению скорости потоков и соответственно выносу мелкозернистого материала, выделяется ряд участков, подобных трогообразным долинам, но доказательств экзарации здесь не установлено. Эти участки приурочены к субширотным долинам-депрессиям (верховья рек Неизвестной, Мамонтовой, Кларк и др.) или к плоским днищам долин, отвечающим уровням денудационных поверхностей педиментов (р. Атертон и др.).

Шельфы морей восточного сектора Арктики выделяются в самостоятельную Лаптево-Чукотскую равнину [Иванова и др., 1992]. Она характеризуется слаборасчлененным (относительные превышения порядка 20—30 м), пологоволнистым, местами плоским рельефом и имеет малые — менее  $1^\circ$  — уклоны. Морфоструктурный план шельфовой равнины мозаично-блоковый. Отдельные блоки или серии блоков разделены системой четко выраженных желобообразных понижений, являющихся, как правило,

естественными границами при районировании. Морфоструктуры моря Лаптевых сформировались в результате наложения структурных зон субмеридионального и северо-западного простираний. В пределах Восточно-Сибирского моря морфоструктуры имеют преимущественно субширотную ориентировку, согласную с простиранием структур кайнозойского осадочного чехла. На шельфе Чукотского моря прослеживаются системы отрицательных и положительных морфоструктур, параллельных береговой линии; фиксируется субмеридиональный рифтогенный желоб на стыке Чукотского и Восточно-Сибирского морей. Распределение денудационных (абразионных) и аккумулятивных равнин подчиняется контурам крупных морфоструктур соответственно положительно и отрицательного знака. К денудационным относятся Центрально-Лаптевская равнина, подводное основание Новосибирских и Медвежьих островов и острова Врангеля. Аккумулятивные равнины — это подводное продолжение Яно-Индигорской, Колымской, Чаунской и других приморских равнин, а также участки погружений вне прямой связи с морфоструктурами суши. В геоморфологическом строении Лаптево-Чукотской шельфовой равнины выделяются три зоны. Первая — прибрежная с господством морских аккумулятивных и абразионных форм рельефа, созданных под воздействием современной волновой активности. Здесь формируются подводные гряды, банки, протяженные бары-пересыпи. В отдельных районах (п-ов Таймыр, о. Большевик и др.) прослеживаются лестницы абразионных террас.

Средняя зона протягивается до глубин моря в 50—60 м, имеет наиболее широкое развитие на шельфе и является сложно устроенной областью развития субаэрального и субаквального рельефа. В средней зоне прослеживаются продолжения морфоструктур, развитых на суше (часть субаэральной цокольной равнины Ляховских островов, полигенетическая аккумулятивная равнина Восточно-Сибирского моря). Эта зона характеризуется блоковым строением, разнообразием морфогенетических типов рельефа и различной степенью сохранности докайнозойской субаэральной поверхности выравнивания. Здесь также отмечаются блоко-разделяющие эрозионно-аккумулятивные депрессии — шовные структуры. Третья зона — внешний шельф до глубин 200 м — названа зоной подводных пенеппенов или предельного выравнивания. Эта аккумулятивная равнина в течение большей части кайнозойской эры являлась областью морской седиментации. Шельф Восточно-Сибирского моря представляет собой затопленную, частично переработанную абразией озерно-аллювиальную равнину, которая перекрыта тонким слоем четвертичных морских осадков. Монотонность рельефа равнины осложнена субширотной зоной увалов и денудационным блоком Медвежьих островов. На Чукотском шельфе широко развит собственно морской рельеф, а субаэральные формы существенно переработаны морем. Осложняющими являются относительно глубокие, крутосклонные, рифтогенные желоба — Чукотский с мощным конусом выноса и Бофорта (южное окончание).

### 4.3. Палеогеография и эволюция рельефа

По совокупности неотектонических и геоморфологических факторов и строению кайнозойского покрова была составлена палеогеографическая схема территории о. Врангеля (рис. 4.4).

Конец позднего мела и палеогеновый период явились этапом становления основных черт рельефа. В дальнейшем в неогене и четвертичном периоде рельеф региона был значительно обновлен. Реконструкции рельефа палеогенового и неогенового периодов представляют значительные трудности, так как сохранились только отдельные элементы рельефа и фрагменты отложений, которые могут быть отнесены к этому времени.

В период от позднего мела (?) — палеогена до неогена (миоцена) развитие рельефа происходило в континентальных и морских условиях.

Большая часть суши того времени, захватывающая и области современного дна морей, подвергалась общему выравниванию, в результате чего сформировалась полигенетическая поверхность выравнивания с корами химического выветривания, происходившего в условиях семигумидного субтропического климата и спокойного тектонического режима. Амплитуды воздымания составляли около 50 м (рис. 4.5). Рельеф представлял собой возвышенную слабо расчлененную выровненную поверхность. Морские осадки этого времени установлены в пределах Тундры Академии. Морской палеобассейн с теплолюбивой фауной существовал по периферии палеосуши. Распространение, рисунок и высотное положение фрагментов древней поверхности выравнивания позволяют сделать вывод о существовании единого реги-

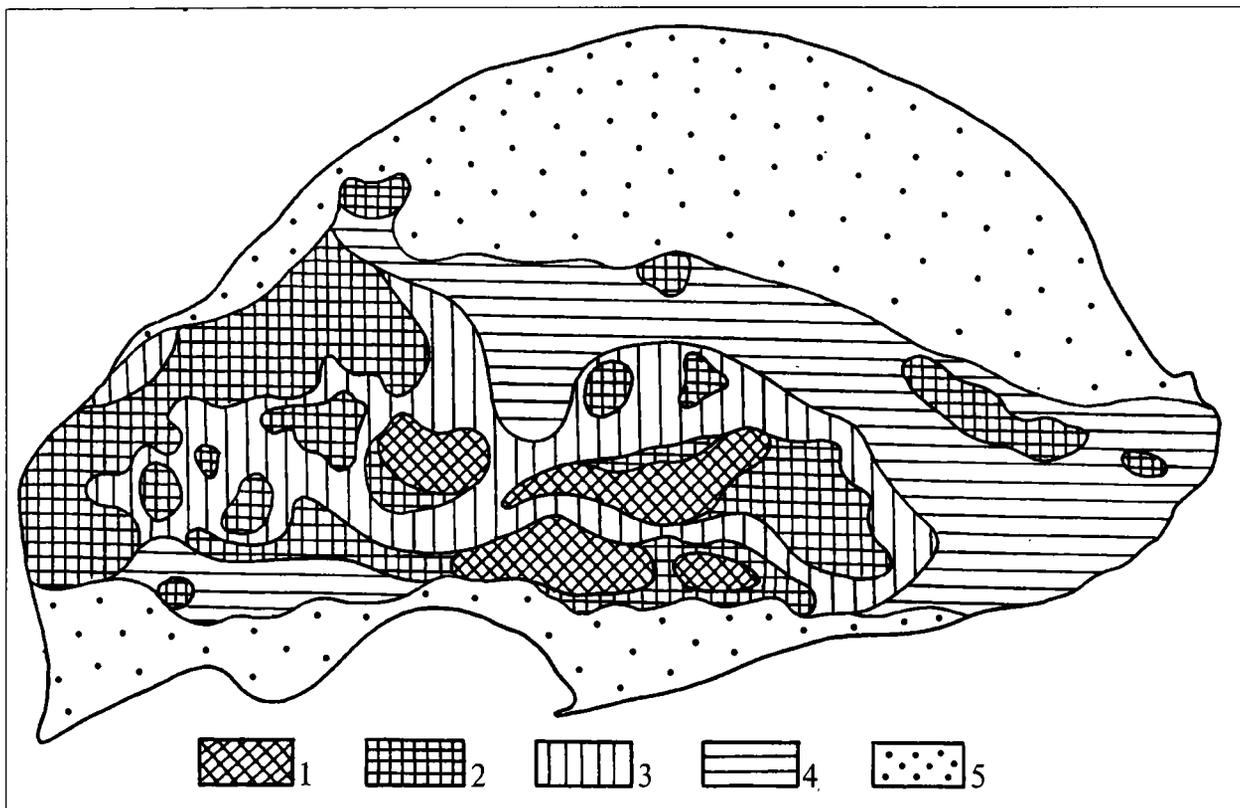


Рис. 4.4. Схема геоморфологической эволюции в кайнозое.

1 — унаследованные горные сооружения; 2 — палеогеновые денудационные поверхности выравнивания; 3 — неогеновые педименты; 4 — плиоценовые абразионные поверхности; 5 — четвертичная абразионно-аккумулятивная приморская равнина.

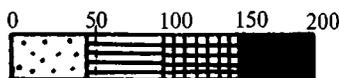
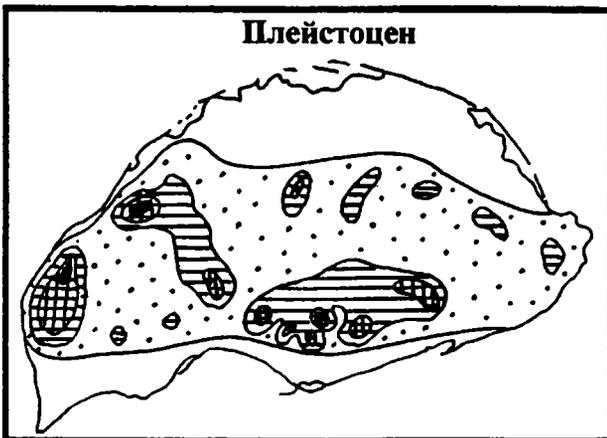
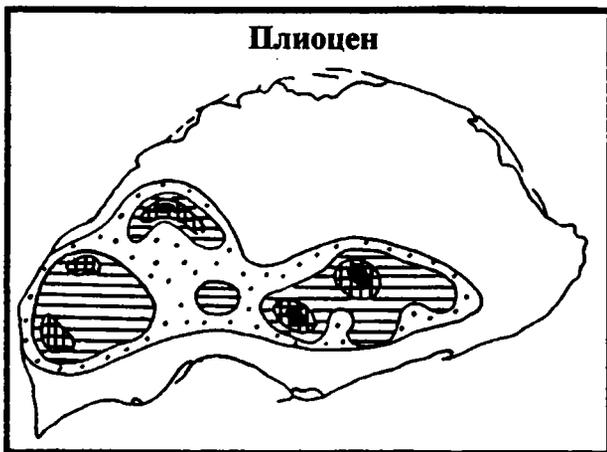
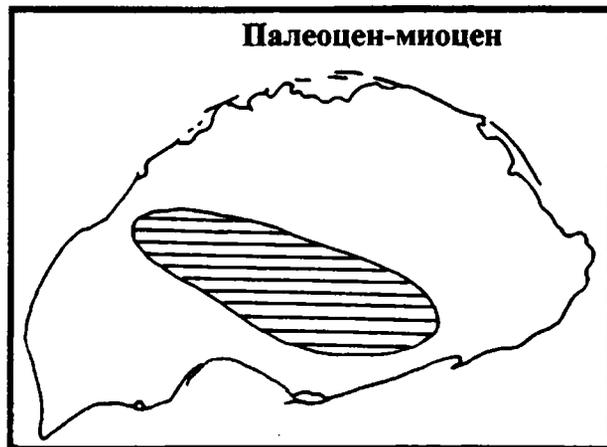
онального этапа выравнивания. Эта поверхность впоследствии была разбита дифференцированными блоковыми движениями.

Эпоха длительного выравнивания рельефа сменилась в миоцене—плиоцене периодом сводово-блоковых дифференцированных движений при общем незначительном погружении периферийных частей палеосуши. Наиболее интенсивно сводовые поднятия проявились в центральных частях острова — горы Центральные, Безымянные, Мамонтовы, Сомнительные, Западное плато. Амплитуды воздымания достигают 200 м (рис. 4.5).

В плиоцене территория острова была охвачена трансгрессией. Низкий выровненный рельеф способствовал глубокому проникновению моря на сушу. Морской бассейн характеризовался соленостью близкой к нормальной. Следы морской аккумуляции и абразии фиксируются в современном рельефе на абсолютных высотах 180—200 м. На месте о. Врангеля существовал ряд небольших островов. Области денудации значительно сократились. Происходило формирование долинных педиментов.

Воздымание в четвертичное время привело к регрессии моря, о чем свидетельствуют прибрежно-морские осадки, слагающие приморскую равнину с высотами 20—120 м. В плейсто-

цене неотектонические движения характеризуются большой интенсивностью и дифференцированностью. Максимальной амплитудой поднятия обладали в центральной части острова. Площадь суши увеличивается, появляются новые небольшие острова. Рельеф становится более контрастным. По мере отступления моря начинают проявляться эрозионные процессы, закладывается гидросеть района, формируется приморская равнина. В литоральной зоне накапливались галечно-гравийно-песчаные и песчаные осадки, а в лагунах и заливах — алеврито-песчаные отложения. В позднем плейстоцене море покинуло территорию острова. При максимальном развитии позднеплиоценовой регрессии море отступило на шельф до глубины около 40 м, что фиксируется затопленными береговыми линиями вдоль Чукотского побережья [Авдюничев, 1983]. Осадконакопление этого времени происходило в континентальных условиях. Формировались аллювиальные слои, а также склоновые отложения. В прибрежной полосе накапливаются крупнообломочные отложения прибрежно-морских фаций. В горной части развивался сильно расчлененный рельеф с рядом глубоко врезанных речных долин. По периферии палеосуши формировалась широкая приморская равнина.



**Шкала амплитуд в метрах**

Рис. 4.5. Амплитуды тектонических движений на этапах формирования морфоструктур.

Климатические условия в позднем плейстоцене становятся более суровыми.

Взаимодействие неотектонических движений и морской деятельности привели к формированию абразионной и абразионно-аккумулятивной приморской равнин — палеосубак-

вального ландшафта, развитого на докайнозойских и рыхлых кайнозойских образованиях. Активизация неотектонических движений в позднем плейстоцене способствовала развитию регрессии и увеличению эрозионной деятельности рек и временных потоков. Это привело к формированию флювиального рельефа — транссупераквальных ландшафтов речных долин с комплексом аллювиальных террас позднего плейстоцена.

В четвертичный период на Чукотке наступило значительное похолодание, однако на острове достоверных доказательств крупномасштабной ледниковой деятельности не установлено. В раннем плейстоцене в континентальных условиях с относительно высоким, расчлененным рельефом возникли условия для образования малоактивных карово-долинных ледников незначительной мощности и ограниченного распространения, что привело к консервации рельефа. Формировались толщи покровных отложений.

Голоценовая эпоха характеризуется активизацией неотектонических движений с амплитудами до 200 м в центре острова. Трансгрессия моря в голоцене, затопившая приустьевые участки рек и берега лагун, имела эвстатическую природу. Ее береговая линия располагается на отметках до 10 м. В литоральной и сублиторальной зонах происходило накопление разнотернистых осадков прибрежно-морских фаций. Спряженный характер голоценовой и современной береговых линий на аккумулятивных участках указывает на развитие их в спокойной тектонической обстановке. Происходит дальнейшее формирование гидросети района и накопление разнотернистых отложений русловой, пойменной и старичной фаций.

Таким образом, в истории развития рельефа можно выделить следующие этапы:

I этап — поздний мел (?)—миоценовый — протекает в относительно спокойных тектонических условиях, характеризуется общим выравниванием, формированием пенеблена, педиментов, образованием кор выветривания, а по периферии палеосуши (в пределах современного шельфа) — морских бассейнов;

II этап — плиоценовый — отличается общим опусканием территории и развитием обширной трансгрессии. В горной части существовал денудационный рельеф с педиментами.

III этап — раннечетвертичный (нижний—средний плейстоцен) — консервация рельефа маломощными, пассивными ледниками-снежниками в период четвертичного похолодания климата, регрессия моря (?), образование покровных отложений. По периферии острова в периоды относительного потепления и дегра-

дации ледников могли существовать опресненные и солоновато-водные бассейны.

IV этап — позднеплейстоцен-голоценовый — расконсервация рельефа, относительное потепление климата, стаивание ледников-снежников, формирование современного облика рельефа в условиях неотектонической активности проявление интенсивных денудационных и эрозионных процессов в криогенных условиях, значительная перестройка гидросети острова.

Наличие благоприятных геоморфологических обстановок на отдельных участках речных долин не исключает возможности обнаружения в них небольших локальных россыпей (рр. Неизвестная—Лемминговая, Мамонтовая—Веселый—Хрустальный—Перкаткун). В предгорной части приморской равнины Тундры Академии в прибрежно-морских осадках возможно обнаружение локальных небольших по площади россыпей проявлений.

Полезные ископаемые о. Врангеля изучены крайне слабо. К настоящему времени месторождений полезных ископаемых на острове не выявлено, хотя некоторые предпосылки для их обнаружения имеются, несмотря на недостаточную и неравномерную геологическую изученность региона в целом и опосредованность, в частности. На острове известны пункты эндогенной минерализации цветных и благородных металлов, горного хрусталя, россыпепроявления золота, проявления осадочных руд марганца, гипса и палыгорскита (рис. 5.1). Весьма специфичным полезным ископаемым является мамонтовая кость (бивни мамонта), используемая в последнее время не только в камнерезном деле, но и как техническое сырье. Исходя из анализа имеющихся материалов, определенные перспективы в отношении выявления полезных ископаемых, видимо, следует связывать лишь с благородными и, отчасти, цветными металлами. Во всяком случае, центральная горная часть острова от мыса Уэринг

на востоке до р. Мамонтовой на западе насыщена проявлениями полиметаллов, меди и сурьмы, связанными с гидротермальными карбонат-кварцевыми и кварцевыми жилами и зонами прожилкования, несущими иногда повышенные концентрации золота. Следует отметить, что кварцевые жилы известны в различных частях острова и секут разновозрастные геологические образования вплоть до верхнетриасовых, однако данные о связи их с определенными этапами геологического развития региона, возрасте и термодинамических условиях формирования крайне противоречивы. В самом общем виде они сводятся к следующему: потенциально рудоносными являются среднетемпературные иногда хрусталеносные кварцевые жилы, секущие отложения палеозоя, реже — верхнего докембрия, а также эпитермальные жилы халцедоновидного кварца, ассоциирующие с нижнекаменноугольными вулканитами. Низкотемпературные кварцевые жилы, секущие трисовые отложения, как правило, безрудны.

### 5.1. Металлические полезные ископаемые

#### 5.1.1. Золото

К настоящему времени на острове не установлено концентраций золота, близких к промышленным, тем не менее в южной гористой его части (район Центральных, Северных и Мамонтовых гор) в долинах ряда рек выявлены весьма протяженные шлиховые ореолы с устойчивой знаковой и весовой золотоносностью (рис. 5.2). Так, в среднем течении р. Мамонтовой и ее притоках — руч. Веселом, Хрустальном, Совином, Белом и Перкаткун, сум-

марная протяженность шлиховых ореолов золота составляет 46 км, а весовые содержания достигают 0,25—0,62 г/м<sup>3</sup> до 8,3 г/м<sup>3</sup> в одной из проб на руч. Веселом. Близкие по длине ореолы характеризуют русловой аллювий в верхнем течении р. Неизвестной (35 км) и ее левых притоках — р. Лемминговой (20 км) и руч. Холодном (12 км), но здесь весовые содержания (0,4 г/м<sup>3</sup>) зафиксированы лишь в истоках р. Неизвестной. Небольшие ореолы (длиной 3—5 км) известны

в верховьях и среднем течении р. Хищников и в верховьях р. Кларк. Общая протяженность всех выявленных ореолов составляет около 130 пог. км. По периферии рассмотренного района знаки золота установлены в среднем течении рек Кларк и Красный Флаг, в верховьях р. Тундровая, нижнем течении р. Неизвестной и в современных пляжевых отложениях залива Красина (бухта Попова) и мыса Блоссом на юго-западе острова. Золото преимущественно мелкое пластинчатое светло-желтого цвета. Преобладающий размер золотинок  $0,1 \times 0,1 \text{ мм}^2$  —  $0,2 \times 0,4 \text{ мм}^2$ , максимальный —  $0,5 \times 1,0 \text{ мм}^2$ , иногда до  $1,0 \times 3,0 \text{ мм}^2$ . Крупные золотины, как правило, имеют неправильную или пластинчатую форму, реже наблюдаются хорошо окатанные зерна. В древнем террасовом аллювии изредка встречаются золотины в железистой «рубашке». Наряду с золотом в аллювии отмечаются барит, магнетит и спорадически — единичные зерна шеелита, касситерита, в т.ч. и деревянистого олова, киновари, реальгара, а также халькопирита, галенита и сфалерита.

На основе имеющихся материалов судить о перспективах россыпной золотоносности острова можно лишь приближенно, исходя из общих геолого-геоморфологических предпосылок и анализа выявленных шлиховых ореолов (табл. 5.1). При ее оценке следует иметь в виду, что современный рельеф о.Врангеля обусловлен интенсивными сводово-блоковыми движениями позднеплейстоцен-голоценового возраста, в результате которых оказались выведенными на дневную поверхность домезозойские образования, вмещающие жильные золотоносные формации. Это предопределяет весьма незначительную эродированность последних и малую продолжительность периода, благоприятного для формирования россыпей.

С другой стороны, движения этого времени привели к возникновению густой гидросети и формированию в большинстве речных долин горной части острова, где сосредоточены все россыпепроявления, маломощного интративного аллювия, представленного гравийно-галечно-валунной ассоциацией пород. Такие условия способствуют накоплению золота лишь в приплотиковой части аллювия и шетках трещиноватого плотика и предопределяют небольшую, не более 0,5 м мощность песков.

С учетом этого перспективы острова в отношении россыпной золотоносности выглядят довольно скромно. Если для оценки ресурсов россыпного золота принять, что суммарная протяженность прогнозируемых россыпей составит треть общей длины шлиховых ореолов, а их ширина будет соответствовать половине ширины днища речных долин, то при средней мощности песков 0,5 м и ожидаемом среднем содержании золота  $1,0 \text{ г/м}^3$  прогнозные ресурсы золота по категории  $P_3$  составят:

$$(130\ 000 : 3 \times 33 : 2 \times 0,5) \text{ м}^3 \times 1 \text{ г/м}^3 = 357,5 \text{ кг},$$

при этом необходимо иметь в виду, что эти ресурсы рассредоточены на площади около  $2\ 000 \text{ км}^2$ .

Коренные источники золота достоверно не установлены. Скорее всего, ими являются кварцевые и карбонат-кварцевые жилы и зоны прожилкования, секущие терригенно-карбонатные толщи палеозоя и несущие зачастую рассеяную гнездово-вкрапленную медно-полиметаллическую минерализацию. В пользу этого свидетельствуют результаты спектрозолотометрического анализа проб жильного материала, попутно отобранных в небольшом объеме при геоморфологических исследованиях 1986 г. [Авдюничев, Володин, 1989]. По данным

Таблица 5.1

Параметры шлиховых ореолов золота о.Врангеля

№ п/п	Наименование водотоков	Длина ореолов (км)	Современная ширина днища долин (м)	Мощность аллювиальных отложений (м)
1	р.Мамонтовая	20	40—70	1,0—4,0
2	руч.Перкаткун	8	10—20	0—1,0
3	руч.Веселый	7	30—40	0—0,5
4	руч.Белый	5	30	0—0,5
5	руч.Хрустальный	6	5—10	0,5—1,0
6	р.Неизвестная	35	20—30	1,0—2,0
7	р.Лемминговая	20	10—30	0,5—1,0
8	руч.Холодный	12	30—40	0—0,5
9	р.Хищников	12	60—70	0—1,0
10	р.Кларк	5	60—80	0,5—1,0
Всего		130	ср. взв. 33	Пределы изменения 0—4,0

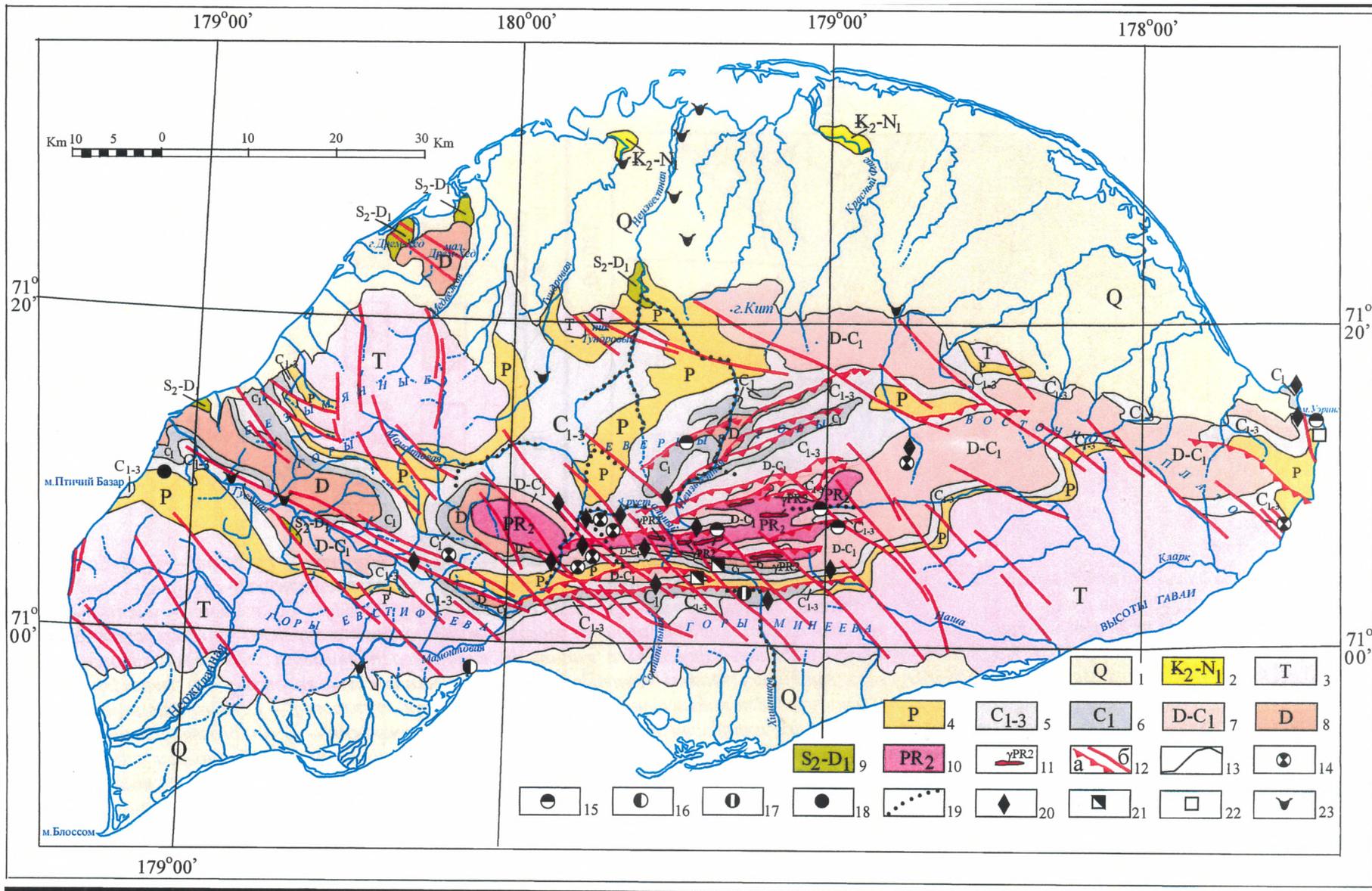


Рис. 5.1. Карта полезных ископаемых острова Врангеля

Условные обозначения к карте полезных ископаемых о. Врангеля, рис. 5.1.

1 — четвертичные отложения: алевропелиты, глины, песок, гравий, галечники; 2 — верхний мел—миоцен: уплотненные глины, алевриты и песок с гравием, известковистые алевролиты; 3 — триас: аргиллиты, глинистые сланцы, песчаники, алевролиты; 4 — пермские отложения: глинистые сланцы, известняки, песчаники, реже кремнистые породы и гравелиты; 5 — ниже-верхнекаменноугольные отложения: известняки, алевролиты, глинистые и фидлитовидные сланцы; 6 — нижекаменноугольные отложения: песчаники, конгломераты, сланцы, известняки, доломиты, пласты гипса, кислые и основные эффузивы; 7 — девонские—нижекаменноугольные отложения неразделенные; песчаники, сланцы, конгломераты, редко карбонатные породы и эффузивы; 8 — девонские отложения: песчаники, алевролиты, сланцы, кварциты, конгломераты, линзы известняков; 9 — верхнесибурийские—нижнедевонские отложения: известняки, доломиты, песчаники, алевролиты, глинисто-серицитовые сланцы; 10 — верхний протерозой, врангелевский комплекс: метавулканиты основного, среднего, реже кислого состава, метапесчаники, сланцы; 11 — позднепротерозойские гранитоиды; 12 — разрывные нарушения: а — надвиги, б — сбросы, сбросо-сдвиги, сдвиги; 13 — геологические границы; 14—23 — проявления и пункты минерализации полезных ископаемых: 14 — медно-полиметаллических, 15 — меди, 16 — свинца, 17 — сурьмы, 18 — марганца, 19 — линейные шлиховые ореолы золота, 20 — горного хрусталя, 21 — гипса, 22 — палыгорскита, 23 — находки бивней мамонта.

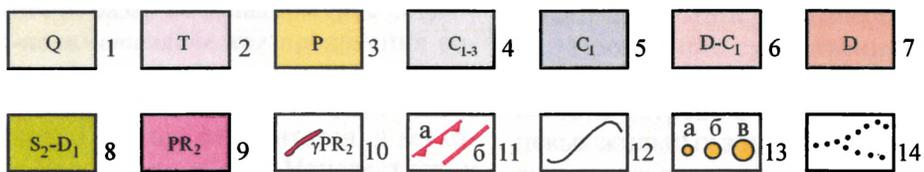
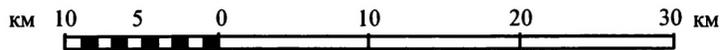
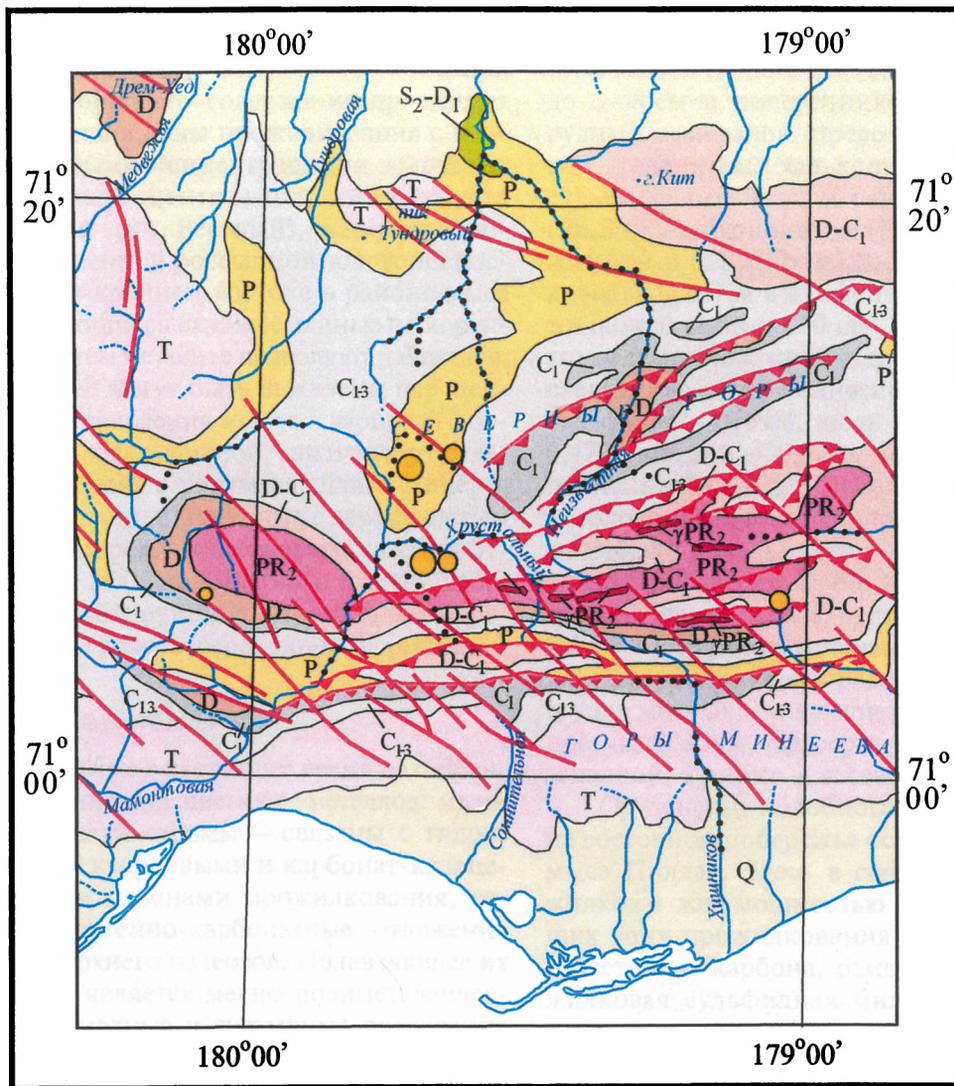


Рис. 5.2. Карта золотоносности центральной части острова Врангеля

1 - четвертичные отложения: алевропелиты, глины, песок, гравий, галечники; 2 - триас: аргиллиты, глинистые сланцы, песчаники, алевролиты; 3 - пермские отложения: глинистые сланцы, известняки, песчаники, реже кремнистые породы и гравелиты; 4 - нижне-верхнекаменноугольные отложения: известняки, алевролиты, глинистые и филлитовидные сланцы; 5 - нижнекаменноугольные отложения: песчаники, конгломераты, сланцы, известняки, доломиты, пласты гипса, кислые и основные эффузивы; 6 - девонские-нижнекаменноугольные отложения неразделенные: песчаники, сланцы, конгломераты, редко карбонатные породы и эффузивы; 7 - девонские отложения: песчаники, алевролиты, сланцы, кварциты, конгломераты, линзы известняков; 8 - верхнесилурийские-нижнедевонские отложения: известняки, доломиты, песчаники, алевролиты, глинисто-серпичитовые сланцы; 9 - верхний протерозой, врангелевский комплекс: метавулканы основного, среднего, реже кислого состава, метапесчаники, сланцы; 10 - позднепротерозойские гранитоиды; 11 - разрывные нарушения; а - надвиги, б - сбросы, сбросо-сдвиги, сдвиги; 12 - геологические границы; 13 - повышенные концентрации золота в кварцево-жильных образованиях (мг/т): а - 5-10, б - 11-100, в - 101-700; 14 - линейные шлиховые ореолы золота.

анализа, 40% из 46 отобранных проб содержат золото в количестве от 4 мг/т до 700 мг/т, при этом в 17% проб его содержание превышает 100 мг/т. Жилы и зоны прожилкования с наиболее значимыми концентрациями золота установлены как в центральной части острова (г. Перкаткун, руч. Веселый), характеризующейся повышенной россыпной золотоносностью, так и на крайнем востоке в районе мыса Уэринг. Имеющиеся скудные данные по коренному золоту, тем не менее позволяют надеяться, что на острове могут быть выявлены перспективные рудопроявления золото-кварцевой формации как малосульфидной, так и золото-сульфидно-кварцевой, а учитывая шлихо-минералогическую ассоциацию золота с деревянистым оловом, реальгаром и киноварью и находки отдельных жил халцедоновидного кварца, весьма вероятно обнаружение эпитермальных рудопроявлений золото-серебряной формации.

### 5.1.2. Цветные металлы

Все известные в настоящее время на о. Врангеля проявления руд цветных металлов: меди, цинка, свинца и сурьмы — связаны с гидротермальными кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами и зонами прожилкования, секущими терригенно-карбонатные отложения среднего и верхнего палеозоя. Подавляющее их большинство является медно-полиметаллическими, чисто медные и сурьмяные проявления наблюдаются крайне редко. Большая часть проявлений сконцентрирована в субширотной зоне шириной 10—15 км, трассирующей через весь остров в средней его части — от района мысов Пиллар и Уэринг на восточном побережье до мыса Птичий базар на западном (рис. 5.1).

*Медно-полиметаллические* проявления сосредоточены, главным образом, в центральной части зоны — в районе гор Перкаткун, Первая, Черная, Инкали, Серая, Мамонтовая, в верховьях ручья Перкаткун и рек Неизвестная и Красный Флаг (рис. 5.1). Наиболее значимая медно-полиметаллическая минерализация установлена Л.В. Громовым в 1935—1937 гг. [Громов, 1939] в районе г. Перкаткун на руч. Хрустальном — левом притоке р. Мамонтовой — в пределах зоны разлома, насыщенной кварцевыми, иногда хрусталеносными жилами с прожилками, невыдержанными по простиранию и мощности (от 0,01 м до 0,8 м), зачастую ветвящимися. Зона, занимающая резко секущее положение относительно вмещающей ее карбонатной толщи каменноугольного возраста, имеющей субширотную ориентировку, прослежена в направлении СЗ — 320° на 1,5 км. Падение ее на северо-восток под углом 45—60°.

В кварцевых жилах и прожилках спорадически отмечаются мелкие гнезда (размером от 0,5 см до 3—8 см в поперечнике) и вкрапленность рудных минералов, представленных сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом и сульфосолями меди и свинца: буланжеритом ( $Pb_5Sb_4S_{11}$ ), бурнонитом ( $PbCuSbS_3$ ) и блеклыми рудами ( $Cu_{12}[Sb,As]_4S_{13}$ ). Последние изредка наблюдаются и в виде тонких (до 2 см) прожилков длиной до 30 см. Химическим анализом единичной пробы в рудах установлены следующие содержания полезных компонентов: цинк — 1,09%, медь — 0,63%, свинец — 0,47%, кадмий — 0,02%, висмут — 0,01%. Выполненный в 1986 г. небольшой объем спектрозолотометрического опробования жильного материала показал, что более половины проанализированных проб несут повышенные концентрации золота — от 0,038—0,083 г/т до 0,3—0,7 г/т. В распределении рудной минерализации намечается определенная зональность: группа медных минералов тяготеет к центральной части зоны, сфалерит и галенит — к юго-западной, а пирит — к северо-восточной.

Оруденение подобного типа установлено и на восточном побережье острова, в 6 км южнее мыса Пиллар. Здесь в серии кварцевых прожилков и жил мощностью 10—15 см, образующих зону прожилкования шириной 6—7 м в известняках карбона, отмечена гнездово-прожилковая сульфидная минерализация, представленная сфалеритом, галенитом, халькопиритом и пиритом. Размер рудных обособлений неправильной формы достигает нескольких сантиметров в поперечнике. Масштаб оруденения не выяснен. Остальные находки медно-полиметаллических руд аналогичного состава имеют лишь минералогический интерес.

Проявление существенно *медной* минерализации установлено в районе мыса Уэринг на востоке острова в одной из карбонатно-кварцевых жильных зон, пересекающих известняковую толщу верхнего палеозоя. В жильной зоне мощностью 2—3 м, состоящей из серии сближенных субвертикальных ветвящихся прожилков мощностью от нитевидных до 5—10 см, местами наблюдаются мелкие гнезда и вкрапленность халькопирита и пирита. Следует отметить, что в пробе-протолочке оруденелого жильного материала, кроме преобладающих в шлихе сульфидов, были выявлены 12 зерен касситерита, угловатых бесцветных или светло-бурых. По результатам спектрального анализа повышенные концентрации олова установлены также в ряде пунктов медно-полиметаллической минерализации, в частности в районе г. Перкаткун, однако минеральные формы его нахождения в рудах не установлены.

Проявление *сурьмяной* минерализации известно в верховьях р. Хищников, где в зоне кварцевого прожилкования, секущей палеозойские известняки и доломиты, выявлены две антимонит-кварцевые жилы [Бородин, Кирпичникова, 1953].

Наиболее крупная из них, мощностью 0,3—0,5 м, прослежена по простиранию на 7 м, по падению (на СЗ под  $< 45^\circ$ ) на 1,5 м. Радиально-лучистые агрегаты антимонита тяготеют к центральной части жилы молочно-белого кварца, слагая прожилок мощностью 8—10 см до 20 см, а также в виде отдельных обособлений наблюдаются в зальбандах. К лежащему блоку прожилка зачастую приурочены мелкие щетки горного хрусталя; единичные кристаллы кварца встречаются и в самом прожилке. Наблюдаемые взаимоотношения позволяют наметить следующий порядок кристаллизации минералов: жильный кварц — горный хрусталь — кальцит — антимонит. Оруденение имеет лишь минералогический интерес.

Вне поля развития палеозойских отложений кварцевые жилы, как правило, безрудны. Исключением является пункт галенитовой минерализации в районе зал. Красина (южное побережье острова), где в кварцевых жилах и прожилках, секущих терригенные отложения триаса, наблюдается редкая вкрапленность галенита и пирита.

### 5.1.3. Марганец

Из металлических полезных ископаемых группы черных металлов на о. Врангеля следует отметить лишь марганец. Проявление осадочных карбонатных марганцевых руд установлено в ходе стратиграфических исследований 1986—1989 гг. [Ганелин, 1989] на крайнем западе острова в районе нижнего течения р. Гусиной и мыса Птичий базар (рис. 5.1). В результате этих работ в разрезе верхнепалеозойских отложений были выявлены две марганценозные пачки, наиболее полно изученные по ряду скальных выходов южнее р. Советской (рис. 5.3).

Нижняя пачка мощностью 50 м венчает разрез отложений верхнего карбона — нижней перми (возраст приведен по отчету В.Г. Ганелина 1989 г., в настоящее время эта толща относится к перми), представленных метаморфизованными аргиллитами, превращенными в настоящее время в белесовато-зеленые и черные глинисто-хлорит-серицитовые и глинисто-хлоритовые сланцы. По всему разрезу пачки наблюдаются обильные желваковые конкреции марганецсодержащих карбонатов размером 2—5 см до 7 см в поперечнике. Количество конкреций достигает 100 шт. на  $1,0 \text{ м}^2$ .

Вторая верхняя пачка располагается в 50 м выше по разрезу, слагая почти всю верхнюю половину 120-метровой карбонатно-глинистой толщи ранне-позднепермского возраста. Пачка сложена тонкослоистыми пестроокрашенными метаморфизованными аргиллитами розовато-серого, голубовато-серого, зеленого, желтого и оранжевого цветов, вмещающими округлые и желваковые конкреции карбонатов марганца размером до 15—20 см. В сравнении с нижней она имеет несколько большую мощность (~ 60 м) и менее насыщена марганценозными конкрециями. Наиболее обогащенный ими слой (до 60%) мощностью 0,3 м выявлен в 20 м выше подошвы марганценозной пачки.

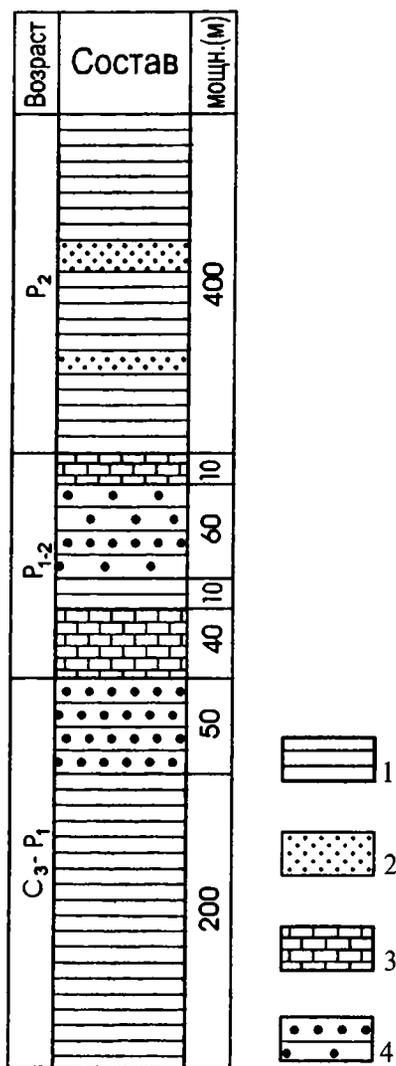


Рис. 5.3. Разрез отложений верхнего палеозоя в районе к югу от р. Советской.

1 — метаморфизованные аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — известняки; 4 — конкреции карбонатов марганца.

Состав конкреций кремнисто-карбонатный, при этом карбонатные минералы относятся к непрерывному изоморфному ряду родохрозит-сидерит-кальцит и представлены в основном, высокомарганцовистым олигонитом (Fe, Mn)CO<sub>3</sub> и марганцовистым кальцитом. Содержание марганца в конкрециях достигает 10%. Спектральным анализом в них установлены повышенные концентрации Pb, Zn, Cu и Ag, значительно превышающие кларковые значения. По составу руд и возрасту мар-

ганценосных осадков выявленное проявление весьма близко к проявлениям карбонатных марганцевых руд Верхояно-Колымской области. Аналогичный возраст (от позднего карбона до начала поздней перми) имеют и карбонатные руды марганца на Новой Земле, где их потенциальные ресурсы уникальны. Рудопроявление же о. Врангеля практического значения не имеет, ввиду низкого содержания марганца в конкрециях и ограниченности площади распространения марганценосных отложений.

## 5.2. Неметаллические полезные ископаемые

### 5.2.1. Горный хрусталь

Проявления горного хрусталя сосредоточены, главным образом, в районе Центральных и Мамонтовых гор, включающем в себя верховья рек Неизвестной, Гусиной, Хищников, Нашей и среднее течение р. Мамонтовой с ее левыми притоками — руч. Перкаткун, Хрустальный и Белый (рис. 5.1). Отдельные его находки известны в кварцевых жилах в верховьях рр. Красный Флаг и Насхок, а также в районе мыса Литке на востоке острова. При этом зачастую горный хрусталь содержится в тех же кварцевых жилах, в которых наблюдается рассеянная гнездово-прожилково-вкрапленная медно-полиметаллическая и сурьмяная минерализация, рассмотренная выше.

Наиболее изучена в отношении хрусталенности Перкаткунская площадь, выявленная Л.В. Громым в 1935—1937 гг. [Громов, 1939] и охватывающая бассейн руч. Хрустальный, верховья р. Хищников, горы Советская и Инкали. Здесь, на семи участках в 1950—52 гг. проводились поисково-разведочные работы с проходкой как поверхностных, так и подземных горных выработок общим объемом 4 800 м<sup>3</sup> [Бородин, Кирпичникова, 1953]. В процессе работ было опойсковано 35 кварцевых жил, секущих терригенные и терригенно-карбонатные отложения верхнего протерозоя и среднего палеозоя, в которых было выявлено 109 занорышей, а при их опробовании добыто 480 кг кристаллов горного хрусталя, как правило, короткостолбчатых, с размером по длинной оси, редко превышающем 10—15 см. Визуальная сортировка и лабораторные исследования отобранного материала показали полное отсутствие в его составе кристаллов, удовлетворяющих требованиям,

предъявляемым к пьезоэлектрическому сырью. Основными недостатками кристаллов горного хрусталя являются обилие газово-жидких включений, наличие многочисленных бразильских и дофинейских двойников, свилей и трещин, а также присутствие иногда включений рудных минералов. Малые перспективы хрусталенности территории подтверждает и низкий выход кристаллов горного хрусталя на 1 м<sup>3</sup> жильной породы, составляющий 0,1 кг/м<sup>3</sup>.

### 5.2.2. Гипс

Проявления гипса известны в районе южных отрогов Центральных гор на водоразделе руч. Хрустального и р. Хищников и в верховьях р. Гусиная (рис. 5.1). Прослои и линзовидные обособления гипса приурочены к сланцево-карбонатной толще нижнего карбона, сложенной доломитами, известняковистыми доломитами, глинистыми известняками, мергелями и филлитовидными сланцами мощностью около 300 м. Так, в разрезе толщи в верховьях р. Хищников 8 гипсовых прослоев мощностью от 0,3—1,0 м до 3,5—6,0 м, неравномерно сосредоточенных по всей толще. Наиболее крупная залежь гипса характеризуется мощностью 15 м и предполагаемой протяженностью более 1,0 км. Повсеместно гипс представлен мелкозернистой породой молочно-белого цвета, химический состав которой весьма близок к составу минералогически чистого гипса (табл. 5.2).

Судя по отсутствию вредных примесей, гипс является высококачественным сырьем для производства строительного алебаstra и гипсового цемента. Ресурсы его не оценены.

Таблица 5.2

Химический состав гипса о.Врангеля [Кирюшина, 1952]

Окислы	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	SO <sub>3</sub>	п.п.п.	Сумма
Сод. %	Нет	0,26	32,5	46,2	20,86	99,82

### 5.2.3. Палыгорскит

Весьма своеобразным полезным ископаемым, обнаруженным В.В. Авдюничевым в 1986 г., является палыгорскит — водный силикат магния  $(Mg_5(H_2O)_4(OH)_2[Si_4O_{10}]_2 \times 4H_2O)$ , более известный под названиями «горная кожа» или «горная пробка» из-за малого удельного веса, спутанно-волокнутого (войлочного) строения и высокой пористости. Особенности ленточно-слоистой кристаллической структуры палыгорскита определяют его высокую поглотительную способность. Палыгорскит используется в качестве избирательного и фильтрующего сорбента, осушителя, дезодоранта, суспенгатора и в других целях во многих отраслях народного хозяйства — в легкой и пищевой промышленности, в строительстве, медицине и фармакологии, а также в нефтегазозаведочной и нефтеперерабатывающей отраслях и при бурении скважин по соляным толщам. В последнее время он все более широкое применение находит для дезактивации загрязненных радионуклидами вод, при этом достигается снижение радиоактивности в 10—100 раз.

Пункт минерализации палыгорскита установлен в береговом обрыве на восточном по-

бережье острова в 6,3 км севернее мыса Пиллар. В верхней части одного из крутых распадков палыгорскитовой породой выполнена субвертикальная трещина шириной около 10 см в зоне дробления окварцованных доломитизированных известняков и доломитов верхнего палеозоя. По падению жила прослежена на 4,0 м, уходя ниже под наносы. Визуально — это порода снежно-белого цвета (в свежем срезе) спутанно-волокнутого, «кожистого» строения, очень легкая, мягкая, пористая, в то же время в сухом виде достаточно плотная. С целью ее точной диагностики в СПБГИ был выполнен рентгенофазовый анализ образца породы, результаты которого приведены в таблице 5.3.

Съемка производилась на рентгеновском дифрактометре АДП2-0,1. Режим съемки: излучение  $Cu-K_{\alpha}$ , анодное напряжение — 30 кВ, ток — 20 мА, скорость вращения образца  $1^\circ/\text{мин}$ . Диагностика производилась по картотеке Powder Diffraction File (палыгорскит — карточка № 21-958), а также по Рентгенометрическому определителю минералов В.И. Михеева [М., Госгеолтехиздат, 1957]. На дифрактограмме отчетливо проявлены пики трех основных диагностируемых фаз: палыгорскита, кварца и

Таблица 5.3

Результаты рентгенофазового анализа образца палыгорскитовой породы

Образец		Палыгорскит		Кварц		Кальцит	
d/n, E	I, %	d/n, Å	I	d/n, Å	I	d/n, Å	I
10,26	50	10,4	100				
7,08	3						
6,32	10	6,36	20				
5,37	6	5,38	16				
4,97	2						
4,70	1						
4,45	10	4,46	20				
4,36	3	4,36	4				
4,25	20			4,25	30		
4,11	4	4,14	18				
3,97	1						
3,83	4					3,83	15
3,70	2						
3,63	3	3,65	10				
3,52	1						
3,43	1	3,44	4				
3,34	100			3,34	100		
3,21	4	3,23	14				
3,16	8	3,18	18				
3,08	2						
3,03	30					3,03	100
2,88	6						
2,83	2						
2,67	2						

Результаты силикатного анализа палыгорскитовой породы

Окислы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Σ	H <sub>2</sub> O при 105–110°
%	60,49	0,15	7,37	0,14	0,49	10,30	5,73	<0,01	0,50	0,10	0,10	14,45	99,82	4,15

кальцита (табл. 5.3). Ряд линий небольшой интенсивности не удалось однозначно идентифицировать. Вполне вероятно присутствие в породе небольшого количества доломита (его наиболее интенсивные линии – 2,88 и 2,67Å). Остальные линии, возможно, принадлежат ряду слоистых силикатов типа шамозита, каолинита и др. Суммарное количество минералов-примесей невелико и не превышает 5%.

Силикатный анализ породы, выполненный в химлаборатории ВНИИОкеангеология, дал следующие результаты (табл. 5.4).

Совместное рассмотрение двух видов анализа позволяет в первом приближении определить минеральный состав палыгорскитовой породы, как состоящей на 80% из палыгорскита и содержащей 7–8% кварца, 7–8% кальцита, 1–2% доломита и около 3% остальных минералов-примесей. Судя по геологической ситуации, палыгорскит о. Врангеля имеет, вероятно, экзогенное происхождение, причем материнской породой для его образования служат вмещающие интенсивно окварцованные глинистые доломиты и доломитизированные известняки, содержащие все необходимые компоненты для его возникновения. Об этом же свидетельствует присутствие в палыгорскитовой породе значительного количества кальцита и кварца. Практическое значение находки палыгорскита невелико, но сам факт обнаружения на острове этого специфического и нехарактерного для региона минерала имеет определенный научный интерес.

#### 5.2.4. Мамонтовая кость

Первые сведения о находках бивней мамонта на о. Врангеля относятся ко времени первого его посещения участниками американской экспедиции 1881 г. и исследований, последовавших 30 лет спустя [Островский, 1931]. В 30–50 гг. в процессе проведения геолого-съёмочных и тематических работ мамонтовые бивни и их фрагменты, наряду с другими костными остатками териофауны, неоднократно фиксировались в позднплейстоцен-голоценовых отложениях преимущественно аллювиального генезиса, при этом большинство находок было выявлено в северной части острова — в районе

Тундры Академии (бассейны рек Гусиная, Неизвестная, Красный Флаг и др.). В первые годы деятельности промысловой фактории (1926–1929 гг.), основанной Г.А. Ушаковым, на острове была даже организована заготовка мамонтовой кости, хотя масштабы ее оказались невелики (рис. 5.4) [Минеев, 1946]. В 1976 г. весь о. Врангеля был объявлен государственным заповедником и с тех пор лишь эпизодически доступен научным экспедициям. Тем не менее, именно изыскания последних лет, в частности, начатые в 1989 г. С.П. Вартамяном систематические научные сборы и анализ бивней и других остатков мамонтов, привели к весьма неожиданным результатам. Во-первых, серия радиоуглеродных датировок (всего более 40) различного остеологического материала, выполненных в лабораториях Санкт-Петербургского государственного университета, Геологического института РАН и Аризонского университета



Рис. 5.4. Заготовка бивней мамонта в 1926–29 гг.

(США) показала голоценовый возраст (3700—7710 лет) подавляющего большинства образцов, хотя имеются и более древние датировки — 12750 лет [Аверьянов, Вартанян, Гарутт, 1995; Суллержицкий, 1995]. Во-вторых, исследование костных остатков, в первую очередь коренных зубов, позволили выделить особый «карликовый» подвид мамонта — *Mammuthus primigenius vrangeliensis* Garutt, Averianov et Vartanyan, жившего на острове в голоцене. «Карликовыми» мамонты этого подвида названы несколько условно; реконструируемая высота животных (около 2 м) лишь немногим меньше размеров отдельных материковых популяций *Mammuthus primigenius* позднего плейстоцена [Гарутт, Аверьянов, Вартанян, 1993]. Возможно, причиной возникновения данного

подвида явилось длительная изоляция популяции, выразившаяся в т.н. «островном эффекте». Во всяком случае, о. Врангеля, где континентальные условия, пригодные для существования териофауны, сохранялись на протяжении всего позднего плейстоцена и голоцена, был, возможно, последним прибежищем мамонтов, еще живших на Земле 3700 лет назад. Тем не менее перспективы промышленной добычи мамонтовой кости на острове, даже если не принимать во внимание существование заповедника, крайне невелики, ввиду малой мощности и ограниченного площадного распространения аллювиальных отложений позднеплейстоцен-голоценового возраста, способствующих сохранению захороненных бивней и других остатков териофауны.

## Глава 6. Минерагенические особенности и перспективы золотоносности

Остров Врангеля обладает многоярусным разломно-складчатым, чешуйчатым строением. Становление и особенности эволюции этого сложного структурно-вещественного ансамбля удастся реконструировать с различной степенью достоверности с позднего протерозоя до кайнозоя включительно. Анализ распространения рассмотренных выше ископаемых во времени позволяет выделить ряд фанерозойских этапов значимого рудообразования.

В наиболее ранний позднепротерозойский этап развития, сопровождавшийся магматической деятельностью и завершившийся байкальским тектогенезом, на острове не отмечено концентрации каких-либо полезных ископаемых, несмотря на то, что гранитоиды этого этапа по своим химическим характеристикам весьма схожи с гранитоидами, специализированными на скарновое, грейзеновое и гидротермальное оруденение Mo, W, Sn и TR. Возможно, это обусловлено малым площадным распространением как самих стратифицированных образований верхнего протерозоя, занимающих менее 3% территории острова, так и выявленных тел гранитоидов.

В фанерозойской истории острова достаточно уверенно выделяются три этапа экзогенной рудоконцентрации: раннекаменноугольный (гипс-ангидрит), позднекаменноугольно-раннепермский (карбонатные руды марганца) и позднеплейстоцен-голоценовый (россыпе-проявления золота), каждый из которых, по сути, является фрагментом более крупных региональных эпох соответствующего рудонакопления. В частности, позднекаменноугольно-раннепермский этап девонско-пермской эпохи марганценакопления достаточно широко

проявлен в азиатском секторе российской Арктики. Карбонатные руды марганца известны на Новой Земле, где их потенциальные ресурсы уникальны, а также на Пай-Хое, в Верхоянье и Приколымье, что позволило В.С.Рогову [1987] еще в 1984 г. предположить существование позднепалеозойской марганценозной провинции, протягивающейся от Новой Земли до Верхоянья. С учетом же данных по о. Врангеля представляется возможным продолжить ее далее на восток вплоть до крайнего северо-восточного рубежа России.

Позднеплейстоцен-голоценовый этап, с которым на о. Врангеля связано россыпное золото, является, по сути, частью гораздо более длительной кайнозойской эпохи россыпеобразования благородных и редких металлов. Кайнозойские россыпи известны на Приполярном Урале, арх. Северная Земля, п-ове Челюскин, Новосибирских о-вах и в Верхоянье, но особенно широко они проявлены на Северо-Востоке России — в Приколымье и на всей Чукотке. На о. Врангеля в силу своеобразия тектонического развития и палеогеографических условий в кайнозое эта эпоха представлена в редуцированном виде — лишь самым молодым и весьма кратковременным этапом, в силу чего крупные россыпные объекты здесь маловероятны даже в случае существования достаточно продуктивных коренных источников.

Что же касается эндогенного рудообразования, то его возраст в настоящее время не может быть определен однозначно. На основе имеющихся данных можно лишь констатировать, что вся выявленная на острове эндогенная минерализация, в т.ч. золотосодержащая медно-полиметаллическая, существенно мед-

ная, сурьмяная и горного хрусталя, сосредоточена исключительно в кварцевых жилах и зонах кварцевого прожилкования, секущих преимущественно терригенно-карбонатные и карбонатные отложения палеозоя, реже терригенные образования позднего докембрия. Горный хрусталь и скопления рудных минералов зачастую наблюдаются в одних и тех же жилах, что определенно свидетельствует о единой эпохе их формирования. Карбонатные и терригенно-карбонатные породы палеозоя, вмещающие кварцевые жилы, как правило, интенсивно окварцованы. В то же время в терригенных отложениях триаса, казалось бы наиболее благоприятных для локализации кварцевых жил, последние наблюдаются гораздо реже и обычно не несут какой-либо рудной минерализации. Единственным исключением является одна из зон кварцевого прожилкования на южном берегу острова в бухте Красина, где в прожилках кварца отмечена убогая вкрапленность галенита. В свете изложенного логично предположить, что выявленные на о. Врангеля рудопроявления, связанные с кварцевыми жилами, имеют средне-позднепалеозойский возраст, тем более, что именно в это время в регионе отмечается усиление тектонической и магматической деятельности, выразившееся, в частности, в обособлении ряда фациальных зон в карбоне и перми и излиянии основных и кислых эффузивов в раннем карбоне. В связи с последними в подошве покровов кислых эффузивов наблюдается интенсивное окварцевание вмещающих терригенно-карбонатных пород вплоть до возникновения образований, близких к метасоматическим кварцитам, а также многочисленных согласных прожилков халцедонового кварца. С другой стороны, подавляющее большинство минерализованных кварцевых жил и зон прожилкования имеют ориентировку, практически совпадающую с простиранием наиболее молодых в регионе разломов, секущих в северо-западном направлении все складчатые структуры региона, включая мезозойские, что является аргументом в пользу мезозойского возраста оруденения.

Ближайшим районом, в определенной степени сходным по геологическому строению с о. Врангеля, является Куульское поднятие, включающее в себя Рывеевский рудно-россыпной узел, находящийся на северном побережье Центральной Чукотки, непосредственно за проливом Лонга, отделяющим остров от материка. По данным А.В. Волкова, в строении поднятия участвуют три породных комплекса: карбонатно-терригенный (нижний девон — нижний карбон), сланцевый (нижний триас) и эффузивный (мел), при этом палеозойские

толщи интенсивно дислоцированы в линейные складки северо-восточного простирания, а мезозойские образуют брахиформные складки, ориентированные в северо-западном направлении. В районе имеется ряд месторождений и проявлений как россыпного, так и коренного золота, связанного с разновозрастными кварцево-жильными образованиями. Золото-кварцевое оруденение литологически отчетливо контролируется углеродистой сульфидизированной терригенной формацией нижнего карбона. Наиболее крупным и наиболее изученным рудным объектом в пределах Рывеевского рудно-россыпного узла является месторождение Совиное. В его контурах основная масса рудного золота сконцентрирована в седлообразных кварцевых жилах, локализованных в замках опрокинутых антиклинальных складок северо-восточного простирания, осложненных многочисленными надвигами, т.е. явно связано с пластическими деформациями, обусловленными герцинским тектогенезом. Вторая, более молодая, эпоха рудоконцентрации золота соответствует времени мезозойской тектономагматической активизации, когда в результате хрупких деформаций в крыльях опрокинутых антиклинальных складок сформировались линейные кварцевые штокверки, пространственно связанные с отдельными разломами и зонами повышенной трещиноватости и несущие гораздо более бедную золоторудную минерализацию. Руды обоих типов характеризуются крайне неравномерным распределением золота, бедностью спектра элементов-индикаторов (только W и As) и минералов-спутников (шеелит, арсенопирит и анкерит).

Несмотря на различия в морфологии кварцево-жильных образований и характере присущей им рудной минерализации, двухэтапность формирования эндогенного оруденения, отчетливо выраженная на Куульском поднятии, просматривается и на о. Врангеля, правда, в не столь явном виде. В герцинское время, когда в районе Куульского поднятия в результате интенсивной складчатости и метаморфогенно-метасоматических преобразований терригенных толщ в последних возникли золотосодержащие седловидные кварцевые жилы, на о. Врангеля, где герцинская активизация проявилась гораздо слабее, в отдельных тектонически ослабленных зонах, по-видимому, произошло лишь заметное окварцевание терригенно-карбонатных и карбонатных отложений палеозоя, особенно интенсивное в поле развития раннекаменноугольных покровов кислых эффузивов.

На последующем мезозойском этапе процесс формирования кварцево-жильных обособлений в обоих регионах был связан с хруп-

кими деформациями, наложенными на Куульском поднятии на уже консолидированные «жесткие» образования палеозоя, а на о. Врангеля отчетливо проявленными лишь в палеозойских известняках и доломитах, получивших в результате окварцевания дополнительную жесткость еще на предыдущем этапе. На Куульском поднятии это привело к возникновению в зонах повышенной трещиноватости линейных золотосодержащих штокверков, а на о. Врангеля — к образованию секущих зон кварцевого прожилкования и отдельных кварцевых жил, связанных с заключительными фазами мезозойского тектогенеза и несущих золотосодержащую медно-полиметаллическую минерализацию и проявления горного хрусталя. В пластичных терригенных преимущественно глинистых толщах триаса кварцевые жилы и прожилки редки, маломощны и, как правило, не образуют сколь-либо значимых зон прожилкования. Если эти представления верны, то в сравнении с Куульским поднятием перспективы о. Врангеля в отношении золоторудной минерализации, связанной с кварцево-жильными образованиями, выглядят довольно скромно. В то же время, судя по общей геологической ситуации, на острове не исключено наличие золоторудных объектов совершенно иного типа, называемого в литературе «карлинским» по наименованию наиболее известного месторождения Карлин, штат Невада, США [Boyle, 1979; Hausen, 1968]. Почти все месторождения этого типа располагаются в активизированных зонах передовых прогибов складчатых систем, окраин кратонов или платформ в условиях полного отсутствия магматизма или значительной его рудиментарности. В большинстве случаев оруденение локализуется в стратиформных пластовых телах кварцевых метасоматитов джаспероидного типа, залегающих в благоприятных для замещения отложениях, каковыми являются пласты карбонатно-глинистых и глинисто-карбонатных пород, зачастую углеродсодержащих. Рудные залежи тяготеют к узлам пересечения тектонических нарушений с пластами, благоприятными для замещения, реже они локализуются под изгибами тектонических поверхностей надвигов. Залежи метасоматитов зачастую экранируются перекрывающими их карбонатными или глинистыми породами. Состав руд простой; в телах джаспероидного кварца развита тонкая вкрапленность пирита, марказита, антимонита, реальгара и киновари, реже встречаются сфалерит, галенит и халькопирит. Золото низкопробное, преимущественно невидимое дисперсное, часто заключено в сульфидах, вследствие чего контур рудных тел определяется

только опробованием [Некрасов, 1982]. Сравнительный анализ всей совокупности геологических данных по о. Врангеля и имеющихся материалов по геологии месторождений карлинского типа позволяет констатировать, что определенные перспективы в отношении выявления здесь оруденения подобного типа могут быть обоснованы целым рядом геологических предпосылок, в т.ч. литологических, структурных, минералогических и др. Во-первых, в средне- и верхнепалеозойских складчатых толщах карбонатного и терригенно-карбонатного состава нередко присутствуют горизонты карбонатно-глинистых сланцев и битуминозных известняков, благоприятных при определенных условиях для формирования рудоносных кварцевых метасоматитов джаспероидного типа. Во-вторых, регион характеризуется широким развитием разноамплитудных надвигов и многочисленных разломов, секущих складчатые структуры острова. В третьих, в палеозойских толщах зачастую фиксируется послойное окварцевание карбонатных пород, иногда столь значительное, что породы приближаются по составу к метасоматическим кварцитам. И, наконец, в шлиховых ореолах отмечается резкое преобладание мелкого золота, а также присутствие в ряде шлиховых проб отдельных зерен киновари и реальгара. Эти факты тем более заслуживают внимания, что золоторудные проявления и месторождения карлинского типа уже известны на Северо-Востоке, в частности, в карбонатных породах нижнего и среднего палеозоя в контурах Омолонского и Индигиро-Колымского массивов.

Приведенный выше анализ металлогенических особенностей о. Врангеля, вместе с рассмотренными ранее сведениями по конкретным видам полезных ископаемых и учетом географической отдаленности даже в рамках северо-востока России, свидетельствует о весьма малой перспективности острова в отношении большинства выявленных в его пределах полезных ископаемых как экзогенных (гипс, карбонатные руды марганца, мамонтовая кость), так и эндогенных (горный хрусталь, медно-полиметаллическое оруденение). Нет весомых оснований и для прогноза здесь масштабных объектов россыпного золота. Что же касается перспектив эндогенной золоторудной минерализации, то на этот вопрос на современной стадии изученности не может быть однозначного ответа. Согласно Металлогенической карте Магаданской области и сопредельных территорий м-ба 1:1500000 издания 1994 г. о. Врангеля является северо-восточным шельфовым флангом Чукотской металлогенической системы, специализированной на золото и олово и являю-

шейся составной частью гораздо более обширной по площади и более объемной по набору полезных компонентов Верхояно-Чукотской металлогенической провинции. Учитывая, что на острове имеются протяженные шлиховые ореолы золота при весьма невысоких его содержаниях, установленных в локально развитых кварцевых жилах, логично предположение о наличии и иных коренных источников. С другой стороны, целый ряд геологических предпосылок указывает на возможность обнаружения

в его пределах золоторудных объектов карлинского типа, известных в ряде регионов Верхояно-Чукотской металлогенической провинции. Эти соображения, принимая во внимание крайне слабую оплоискованность острова, позволяют отнести его к потенциально перспективному региону в отношении коренной золотоносности. Выделение же его в какую-либо металлогеническую зону, несмотря на некоторую специфику эндогенной минерализации, в настоящее время представляется преждевременным.

# Глава 7. Экологическое состояние и устойчивость природной среды острова Врангеля

## 7.1. Факторы устойчивости природной среды

Важным аспектом геоэкологических исследований и прогноза экологического состояния окружающей среды является оценка устойчивости природно-территориальных комплексов (ПТК) к антропогенным нарушениям. Под экологической устойчивостью понимается способность геосистемы при воздействии различных природных и техногенных факторов сохранять (или восстанавливать) равновесие связей, параметров состава, структуры, состояния и свойств отдельных компонентов, а также обеспечивать стабильное функционирование систем, которые она вмещает. Важным принципом при оценке устойчивости является положение о том, что устойчивость по отношению к внешним техногенным воздействиям нельзя оценивать вообще, а только применительно к конкретному виду: химическому загрязнению, ландшафтно-деструктивным или фоново-параметрическим нарушениям. При этом речь должна идти о воздействии конкретных загрязняющих веществ или определенных видов нарушений. Одна и та же система может быть устойчива к одним воздействиям и не устойчива к другим. Любая геосистема обладает свойством селективной реакции на разные внешние нагрузки, т.е. природная среда может характеризоваться множеством видов устойчивостей (принцип разноустойчивости). Устойчивость геосистем к антропогенному влиянию определяется факторами устойчивости абиотических компонентов (рельеф, горные породы, природные воды, многолетняя мерзлота, почвы), биотических компонентов (растительность, животный мир, микроорганизмы) и ассимиляционной емкостью среды (геолого-геохимические, климатические, гидрометеороло-

гические, гидрологические, биологические и эдафические условия).

Оценивая ПТК арктического региона необходимо подчеркнуть, что их устойчивость к антропогенному воздействию чрезвычайно мала. Это обусловлено комплексом факторов природной среды северных районов.

Огромную роль в функционировании арктических экосистем играют низкие температуры воздуха, воды, почв. Это обуславливает снижение скорости метаболизма, активности биогеохимических процессов. Почти повсеместное развитие многолетнемерзлых пород является причиной широкого развития криогенных процессов: пучения, растрескивания, термокарста и солифлюкции. Для водных объектов этих ландшафтов характерны значительные сроки ледостава, мощный ледовый покров и низкая активность микроорганизмов.

Неоднородность снежного покрова определяет стабильность или нестабильность растительных сообществ, сохранность верхних горизонтов почв в холодный период года. Мощный снежный покров является, с одной стороны, положительным экологическим фактором. Однако глубокий и долго нестайвающий снег отрицательно влияет на развитие растений, укорачивает вегетационный период, снижает температуру почв и приземных слоев воздуха и создает режим постоянного переувлажнения почв холодными талыми водами.

Ветер и ветровой режим оказывают как прямое, так и косвенное воздействие на функционирование ландшафтов. Прямое влияние сильных ветров сказывается, главным образом, в прибрежных частях острова и на наветренных склонах, способствуя разрушению раститель-

ности и верхних почвенных горизонтов (вершины приподнятых элементов микрорельефа, пятна и др.) и усиливая процессы физического выветривания горных пород. В Арктике сильные ветры способны создавать участки «полярных пустынь», целиком лишенных растительности и почвенного покрова. Опосредованное влияние ветра отражается в водно-тепловом режиме почв, распределении снежного покрова, характере растительности и ее продуктивности, а также в развитии процессов дефляции, корразии и др.

Влияние почвенно-грунтовых и грунтовых вод на преобладающей части полярных областей проявляется, главным образом, через деятельность вод сезонно-талого слоя (или надмерзлотных вод), перераспределяющихся обычно в соответствии с характером мезо- и микрорельефа. Количество и режим влаги, влияя на интенсивность и характер мерзлотных процессов, определяют микроклиматические особенности, микрорельеф, структуру почвенного и растительного покровов, а также закономерности миграции химических элементов в почвогрунтах.

Немаловажную роль в функционировании экосистем играет экстремальный фотопериодизм: продолжительный световой день в летний период и зимняя полярная ночь.

Особенностями растительного покрова полярных областей являются чрезвычайная неоднородность в флористическом, ценотическом, сукцессионном и других аспектах (Арктические..., 1994; Юрцев и др., 1978 и др.). Это обусловлено комплексом природных факторов арктической зоны, среди которых определяющими являются мерзлотные процессы, формирующие тот или иной тип микрорельефа и определяющие общую нестабильность деятельного слоя (в корнеобитаемой зоне) и жесткость условий на поверхности почв (для надземной части ценозов) (Рихтер, 1948; Таргульян, Караваева, 1964; Васильевская и др., 1993). Эти же обстоятельства приводят к разорванности растительного покрова на преобладающих площадях автономных ландшафтов, так что пятнистые тундры часто заметно преобладают среди других тундровых ландшафтов. В наиболее суровых местообитаниях растительность развита в виде разрозненных куртин на фоне несплошного покрова накипных лишайников, водорослей и др.

Важным фактором устойчивости ландшафтов является развитость почвенного покрова. Почвы Арктики представлены глееземами тундровыми, глееземами болотными, Al-Fe-гумусовыми, рендзинами, аллювиальными и др. (Васильевская и др., 1993). Для всех типов характерна примитивность и упрощенность строения

почвенных профилей. Примитивность отражается, прежде всего, в характере органогенных горизонтов. На северном пределе они имеют крайне малую мощность, как правило, в пределах первых сантиметров: глееземы (аркто)тундровые и Al-Fe-гумусовые почвы — до 4 см, глееземы болотные — до 5 см, аллювиальные — до 3 см, нередко органогенный горизонт совсем не развит; в рендзинах его мощность составляет около 2 — 3 см, иногда достигает 8 — 10 см. Здесь формируются в основном сочетания-мозаики и сочетания, состоящие из комплексов почв.

Устойчивость арктических ландшафтов снижается по мере увеличения комплексности и разорванности почвенного покрова. Изменение структуры (динамика в пространстве и во времени) и разорванность почвенного и растительного покровов Арктики свойственна разновозрастным образованиям и является следствием разнообразных внешних причин: снеговой корразии (шлифовки), пучения поверхности, размыва слабой дерновины, солифлюкции, выбивания оленями и др. Для ландшафтных особенностей Арктики наиболее существенны три первые причины. Особенно большое значение они имеют в зоне арктических пустынь с ее слабым снежным покровом зимой, с ее сильными ветрами и снежными метелями, с бурными водными потоками весной. Морозная трещиноватость грунтов, широко развитая в Арктике, также принимает участие в формировании некоторых типичных ландшафтов ее, особенно зоны арктических пустынь, как, например, полигональных пустынь или так называемых полигональных тундр. Растрескивание возникает в наиболее холодные месяцы и определяется зимними температурами и гранулометрическим составом почв и грунтов. Процессу растрескивания способствует удаление снежного покрова и, наоборот, увеличение мощности снежного покрова ослабляет это явление (Геокриологический..., 1983).

Для арктического региона характерно низкое видовое разнообразие и широкое распространение долгоживущих организмов с высоким уровнем содержания липидов, в которых могут накапливаться токсиканты. Отличительной чертой арктических экосистем являются короткие пищевые цепи. Кроме того, высокая уязвимость экосистем северных широт обусловлена пониженной толерантностью организмов и замедлением процессов метаболизма.

Таким образом, проведенный анализ факторов, определяющих устойчивость абиотических и биотических компонентов к антропогенным воздействиям, свидетельствует о низкой ассимиляционной емкости природных

комплексов Арктики. Это обусловлено активной миграцией химических соединений в условиях переувлажнения и незначительной скоростью деструкции загрязняющих веществ. Многократные переходы воды из одного фазового состояния в другое при промерзании-оттаивании грунтов резко повышают энергетический потенциал системы, вызывая специфический массообмен и энергетические явления на разделе двух фаз, усиливая геохимическую активность (Патык-Кара, Иванова, 2003). Наиболее подвижны в криолитозоне, по сравнению с гумидной, Bi, Sn, Sb, Tl, Cr, Be и др. (Воин, 1994).

При низких температурах происходит замедление процессов разрушения углеводородных связей и, следовательно, снижение самоочищающей способности природной среды по отношению к нефтепродуктам. В арктических ландшафтах при недостатке кислорода и слабой активности микроорганизмов преобладают процессы физического испарения и смыв нефтяных углеводородов (Оборин и др., 1988). Самоочищение почв при загрязнении нефтяными углеводородами (НУ) и тяжелыми металлами (ТМ) растягивается на десятилетия (Штина, Некрасова, 1988), а полное восстановление физико-химических свойств при механическом нарушении может длиться от 1,5 до 8 тыс. лет (Махонина, Коркина, 2001). Особенно актуален вопрос загрязнения НУ шельфа арктических морей. Нефтяные углеводороды изменяют теплофизические характеристики воды, снега и льда. По оценке В.В. Измайлова (2000) в зимний период, продолжающийся девять месяцев, механизм самоочищения морской воды в 2—3 раза менее эффективен.

Величина ассимиляционной емкости среды зависит от состояния и структуры растительного покрова. Торфянистые горизонты и сплошной мохово-лишайниковый покров выступают в качестве биогеохимического барьера на пути горизонтальной миграции загрязняющих веществ. Так, на территории Уренгойской тундры в условиях загрязнения концентрации НУ в почвах осоково-пушицево-сфагнового болота в 21—26 раз выше содержаний их в почвах техногенно-освоенных участков, лишенных растительного покрова. Это вызвано смывом поллютантов поверхностным стоком с последующей аккумуляцией и концентрацией их в почвах подчиненных фаций замкнутых котловин (Опекунова и др., 1996).

Крайне опасно загрязнение арктических экосистем ксенобиотиками — высокотоксичными веществами искусственного происхождения, в частности, хлорорганическими соединениями (ХОС). Результаты моделирования

миграции ХОС — полихлорбифенилов (ПХБ), гексахлорциклогексанов ( $\gamma$ -ГХЦГ) и ДДТ — показали, что период их полураспада в атмосфере полярных широт (6,28 года) в 10 раз больше, чем в воздухе тропических и субтропических, и в 3 раза больше, чем в воздухе умеренных широт (Путилина, Вулых, 2001). В других средах (вода, почва, донные осадки) эти различия могут достигать 32-кратной величины, а период полураспада ПХБ составляет 63 года. При однократной эмиссии в тропической зоне северного полушария через несколько лет после выброса максимальные концентрации ПХБ,  $\gamma$ -ГХЦГ и других веществ в воздухе, морской воде, донных осадках и почве будут отмечаться именно в полярных широтах. В настоящее время загрязнение ХОС носит глобальный характер. Они обнаруживаются в живых организмах на всех уровнях трофической цепи. Так, содержания ПХБ, установленные в липидах полярного волка и карибу, достигают соответственно 60 и 10 нг/г (Загрязнение Арктики..., 1998).

Пресноводные водоемы Арктики характеризуются высокими содержаниями растворенного органического вещества (РОВ). Насыщенность вод гумусовыми кислотами в сочетании с арктическим климатом определяют дистрофию озер, а урбанизация, приводящая к загрязнению водных объектов биогенными элементами, вызывает антропогенную эвтрофикацию. Для арктических водоемов роль биогенных элементов в эвтрофикации существенно выше в связи с продолжительным периодом существования ледового покрова (Моисеенко и др., 2001).

Арктические ландшафты характеризуются низкой устойчивостью к ландшафтно-деструктивным нарушениям. Широкое распространение в криолитозоне опасных геологических процессов и явлений, таких как морозобойное растрескивание, термокарст, сезонное и многолетнее пучение, солифлюкция, термоабразия, новообразование многолетнемерзлых пород (ММП), заболачивание, термоэрозия, является причиной увеличения геодинамического потенциала и резкого снижения устойчивости ПТК к антропогенным нарушениям. Практически любые воздействия при строительстве, добыче полезных ископаемых и их транспортировке приводят к нарушению ММП и многократному усилению интенсивности перечисленных выше процессов и явлений (Опекунов и др., 2002). Даже единичное прохождение гусеничного транспорта по тундре оставляет следы, сохраняющиеся в течение десятков лет. В этих условиях велика вероятность развития необратимых негативных процессов и деградации геосистем.

При высокой льдистости грунтов и механическом нарушении поверхности на бугорковатых тундрах склонов легко активизируются процессы солифлюкции, и почвенно-растительный покров достаточно долго не восстанавливается (Васильевская и др., 1993).

Существенным фактором устойчивости ПТК является состояние растительного покрова. Растения северных регионов выступают в качестве термоизолятора многолетнемерзлых пород. Так, теплопроводность мхов и лишайников в 4—11 раз ниже теплопроводности суглинков, в 5—17 раз — супесей и в 6—18 раз — среднезернистых песков (Мандаров, Скрябин, 1979). При сведении растительности наблюдается увеличение глубины сезонно-талого слоя и активизация геокриологических процессов.

Загрязнение депонирующих сред и ландшафтно-деструктивные нарушения, обусловленные как геомеханическими воздействиями, так и перевыпасом оленей, сопровождаются вульгаризацией флоры. В целом за последние 25 лет площади лишайниковых тундр сократились в 2 раза, а процесс деградации оленьих пастбищ наблюдается на четверти их территории. Часто на месте типичной мохово-кустарниковой растительности возникают антропогенные сообщества злаков.

По мнению В.Д. Васильевской и др. (1993), можно выстроить следующий ряд почв по уменьшению их устойчивости к антропогенным воздействиям и возможности восстановления растительного покрова: глееземы тундровые перегнойные и торфянистые, глееземы тундровые гумусные, сухоторфянистые почвы, подбуры или тундровые иллювиально-гумусовые почвы.

В настоящее время доля земель, полностью измененных в процессе хозяйственной деятельности на территории полярных пустынь и тундр в России, составляет 0,06%. Однако, учитывая минерально-сырьевой потенциал АЗР (Граumberг и др., 2000) и активное вовлечение территории в хозяйственный оборот, эта величина может в течение ближайших 20—30 лет увеличиться в десятки раз. В свою очередь, данный процесс сопряжен со значительным риском утраты естественных функций компонентов экосистем.

Заканчивая анализ общих особенностей развития природной среды северных регионов, следует подчеркнуть, что наиболее уязвимыми в отношении антропогенного воздействия в пределах арктической зоны России являются островные экосистемы (Опекунов и др., 2002).

## 7.2. Факторы потенциального антропогенного воздействия и современная экологическая обстановка на острове и прилегающих акваториях

### 7.2.1. Факторы потенциальной экологической опасности

При выявлении основных факторов потенциального вредного воздействия на природную среду острова Врангеля следует иметь в виду, что с 1976 года остров имеет статус государственного заповедника. В 1997 году его площадь была увеличена почти в 2,8 раза за счет включения в территорию заповедника акватории в 12-мильной зоне острова. В настоящее время остров Врангеля — один из трех (Большой арктический и Усть-Ленский) заповедников, расположенных в АЗР, основным предназначением которых является сохранение природной среды и биоразнообразия арктических тундр. Одновременно заповедник «Остров Врангеля» выполняет функцию сохранения морских экосистем.

В соответствии с российским законодательством (Закон РФ «Об особо охраняемых природных территориях») на территории государственных природных заповедников из хозяйственного оборота полностью изъяты особо охраняемые природные комплексы и объекты

(земля, воды, недра, растительный и животный мир), имеющие природоохранное, научное и эколого-просветительское значение, а также природные ресурсы. На их территории допускается деятельность, направленная на обеспечение функционирования самого заповедника и жизнедеятельности граждан, проживающих здесь. Исходя из этого, статус государственного заповедника является предпосылкой существенного снижения антропогенного пресса на экосистемы острова и прилегающей морской акватории, что практически исключает прямое химическое загрязнение, сопровождающее те или иные виды хозяйственной деятельности, и антропогенное геомеханическое воздействие, приводящее к деградации ландшафтов и активизации криогенных процессов.

Таким образом, наиболее важным фактором химического воздействия на геосистемы острова и прилегающей акватории является атмосферный перенос поллютантов, приводящий к загрязнению почв, внутренних вод, к

деградации растительного покрова и интенсификации геокриологических процессов, т.к. заплытие снежного покрова активизирует морозное растрескивание почво-грунтов. Присутствие в атмосферном воздухе Арктики большого числа химических элементов и соединений антропогенного происхождения подтверждается многочисленными данными, накопленными за последние 20—25 лет. Концентрации этих веществ максимальны в зимне-весеннюю половину года.

Наблюдения на острове Врангеля (Виноградова, Пономарева, 2001) показали, что зимой около 50% консервативных антропогенных примесей, поступающих с материка, осаждаются на его территории и прилегающих акваториях; осенью эта величина достигает 83%. Результаты расчета функции эффективности переноса консервативной примеси, проведенного А.А. Виноградовой и Т.Я. Пономаревой (2001), свидетельствуют, что объем частиц, поступивших в зимне-весеннее время в зону острова, более чем в два раза превышает их привнос в летне-осенний период. На основании этих данных был оценен вклад основных источников загрязнения острова через атмосферное поступление. Зимой преобладает перенос материала с Аляски (50%), меньшую роль играют источники с территории Канады (22%), Якутии (8,5%), Норильска (5,5%) и Печорского бассейна (5,5%). Незначительное влияние оказывают Кольский полуостров, источники Европейской части России и Урала. Осенью структура поступлений изменяется: Аляска (49%), Якутия (23%), Норильск (15,5%), Канада (13%). Следовательно, основные источники загрязнения территории острова, как настоящие, так и потенциальные, сосредоточены на североамериканском континенте. Однако в перспективе масштабное освоение минеральных ресурсов в восточном секторе Арктики может привести к изменению структуры воздействия и выходу на первый план источников ближнего переноса. Кроме того, учитывая, что преобладающее поступление примесей происходит в зимне-весеннее время и в снеговом покрове концентрируется основная масса загрязняющих веществ, большое значение в оценке экологической устойчивости приобретает нивальный режим.

Спектр факторов химического воздействия на морскую воду, биоту и донные осадки прилегающих акваторий шире. Загрязнение прибрежной зоны и акваторий, помимо атмосферного переноса, может быть вызвано поступлением поллютантов, переносимых течениями и льдами, из Восточно-Сибирского и Берингова морей. Особую опасность представляют аварийные разливы нефтепродуктов. По морфологи-

динамическим условиям вблизи острова существуют зоны глубже 20 метров, сложенные алевритистыми глинами глинистыми алевритами, благоприятные для накопления поллютантов (рис. 7.1).

Трансрегиональный и трансграничный (с акваторий США) перенос загрязняющих веществ на акваторию заповедника не является гипотетическим. Эта вероятность подтверждается характером течений, определяющим перенос водных масс с запада и юго-востока. Источниками поступления загрязняющих веществ могут служить воды рек Колыма и Индигирка, стоки п. Певек, а также р. Юкон в Беринговом море. Существенно, что основным видом хозяйственной деятельности на побережье Аляски является разработка минерального сырья. В ближайшем будущем уровень химического воздействия (как путем атмосферного переноса, так и водным путем) на акваторию и территорию острова может многократно увеличиться в связи с планируемым разворотом геологоразведочных работ на нефть и газ в северной части Берингова моря, возможным освоением прибрежно-морских россыпей олова и золота в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, возрождением Северного морского пути.

Роль водных масс в переносе загрязняющих веществ хорошо известна и в достаточной степени освещена в научной литературе. Имеются и многочисленные факты трансграничного переноса поллютантов водными массами. Так, по мнению ряда исследователей, геохимическая структура донных осадков в Центральной впадине Баренцева моря отчасти формируется за счет поступления загрязняющих веществ с водными массами Гольфстрима из Западной Европы (Андреева и др., 2000). Существенна транспортирующая роль льда в переносе загрязняющих веществ, особенно нефтяных углеводородов (НУ). По оценкам Измайлова В.В. (2000) лед может переносить миллионы тонн нефтеуглеводородов на большие расстояния. При этом он выполняет не только функции механического барьера, но в определенной степени выступает как геохимический барьер, на котором в силу физических свойств льда замедляются по отношению к воде процессы деструкции углеводородов (в частности, испарение и биологическая утилизация). Лед циркулирует в Северном Ледовитом океане от 1 до 7 лет. За этот период в результате процессов таяния-замерзания происходит постепенная концентрация загрязняющих веществ на поверхности льда. Здесь могут образовываться даже так называемые криокониты — лужицы грязи (Загрязнение Арктики..., 1998). Кроме того, нефтяные углеводороды накапливаются

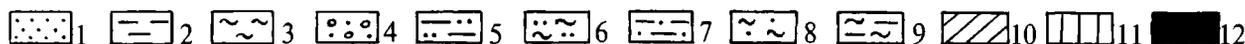


Рис. 7.1. Литологическая карта донных осадков.

Осадки содержащие более 75% основной фракции: 1 — песок, 2 — алеврит, 3 — глина. Осадки содержащие 50—75% основной фракции и 20—25% дополнительной фракции: 4 — песок гравийно-галечный, 5 — песок алевритовый, 6 — песок глинистый, 7 — алеврит песчаный, 8 — алеврит глинистый, 9 — глина алевритовая. Осадки смешанного состава (миктиты), содержащие 25—50% каждой фракции (преобладающая фракция завершает название осадка): 10 — песчано-алеврито-глинистые, 11 — песчано-алевритовые, 12 — песчано-гравийно-галечные.

на нижней поверхности льда, в шероховатостях и карманах, которые типичны для подводной части льдин. Капсулированная нефть остается там долгое время практически без изменений. Особый отрицательный экологический эффект имеет тот факт, что поступление поллютантов из ледовой массы приходится на период таяния, когда отмечается пик биологической активности в морской экосистеме, увеличивая вероятность попадания загрязняющих веществ в трофические цепи, однако количественная сторона этих механизмов требует дальнейшего изучения. Таким образом, на разделе вода-лед в период образования льда может происходить процесс концентрации наиболее подвижных химических веществ. В этом случае лед является не только механизмом разноса грубообломочного материала, но и фактором перераспределения тонкодисперсных, в том числе, загрязняющих веществ. В период таяния лед выступает в качестве мощного источника взвешен-

ного материала и некоторых видов поллютантов, способных ухудшить общую экологическую ситуацию на акватории и в береговой зоне.

Соблюдение особого режима охраны территории государственного природного заповедника исключает сколько-нибудь значимые геомеханические и ландшафтно-деструктивные нарушения, вызванные деятельностью человека на острове. Передвижение на транспортных средствах внутри острова осуществляется по долинам вдоль русел рек, что минимизирует воздействие на почвенный и растительный покров. Все население острова до недавнего времени проживало в двух поселках Ушаковский и Звездный, находящихся на южном побережье. Между ними существует единственная на острове транспортная дорога. Утилизация продуктов жизнедеятельности людей осуществляется вблизи поселков в специально отведенных для этого местах. В последние годы функционирует лишь п. Ушаковский.

Важным фактором ландшафтно-деструктивного воздействия на ПТК острова, являются олени, завезенные на о. Врангеля в 1948 г. Постепенно к моменту образования заповедника поголовье оленей увеличилось до 5—6 тыс. голов (Заповедники..., 1985), а по некоторым данным — до 8 тыс. (Кестер, 1980), что вызвало прямое негативное воздействие на экосистему острова (вытаптывание, поедание яиц белого гуся и т.д.). С учетом этого впоследствии численность оленей поддерживалась на уровне 1—2 тыс. голов. Нарушение нормального функционирования заповедника в связи с отсутствием внимания со стороны государства и неустойчивым финансированием в 90-х годах XX века привели к снижению контроля за состоянием экосистемы заповедника. Это послужило причиной резкого роста численности стада северных оленей, которая в предыдущие годы поддерживалась планомерным отстрелом животных. По оценкам специалистов оленеёмкость острова составляет не более 3 тысяч голов. Общая численность стада на настоящий момент неизвестна, но она превышает допустимый уровень и продолжает увеличиваться.

Отрицательные последствия вытаптывания растительности и почв усугубляются тем, что в процессах рельефообразования отмечается активное вытеснение нивационных факторов мерзлотными, которые являются не только господствующими в общем экзогенном морфогенезе (Скрыльник, 1976), но и повышают геодинамический потенциал территории, снижая ее устойчивость к ландшафтно-деструктивному воздействию.

### 7.2.2. Особенности химического состава четвертичных отложений

Специализированные эколого-геохимические исследования на острове не проводились. Однако изучение элементного состава коренных пород и четвертичных отложений позволяют сделать вывод о проявлении в их составе естественных геохимических аномалий, которые в виде вторичных ореолов рассеяния возникают на отдельных участках сноса продуктов выветривания. Локальные геохимические аномалии, обусловленные выносом химических элементов водотоками, могут формироваться в устьях рек на литогеохимическом барьере река-море.

Четвертичные отложения острова Врангеля, как отмечалось выше, имеют широкое распространение, однако их максимальная мощность не превышает 5 метров. На территории острова наиболее развиты элювиальные, делювиальные, аллювиальные и прибрежно-морские отложения, что связано преимущественно

с континентальными условиями осадконакопления в четвертичное время.

Элювиально-делювиальные отложения широко распространены на вершинных поверхностях горных массивов о. Врангеля (рис.7.2). Отложения представлены глинисто-дресвяно-щебнистым (реже с глыбами) материалом, развитым на карбонато-терригенных породах протерозоя, палеозоя и мезозоя. Мощность элювия достигает 0,5 м. На пологих склонах накапливаются делювиально-солифлюкционные супеси и суглинки с примесью щебня и дресвы. Мощность отложений на вершинных поверхностях и склонах до 0,5—1,0 м, достигает у подножий 2—3 м.

Гипергенные процессы в четвертичное время происходили в нивальных и перигляциальных условиях и сопровождалась выветриванием пород под воздействием контрастных температур и талых вод. Преимущественное значение в формировании отложений играли процессы физического выветривания.

Минеральный состав глинистой составляющей элювиально-делювиальных отложений испытывает значительные колебания и зависит от пород субстрата. Так, на песчаниках содержание в элювии гидрослюды составляет 5—65%, хлорита — 25—95%, каолинита — до 10%; на карбонатно-терригенных породах соотношение и состав глинистых минералов другие: гидрослюды — 40—80%, хлорит — 10—55%, каолинит — 5—10%, монтмориллонит — 5%.

Для элювиальных отложений, сформировавшихся на песчаниках, по отношению к материнской породе отмечается накопление породообразующих окислов  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $MnO$ ,  $Na_2O$ ,  $CaO$  и незначительный вынос  $SiO_2$ ; на карбонатных породах — накопление  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$  и вынос  $MnO$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ , при постоянстве содержаний  $SiO_2$  и  $NaO$  (рис.7.3). По соотношениям  $Al_2O_3/NaO$ ,  $K_2O/Na_2O$ ,  $Al_2O_3/TiO_2$  отмечаются сильные вариации значений коэффициентов, что указывает на разную интенсивность выветривания коренных пород в зависимости от их состава. Так, по данным Г. П. Скрыльника (1976) скорости разрушения горных пород в современных климатических условиях составляют: кварцитов — 0,1 см/год, песчаников — 0,5—0,7 см/год, сланцев — 1,0—1,3 см/год, скорости выветривания базальтов и гранитоидов незначительны.

Содержания малых элементов в элювиально-делювиальных отложениях в целом отвечают составу подстилающих пород. На песчаниках фиксируется накопление иттрия, меди, титана, ванадия, бария, марганца и вынос кобальта, никеля, циркония, хрома, галлия. На кварцевых песчаниках выявлено накопление



Рис. 7.2. Карта обстановок кайнозойского седиментогенеза.

**Условные обозначения к карте обстановок кайнозойского седиментогенеза**

Обстановки седиментогенеза, ассоциации пород и динамические условия		Категории ландшафтов
Кора химического выветривания (К — Р) — сиалитная (погребенная) 1. на песчаниках триаса: глина оранжевая, охристая		Палеоавтономные элювиальные
Кора физического выветривания (N <sub>2</sub> — Q) 2. элювий на карбонатно-терригенно-осадочных породах PR-PZ-MZ: глинисто-дресвяно-щебнистая		Автономные элювиальные
Гравитационного образования на склонах (Q) 3. обвальнo-осыпные: щебнисто-глибовые 4. глинисто-щебнистые 5. делювиальные: глинисто-дресвяные		Трансэлювиальные
Проллювиально-делювиального образования 6. галечно-супесчано-суглинистые и щебнисто-супесчано-суглинистые (Q)		Трансэлювиально-аккумулятивные
Коллювиального образования 7. щебнисто-глибовые (Q)		
Делювиального, солифлюкционного, проллювиального образования 8. глинисто-дресвяно-щебнистые (Q)		Транссупераквальные
Аллювиального накопления (Q <sub>III</sub> - Q <sub>IV</sub> ) 9. инстративной фазы: гравийно-галечно-валунные 10. перстративной фазы: песчано-гравийно-галечные		
сублитеральные	11. в зоне потокового и гравитационного воздействия: галечно-глинистые (K? - N <sub>1</sub> )	
	12. алеврито-галечные (N <sub>2</sub> )	
	13. галечно-гравийно-песчаные (N <sub>2</sub> - Q)	
Литоральные в зоне выносных течений: 14. алеврито-глинистые и глинистые (Q <sub>IV</sub> )		Палеоаквальные и субаквальные

Гидродинамика: 15 — направления сноса обломочного материала; 16 — направления потоков наносов; 17 — направления вдольбереговых морских течений.

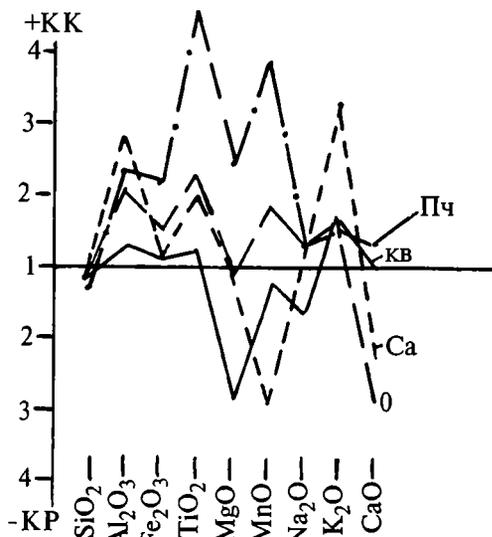


Рис. 7.3. Графики коэффициентов концентрации (КК) и рассеивания (КР) порообразующих окислов в корях выветривания по отношению к коренным породам.

КВ — палеоценовая кора химического выветривания; элювий на: Пч — песчаниках, Ca — карбонатно-терригенных породах, O — общий по всем породам.

всей группы изученных элементов, а на карбонатных породах отмечается накопление кобальта, иттрия, циркония, титана, ванадия, бария, галлия, вынос никеля, меди, марганца, стронция. Приведенные данные свидетельствуют о тенденции осреднения химического состава рыхлых отложений по отношению к коренным породам на ранних стадиях гипергенеза, что вызвано большим разнообразием типов питающих пород.

Проявления полиметаллов, связанные с гидротермальными карбонат-кварцевыми и кварцевыми жилами и зонами прожилкования, предопределили наличие в породах аномальных концентраций Co, Ni, Ba, Cr, Cu, Mn. В связи с этим в элювиально-делювиальных отложениях отмечаются вторичные ореолы рассеяния, наиболее выраженные в центральной и восточной части острова. Высокие значения коэффициентов вариации содержаний Co, Cu, Mn, Cr и особенно Ni и Ba (табл. 7.1) указывают на естественные геохимические аномалии в рыхлых породах, что необходимо учитывать при

**Статистические характеристики содержания микроэлементов  
в четвертичных отложениях острова Врангеля**

Химические элементы	Типы отложений		
	Элювиально-делювиальные (n=15)	Аллювиальные (n=35)	Прибрежно-морские (n=9)
Co	$\frac{21,3}{8-68} 72,8$	$\frac{15,5}{8-20} 22,5$	$\frac{13,2}{6-26} 47,0$
Ni	$\frac{129}{29-850} 202,9$	$\frac{82,8}{46-240} 47,8$	$\frac{83,9}{38-200} 58,5$
Sc	$\frac{13,2}{2,5-25} 42,1$	$\frac{7,6}{2,5-15} 45,9$	$\frac{7,5}{2,5-15} 61,2$
Y	$\frac{29,5}{13-70} 48,1$	$\frac{25,5}{12-43} 35,0$	$\frac{23,4}{9-49} 55,8$
Cu	$\frac{29,8}{8-84} 60,8$	$\frac{34,2}{13-82} 41,1$	$\frac{40,7}{22-95} 62,6$
Zr	$\frac{174,8}{72-420} 49,9$	$\frac{145,9}{80-300} 33,0$	$\frac{182,3}{71-450} 60,2$
Ti	$\frac{4940}{2100-6600} 27,7$	$\frac{4251}{2500-6900} 22,5$	$\frac{3922}{2700-4700} 19,3$
V	$\frac{129}{52-180} 35,6$	$\frac{99,9}{57-140} 19,5$	$\frac{108}{82-140} 22,8$
Ba	$\frac{2563}{50-28000} 275$	$\frac{1720}{200-5100} 65,6$	$\frac{3051}{460-16000} 162$
Mn	$\frac{1109}{200-4700} 108$	$\frac{816}{200-1500} 33,3$	$\frac{606}{300-870} 31,7$
Cr	$\frac{141}{27-610} 102$	$\frac{121}{36-660} 94,9$	$\frac{120}{62-340} 77,3$

Примечание:  $\frac{x}{a-b}k$ , где x — среднее; a, b — минимальное и максимальное значение; k — коэффициент вариации.

постановке мониторинга загрязнения природной среды острова Врангеля. В целом по отношению к кларку осадочных пород следует отметить накопление Ni (КК в среднем 1,4, максимальный до 8,9), Cr (КК в среднем 1,4, максимальный до 6,1), Ba (КК в среднем 3,2, максимальный до 35,0), Mn (КК в среднем 1,7, максимальный до 7,0). По Cu и Zr отмечается рассеяние элементов. Пространственно высокие концентрации бария приурочены к массиву м. Уэринг; марганца — к массиву г. Мамонтова; хрома, никеля, марганца, кобальта и циркония, иттрия, скандия — к массиву горы Центральные — верховье р. Наша. Дифференциация элементного состава элювия, вероятно, связана с разнообразием состава подстилающих пород.

Аллювиальные отложения формировались в позднем плейстоцене и голоцене. Этот интервал времени характеризовался интенсивными сводово-блоковыми неотектоническими дви-

жениями, приведшими к формированию густой гидросети. В целом образование аллювиальных отложений происходило в трансупераквальных ландшафтах под воздействием потокового режима с относительно высокими энергетическими характеристиками на отдельных участках рек. Преобладающим процессом являлась глубинная эрозия в горной части и размыв на приморских равнинах Тундры Академии и в западной части Южной тундры, что привело к формированию в большинстве речных долин инстративного аллювия, представленного гравийно-галечно-валунными отложениями. На приустьевых участках крупных рек (Мамонтова, Наша, Кларк) накапливался перстративный аллювий песчано-гравийно-галечного состава (рис. 7.2).

Выход тяжелой фракции минералов в аллювии колеблется в широких пределах от 11,3 г/м<sup>3</sup> до 554,7 г/м<sup>3</sup>. Минимальные содержания отмечаются в аллювиально-пролювиальных

отложениях — 11,3—14,0 г/м<sup>3</sup>. Выход тяжелой фракции в аллювии наиболее крупных рек характеризуется следующими значениями: р. Наша — 32,0—78,7 г/м<sup>3</sup>, р. Кларк — 42,0 г/м<sup>3</sup>, р. Хишников — 132,0 г/м<sup>3</sup>, бассейн р. Мамонтовой — 14,0—554,7 г/м<sup>3</sup>, р. Гусиная — 80,0—95,3 г/м<sup>3</sup>, р. Неизвестная — 113,0—338,0 г/м<sup>3</sup>, р. Лемминговая — 128,0—287,0 г/м<sup>3</sup>. Максимальные концентрации тяжелых минералов отмечаются на геоморфологических барьерах: при резком изменении направлений потока (р. Неизвестная — 168,7—456,0 г/м<sup>3</sup>); в местах замедления потока после прохождения узкостей долин (р. Хишников — 132 г/м<sup>3</sup>, р. Мамонтовая — 554,7 г/м<sup>3</sup>).

Минералогический состав шлихов однообразен. Повсеместно встречаются лимонит, гематит, хлорит, магнетит, циркон, лейкоксен, барит, мартит, рутил, эпидот; часто — ильменит, альмандин, турмалин, анатаз, пирит, сидерит; редко — пироксены оливин, хромит, ставролит, сфен, монацит, халькопирит, апатит. Рудные минералы присутствуют в единичных знаках. В отдельных шлихах отмечаются касситерит, галенит, сфалерит, киноварь, молибденит, золото.

Анализ содержания малых элементов в аллювии по отношению к кларку осадочных пород указывает на накопление бария (КК в среднем — 2,2, максимальный до 6,4) и хрома (КК в среднем — 1,2, максимальный до 6,6), а также рассеивание скандия, иттрия, меди, галлия. Кобальт, никель, цирконий, марганец, титан, ванадий сохраняются на уровне кларка с незначительной тенденцией к рассеиванию. Отдельные аномальные содержания по Ni, Cu, Zr, Ba отмечаются в аллювии рек Лемминговая и Мамонтовая вблизи массива г. Мамонтовая; по Sr — в аллювии рек Мамонтовая и Неизвестная (табл. 7.1).

Относительная однородность минералогического и геохимического состава отложений, вероятно, связана с тем, что в современный период размыту подвергаются в основном толщи элювиально-делювиальных отложений.

*Прибрежно-морские отложения* представлены преимущественно галечно-гравийно-песчаным материалом. Осадки формировались в литоральной и сублиторальной зонах моря с кратковременным (длительный период льдообразования) волновым воздействием в субаквальных ландшафтах. Слагают позднеплейстоценовую (высокую), и голоценовую (низкую) террасы (рис. 7.2).

Выход тяжелой фракции колеблется в широких пределах: на западе (м. Блосом) он составляет 2,0—3,3 г/м<sup>3</sup>, в районе зал. Красина — 82,0 г/м<sup>3</sup>, на востоке (устьевые части рек Наша, Кларк) — 23,3—42,0 г/м<sup>3</sup>. По минералогичес-

кому составу шлихи характеризуются однообразным составом. Тяжелые минералы представлены лимонитом, гематитом, хлоритом, реже лейкоксеном, баритом, пиритом, сидеритом, магнетитом и цирконом. В единичных знаках встречаются оливин, халькопирит, ставролит, мартит, ильменит, эпидот, альмандин, турмалин, рутил, анатаз, моноклинные и ромбические пироксены, сфен, апатит и амфиболы.

Анализ содержания малых элементов относительно кларка осадочных пород свидетельствует о накоплении Ba (КК в среднем 3,8, максимальный до 20,0) и выносе Sr, Co, V. На уровне кларка отмечены содержания скандия, титана, хрома, меди, циркония (табл. 7.1). Для некоторых элементов отмечается изменчивость содержаний, обусловленная составом питающих пород. Так, для Co, Ni, Sc и Sr высокие концентрации установлены западнее м. Пролетарский на южном побережье острова, а в районе м. Уэринг установлено накопление Cu, Ba, Sr.

Таким образом, общей особенностью геохимического состава четвертичных отложений являются вторичные ореолы рассеяния, характеризующиеся высокими содержаниями ряда микроэлементов, существенно превышающими кларковые. В процессе миграции вещества в ряду: элювиально-делювиальные—аллювиальные—прибрежно-морские наблюдается постепенное разубоживание отмеченных концентраций металлов. Наиболее устойчивыми аномалиями характеризуется барий, что обусловлено, по-видимому, общей высокой карбонатностью пород острова. Установленные геохимические особенности очень важны при организации мониторинга и определении критериев оценки химического загрязнения природной среды.

### 7.2.3. Современное состояние морских акваторий

Западное побережье острова расположено на границе Чукотского и Восточно-Сибирского морей. В целом эти моря характеризуются незначительным уровнем загрязнения морской среды; состояние биоценозов оценивается как незатронутое, а сами акватории в региональном масштабе являются устойчивыми к химическому загрязнению (Недра России, 2002).

Осадки этих морей формируются в специфических условиях полярного литогенеза, одной из черт которого является наличие активного и пассивного ледового покрова. В таких условиях процессы механической дифференциации в значительной мере подавлены. Граница распространения ледового покрова проходит

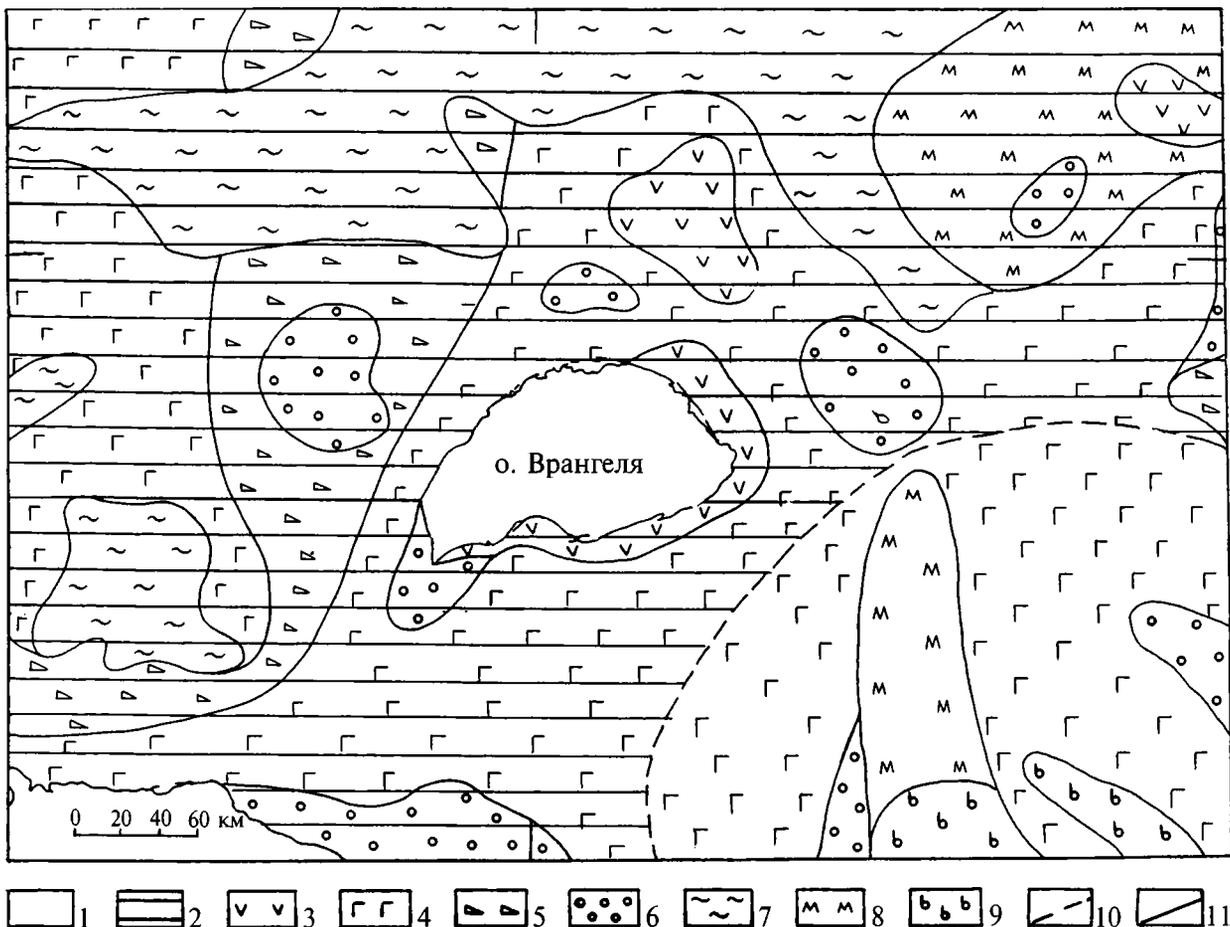


Рис. 7.4. Карта вещественно-генетических типов донных осадков.

*Генетические типы:* 1 — морские, 2 — ледово-морские. *Вещественные типы:* 3—6 — терригенные песчаные, алевроитовые: 3 — кварцевые, 4 — полевошпато-кварцевые, 5 — кварц-полевошпатовые, 6 — кварцевые граувакки; 7—8 — терригенные глинистые: 7 — хлорит-иллитовые, 8 — монтмориллонит-хлорит-иллитовые; биогенно-терригенные: 9 — кремнистые (диатомовые, 10—20% SiO<sub>2</sub>). *Границы типов осадков:* 10 — генетических, 11 — вещественных.

южнее о. Врангеля, что обусловило формирование на большей части дна, прилегающего к острову, донных осадков ледово-морского генезиса. В условиях полярного литогенеза слабо проявлены процессы биогенного и хемогенно-седиментогенеза при резко преобладающем терригенном типе современных осадков. Элементы биогенного осадконакопления под влиянием богатых биомассой тихоокеанских вод выражены лишь в Южно-Чукотской впадине, где развиты кремнистые осадки с содержанием кремнезема до 10—20% (рис. 7.4).

В вещественном составе песчаных и алевроитовых донных осадков преобладает кварц (40—75%), максимальные содержания которого приурочены к зонам с повышенной гидродинамической активностью. Полевые шпаты (преимущественно щелочные) содержатся в количестве 20—40%. Граувакки с содержанием в донных осадках до 20% развиты вдоль побережья Чукотки и на локальных приподнятых участках шельфа. Основными глинистыми

минералами, накапливающимися во впадинах и желобах, являются иллит (до 80—90%) совместно с хлоритом (до 30—40%) и монтмориллонитом (до 23—30%) (Иванова и др., 1992).

В формировании минерального состава донных осадков определяющим является состав пород питающих провинций в областях денудации как коренных, так и рыхлых мезозойско-кайнозойских образований, слагающих приморские низменности. В тяжелой фракции минералов донных отложений основными составляющими являются амфиболы (обыкновенная роговая обманка), пироксены (преимущественно моноклинный), эпидот, черные рудные. В минералогический комплекс входят акцессорные минералы: титанистые, гранат, циркон, сфен. Аутигенные минералы представлены пиритом, марказитом, гидроокислами железа, гидрослюдами, глауконитом, редко — кальцитом и сидеритом.

Геохимические особенности донных осадков обусловлены соотношением в них ведущих

компонентов: железа, марганца, аморфного кремнезема, фосфора, карбоната кальция и органического углерода. Содержание реакционноспособного железа в осадках составляет первые проценты (вблизи острова 1—2%), хотя валовые концентрации железа существенно выше за счет присутствия черных рудных минералов; концентрация марганца не превышает 0,05%. Содержание аморфного кремнезема на акваториях, прилегающих к острову, достигает 2—2,5%, увеличиваясь до 4—7% в понижениях рельефа дна (Южно-Чукотская котловина, Чукотский желоб). Распределение фосфора в осадках относительно равномерное, а содержание составляет 0,1—0,2%. Концентрация карбоната кальция составляет 1—1,5% и незначительно увеличивается на банке Геральда. Органический углерод за счет поступления тихоокеанских вод, обогащенных фитопланктоном, в восточной части моря накапливается более интенсивно (до 2%), чем это характерно для условий полярного седиментогенеза, однако вблизи острова его содержания снижаются до 1—1,5%, а в пр. Лонга не превышают 1,0%.

Активное волновое воздействие в Чукотском море захватывает дно до глубин 12 м, на глубинах свыше 30 м господствуют неволновые процессы. Таким образом, на шельфе выделяются две основные литодинамические зоны. Зона преимущественного размыва и транзита осадков в мелководных частях моря близ материка и островов до глубин 25—30 м. К ней относится основная часть акватории заповедника. Здесь широко развиты морские, ледово-морские и аллювиально-морские осадки. Вторая — зона преимущественной аккумуляции морских и ледово-морских осадков на глубинах до 100—200 м при скоростях седиментации от первых миллиметров до 50 см в тысячу лет. Во впадинах и желобах на больших глубинах моря выражены процессы устойчивой аккумуляции осадков морского генезиса.

Чукотское море испытывает заметное влияние тихоокеанских водных и воздушных масс. Теплое Беринговоморское течение, огибающее о. Врангеля с юга, приносит сюда большие объемы взвешенного и растворенного материала; значительная часть взвеси имеет биогенное происхождение и представлена диатомовым фитопланктоном (Геоэкология..., 2001). Большую роль в Беринговоморском течении играют выносы р. Юкон. Поток вещества из Восточно-Сибирского моря через пролив Лонга для Чукотского моря имеет второстепенное значение, однако для примыкающих к острову акваторий он не менее значим, чем тихоокеанский, особенно при ветрах западных румбов. Местное питание твердым материалом осуще-

ствляется за счет размыва берегов и дна, в частности, банок и островных поднятий, среди которых одно из наиболее крупных — Врангелевское.

Пелитовая составляющая донных осадков имеет каолинит-хлорит-иллитовый состав в центральной части моря; смектит-хлорит-иллитовый — в западной части и на мелководье о. Врангеля; каолинит-иллитовый — у побережья. Отличительной особенностью осадков Чукотского моря является повышенное содержание аморфного кремнезема биогенного происхождения (до 7,2%), что увеличивает их сорбционную емкость (рис. 7.4).

Распределение загрязняющих веществ в морской воде характеризуется следующими показателями. Содержание нефтяных углеводородов составляет в среднем 10,5 мкг/л, в поверхностных водах у западной части о. Врангеля в 1992 г. были зафиксированы концентрации до 80 мкг/л, что в 1,6 раза превышает установленные ПДК для морских вод (Динамика экосистем..., 2000). Из хлорорганических веществ в водах Чукотского моря преобладают изомеры ГХЦГ: в 1993 г. в западной части акватории их содержания фиксировались на уровне 2,68 нг/л, в восточной — 2,46 нг/л при среднем значении для всего моря — 2,55 нг/л. Концентрации ДДТ и его метаболитов соответственно составили 0,178, 0,107 и 0,135 нг/л; содержания ПХБ — 0,65, 0,67 и 0,66 нг/л. Максимальные концентрации ХОС установлены вблизи источников загрязнения и в устьях рек: ПХБ — на акватории в зоне влияния п. Певек (до 69 нг/л); изомеры ГХЦГ — в устье р. Индигирки (4,8 нг/л) и в Чаунской губе (5 нг/л). Донные осадки в восточной части Чукотского моря отличаются повышенными по отношению к другим арктическим морям содержаниями ПХБ (16,5 мкг/кг), ДДТ (1,58 мкг/кг) и  $\alpha$ - и  $\gamma$ -ГХЦГ (0,43 и 0,23 мкг/кг). В 1998 году было отмечено увеличение содержания ПХБ, по сравнению с 1988 г., примерно в 2 раза, а также тенденция концентрации ДДТ в донных осадках. Коэффициенты накопления бифенилов во взвешенном веществе, в пробах планктона и нейстона по отношению к воде составили  $10^2$ — $10^5$  (Динамика экосистем..., 2000). Во всех компонентах экосистем обнаружен 3,4-бенз/а/пирен. В поверхностных водах Чукотского моря его содержания достигали значений 0,01—0,5 нг/л, в придонных — 0,01—0,6 нг/л. Среднее содержание бенз/а/пирена в донных осадках составило 2,28 мкг/кг.

Повышенные содержания тяжелых металлов в морской воде установлены в устьях рек Колыма и Индигирка в зоне смешения с пресными водами и в Чаунской губе. Результаты

геохимического изучения донных осадков, проведенного в проливе Лонга в середине 80-х годов, показали отсутствие каких-либо признаков загрязнения или влияния техногенных факторов на формирование геохимической структуры осадков (Опекунов, 1990).

Вещественный состав взвешенного материала в воде Восточно-Сибирского моря в сравнении с Анадырским заливом и Печорским морем характеризуется следующими показателями (табл. 7.2). Средние содержания железа, марганца, меди и цинка преобладают на акваториях с продолжительным периодом льдообразования. Концентрации металлов в Печорском и Восточно-Сибирском морях близки между собой и существенно превышают их содержания во взвешенном веществе Анадырского залива. Необходимо подчеркнуть, что Печорское море находится под влиянием выносов р. Печоры, в то время как восточная акватория Восточно-Сибирского моря, где производился отбор проб, удалена на значительное расстояние от устья р. Колыма. Таким образом, основным источником взвешенного материала в восточной части Восточно-Сибирского моря является размыв берегов, о чем свидетельствует тренд содержания взвешенного вещества в зависимости от степени удаления от берега: на глубинах 9—15 м содержание взвеси — 3,0 мг/л, 33—38 м — 1,4 мг/л. Доля подвижных форм металлов составляет: железо 10—17%; марганец — менее 20%; медь — 60—70%; цинк — 30—60% (Опекунов, 1990). Органическое вещество, на долю которого во взвеси приходится около 55% материала, представлено в равной степени битумоидами (46,8%) и гуминовыми кислотами (48,6%).

Важным результатом изучения взвешенного вещества на акватории Восточно-Сибирского моря явилось установление процесса концентрации взвеси в ледовой массе. Из талой воды отбирался материал с использованием отечественных полиядерных фильтров с размером отверстий 2,09 мкм. В твердом материале минеральные частицы были представлены размерами менее 0,05 мм (Опекунов, 1990). В основном взвесь состояла из хлопьеобразного ве-

щества преимущественно органического происхождения, белого и светло-серого цвета. В высушенном виде она имела коричневатый оттенок, что отличало ее от морской взвеси, характеризовавшейся зеленоватым цветом. Значение кислотно-щелочного показателя в талой воде составило 6,95, в морской воде 8,1—8,4. Концентрация твердого материала в толще льда приблизительно в 5 раз превысила среднее содержание в воде. Другим был и качественный состав взвеси. В материале, содержащемся в твердой фазе воды, зафиксировано пониженное количество органических веществ по отношению к морской воде (соответственно 12,4% и 18,4%), однако доля гуминовых кислот в групповом составе органического вещества оказалась в 1,5 раза выше и составила 63,3%. Зольность взвеси находилась на уровне 50%. Во льду отмечено накопление по отношению к воде наиболее подвижных тяжелых металлов (медь, цинк). При этом содержания меди превосходили средние значения по взвешенному материалу воды более чем в 45 раз, а по цинку — почти в 8 раз. Содержания этих металлов в массе сухого взвешенного вещества составили соответственно 0,0625% и 0,04%. Значения концентраций железа и марганца в ледовой массе установлены на уровне 1,93% и 0,0211 % от массы сухого взвешенного вещества, что близко к содержаниям в водной взвеси. Таким образом, это еще раз подтверждает, что лед является одним из значимых факторов переноса тонкодисперсного материала на акватории арктических морей (Патык-Кара, Иванова, 2003). Лед, активно концентрирующий в период своего формирования взвешенное вещество и аэрогенный материал, при таянии, даже в отсутствие выраженных источников загрязнения, может стать весомым фактором повышения на акватории концентрации взвешенного материала, обогащенного органическим веществом, а также подвижных форм некоторых тяжелых металлов. Полученные результаты исследований показывают, что ледовый покров может служить механизмом переноса не только углеводородов, но и других загрязняющих ве-

Таблица 7.2

Средние содержания металлов во взвешенном веществе воды и морского льда на отдельных акваториях континентального шельфа

Район опробования	Среда опробования	Содержание металлов (мкг/л)			
		Fe	Mn	Cu	Zn
Восточно-Сибирское море	вода	46,2	1,23	0,11	0,42
	лед	154,0	1,69	5,0	3,20
Анадырский залив	вода	6,38	0,46	0,06	0,44
Печорское море	вода	80,7	2,39	0,15	0,64

Содержания загрязняющих веществ в донных осадках Чукотского моря

Загрязняющие вещества	Станции пробоотбора							
	28	24	16	6	18	17	2	1
Нефтяные углеводороды (мг/кг)	5,70	9,50	7,99	5,61	14,0	6,08	5,25	3,25
Фенолы (мг/кг)	0,246	0,211	0,220	<0,01	0,284	0,263	0,027	<0,01
Хлорорганические соединения (мкг/кг), в т.ч.	1,46	0,88	0,89	0,54	1,43	0,97	0,95	0,72
— ДДТ и его метаболиты (мкг/кг);	0,45	0,39	0,33	0,26	0,66	0,59	0,35	0,15
— сумма ГХЦГ (мкг/кг)	0,64	0,38	0,43	0,23	0,68	0,31	0,50	0,37
Сумма ПХБ (мкг/кг)	2,71	0,53	0,72	0,58	1,39	0,76	0,57	1,06
Бенз/а/пирен (мкг/кг)	6,36	6,46	2,31	4,42	8,30	2,21	5,64	2,72

ществ, накапливающихся в ледовой массе, а в период таяния являться источником загрязнения акватории.

Анализ уровня загрязнения донных осадков акваторий, прилегающих к острову, а также оценка воздействия на морскую среду отмеченных выше факторов (атмосферного переноса и распространения загрязняющих веществ течениями через Берингов пролив) выполнены на базе изучения степени загрязнения 8 образцов поверхностного слоя донных осадков (коллекция С.А. Козлова), отобранных в сентябре 2002 г. Станции пробоотбора расположены по региональному профилю, протянувшемуся от Берингова пролива (ст. 28; 68°48,4' с.ш. и 168°59,9' з.д.) на северо-северо-запад в сторону континентального склона (ст. 1; 73°04,7' с.ш. и 175°15,2' з.д.) в интервале глубин от 47 до 120 метров. Ориентация профиля повторяет направление северной ветви течений из Берингова моря в Чукотское и в целом согласуется с направлением потока воздушных масс из зоны умеренных широт в летние месяцы.

В донных осадках изучен широкий спектр органических загрязняющих веществ, в том числе группа хлорорганических соединений (ХОС), полихлорированные бифенилы, фенолы, 3,4-бенз/а/пирен и нефтяные углеводороды. Пробы отбирались в интервале глубин моря 47—

120 метров и по гранулометрическому составу представлены глинистыми илами (табл.7.3).

Из перечня загрязняющих веществ, проанализированных в лаборатории, содержания большой группы хлорорганических соединений оказались ниже порога чувствительности метода (альдрин, октахлорстирол, гептахлорэпоксид, трансхлордан, 2,4 ДДЕ, цисхлордан, транснахлор, диснонахлор, фотомирекс и мирекс). Характер распределения значений содержания по другим поллютантам позволяет говорить об отсутствии выраженной латеральной изменчивости концентраций, которая могла бы быть связана с транспортировкой загрязняющих веществ течениями или воздушными массами. Уровни концентраций основной группы поллютантов сравнимы с аналогичными показателями по другим российским акваториям (Недра России, 2002), что в целом позволяет констатировать отсутствие загрязнения донных осадков Чукотского моря. Кроме того, приведенные в табл. 7.3 содержания соответствуют минимальным значениям, обнаруженным в донных осадках шельфа России. Исключением является бенз/а/пирен, однако его относительно повышенные содержания могут быть связаны с естественными процессами синтеза веществ группы ПАУ микроорганизмами, особенно в условиях повышенного содержания  $C_{орг}$ .

### 7.3. Ландшафты о. Врангеля

Своеобразие ландшафтов о. Врангеля определяется комплексом факторов, среди которых наиболее существенными являются: географическое (островное) положение, климатические, геоморфологические и геолого-геохимические условия. Огромное влияние на развитие ПТК оказывают арктические моря. Оно выражается в формировании специфического климата, который контролирует развитие и

определяет своеобразие современного экзотического рельефообразования.

В соответствии с ландшафтно-экологическим районированием территории России (Исаченко, 2001) остров Врангеля входит в состав Чукотско-Корякской группы провинций Дальневосточного сектора субарктической зоны. Однако большинство исследователей (Александрова, 1977; Хромов, Мамонтова, 1974 и др.)

относят его к арктической зоне. Для острова, в целом, характерно развитие ландшафтов арктического типа, включающих полярно-пустынные и арктико-тундровые подтипы. Особенности этих ландшафтов являются низкий радиационный баланс (250—600 МДж/м<sup>2</sup> год), высокий коэффициент увлажнения (2,0—4,0), незначительная биологическая продуктивность (менее 1—2 т/га) и низкий запас биомассы (до 5,0 т/га), нулевая сумма активных температур, невысокая годовая сумма осадков (150—300 мм) и небольшой годовой слой стока (100—200 мм) (Исаченко, 1985, 1996; Родин, Базилевич, 1965). Однако, территория неоднородна в физико-географическом и ландшафтно-экологическом отношении. Остров Врангеля характеризуется большим разнообразием геолого-геоморфологических и микроклиматических условий, неоднородностью почвенного и растительного покровов. Более 61% территории о. Врангеля занимают горные сооружения (до 1096 м), с севера и с юга к ним примыкают равнины: на севере — обширная низменная равнина (Тундра Академии), на юге — более узкие участки равнин, прерываемые подступающими непосредственно к морю горами.

Формирование климата острова, как и всей Восточной Чукотки, происходит под определяющим воздействием акватории северной части Тихого океана. Именно с вторжениями на остров теплого тихоокеанского воздуха связаны значительные потепления в районе. Частые циклоны формируют неустойчивые погодные условия в течение всего года, характеризующиеся значительной суточной изменчивостью атмосферного давления, температуры воздуха и скорости ветра.

Остров Врангеля характеризуется чрезвычайно суровыми климатическими условиями и по многим показателям не отличается от ледниковых районов западного сектора Арктики. В то же время на острове нет современного оледенения. Основной причиной этого, по мнению Г.П. Скрыльника (1976), кроме больших величин солнечной радиации, является активная и линейно направленная ветровая деятельность, в результате которой происходит снос снега с острова в море и упорядоченное перераспределение снежного покрова.

В зимнее время о. Врангеля оказывается между противоположными по характеру полями атмосферного давления (отрогов арктического и континентальных антициклонов и алетского минимума), здесь возникают большие градиенты давления, обуславливающие преобладание сильных ветров, преимущественно северных румбов. В летнее время отмечаются умеренные ветры южного направления. Сред-

ние скорости ветра в осенне-зимние месяцы примерно равны среднегодовой (5,5 м/с). В это время безветренные дни чередуются с днями, когда средние скорости ветра составляют 15—20 м/с, а часто достигают более 40 м/с.

Описания климата о. Врангеля, обычно приводимые в атласах, учебниках, отдельных статьях относятся к бухте Роджерс (юго-восточное побережье острова) и отражают лишь локальный приморский климат, характеризующийся частыми туманами, значительной облачностью и низкими температурами лета. Многолетняя среднегодовая температура воздуха на южном побережье острова составляет -11,0—-11,3°. Средняя температура января -21,3°. Средняя температура июля — от +2 до +2,5°. Показатели сумм средних месячных положительных температур изменяются от 7,1° в бухте Сомнительной до 4,7° в бухте Роджерса (Справочник по климату СССР..., 1966); от 16° у подножия Инкали до 11—12° в районе горы Атертон и пика Берри (Скрыльник, 1976). Средняя относительная влажность на острове — 88%, годовая сумма атмосферных осадков — около 120 мм. Однако по мнению Г.П. Скрыльника (1976) из-за недоучета твердых осадков годовая сумма осадков может достигать 300—350 мм, что существенно выше значений, типичных для арктической зоны. На побережье число дней с туманами достигает 80—88. Однако в центральных частях острова в связи с прогреванием воздуха над сушей и особенно благодаря фенам, часто возникающим в речных долинах и межгорных котловинах, температура воздуха значительно выше и климат суше.

Максимум радиационного баланса на южном побережье острова отмечается в июне и составляет 9,61 ккал/см<sup>2</sup> в месяц. Годовой радиационный баланс положителен и равен 21,65 ккал/см<sup>2</sup> в год, что в 1,5—2 раза выше среднего показателя для данных широт. Значения указанных характеристик в центральных районах острова несколько выше (Скрыльник, 1976).

На острове насчитывается 5 средних рек длиной более 50 км, свыше 140 малых рек и ручьев и около 900 озер, при этом площадь шести из них превышает 1 км<sup>2</sup> (Заповедники..., 1985). Аллювий равнинных рек представлен русловыми, пойменными и старичными группами фаций (Оганесян, Сусекова, 1994). Основная часть озер возникла в результате термокарстовых явлений и расположена в пределах тундры Академии, небольшое количество озер приурочено к побережью и имеет лагунное происхождение.

Большое значение в функционировании ПТК и их устойчивости к негативным воздей-

ствиям имеет топоология рельефа и ее взаимообусловленность с гидрометеорологическими процессами. Особенности рельефа определяют циркуляцию воздушных масс внутри острова и перераспределение атмосферных осадков. Склоны северной экспозиции оказываются практически лишенными снега. На склонах южной экспозиции, находящихся в ветровой тени, мощность снежного покрова достигает местами нескольких метров. Сильные ветры приводят к интенсификации физических процессов выветривания и выдуванию мелкозема с поверхности почво-грунтов и его направленный вынос с острова в море. Так, по данным Г.П. Скрыльника (1976), в пределах пятикилометровой прибрежной полосы к югу от острова в снежной толще на морском льду отмечаются обильные включения мелкоземистых частиц с хорошо выраженной слоистостью. Среднее содержание мелкозема в 13—16-сантиметровом слое снега составляет 1,6—2,2 г/м<sup>2</sup>. Таким образом, в результате ветровой деятельности с острова в море ежегодно выносятся около 1500 т мелкозема. Частые оттепели в холодный период года активизируют физическое выветривание и другие мерзлотные рельефообразующие процессы.

Рельеф острова способствует возникновению в центральной части экстрараональных субарктических ПТК, характеризующихся благоприятными температурными условиями и радиационным балансом. Повсеместно высокая карбонатность почв обеспечивает нейтрализацию почвенных растворов, относительное богатство минерального питания и препятствует развитию сплошного мохово-лишайникового покрова. Таким образом, здесь создаются благоприятные условия для развития травянистой растительности — явление исключительное для данных широт. Кроме того, карбонатность снижает тиксотропность почво-грунтов, возможно, имеющую место в почвах суглинистого состава понижений рельефа, уменьшая, таким образом, интенсивность процессов солифлюкции. Данное явление впервые было установлено в Гыданской тундре (Ливеровская-Кошелева, 1964).

Почвы о. Врангеля представлены аркто-тундровыми глеевыми, дерновыми, болотными и горными разностями. Реакция почв субнейтральная, на некарбонатных отложениях рН около 6 (минимум 5,2—5,4, с повышением до 6,3 на голых пятнах), на карбонатных рН увеличивается до 7,0—8,3, в переходных вариантах составляет от 6 до 7 (Юрцев, 1987).

Уникальна флора острова, отличающаяся не только богатством, но и высокой степенью эндемичности (свыше 20 видов цветковых). В настоящее время на острове насчитывается около 370 видов сосудистых растений, что, к при-

меру, превышает видовое разнообразие флоры гигантского Канадского архипелага (Арктические тундры..., 1994). Число видов конкретной флоры в окрестностях бухты Сомнительной (свыше 320 видов) и бухты Роджерса (200 видов) в два-три раза выше видового разнообразия цветковых растений остальных секторов этой подзоны (Юрцев, 1987; Арктические..., 1994). Остров нарушает все сложившиеся представления о понижении видового разнообразия в подзоне арктических тундр. Причинами аномального богатства являются как своеобразные природные условия, так и палеогеографические аспекты, обусловленные периодически возникающими в эпоху регрессий моря сухопутными связями с гористыми и равнинными территориями Азии и Америки и соединяющей их Берингии (Юрцев, 1987). Богатство флоры проявляется и в большом видовом разнообразии сообществ (до 40—60 видов сосудистых растений на площади 100 м<sup>2</sup>).

Основной чертой арктических тундр о. Врангеля является преобладание арктических, метаарктических и аркто-альпийских видов и выпадение из состава флоры комплекса гипоарктических олиготрофных кустарников и кустарничков во главе с *Betula exiles*; отсутствуют также виды *Empetrum*, *Arctous*, *Andromeda*, *Rhododendron parvifolium*, *Rubus chamaemorus* и *R. arcticus* (Юрцев, 1987).

В соответствие с ботанико-географическим районированием Арктики (Александрова, 1977) о. Врангеля относится к Врангелевской подпровинции Врангелевско-Западноамериканской провинции арктических тундр. Северная равнина острова (Тундра Академии) находится к северной полосе арктических тундр, южная и центральная его части — к южной полосе арктических тундр. Неоднородный и сложный растительный покров острова обусловлен изменением условий местообитания по факторам поемности, нивальности, термичности, а также степени увлажненности, щебнистости и карбонатности почв. Малейшие изменения абиотической среды влекут за собой перестройку растительности: изменение видового и экобиоморфного составов, трансформацию структуры фитоценоза (Арктические..., 1994). Отличительной чертой растительного покрова является его мозаичность и комплексность. Широкое распространение имеют различные сочетания и ряды, обусловленные пространственной гетерогенностью экологических условий. При равной льдонасыщенности грунтов вероятность термокарста на участках некомплексных или бугорковатых и кочкарниковых тундр со сплошным растительным покровом вероятнее, чем на пятнистых тундрах.

Относительно высокое разнообразие и контрастность физико-географических условий о. Врангеля определяют уникальность природной среды. В соответствии с законом Шеннона-Виннера разнообразие системы определяет ее устойчивость.

Буферные возможности ПТК на территории острова обусловлены, главным образом, физико-химическими процессами. Вместе с тем в Центральных горах, где распространены ландшафты с относительно высокой биомассой, увеличивается роль биогеохимических процессов.

На территории острова В.В. Петровским (1985) выделено 5 районов, характеризующихся относительно однородными геолого-геоморфологическими условиями и особенностями растительных сообществ. На их основе проведена группировка ПТК по набору специфических характеристик, определяющих их устойчивость к химическому загрязнению и ландшафтно-деструктивным нарушениям. Ниже приводится краткая характеристика ПТК по группам урочищ (рис. 7.5).

**Северный район** включает Тундру Академии, пересекающую весь остров с запада на восток. Протяженность ее составляет около 80 км при ширине порядка 20 км. Равнина имеет слабый уклон к северу, ее максимальные абсолютные высоты в южной части едва достигают 100—120 м. Основание равнины сложено преимущественно песчаниками и сланцами палеозойского и триасового возраста, перекрытыми сравнительно маломощным плащом аллювиальных и делювиальных отложений. На большей части равнины преобладают суглинистые субстраты, лишь русла и террасы быстро текущих рек и ручьев заняты песчано-галечными наносами. Глубина эрозионного расчленения, как правило, незначительна. Это связано, прежде всего, с относительно небольшим объемом стекающих речных вод и сопровождающим их малым тепловым стоком, что в условиях низкотемпературных (около минус 10°) и сильно льдистых вечномерзлых толщ обуславливает резкое преобладание боковой речной эрозии над донной. Вся поверхность Тундры Академии в той или иной мере осложнена полигональными образованиями. В подгорной ее части (абсолютные отметки равны 100—120 м) развиты в основном небольшие (до 2 м в диаметре) каменные многоугольники. Одновременно с понижением абсолютных высот, сопровождающимся возрастанием площадей задернованных пространств и ухудшением условий дренажа, каменные многоугольники постепенно замещаются плоскими или слегка выпуклыми в разной степени редуцированными пяти- и шестиугольными полигонами. Последние характеризуются

небольшими размерами (от 1,5 до 5 м в поперечнике) и ограничиваются маломощными (от 0,5 до 1,2 м по вертикали и до 0,2—0,3 м по ширине вверху) грунтовыми и грунтово-ледяными жилами (Скрыльник, 1976).

В пределах Тундры Академии широким распространением пользуются термокарстовые формы рельефа. Они представлены, в основном, неглубокими (0,5—1,0 м) западинами, чаще занятыми озерами. В прибрежной части острова встречаются очень крупные термокарстовые озера, размеры которых в поперечнике достигают 300—400 м, а глубины превышают 1,0—1,3 м. В прибрежной части на севере острова термоабразионный процесс интенсифицируется приливно-отливной деятельностью моря.

Северный район характеризуется преобладанием травяных тундр, среди которых наибольшие площади занимают полигональные суглинистые варианты. Роль мхов и лишайников в большинстве растительных сообществ крайне незначительна. В целом выравненность территории повышает ее устойчивость к деструктивному воздействию, а чехол тонкодисперсных отложений увеличивает ассимиляционную емкость. Внутри района выделены следующие группы урочищ.

**1. Солончаковатые редкотравные и полигональные моховые и лишайниково-моховые тундры низкой морской террасы.** Северное побережье острова характеризуется чередованием участков илистых наносов с песчано-галечными пляжами, различающихся устойчивостью к антропогенному воздействию. Нередко галечные косы отгораживают от моря узкие мелководные лагуны, по берегам которых селятся немногочисленные галофиты, такие как *Stellaria humifusa* и *Puccinellia phryganodes*. Эти закрытые акватории могут являться ловушками нефтепродуктов в случае аварийных разливов, способствуя их локализации.

Среди четвертичных преобладают прибрежно-морские осадки, которые вместе с почвами, формирующимися на них (особенно почвы маршей и ваттов), несут отчетливые признаки засоления хлоридами и сульфатами (Оганесян, Сусекова, 1994). Буферная роль растительности незначительна в связи с низкой продуктивностью. Намытые галечники местами заселены очень пестрым набором цветковых; на щебнистых субстратах по всему острову обычны: *Androsace ochotensis*, *Artemisia borealis*, *Cerastium beerlingianum*, *Draba subcapitata*, *Erysimum pallasii*, *Luzula confusa*, *Minuartia rubella*, *Oxytropis czukotica*, *Potentilla hyparctica*, *Papaver polare*, *Saxifraga caespitosa*. На возвышенных участках низкой морской террасы формируются полигональные моховые и лишайниково-моховые тундры.

2. **Полигональные травяные и травяно-моховые тундры высокой морской террасы.** Обилие переувлажненных суглинистых грунтов обусловило преобладание мерзлотных форм рельефа и особенно — полигональную трещиноватость поверхности, развитие которых может быть усилено ландшафтно-деструктивным воздействием. Полигональные тундры господствуют на ровных открытых слабозаснеженных зимой участках Тундры Академии. Здесь преобладают отложения делювиального типа.

В пределах ПТК отмечаются травяные и травяно-моховые или травяно-мохово-лишайниковые группировки относительно разнообразного состава. Чаше других встречаются ценозы с доминантами: *Deschampsia borealis*, *Arctagrostis latifolia*, *Nardosmia frigida*, *Alopecurus alpinus*, *Rumex arcticus*, *Artemisia tilesii*, *A. arctica*, *Primula tschuktschorum*, *Poa arctica*, *Luzula confusa*, *L. nivalis*, *Salix polaris* и т.д. (Городков, 1958; Петровский, 1985). Практически во всех ПТК встречаются *Pedicularis sudetica*, *Juncus biglumis*, *Stellaria edwardsii*. Состав мхов и лишайников сильно варьирует, но наиболее обычны *Dicranum elongatum*, *Tomenthypnum nitens*, *Aulaconium turgidum*, *Drepanocladus uncinatus*, *Thamnotia vermicularis*, *Cetraria cucullata*. Располагаясь вдоль трещин, мхи, лишайники и цветковые образуют довольно плотную дернину, покрывающую от 15 до 40% поверхности почвы, однако, по сравнению с ПТК низкой морской террасы, буферная роль растительности возрастает незначительно.

3. **Пятнистые и полигональные травяно-мохово-лишайниковые тундры высокой морской террасы.** На возвышенных и более дренированных участках северной равнины, сложенной в основном делювием, формируются полигональные и пятнистые варианты травяно-мохово-лишайниковых тундр, в которых доминируют *Carex lugens*, *Luzula confusa*, *L. arctica*, *Arctagrostis latifolia*, *Salix polaris*, *Deschampsia borealis* и часто встречаются *Nardosmia frigida*, *Alopecurus alpinus*, *Lagotis minor*, *Saxifraga serpyllifolia*, *Minuartia macrocarpa*, *Artemisia arctica*, из мхов — *Aulaconium turgidum*, *Tomenthypnum nitens*, *Polytrichum alpinum* и *Dicranum elongatum*, из лишайников — *Cetraria cucullata*, *C. islandica*, *Thamnotia vermicularis* (Петровский, 1985). Общее покрытие увеличивается до 20—60%, что в определенной степени повышает устойчивость ПТК к антропогенным воздействиям.

4. **Заозеренные полигональные травяно-моховые тундры высокой морской террасы.** Восточная часть Тундры Академии представляет собой наиболее суровые в климатическом отношении и бедные во флористическом и геоботаническом отношениях ПТК. Заметную

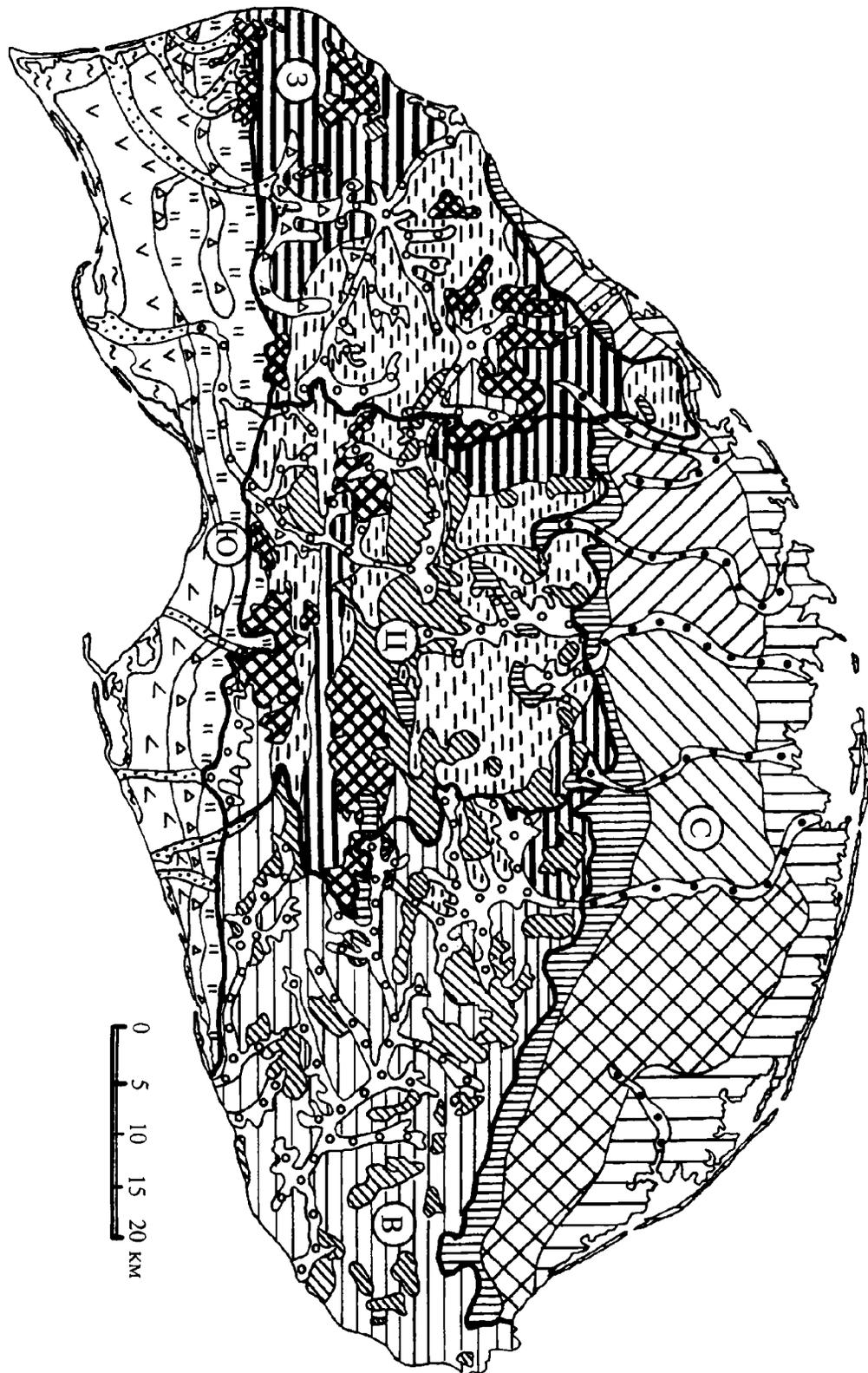
роль здесь играют многочисленные, но в основном небольшие и неглубокие, тундровые озера, часть которых наполняется весной талыми водами, а во второй половине лета обычно пересыхает. По краям озерков развиваются заросли *Arctophila fulva*, *Dupontia fisheri*, *Senecio congestus*, *Pleuropogon sabinii*, *Eriophorum scheuchzeri* (Городков, 1958; Петровский, 1985). Здесь нередко в обилии отмечаются *Ranunculus gmelinii*, *R. hyperboreus*, *Nardosmia frigida*, *Caltha caespitosa*. На ровных открытых слабозаснеженных зимой участках доминируют травяные и травяно-моховые или травяно-мохово-лишайниковые группировки. В депрессиях и небольших западинах, как правило, формируются травяно-моховые сообщества со сплошным задернением, которые могут являться участками аккумуляции загрязняющих веществ. В них доминируют *Carex stans*, *Eriophorum polystachyon*, *E. medium*, *Dupontia fisheri*, *Pleuropogon sabinii*, весьма обильны *Rumex arcticus*, *Pedicularis sudetica* и др. В напочвенном ярусе встречаются *Drepanocladus uncinatus*, *D. revolvens*, *Calliargon sarmetosum*, *C. cordifolium*, *Campylium stellatum*.

Четвертичные отложения представлены преимущественно делювием. Заболоченность и заозеренность ПТК обуславливают повышенную ассимиляционную емкость территории. Одновременно с этим суровость климата предопределяет повышенный риск развития криогенных процессов в результате антропогенного воздействия.

5. **Полигональные и пятнистые травяно-кустарничковые тундры подножия склонов с каменистыми россыпями на делювии коренных пород.** В южной части района на делювиальных отложениях преобладают полигональные и пятнистые варианты травяно-кустарничковых тундр, в которых доминируют *Dryas punctata*, *Carex lugens*, *Salix reptans*. Задернованность достигает 30—60% (Петровский, 1985). На защищенных от ветра местообитаниях по бортам ложбин и склонам террас развиты разнотравные группировки и травяно-дриадовые тундры с преобладанием *Dryas punctata*, *Arctagrostis arundinacea*, *Valeriana capitata*, *Nardosmia frigida* и др. На выходах карбонатных пород возвышенности заняты куртинными дриадовыми тундрами, где наиболее обильны *Dryas chamissonis*, *Parrya nudicaulis*, *Potentilla uniflora*, *Saxifraga oppositifolia*, а в понижениях нередко бугорковые тундры с господством *Dryas integrifolia*, *Lloydia serotina*, *Salix rotundifolia* и др.

Расположение ПТК у подножия северного макросклона предопределяет его защищенность от поступления загрязненных воздушных масс с материков. Нейтрализующее действие известняков повышает устойчивость территории

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19



к химическому загрязнению. Однако возможность появления вторичных геохимических ореолов рассеяния в делювии может выразиться в формировании локальных геохимических аномалий.

**6. Речные долины высокой морской террасы с луговинами литофильного редкотравья на песчано-гравийно-галечном аллювии.** Аллювий рек представлен пойменными и русловыми гравийно-песчаными отложениями. Старичные фации сложены мелкопесчаными и алевритоглинистыми осадками. На аллювиальных отложениях формируются примитивные аллювиальные легкие неглеевые или суглинистые глеевые почвы, некарбонатные или карбонатные (Оганесян, Сусекова, 1994).

На пойменных террасах и галечниках рек отмечаются разрозненные группировки видов, не образующих устойчивых сочетаний. Здесь встречаются *Artemisia borealis*, *Papaver gorodkovii*, *Chamerion latifolium*, *Saxifraga caespitosa*, *Poa vrangolica*, *P. abbreviata*, *Alopecurus alpinus*, *Polygonum viviparum*, *Astragalus alpinus*.

**Южный район** включает прибрежную равнину южной части острова и примыкающие к ней с севера горные гряды с максимальными высотами до 200—700 м. Практически вся равнина закрыта горами от северных ветров, но не защищена от поступления холодного морского воздуха. Для нее характерны частые туманы, значительная облачность и низкие температуры лета. ПТК отличаются доминированием суглинистых и щебнисто-суглинистых травяных тундр на равнине и щебнистых травяно-кустарничковых и редкотравных в предгорной

полосе (Петровский, 1985). Б.А. Юрцев (1987) и С.С. Холод (Арктические..., 1994) отмечают преобладание на побережьях (на щебневатых и чистых суглинках) пятнистых, реже — полигональных тундр с проективным покрытием от 0,2—0,3 до 0,7 и выше, фрагментацию и истончение тундровой дернины.

Повышенное видовое разнообразие и биопродуктивность ПТК способствуют увеличению экологической устойчивости территории по отношению к ПТК северного района. Для южного района наиболее высок риск воздействия загрязненных воздушных масс, поступающих с материков. Частые туманы могут способствовать концентрированному накоплению поллютантов в пределах ПТК. Существует вероятность выпадения кислотных дождей в пределах южного макросклона. Кроме того, исторически Южный район является наиболее освоенным на территории острова.

В пределах района выделены пять групп урочищ.

**7. Солончаковатые редкотравные и полигональные разнотравно-моховые и пушицево-сфагновые тундры низкой морской террасы.** Характерным элементом южного побережья острова, так же как и северного, являются песчано-галечные косы и мелководные лагуны. Они характеризуются аналогичными барьерными свойствами, при этом вероятность нефтяного загрязнения здесь существенно выше. Четвертичные отложения представлены прибрежно-морскими и делювиальными образованиями.

В прибрежной зоне характерна засоленность почв хлоридами и сульфатами. Берега

Рис. 7.5. Карта природно-территориальных комплексов о. Врангеля.

ПТК. 1 — солончаковатые редкотравные и полигональные моховые и лишайниково-моховые тундры первой морской террасы; 2 — полигональные травяные и травяно-моховые тундры второй морской террасы; 3 — пятнистые и полигональные травяно-мохово-лишайниковые тундры второй морской террасы; 4 — заозеренные полигональные травяно-моховые тундры второй морской террасы; 5 — полигональные и пятнистые травяно-кустарничковые тундры подножия склонов с каменистыми россыпями на делювии коренных пород; 6 — речные долины второй морской террасы с луговинами литофильного редкотравья на песчано-гравийно-галечном аллювии; 7 — солончаковатые редкотравные и полигональные разнотравно-моховые и пушицево-сфагновые тундры первой морской террасы; 8 — низменные заозеренные мелкобугорковые травяные и кустарничково-травяные; 9 — дренированные пятнистые мохово-дриадовые и травяные тундры второй морской террасы; 10 — щебнистые пятнистые ивняково-осоково-моховые, ивково-травяные, травяно-дриадовые и дриадовые тундры подножия южного макросклона на делювиальных отложениях; 11 — речные долины с луговинами литофильного редкотравья на песчано-галечных наносах; 12 — южный макросклон горной гряды с кустарничково-травяно-моховыми и травяными тундрами в нижней части и щебнистыми разнотравными тундрами в верхней части склона; 13 — пологие склоны, выположенные вершины и увалы на карбонатных породах с кустарничковыми, полосчатыми и редкотравными с подушковидными формами тундры; 14 — пологие склоны, выположенные вершины и гребни на бескарбонатных породах с лишайниковыми, травяно-мохово-лишайниковыми пятнистыми и кустарничково-травяными тундрами; 15 — долины горных рек со злаково-разнотравными тундрами и ивняками; 16 — депрессии межгорных котловин с осоково-моховыми и пушицево-моховыми тундрами; 17 — эрозионно-денудационное плоскогорье с полигональными травяно-мохово-лишайниковыми и лишайниково-моховыми тундрами; 18 — выскогорье с каменистыми редкотравными тундрами и каменистыми россыпями, лишенными растительного покрова; 19 — условные границы районов (см. в тексте): С — Северный, З — Западный, Ц — Центральный, В — Восточный, Ю — Южный.

заселены представителями цветковых. Чаше других здесь встречаются *Leymus interior*, *Phippsia algida*, *Puccinellia angustata*, *P. phryganodes*, *P. tenella*, *Salix ovalifolia*, *Honkenya peploides*, *Stellaria humifusa*, *Papaver radicum*, *Draba arctogena*, *Rhodiola rosea*, *Saxifraga arctolitoralis*, *Potentilla pulchella*, *Oxytropis gorodkovii*, *Androsace ochotensis*, *Mertensia maritima*, *Artemisia borealis*, *Taraxacum hyparcticum* (Арктические тундры..., 1994; Петровский, 1967, 1985).

В пределах прибрежной полосы широко развиты задернованные плоские полигоны и в меньшей степени пятна-медальоны. Их возникновение связано с процессами морозобойного трещинообразования и усыхания грунтов, а также с пучением грунтов в ограниченных трещинами блоках (Скрыльник, 1976).

На возвышенных участках приморской террасы нередко встречаются разнообразные группировки без ярко выраженных доминантов. Здесь наиболее обильны *Artemisia borealis*, *A. arctica*, *Poa alpigena* и повсеместны *Artemisia furcata*, *Deschampsia borealis*, *Cerastium beerianum*, *Rhodiola rosea*, *Valeriana capitata*. Мхи и лишайники дают не более 5% покрытия, а общее покрытие растительностью составляет 50—70%, что заметно выше, чем в северном районе.

**8. Низменные заозеренные мелкобугорковые травяные и кустарничково-травяные тундры высокой морской террасы** расположены в западной части Южной равнины. В рыхлых отложениях доминирует делювий. Поверхность ПТК плоская, сложенная суглинками. Она изобилует мелководными озерками и депрессиями, почти все лето заполненными талой водой. При загрязнении снежного покрова или поверхности почв в них будет происходить активное накопление загрязняющих веществ.

На слабо дренированных участках часто встречаются и занимают наибольшие площади мелкобугорковые травяные или кустарничково-травяные тундры с господством осоки *Carex lugens* (Петровский, 1967, 1985). В роли содоминантов могут выступать *Arctagrostis latifolia*, *Salix polaris*, *S. reptans*, *Alopecurus alpinus*, *Deschampsia cespitosa*, *Dryas punctata* и часто встречаются *Poa arctica*, *Stellaria ciliatosepala*, *Luzula arctica*, *L. confusa*, *Saxifraga nelsoniana*, *S. serpyllifolia*, *Senecio atropurpureus*. В напочвенном покрове доминируют *Tomenthypnum nitens*, *Aulacomnium turgidum*, *Hylocomium splendens*, *Dicranum spadiceum*, *D. elongatum* (Арктические..., 1994). Общее проективное покрытие травостоя в таких фитоценозах достигает 60—80%, что существенно увеличивает ассимиляционную емкость ПТК. На прибрежной равнине широко распространены травяные тундры с *Arctagrostis latifolia* и *A. arundinacea*. Обычно они приуроче-

ны к слабозаснеженным зимой и слабоувлажняемым летом суглинистым участкам. Роль мхов и лишайников в них крайне незначительна, состав разнотравья широко варьирует. В депрессиях и ложбинах стока развиты сырые травяные тундры с господством *Eriophorum polystachyon*, *Carex starts* или *Dupontia psilosantha* (Петровский, 1967).

**9. Дренированные пятнистые мохово-дриадовые и травяные тундры высокой морской террасы.** Восточная часть Южной равнины имеет четко выраженный уклон к морю и хорошо дренирована, что предопределяет возможность активного сноса поллютантов в море. Здесь почти не встречаются переувлажненные участки. По мере возрастания уклонов в направлении гор и дифференциации условий дренажа отмечается тяготение плоских полигональных форм к пониженным хорошо увлажненным участкам, а пятен медальонов — к относительно возвышенным и лучше дренированным полосам. В развитии пятен-медальонов значительную роль играет ветровая деятельность. Чем ближе к горам, тем лучшую выраженность приобретают многочисленные солифлюкционные формы рельефа (Скрыльник, 1976). Рыхлый чехол в основном сложен делювиальными отложениями разного гранулометрического состава.

В примыкающей к побережью «зоне суглинков» рН почв составляет 5,8—6,1 (на голых пятнах иногда несколько выше), а в неширокой переходной полосе с гемикальцефитной растительностью рН почвы задернованных участков обычно варьирует от 6.3 до 6.9.

Наиболее благоприятные для растительности условия создаются в предгорной части равнины у подножий южных склонов гор, где широко представлены разные варианты пятнистых дриадовых тундр. Очень своеобразны по составу травяно-дриадовые сообщества на карбонатных породах с общим покрытием 60—70%. Около 2/3 всей растительной массы в них приходится на долю основных доминантов — *Dryas chamissonis*, *D. integrifolia*, *Salix rotundifolia*. В составе дернины значительна роль *Carex rupestris*, *Saxifraga oppositifolia*, *S. hirculus*, *Astragalus umbellatus*, *Minuartia macrocarpa*, *Artemisia arctica*, *Dicranum spadiceum*, *D. elongatum*, *Aulacomnium turgidum*, *Tomenthypnum nitens*, *Cetraria cucullata*, *C. nivalis*, *Thamnotia vermicularis*. Очень богато представлено разнотравье: в числе 30—40 постоянных компонентов *Artemisia borealis*, *Carex misandra*, *Castilleja elegans*, *Draba macrocarpa*, *Androsace chamaejasme*, *Rumex acetosa*, *Papaver atrouirens*, *Saxifraga nivalis*, *Senecio frigidus* и др. На некарбонатных породах основные доминанты травяно-дриадовых тундр — *Dryas punctata*, *Salix phlebophylla*, *S. polaris*, а разнообразие

и обилие видов разнотравья значительно меньше, чем на карбонатах (Петровский, 1967, 1985).

Состав пород (карбонатность) во многом определяет не только видовое разнообразие, но и внутреннюю дифференциацию ПТК к химическому загрязнению и воздействию кислотных осадков.

**10. Щебнистые пятнистые ивняково-осоково-моховые, ивково-травяные, травяно-драдвовые и драдвовые тундры подножия южного макросклона на делювиальных отложениях.** По сравнению с северным районом ПТК подножия южного макросклона отличаются более существенной ролью биотического компонента в саморегуляции и экологической устойчивости. По условиям формирования вторичных ореолов рассеяния они аналогичны ПТК подножия северного макросклона, однако находятся под влиянием барьера — южного макросклона — на пути переноса поллютантов воздушными массами с юга.

Переходная полоса между северо-восточными районами и эрозионно-денудационным плоскогорьем представляет собой арену развития солифлюкционных процессов. Здесь наиболее полно представлен весь набор солифлюкционных форм рельефа: натечных микро-террас, шлейфов, языков, структурных каменных полос и т. д.

На делювиальных шлейфах южного макросклона распространены щебнистые ивково-травяные тундры, в которых доминантами выступают *Salix glauca* ssp. *callicarpaea*, *S. reptans*, очень обильны *Dryas punctata* и *Salix phlebophylla*. Почти постоянно встречаются *Carex rupestris*, *Pedicularis langsдорфii*, *Parrya nudicaulis*, *Oxytropis czukotica*, *O. wrangelii*, как правило, обычны *Artemisia furcata*, *Astragalus alpinus*, *Luzula confusa*, *Puccinellia colpodiodes*, *Cerastium beerlingianum* и др. У подножий горных гряд и отдельных поднятий на менее дренированных местобитаниях широко распространены пятнистые ивняково-осоково-моховые тундры с преобладанием *Salix pulchra*, *Carex lugens* и мхов *Tomenthypnum nitens*, *Hylocomium splendens*, *Aulacomnium turgidum*, *Ptilidium ciliare* (Петровский, 1967, 1985). Часто встречаются *Salix reptans*, *S. polaris*, *Nardosmia frigida*, *Poa arctica*, *Arctagrostis latifolia*, *Rumex arcticus*. На пятнах суглинистого грунта обычны *Chrysosplenium wrightii*, *Lloydia serotina*, *Festuca brachyphylla*.

**11. Речные долины с луговинами литофильного редкотравья на песчано-галечных наносах.** Аллювий рек широко представлен гравийно-песчано-галечными отложениями. На пойменных террасах и галечниках рек, пересекающих прибрежную равнину, селится множество видов, не образующих сколько-нибудь устойчи-

вых сочетаний вследствие специфики местобитаний. На аллювии наиболее характерны *Artemisia borealis*, *Papaver gorodkovii*, *Chamerion latifolium*, *Saxifraga caespitosa*, *Poa wrangelica*, *P. abbreviata*, *Alopecurus alpinus*, *Polygonum viviparum*, *Astragalus alpinus*.

Б.А. Юрцев (1989) отмечает, что растительность современного аллювия рек и ручьев резко различается в зависимости от геолого-геохимических условий. В долинах рек (р. Сомнительная, ручьи Выючный и Предвыючный), аллювий которых обогащен карбонатным материалом (рН=7—8), развивается кальцефитная растительность с господством *Dryas integrijolia*, *D. chamissonis*, *Salix rotundifolia*, *Saxifraga oppositifolia*. На некарбонатном аллювии рек (ручьи Базовый, Западный), берущих начало в краевой (верхнетриасовой) части южного макросклона гор Сомнительных (рН почв снижен до 5,2—5,7), отсутствуют даже факультативные кальцефиты. На каменистых россыпях местами господствуют *Dryas punctata*, *Salix phlebophylla*, *S. glauca* subsp. *callicarpaea*, в примеси встречаются некоторые горные петрофильные виды трав. Эти резкие различия в растительности сглаживаются в зоне приморских районов, где растительность повсеместно имеет некальцефитный характер (ацидофитный или гемиацидофитный).

**Западный и центральный районы острова** представляют собой эрозионно-денудационное среднегорье с яркой нивационно-мерзлотной обработкой. Эта горная группа резко возвышается над всем островом. В результате интенсивно протекающих процессов механического и физического выветривания кварцита, песчаники и сланцы относительно быстро разрушаются.

Горные поднятия защищают большую часть острова от господствующих в летнее время сильных и холодных северо-восточных ветров, часто несущих туманы и осадки. При этом в центральной и западной частях о. Врангеля создается более благоприятная климатическая обстановка, проявляющаяся в характере растительности и составе флоры.

Западный район охватывает гористые территории, примыкающие к западному побережью острова и включающие полностью бассейн р. Гусиной, большую часть бассейна р. Неожиданной и верховья р. Мамонтовой (Западное плато, горы Безымянные). Многие горные гряды и вершины достигают высоты 600—700 м. Закрытые от ветров долины сравнительно малоснежны зимой, а летом защищены от туманов и заметно отличаются сухостью от охарактеризованных выше районов.

Центральный район включает всю срединную часть острова. Рельеф этой территории

чрезвычайно многообразен (см. раздел 4.2). Почти все крупные реки острова берут начало в Центральном районе, образуя сложную гидрографическую сеть.

В Центральном и Западном районах острова характер ландшафтов на значительной территории определяется составом горных пород, выходящих на поверхность. Разнообразие растительных сообществ достигает своего максимума (Петровский, 1967, 1985). Растительность Западного и Центрального районов во многом сходна. На карбонатных суглинках встречаются кустарничковые тундры с *Dryas integrifolia*, *Salix rotundifolia*, *Saxifraga oppositifolia*.

Большая по сравнению с остальными районами острова заснеженность территории центральной части в сочетании с более теплым в летнее время микроклиматом обусловили сохранение здесь участков кустарничковых тундр с *Vaccinium uliginosum*, *V. vitis-idaea* и *Ledum decumbens*. Участки эти очень малы по площади и зачастую могут рассматриваться лишь как фрагменты ассоциаций, но состав и структура их сходны с ценозами на Чукотке. В кустарничковых сообществах, сформировавшихся на южных склонах на выходах темноцветных сланцев, встречаются *Salix phlebophylla* и *Dryas punctata*, *Vaccinium uliginosum*, *Carex rupestris*, *Cassiope tetragona*, *Hierochloa alpina*, *Oxytropis czukotica*, *Artemisia furcata*, *Festuca brachyphylla*, *Ledum decumbens*, *Luzula confusa*, *Pedicularis amoena*, *Poa malacantha*, *Saxifraga funstonii*, *Trisetum spicatum*. Сохранение небольших участков этой ассоциации в разных частях района указывает на то, что в прошлом данный тип сообществ занимал большие пространства и может рассматриваться как реликтовый. К числу реликтовых сообществ следует также отнести осоково-разнотравные группировки с обилием *Potentilla wrangelii* и редкотравные тундры с участием *Poa hartzii*. Уникальны по своей структуре и составу сформировавшиеся на известняках полосчатые тундры с ассоциацией *Salix rotundifolia* — *Dryas integrifolia* — *Saxifraga oppositifolia* с участием *Gastrolychnis apetala*, *Minuartia rossii*, *Poa vrangelica*, *Taraxacum phymatocarpum* и ряда других редких видов (Петровский, 1985).

Основные черты растительности района определяются прежде всего высокой степенью континентальности климата. Этим в значительной мере объясняются весьма скромная роль в растительном покрове мхов и лишайников и широкое распространение на острове полидоминантных травяных сообществ с обилием ксерофитов. По той же причине ничтожно мал в растительном покрове удельный вес гипоарктических кустарничков. Горный массив, занимающий большую часть острова, аккумулирует

зимой значительные массы снега, таяние которых обеспечивает влагой обширные территории, примыкающие к горам. Именно здесь наиболее широко распространены кустарничково-травяно-моховые сообщества, характерные для плакорных гипоарктических тундр в районах с менее континентальным климатом (Матвеева и др., 1973; Александрова, 1977).

Богатые карбонатами палеозойские породы, широкой полосой выходящие на поверхность в осевой части массива, оказывают сильное влияние на флористический состав и характер почвообразовательных процессов. В этой части острова господствуют кустарничковые тундры с доминирующими *Dryas integrifolia*, *D. chamissonis*, *Salix rotundifolia* и *Saxifraga oppositifolia*, аналогичные тундрам, широко распространенным на западных островах Канадского арктического архипелага в районах выходов палеозойских пород, но не встречающимся в арктической Азии к западу от о. Врангеля.

Наряду с этим, долины горных рек и межгорные котловины относятся к ПТК, испытывающим максимальное негативное воздействие, связанное с перевыпасом северных оленей на территории острова.

Значительное сходство Западного и Центрального районов позволяет выделить на их территории пять основных типов ПТК.

**12. Южный макросклон горной гряды с кустарничково-травяно-моховыми и травяными тундрами в нижней части и щебнистыми разнотравными тундрами в верхней части склона.** Южный макросклон характеризуется большим разнообразием ПТК и пестротой растительного покрова. Рыхлый субстрат представлен, в основном, элювиально-делювиальными четвертичными отложениями. У подножья склонов обычны кустарничково-травяно-моховые тундры с обилием *Salix pulchra*, *S. glauca*, *S. phlebophylla*, *Cassiope tetragona*, *Dryas punctata*, *Poa alpigena*, *P. arctica*, *P. glauca*, *Carex podocarpa* и многочисленных видов разнотравья (Петровский, 1985; Арктические..., 1994). В напочвенном покрове преобладают *Aulacomnium turgidum*, *Hylocomium splendens* и *Tomenthypnum nitens*, образуя с цветковыми сплошную дернину. На более дренированных участках развиваются богато-разнотравные лугово-тундровые сообщества с обилием *Oxytropis wrangelii*, *O. uschakovii*, *Valeriana capitata*, *Pedicularis villosa*, *P. verticillata*, *Polemonium boreale*, *Papaver lapponicum*, *Castilleja elegans*, *Myosotis asiatica*, *Parrya nudicaulis* и др.

В нижней части склонов господствуют травяные группировки, в которых доминируют *Carex obtusata*, *Poa glauca*, *Carex rupestris* или *Bromus pumpellianus*, нередко обильны *Festuca lenensis* и *Koeleria asiatica*, *Potentilla crebridens* и *Artemisia*

*arctica*, реже — *Kobresia myosuroides*, *Carex podocarpa*, *Papaver pulvinatum*. Постоянно в примеси встречаются *Selaginella sibirica*, *Saussurea tilesii*, *Silene repens*, *Saxifraga nivalis*, *Potentilla uniflora*, *Claytonia arctica*, *Erigeron komarovii*, *Artemisia furcata*, *A. glomerata*. Общее покрытие составляет 60—90%. Роль мхов ничтожна, лишайники (*Cetraria cucullata*, *Thamnolia vermicularis*) отмечаются лишь небольшими группами (Петровский, 1967, 1985).

В средних и верхних частях южных склонов преобладают щебнистые разнотравные тундры с общим покрытием 30—50%. Основу растительного покрова составляют *Poa glauca*, *P. malacantha*, *Carex rupestris*, *Hierochloe alpina*, *Trisetum spicatum*, *Luzula confusa*, *Cerastium beerlingianum*, *Saxifraga funstonii*, *Potentilla uniflora*, *Oxytropis czukotica*, *Artemisia borealis*, *A. furcata*. В обилии отмечаются *Bromus arcticus*, *Festuca rubra*, *Poa alpigena*, *Roegneria villosa*, *Claytonia arctica*, *Stellaria edwardsii*, *Papaver multiradiatum*, *Chamerion latifolium*, *Saussurea tilesii*, *Taraxacum lateritium*.

На обдуваемых ветрами вершинах и привершинных участках склонов широко развиты редкотравные тундры с общим покрытием 15—30%. Обычны и обильны здесь *Hierochloe alpina*, *Luzula confusa*, *Festuca brevissima*, *Saxifraga funstonii*, *Oxytropis czukotica*, *Lloydia serotina*, *Potentilla elegans*, *Eritrichium sericeum*, *Papaver polare*, *Minuartia rubella*. В седловинах и на уступах склонов нередко отмечаются участки кустарничково-травяных тундр с преобладанием *Salix phlebophylla* и *Dryas punctata*. В растительной дернине, дающей до 70% покрытия, кроме названных доминантов, заметную роль играют *Salix polaris*, *Poa arctica*, *P. alpigena*, *Hierochloe alpina*, *Luzula confusa*, *Carex rupestris*, *Saxifraga funstonii*, *Cerastium beerlingianum*, а также *Cetraria cucullata*, *C. islandica* и ряд других видов.

В глубоких ложбинах и у подножий крутых склонов, в местах образования снежных забоев, часто формируются травяные группировки, облик которых определяется обилием яркоцветущих видов: *Hedysarum arctica*, *Astragalus umbellatus*, *Papaver lapponicum*, *Pedicularis verticillata*, *Myosotis asiatica*, *Ranunculus turneri*, *Erigeron komarovii*, *Taraxacum sibiricum*, *Primula borealis*, *Polemonium acutiflorum*, *Potentilla hyparctica*, *Sanguisorba officinalis*, *Polygonum ellipticum*, *Cerastium maximum*.

На участках с интенсивной солифлюкцией, обычной в районах выходов карбонатных суглинков, весьма характерны полигональные редкотравные тундры (15—30% покрытия), где постоянно встречаются *Puccinellia colpodioides*, *Festuca baffinensis*, *Roegneria villosa*, *Poa vrangelica*, *Braya purpurascens*, *B. pilosa*, *Potentilla uniflora*, *P. vahliana*, *Poa abbreviata*, *Minuartia rossii*,

*Papaver atrovirens*, *Saxifraga oppositifolia*, *Draba barbata*, *Taraxacum phymatocarpum*. Иногда на таких участках в обилии отмечаются *Salix rotundifolia* и *Dryas integrifolia*.

ПТК южного макросклона потенциально наиболее подвержены воздействию загрязненных воздушных масс. Однако, учитывая склонный характер поверхности, поллютанты в случае их поступления будут активно перемещаться в процессе латеральной миграции (главным образом, за счет поверхностного смыва) вниз по склону и накапливаться у подножья. На участках с хорошо развитым мохово-лишайниковым покровом при благоприятных геоморфологических условиях (в низинах и западинах) возможно формирование локальных зон загрязнения.

Широкое развитие солифлюкционных процессов, которые наиболее выражены на склонах южной экспозиции, снижает устойчивость ПТК к ландшафтно-деструктивным воздействиям. Мощность деятельного слоя здесь намного больше (на 20—30 см) других ПТК. Скорости солифлюкционного смещения рыхлых отложений по данным Г.П. Скрыльника (1976) в пределах каменных полос и межполосном пространстве существенно отличаются друг от друга. В первом случае они могут достигать 2,5—3 м/год, а во втором — в среднем 40—50 см/год, что обусловлено разной степенью обводненности рыхлого материала.

**13. Пологие склоны, выположенные вершины и увалы на карбонатных породах с кустарничковыми, полосчатыми и редкотравными с подушковидными формами тундры.** Эта группа урочищ протянулась через весь район с запада на восток в пределах полосы выходов карбонатных пород. Преобладающий тип четвертичных отложений — элювий и делювий. Продукты разрушения карбонатных пород выносятся водными потоками на значительные расстояния и существенно влияют на сопряженные ПТК, в том числе, на их устойчивость к химическому загрязнению.

В условиях умеренного увлажнения на пологих склонах, террасах и вершинах невысоких плато преобладают кустарничковые тундры с *Dryas chamissonis*, *D. integrifolia* и *Salix rotundifolia*. В числе доминантов отмечаются *Salix glauca*, *Saxifraga oppositifolia*, *Puccinellia colpodioides*. На северных склонах типичны пятнистые тундры, на вершинах и южных склонах — трещинно-полигональные. Проективное покрытие в тундрах этого типа варьирует от 25—30% в трещинно-полигональных, до 60—80% в пятнистых вариантах. На шлейфах и древних террасах очень часто встречаются обширные участки богаторазнотравных тундр, в составе кото-

рых участвует не менее 50 видов цветковых. По видовому составу эти сообщества не имеют аналогов в тундровой растительности евразийской Арктики. В обилии здесь произрастают *Carex rupestris*, *Poa alpigena*, *P. glauca*, *Roegneria villosa*, *Puccinellia colpodioides*, *Lloydia serotina*, *Claytonia arctica*, *Papaver pulvinatum*, *Parrya nudicaulis*, *Saxifraga oppositifolia*, *S. hirculus*, *Potentilla vahliana*, *P. uniflora*, *Oxytropis wrangelii*, *O. maydeliana*, *O. gorodkovii*, *Castilleja elegans*, *Artemisia richardsoniana*, *A. tilessii*, *Artemisia furcata*, *Androsace chamaejasme*, *Cerastium beeringianum*, *Draba cinerea*, *Deschampsia borealis*, *Erigeron komarovii*, *Festuca baffinensis*, *F. hyperborea*, *Kobresia myosuroides*, *Myosotis asiatica*, *Poa arctica*, *Polygonum viviparum*, *Ranunculus affinis*, *Rumex acetosa*, *Saxifraga nivalis*, *S. monticola*, *Thalictrum alpinum*, *Trisetum spicatum*, *Valeriana capitata*, *Thamnolia vermicularis*, *Cetraria nivalis*, *C. cucullata*, *Dicranum spadicum*, *D. elongatum* (Петровский, 1967, 1985).

В условиях сильного дренажа и отсутствия регулярного подтока влаги с расположенных выше участков на аналогичных элементах рельефа формируются травяные тундры своеобразного ксерофитного облика с подушковидными *Cerastium bialynickii*, *Minuartia rossii*, *Saxifraga oppositifolia*, *Potentilla vahliana*, *Eritrichium sericeum*, *Oxytropis gorodkovii*. Общее покрытие растительностью — 20—50%. Зачастую основная масса растений размещается вдоль узких желобов стока, образуя характерные полосы дернины (полосчатые тундры). Основу дернины составляют *Thamnolia vermicularis*, *Cetraria cucullata*, *C. nivalis*, *C. islandica*, *Dicranum spadicum*, *D. elongatum*, а из цветковых — *Artemisia furcata*, *A. richardsoniana*, *Draba barbata*, *Puccinellia colpodioides*, *Roegneria villosa*, *Saxifraga monticola*, *Poa abbreviata*, *P. glauca*, *Carex rupestris*, *Festuca baffinensis*, *F. hyperborea*.

Весьма сходный облик имеет и растительность вершин невысоких гребней и увалов, где покрытие лишь местами достигает 40—45%, а обычно колеблется в пределах 5—20%. На вершинах характерно присутствие подушечных форм *Artemisia glomerata*, *A. richardsoniana*, *Androsace ochotensis*, *Cerastium bialynickii*, *Oxytropis gorodkovii*, *Papaver* sp. sp., *Potentilla uniflora*, *Saxifraga caespitosa*, *S. oppositifolia*. Кроме перечисленных видов наиболее часто отмечаются *Artemisia furcata*, *Festuca hyperborea*, *Lloydia serotina*, *Poa abbreviata*, *Puccinellia colpodioides*, *Parrya nudicaulis*. В этих редкотравных тундрах постоянно встречаются лишайники *Thamnolia vermicularis*, *Cetraria cucullata*, *C. nivalis*, *Alectoria ochroleuca*.

На пологих склонах и плоских вершинах невысоких поднятий на выходах карбонатных пород встречаются травяно-лишайниковые тундры. Сетчатая трещиноватость на поверхно-

сти грунтов определяет характер размещения растений. Вдоль трещин-ложбин группируется основная масса лишайников и цветковых, покрывающих от 10 до 60% поверхности. Наиболее неблагоприятные участки с сильно разреженной растительной дерниной (5—15% покрытия) являются классическим образцом лишайниковых полигональных тундр. Лишайниковый покров образуют *Cetraria cucullata*, *Thamnolia vermicularis*, *Cetraria nivalis*, *Cetraria islandica*, *C. hiascens*, *Alectoria ochroleuca*, *Cornicularia divergens*, *Cetraria tilesii*. Из цветковых наиболее обильны *Festuca baffinensis*, *Lloydia serotina*, *Poa abbreviata*, *Puccinellia colpodioides*, *Saxifraga oppositifolia*. Довольно многочисленны *Androsace ochotensis*, *Draba macrocarpa*, *Papaver radicum*, *Parrya nudicaulis*, *Potentilla uniflora*, *Roegneria villosa*. Постоянно, но в небольшом количестве встречаются: *Artemisia glomerata*, *Claytonia arctica*, *Minuartia rossii*, *M. rubella*, *Pedicularis verticillata*, *Saxifraga platysepala*, *Trisetum spicatum*, *Valeriana capitata*.

Основным фактором устойчивости данного типа ПТК к химическому загрязнению являются карбонатные породы, потенциально способные нейтрализовать химические соединения, переносимые в составе воздушных масс. Характерными признаками территории являются высокое видовое разнообразие и значительная дифференциация местообитаний в зависимости от экспозиции склонов и их высотных отметок, что также определяет устойчивость ПТК к антропогенным воздействиям.

**14. Пологие склоны, выположенные вершины и гребни на бескарбонатных породах с лишайниковыми, травяно-мохово-лишайниковыми пятнистыми и кустарничково-травяными тундрами.** Чехол четвертичных отложений представлен преимущественно элювиально-делювиальными типами. На вершинах гребней и невысоких водораздельных плато, сложенных некарбонатными породами, формируются лишайниковые тундры с преобладанием *Cornicularia divergens* и *Alectoria ochroleuca* (их общее покрытие достигает 40—70%). Среди цветковых наиболее обильны *Carex rupestris*, *Claytonia arctica*, *Festuca hyperborea*, *Oxytropis czukotica*, *Papaver radicum*, *Poa glauca*. На дренированных уступах горных террас распространены близкие к ним по составу травяно-лишайниковые сообщества. Растительная дернина здесь покрывает от 50 до 80% площади (Петровский, 1967, 1985).

На южных сильно дренированных склонах распространены разнотравно-лишайниковые тундры с обилием *Carex rupestris* и *C. obtusata* и красочного разнотравья *Castilleja elegans*, *Erigeron komarovii*, *Myosotis asiatica*, *Oxytropis maydeliana*, *O. czukotica*, *Papaver pulvinatum*, *Pedicularis*

*verticillata*, *Thalictrum alpinum*. Здесь же обычны *Artemisia furcata*, *A. borealis*, *Campanula uniflora*, *Poa malacantha*, *Saxifraga nivalis*. Общее покрытие растительности — 50—65%, большую часть дернины составляют *Cetraria cucullata*, *C. islandica*, *C. nivalis*, *Thamnolia vermicularis*.

На северных склонах в аналогичных условиях наиболее часты щебнистые травяно-мохово-лишайниковые тундры, где доминируют *Hierochloa alpina*, *Luzula confusa*, *Minuartia macrocarpa*, *Oxytropis czukotica*, *Saxifraga funstonii*, *S. serpyllifolia* и очень обычны *Claytonia arctica*, *Lloydia serotina*, *Luzula nivalis*, *Poa arctica*, *Salix polaris*. Основу дернины составляют *Alectoria ochroleuca*, *Cornicularia divergens*, *Thamnolia vermicularis*, *Cetraria cucullata* и др., *Polytrichum* sp. и *Racomitrium* sp.

На склонах и террасах, где материнские породы перекрыты щебнисто-суглинистым делювием, обширные пространства заняты кустарничково-травяными тундрами, в которых сомкнутость мохово-лишайниковой дернины сильно варьирует (40—80%) в зависимости от условий увлажнения. Здесь встречаются трещинно-полигональные, суглинисто-пятнистые, щебнисто-куртинные варианты. Основными доминантами здесь выступают *Salix glauca*, *S. reptans*, *Carex lugens*, *Dryas punctata*, реже — *Salix pulchra*, *Arctagrostis latifolia*, *Deschampsia caespitosa*. Широко распространены тундры с доминантами *Salix glauca*, *S. reptans* или *S. pulchra* при высоком обилии *Dryas punctata*, *Carex lugens*, *Oxytropis maydelliana*. Пятнистые бугорковые тундры сходного состава и структуры широко распространены в северной части района, где в заметном обилии растут *Minuartia macrocarpa*, *Astragalus umbellatus*, *Artemisia furcata*.

Некарбонатность пород в значительной мере снижает устойчивость ПТК к химическому воздействию по сравнению с предыдущей группой урочищ. Отмечается уменьшение видового разнообразия и снижение биологической продуктивности.

**15. Долины горных рек со злаково-разнотравными тундрами и ивняками.** ПТК долин рек в центральной и западной частях острова представляют собой одни из наиболее уникальных экосистем. Как указывалось выше, в условиях повышенных летних температур встречаются участки экстразональной растительности северной полосы субарктических тундр с зарослями *Salix richardsonii* высотой до 1 м.

В нижних частях и у оснований склонов, где зимой скапливается много снега, а летом имеет место постоянный подток почвенной влаги с вышележащих участков, развиты бугорковые дриадовые тундры с почти сплошным задернением, которое создают *Dryas integrifolia*,

*Salix rotundifolia*, *Saxifraga oppositifolia*. В этом типе сообществ встречаются *Astragalus alpinus*, *Oxytropis wrangelii*, *Parrya nudicaulis*, *Pedicularis langsdorffii*, *Puccinellia colpodioides* и небольшие пятна лишайников *Thamnolia vermicularis*, *Cetraria nivalis*, *C. cucullata*. В аналогичных местобитаниях на выходах некарбонатных пород наиболее часто формируются группировки из *Artemisia arctica*, *A. tilesii*, *Equisetum arvense*, *Festuca rubra*, *Myosotis asiatica*, *Oxyria digyna*, *Papaver lapponicum*, *Polygonum ellipticum*, *Rumex acetosa*, *Salix polaris*, *Saxifraga hieracifolia*, *Thalictrum alpinum* (Петровский, 1967, 1985).

На террасах ручьев и рек на карбонатном аллювии встречаются дриадовые тундры, где господствует *Dryas chamissonis* (покрытие до 60%), обильны *Carex misandra*, *Parrya nudicaulis*, *Oxytropis wrangelii*, *Saxifraga oppositifolia* и постоянно отмечаются *Chamerion latifolium*, *Luzula nivalis*, *Pedicularis langsdorffii*, а в напочвенном покрове обычны *Thamnolia vermicularis*, *Cetraria cucullata*, *C. nivalis*, *C. islandica*, *Dactylina arctica*, *Dicranum* sp. sp.

Чрезвычайно разнообразна растительность на шлейфах мелкозема по бортам долин. Сплошь задернованные склоны древних речных террас нередко заселены полидоминантными разнотравными группировками, в составе которых одновременно отмечается до 50 видов. Среди них наиболее характерны *Antennaria friesiana*, *Armeria maritima*, *Astragalus alpinus*, *Cerastium arvense*, *Artemisia arctica*, *A. tilesii*, *Androsace chamaejasme*, *Festuca rubra*, *Carex podocarpa*, *Lychnis villosula*, *Hedysarum arcticum*, *Cnidium cnidifolium*, *Gentiana tenella*, *Myosotis asiatica*, *Potentilla hyparctica*, *P. arenosa*, *Rumex acetosa*, *Saxifraga hieracifolia*, *Papaver lapponicum*, *Taraxacum ceratophorum*.

На низких террасах долин при незначительном покрытии растительностью (10—20%) более обильны *Poa glauca*, *Puccinellia colpodioides*, *Artemisia richardsoniana* и весьма обычны *Cnidium cnidifolium*, *Astragalus richardsonii*, *Oxytropis gorodkovii*, *Trisetum spicatum*. Очень характерны, хотя и малочисленны, *Braya pilosa*, *B. purpurascens*, *Draba barbata*, *Poa hartzii*, *Taraxacum hyparcticum*. На террасах более высоких уровней наиболее обычны сообщества, в составе которых доминирующую роль играет *Salix glauca*, образующий несомкнутый кустарниковый ярус из разреженно стоящих куртин высотой до 0,5—0,7 м (Петровский, 1967, 1985). Среди травянистых компонентов в таких сообществах обильны *Pedicularis langsdorffii*, *Artemisia borealis*, *Valeriana capitata*. Куртинки мхов и лишайников встречаются лишь кое-где под защитой кустов. Чаше других выявляются *Polytrichum strictum*, *Tomenthypnum nitens*, *Cetraria nivalis*, *C. cucullata*.

В центральной части острова отмечается многообразие группировок с *Salix glauca*, для которых характерно почти полное отсутствие мохово-лишайниковой дернины. Набор травянистых растений варьирует в зависимости от микроклиматических и геолого-геохимических условий. Довольно часто встречаются сообщества с обилием остролодочников — *Oxytropis middendorffii*, *O. uschakovii*, *O. wrangelii* и *Castilleja elegans*, что также нетипично для столь высоких широт. При общем покрытии 30—35% во время цветения доминирующих видов эти тундры образуют красочный ковер, издали создающий впечатление полной задернованности поверхности грунта.

В южной части района в широких долинах обычны злаково-разнотравные сообщества, в которых почти повсеместно доминируют *Arctagrostis latifolia* и *Deschampsia caespitosa*. Местами также обильны *Alopecurus alpinus* и *Calamagrostis holmii*. Широко варьирует состав разнотравья: среди наиболее обычных и обильных видов известны *Artemisia arctica*, *Luzula confusa*, *L. nivalis*, *Minuartia macrocarpa*, *Lagotis minor*, *Nardosmia frigida*, *Papaver radicum*, *Parrya nudicaulis*, *Saxifraga hirculus*, *Valeriana capitata*.

Приуроченность ПТК к относительно крупным водотокам, способствующим выносу загрязняющих веществ с их территории, является фактором повышенной устойчивости к химическому загрязнению. В то же время благоприятные микроклиматические условия, относительно высокая биопродуктивность, преобладание травянистой растительности привлекают пасущиеся стада северных оленей и увеличивают риск ландшафтно-деструктивных нарушений ПТК. Перевыпас оленей может привести к уничтожению растительного покрова, развитию геокриологических процессов и, в конечном счете, к деградации тундр.

**16. Депрессии межгорных котловин с осоково-моховыми и пушицево-моховыми тундрами.** На пологих склонах и уступах террас в местах с достаточным увлажнением во всех частях острова встречаются многочисленные варианты осоково-моховых тундр с доминирующей в покрове *Carex lugens*. Очень многочисленны в этом типе тундр *Alopecurus alpinus*, *Arctagrostis latifolia*, *Deschampsia borealis*, *Salix polaris*. Широко распространены *Calamagrostis holmii*, *Eriophorum angustifolium*, *Luzula confusa*, *L. nivalis*, *Saxifraga hirculus*. Довольно часто встречаются *Artemisia furcata*, *Cerastium bialynickii*, *Chrysosplenium wrightii*, *Festuca brachyphylla*, *Juncus biglumis*, *Lloydia serotina*, *Minuartia macrocarpa*, *Pedicularis langsдорffii*, *Poa arctica*, *Polygonum viviparum*, *Saxifraga foliolosa*, *S. hieracifolia*, *S. nivalis*, *S. serpyllifolia*, *Senecio atripurpureus*, *Stellaria ciliatosepala*, *Valeriana*

*capitata*. В напочвенном покрове постоянны *Tomenthypnum nitens*, *Aulacomnium turgidum*, *Hylocomium splendens*, *Dicranum* sp., *Drepanocladus* sp., *Polytrichum* sp. Иногда к ним добавляются малочисленные лишайники: *Thamnotia vermicularis*, *Stereocaulon paschale*, *Dufourea arctica*, *Cetraria islandica*, *C. cucullata*, *C. nivalis*. Рельеф участков осоково-моховых тундр в основном мелкобугорковый. На более дренированных участках появляется *Dryas punctata* и часто наблюдаются очень плавные переходы от осоково-моховых тундр к дриадово-осоково-моховым. Аналогичные переходы отмечаются и к ивняково-осоково-моховым тундрам с обильной *Salix reptans*. Также постепенно происходит смена осоково-моховых тундр травяными (злаково-разнотравными) в местах, где ослабевает подток почвенной влаги. Одновременно с уменьшением обилия *Carex lugens* и мхов сильно возрастает роль в сообществе таких видов как *Arctagrostis latifolia*, *Calamagrostis holmii*, *Luzula confusa*, *Festuca brachyphylla* и др. В местах слабо дренированных в заметном обилии появляются *Eriophorum angustifolium* и *E. scheuchzeri*, *Nardosmia frigida*, *Pedicularis sudetica*, *Rumex arcticus*, возрастает мощность напочвенного покрова мхов. Здесь же прослеживаются переходы от осоково-моховых к пушицево-осоково-моховым сообществам.

На пологих уступах у подножья горных поднятий во всех частях острова встречаются участки осоково-моховых тундр с господством *Carex stans* и мхов *Aulacomnium palustre*, *A. turgidum*, *Calliergon sarmentosum*, *Drepanocladus revolvens* и *Tomentr hypnum nitens*. Обычными видами этого типа тундр можно считать *Calamagrostis holmii*, *Carex lugens*, *Eriophorum callitrix*, *Juncus biglumis*, *Lagotis minor*, *Nardosmia frigida*, *Poa arctica*, *Salix reptans*, *Saxifraga hirculus*, *Senecio atripurpureus*, *Rumex arcticus*, *Alopecurus alpinus*, *Melandrium apetalum*, *Polygonum ellipticum*, *P. viviparum*, *Salix pulchra*, *Primula arctica*, *Saxifraga foliolosa*, а из мхов — *Dicranum elongatum* и *Sphagnum contortum*. Растительная дернина сомкнутая (Петровский, 1967, 1985).

В сырых депрессиях чаще всего отмечаются травяно-моховые группировки с господством *Carex stans*, *Eriophorum polystachyon*, *Dupontia psilosantha*, с обилием *Hierochloa pauciflora*, *Aulacomnium turgidum*, *Tomenthypnum nitens*, *Drepanocladus* sp. В самой северной части района тундры подобного типа занимают значительные площади. Заметную роль играют также *Eriophorum medium*, *Caltha arctica*, *Nardosmia frigida*. Покрытие растительностью составляет 90—100%.

Благоприятные условия для выпаса оленей, связанные с защищенностью ПТК от ветров, относительно мягким микроклиматом и бога-

той кормовой базой, с одной стороны, способствуют повышенной устойчивости к химическому загрязнению, но, с другой стороны, являются фактором повышенного риска ландшафтно-деструктивных нарушений в результате перевыпаса. Определенную буферную роль к химическому загрязнению играет торфянистый горизонт арктотундровых почв и сплошной травяно-моховой покров.

**Восточный район** представляет собой слаборасчлененное плато со средними высотами от 200 до 400 м и с отдельными повышениями до 600 м. На выровненных поверхностях вершин и террас россыпи камней и щебня чередуются с участками мелкозема. Крутые склоны террас покрыты крупным обломочным материалом, а пологие обычно перекрыты щебнисто-суглинистыми делювиальными отложениями. Большинство речных долин в районе ориентированы на север и восток, и зимой при сильных ветрах в них наметаются большие массы снега, медленно тающего в течение всего лета. Важным климатическим фактором являются частые туманы в летнее время, которые могут способствовать при неблагоприятных синоптических явлениях (перенос загрязненных воздушных масс) образованию смога и осаждению поллютантов на поверхность.

Сильные ветра, характерные для о. Врангеля, оказывают наибольшее воздействие на ПТК восточного района, выражающееся в формировании более сурового климата, выдувании снежного покрова и оголении больших участков склонов в зимний период.

Неблагоприятные климатические условия снижают биопродуктивность, затрудняют формирование почв и сказываются на биоразнообразии. Число видов цветковых невелико. На щебнистых и каменистых вершинах и террасах господствуют редкотравные и лишайниковые тундры. Среди лишайников доминируют *Cetraria cucullata*, *C. islandica*, *C. nivalis*, *Cladonia sylvatica*, *C. rangiferina*. На мелком щебне обычны сообщества с доминированием *Cornicularia divergens*, *Alectoria nigricans*, *A. ochroleuca*. Общее покрытие варьирует от 20 до 100% (Петровский, 1985). В целом Восточный район характеризуется преобладанием травяно-лишайниковых и травяно-мохово-лишайниковых сообществ со сравнительно бедным набором видов цветковых и господствующей ролью в растительном покрове лишайников и мхов, являющихся мощным биогеохимическим барьером на пути миграции загрязняющих веществ.

**17. Эрозионно-денудационное плоскогорье с полигональными травяно-мохово-лишайниковыми и лишайниково-моховыми тундрами.** На коренных породах залегает маломощный чехол

элювиально-делювиальных отложений. На невысоких вершинах, террасах и в верхних частях пологих склонов наиболее часто встречаются щебнистые травяно-лишайниковые тундры. Мохово-лишайниковая дернина состоит из *Cladonia rangiferina*, *C. sylvatica*, *Cornicularia divergens*, *Alectoria ochroleuca*, *Rhacomitrium lanuginosum*, *Cetraria cucullata*, *Cetraria nivalis*, *C. islandica*, *Sphaerophorus globosus*, *Stereocaulon paschale*, *Cladonia coccifera*, *Polytrichum alpinum*, *Dicranum elongatum*, *Dufourea arctica* и многих накипных лишайников. Травянистыми компонентами этого типа тундр являются *Luzula confusa*, *L. nivalis*, *Oxytropis nigrescens*, *Minuartia macrocarpa*, *Androsace ochotensis*, *Artemisia furcata*, *Campanula uniflora*, *Cardamine bellidifolia*, *Claytonia arctica*, *Cerasitum bialynickii*, *Hierochloa alpina*, *Papaver radicum polare*, *Potentilla emarginata*, *P. uniflora*, *Saxifraga caespitosa*, *S. nivalis*, *S. funstonii*, *Stellaria edwardsii*, *Trisetum spicatum* (Петровский, 1985). Иногда обильны бывают *Salix polaris* и *Saxifraga serpyllifolia*. Участки без растительности на щебнистом субстрате занимают до 50% общей площади территории.

Лишайниковые тундры расположены небольшими участками на относительно дренированных склонах, чередуясь с более заболоченными понижениями или с повышениями, денудированными зимними метелями. Как указывает Б.Н. Городков (1958), обязательным условием развития лишайниковых тундр является достаточный снежный покров, защищающий рыхлую дерновину от снеговой корразии, но быстро стаивающий летом. При уменьшении мощности снежного покрова растительный покров становится разорванным, появляются зачатки полигонов, активно развиваются процессы солифлюкции. Благодаря последним пятна голого щебенчато-глинистого субстрата превращаются нередко в вытянутые вниз по склону полосы.

Участки, лишенные сплошного растительного покрова, в зависимости от выраженности процессов дефляции, эрозии и солифлюкции занимают площадь от первых процентов до 80%, образуя переходы от лишайниковых тундр к щебенчато-глинистым лишайниково-моховым полигональным тундрам.

**18. Высокогорье с каменистыми редкотравными тундрами и каменистыми россыпями, лишенными растительного покрова.** ПТК формируется на высоких геоморфологических уровнях (выше 400 м) и относительно крутых склонах с преобладанием элювиально-делювиальных отложений и обнажений коренных пород. Отсутствие растительного покрова обусловлено воздействием сильных ветров, способствующих выносу мелкозема.

В результате постоянного движения вниз и почти полного отсутствия мелких фракций осадков, быстро сносимых весенними потоками, россыпи коренных пород не образуют благоприятной среды для развития растительности и почв. Влияет также и высота гор, так как существование цветковых растений ограничено 700 м. Впрочем, этот предел на о. Врангеля установлен лишь для грубых россыпей, которые вообще мало удобны для поселения цветковых растений. Вместе с тем, на высоте около 600 м в полигональных тундрах на сланцах встречается довольно богатая цветковая растительность (Городков, 1958). Наиболее высоко

поднимаются на пике Берри *Chrysosplenium Wrightii* и *Saxifraga cernua*. На высотах мало мхов, только *Racomitrium lanuginosum* под защитой лишайников существует на высоте 1000 м на пике Берри. Зато лишайники, как накипные, так и кустистые и слоевишные, достигают наибольших высот о. Врангеля. Их мало лишь на плохо закрепленном делювии склонов, но они всюду покрывают камни и небольшие скопления дресвы и мелкозема между ними на вершинах, где россыпи элювия более устойчивы. Существованию лишайников способствует постоянная облачность на высотах, увлажняющая камни.

#### 7.4. Оценка устойчивости ПТК острова к антропогенному воздействию

Оценка экологической устойчивости ПТК острова Врангеля к антропогенному воздействию выполнена на основе программы «Признак», разработанной в лаборатории экологического моделирования СПбГУ (Щербаков и др., 1994). Использование программы позволяет формализовать решение задач методом аналогий и свести их к интерполяционным (экстраполяционным) алгоритмам, а также выполнить расчеты интегральных показателей с задаваемой структуризацией дерева признаков. Решение задачи осуществлялось на основе разработанной иерархической системы признаков (рис. 7.6). Собственно экспертный и рейтинговый анализы заключались в установлении оценок значимости и выраженности самих признаков.

Анализ устойчивости ПТК проводился по отношению к двум основным видам антропогенного воздействия, которые представляют потенциальную опасность для геосистемы острова: химическому загрязнению и ландшафтно-деструктивным нарушениям. В соответствии с принципом разноустойчивости системы построены два дерева признаков, в максимальной степени определяющих, по мнению экспертов, устойчивость ПТК.

ПТК острова различаются по выраженности биотических и абиотических факторов и ассимиляционной емкости, определяющих их устойчивость к химическому загрязнению. К наиболее значимым, как показали проведенные расчеты, относятся: морфология рельефа (балл значимости признака  $\kappa=0,173$ ), геолого-геохимические условия ( $\kappa=0,138$ ), ветровой режим ( $\kappa=0,135$ ) и динамика поверхностных вод ( $\kappa=0,102$ ). К менее значимым из анализируемых признаков относятся: разорванность растительного покрова ( $\kappa=0,035$ ), нивальный

режим ( $\kappa=0,029$ ), видовое разнообразие ( $\kappa=0,018$ ) и др. Важно, что экологическую устойчивость ландшафтов, в первую очередь, определяют геолого-геоморфологические условия территории острова.

По устойчивости к химическому загрязнению выделяется пять групп ландшафтов (рис. 7.7). Максимальной устойчивостью характеризуются ПТК выположенных вершин и пологих склонов увалов на карбонатных породах и долины горных рек Центрального и Западного районов (условный коэффициент устойчивости  $\gamma=0,078-0,079$ ). Для них характерна высокая устойчивость по биотическим и абиотическим компонентам, что обусловлено расположением ПТК в центральной гористой части острова, защищенной от поступления воздушных масс. В целом ассимиляционная емкость этих ПТК невысока, исключение составляют благоприятные геолого-геохимические условия (высокая карбонатность пород), а также транзитный характер миграции вещества.

Вторая группа ландшафтов с относительно высокой устойчивостью ( $\gamma=0,069-0,070$ ) включает в себя межгорные котловины, выположенные вершины и пологие склоны увалов на некарбонатных породах. Расположение в Центральном и Западном районах также обуславливает устойчивость их биотических и абиотических компонентов. Однако низкая ассимиляционная емкость ПТК, включая и неблагоприятные геолого-геохимические условия (бескарбонатные породы), в целом снижает их устойчивость к химическому загрязнению.

Наиболее обширна третья группа ландшафтов со средними показателями устойчивости ( $\gamma=0,051-0,060$ ). В нее вошли ПТК полигональных и пятнистых тундр севера острова (Тундра Академии), речные долины равнинной



Рис. 7.6. Иерархические системы признаков для оценки устойчивости ПТК о. Врангеля.

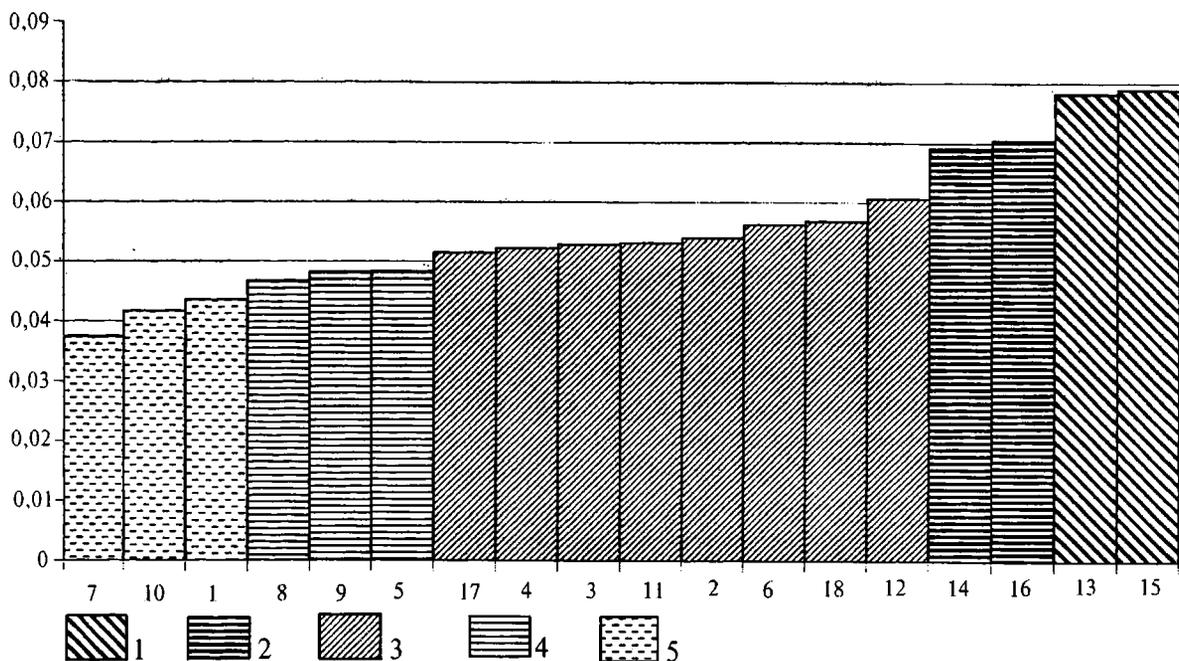


Рис. 7.7. Устойчивость ПТК острова Врангеля к химическому загрязнению.

1 — высокоустойчивые; 2 — устойчивые; 3 — среднеустойчивые; 4 — низкоустойчивые; 5 — очень низко устойчивые. По горизонтальной оси номера ПТК — см. в тексте.

части, южный макросклон и ПТК Восточного района. Общей особенностью ландшафтов является их открытость для поступления загрязненных воздушных масс и низкая устойчивость биотических компонентов по видовому разнообразию и биопродуктивности. Внутри группы можно выделить подгруппы равнинных и горных ПТК. Несмотря на высокий рейтинг горных ПТК по комплексу геолого-геоморфологических условий, низкая ассимиляционная емкость увеличивает их уязвимость при химическом загрязнении. В отличие от них, равнинные ПТК при относительно высокой ассимиляционной емкости характеризуются невысоким рейтингом абиотических компонентов.

Низкой устойчивостью к химическому загрязнению характеризуются ландшафты четвертой группы ( $r=0,047-0,048$ ), представленные пятнистыми и заозеренными тундрами южной части острова и ПТК на делювии коренных отложений Тундры Академии. Для них характерен повышенный риск аккумуляции загрязняющих веществ в процессе латеральной миграции поллютантов при их поступлении и перераспределении в системе сопряженных ПТК.

Пятая группа с очень низкой устойчивостью ( $r=0,037-0,044$ ) объединяет ландшафты низкой морской террасы и ПТК южной равнины на делювиальных и прибрежно-морских отложениях в пределах высокой морской террасы. Как показали проведенные расчеты, тундры, формирующиеся у подножья южного мак-

росклона, характеризуются сравнительно высокой устойчивостью по нивальному режиму, степени развитости почв и по биогенным компонентам. Однако низкая ассимиляционная емкость и разорванность почвенного покрова резко снижают рейтинг данного ПТК в отношении химического загрязнения. Ландшафты низкой морской террасы острова, несмотря на относительную устойчивость по механическому составу четвертичных отложений, отличаются высокой уязвимостью по всему остальному комплексу анализируемых факторов. Кроме того, необходимо отметить, что, наряду с возможностью поступления поллютантов аэротехногенным путем или при их латеральной миграции с автономных ПТК, существует повышенный риск воздействия на прибрежные территории за счет поступления загрязняющих веществ с моря.

Таким образом, с целью предотвращения негативных последствий потенциально возможного химического загрязнения территории острова экологический мониторинг необходимо осуществлять в пределах следующих ПТК: низкая морская терраса северного и южного побережья, заозеренные тундры высокой террасы южной равнины, подножье северного и южного макросклонов. Для них характерна низкая устойчивость и наиболее выражена вероятность поступления и аккумуляции загрязняющих веществ при латеральной миграции. В центральной части острова, несмотря на отно-



Рис. 7.8. Карта-схема устойчивости ПТК о.Врангеля к химическому загрязнению.  
Условные обозначения см. на рис. 7.7.

сительно высокую устойчивость ландшафтов, мониторинг загрязнения целесообразно организовать в пределах ПТК межгорных котловин (рис.7.8).

При оценке устойчивости ПТК к ландшафтно-деструктивным нарушениям приоритет был отдан биотическим факторам в связи с ярко выраженным в настоящее время риском перевыпаса оленей. По выполненным расчетам в структуре оцениваемых факторов ландшафтно-деструктивных нарушений территории острова (рис. 7.2) к наиболее значимым относятся: пастбищность ( $\kappa=0,327$ ), проективное покрытие растительного покрова ( $\kappa=0,211$ ) и экобиоморфный состав ( $\kappa=0,130$ ). Наименее значимыми оказались развитость почв ( $\kappa=0,016$ ), разорванность почвенного покрова ( $\kappa=0,022$ ) и заболоченность ( $\kappa=0,033$ ).

Выделены четыре группы ПТК по их устойчивости к деструктивным нарушениям (рис.7.9). К группе устойчивых ландшафтов ( $r=0,068-0,075$ ) относятся геокомплексы низкой морской террасы и высокогорья, а также заозеренная тундра Южной равнины. Для всех перечисленных ПТК характерен пониженный риск перевыпаса, обусловленный низкими пастбищными характеристиками территорий и однородным экобиоморфным составом. Кроме того, в указанных ПТК снижен риск развития эрозионных процессов; в то же время от-

мечаются низкие показатели устойчивости по проявленности криогенных процессов и по горно-геологическим условиям. В данной группе особое место занимают ПТК высокогорий, характеризующиеся низкой уязвимостью к пастбищной дигрессии в связи с отсутствием растительного покрова, а также благоприятными горно-геологическими условиями.

Группа среднеустойчивых ландшафтов ( $r=0,054-0,063$ ) включает ПТК, разнообразные по комплексу физико-географических условий: дренированные пятнистые тундры севера и заозеренные тундры юга, межгорные котловины и долины горных рек, а также южный макросклон. ПТК центральной части острова являются наиболее привлекательными в качестве оленьих пастбищ в связи с наиболее благоприятными микроклиматическими условиями и повышенной биопродуктивностью. В то же время по всем остальным показателям они отличаются значительной устойчивостью. Тундры высокой морской террасы, входящие в данную группу, характеризуются относительной заболоченностью территории, сравнительно развитым почвенным покровом и невысокой пастбищной ценностью, что способствует повышению рейтинга при оценке устойчивости ПТК к ландшафтно-деструктивным нарушениям. Одновременно следует отметить повышенную активность криогенных процессов, значительно

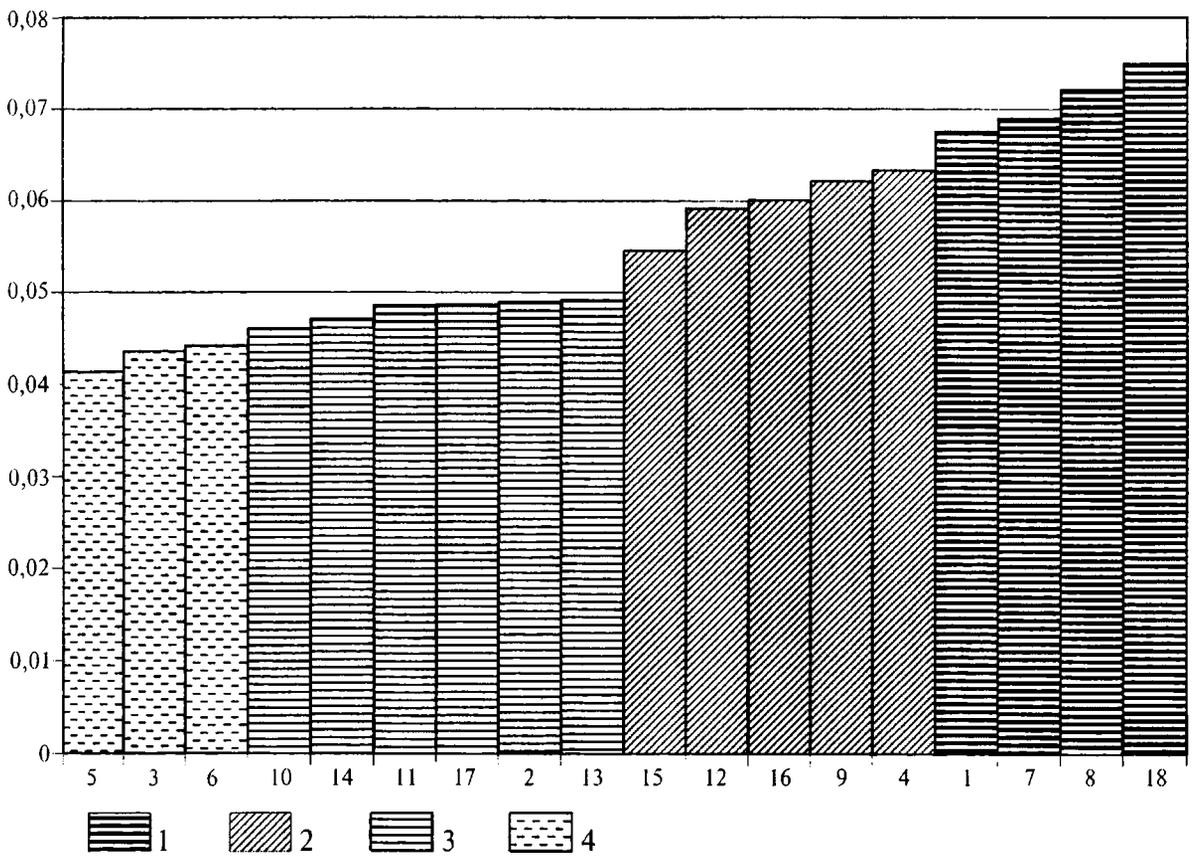


Рис. 7.9. Устойчивость ПТК острова Врангеля к ландшафтно-деструктивному воздействию.

1 — устойчивые; 2 — среднеустойчивые; 3 — низкоустойчивые; 4 — очень низко устойчивые. По горизонтальной оси номера ПТК — см. в тексте.

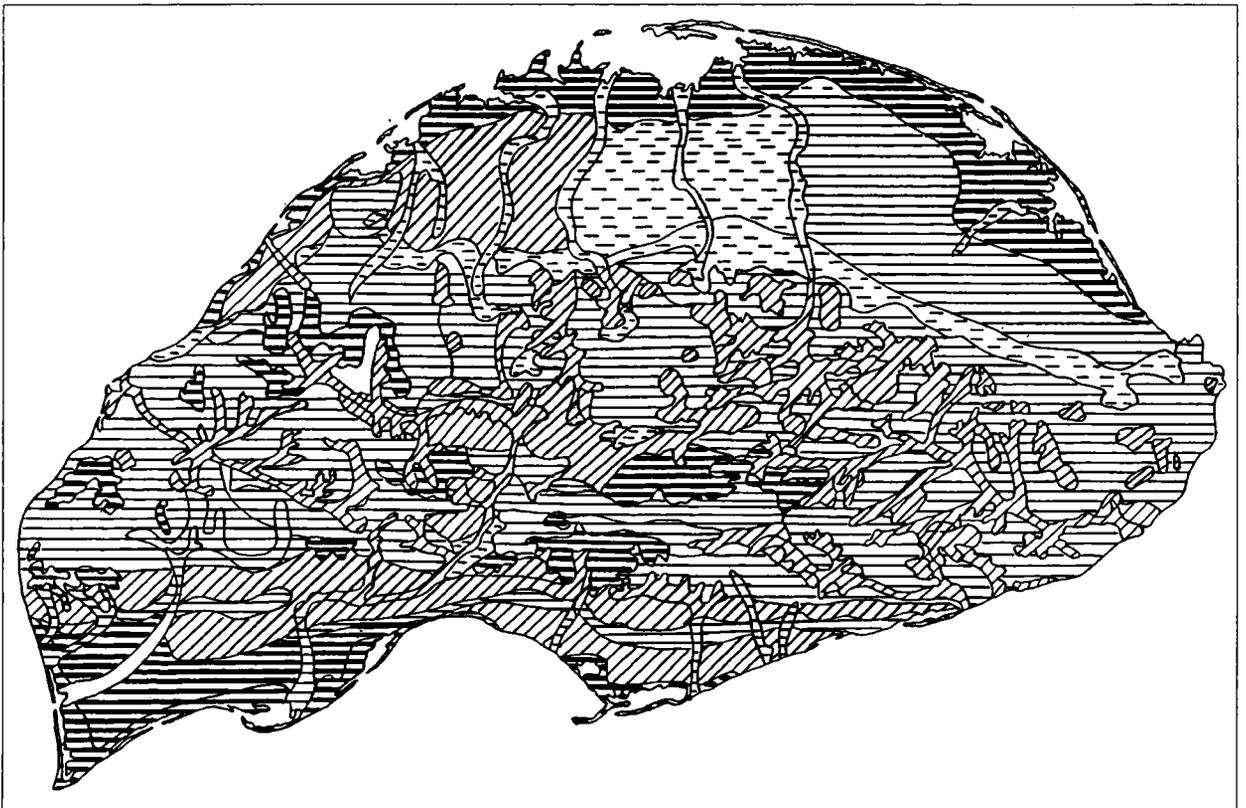


Рис. 7.10. Карта-схема устойчивости ПТК о. Врангеля к ландшафтно-деструктивному воздействию. Условные обозначения см. на рис. 7.9.

увеличивающих их уязвимость к геомеханическим воздействиям. Южный макросклон неустойчив по причине активности криогенных и склоновых процессов и относительно устойчив по комплексу биотических факторов.

В группу низкоустойчивых ПТК ( $r=0,046-0,049$ ) входят полигональные тундры высокой морской террасы севера, долины рек и предгорье южной равнины, эрозионно-денудационное плоскогорье Восточного района и выположенные вершины и склоны увалов на карбонатных и некарбонатных породах центральной части острова. Устойчивость последних, включая и предгорье южной равнины, обусловлена горно-геологическими условиями и биотическими факторами. Тундры, долины рек и эрозионно-денудационное плоскогорье сильно различаются по природным условиям, но их объединяет высокая уязвимость по биотическим факторам: низкое проективное покрытие и разорванность растительного покрова.

Группа очень низко устойчивых ПТК ( $r=0,044-0,041$ ) включает ландшафты Тундры Академии: речные долины, пятнистые и полигональные тундры и территории, примыкающие к горным массивам. Эти геокомплексы подвержены риску пастбищной деградации, развитию криогенных процессов и в целом характеризуются низкой степенью защищенности

территорий от геомеханических воздействий. Следует указать, что различия в устойчивости ПТК, входящих в две последние группы крайне незначительны.

В связи с вышесказанным мониторинг деградации ландшафтов следует осуществлять, в первую очередь, на территории Тундры Академии в пределах ПТК, входящих в самую низкую группу устойчивости, а также в центральной части острова, где отмечается максимальная степень риска к пастбищной дигрессии (долины горных рек и межгорные котловины) (рис. 7.10).

В заключение следует отметить, что ведущими факторами, определяющими степень устойчивости ПТК острова Врангеля как к химическому, так и ландшафтно-деструктивному воздействиям, являются рельеф и геологическое строение территории. Именно с ними связаны своеобразные природные условия центральной части острова, богатство флоры и растительности, ставящие остров в ряд уникальных геосистем Арктического региона. Однако отсутствие контроля за численностью оленей и интродуцированных овцебыков уже в ближайшее время может привести к деградации природно-территориальных комплексов и нарушению экологического равновесия в геосистеме острова Врангеля.

# Заключение

Остров Врангеля является приподнятым участком Врангелевско-Геральдской гряды — фронта поздних киммерид на Восточно-Арктической континентальной окраине Евразии. Врангелевско-Геральдская гряда продолжает на акваторию с территории Аляски складчатонадвиговый пояс хр. Брукса, передовые надвиги которого перекрывают формации Колвиллского краевого прогиба.

Позднерифейские — триасовые формации о. Врангеля, собранные в напряженную структуру северной вергентности, относятся к складчатому фундаменту шельфовых седиментационных бассейнов. Позднекиммерийским фундаментом считается по времени его последнего обновления. Ранние фазы консолидации фундамента континентального типа соответствуют концу позднего рифея, что подтверждено датировками абсолютного возраста магматитов основного и кислого состава, секущих породы древнего в регионе врангелевского метаморфического комплекса. Характеристики фрагментарно развитого на острове позднемелового—современного рыхлого осадочного чехла показывают принадлежность острова к области с плоским выровненным рельефом в позднем мелу—палеогене. В это время формировались коры выветривания. Такая же обстановка преобладала на Северо-Востоке Евразии. Впервые обнаруженные на севере острова прибрежно-морские палеогеновые, возможно, и позднемеловые осадки позволяют наметить границу этого плато и направление к сопредельному кайнозойскому прогибу. Современный расчлененный рельеф острова начал формироваться, по-видимому, в миоцене. Следов четвертичного оледенения не обнаружено ни в осадках, ни в рельефе.

В разрезе фанерозоя на о. Врангеля присутствуют формации, которые в благоприятных термодинамических условиях и структурной обстановке могли бы быть нефтематеринскими. Точно так же отдельные интервалы разреза в случае их распространения за пределы области интенсивных деформаций сжатия могут оказаться хорошими резервуарами нефти и газа. Таким образом, палеозойские комплексы, изученные на острове Врангеля в зоне проявления интенсивного позднекиммерийского компрессионного тектогенеза, за пределами этой зоны на акватории Восточно-Сибирского и Чукотского морей перспективны на углеводороды.

Известные на острове проявления твердых полезных ископаемых не позволяют определенно оценить территорию в отношении экономически значимых объектов. Тем не менее эти проявления подтверждают принадлежность острова к северо-восточному флангу Чукотской металлогенической системы, являющейся составной частью обширной Верхояно-Чукотской металлогенической провинции. Не исключается, что на острове существуют коренные источники золота, достаточные для образования россыпей как на суше, так и на окружающем острове мелководье. Наличие кор химического выветривания поддерживает такую возможность. Однако гипотетические россыпи вряд ли станут привлекательными в обозримом будущем.

Сведения по геологии о. Врангеля позволяют дополнить гипотетические модели строения и тектонической эволюции сопредельных структур на акватории. Прогиб Вилькицкого занимает среднее положение в ряду негативных структур, западным звеном которого явля-

ется Новосибирский прогиб между островами Анжу и Де-Лонга. По отношению к структурам фундамента прогиб Вилькицкого занимает то же положение, что и Колвиллский прогиб перед фронтом поздних киммерид в хребте Брукса на Аляске, а также южная половина прогиба Ханна, примыкающая с севера к Врангелевско-Геральдской гряде и являющаяся акваториальным продолжением краевого прогиба Колвилл. Исходя из этих соотношений в плане и учитывая принадлежность о. Врангеля к фронтальному поясу поздних киммерид, сделано следующее предположение относительно осадочного выполнения прогиба Вилькицкого. Опознаваемые на профилях МОВ ОГТ стратиграфические подразделения представляют в хронологической последовательности позднекиммерийскую молассу раннемелового возраста, позднемеловые синрифтовые отложения и пострифтовый чехол синклинальной стадии развития прогиба в кайнозое. Допускается сходное строение выполнения Новосибирского прогиба, поскольку он так же, как и прогиб Вилькицкого, расположен между блоком ранней консолидации на севере и областью позднекиммерийских деформаций на юге. Приуроченность меловых—кайнозойских прогибов к северной границе поздних киммерид свидетельствует о наследовании осадочным чехлом структурных элементов фундамента.

В осадочном выполнении Южно-Чукотского прогиба, по-видимому, присутствуют меловые позднеорогенные формации киммерид и осадки плитной стадии становления современной континентальной окраины. Синтектонические отложения рифтовой стадии выделяются здесь неуверенно. Отсутствие меловых осадков в скважинах на восточном замыкании Южно-Чукотского прогиба [Tolson, 1987] не опровергают этих представлений, поскольку скважины располагаются в стороне от депозитов.

Современная изученность территории о. Врангеля в стандартах государственной геологической службы России отвечает детальности и обоснованности карт масштаба 1 : 1 000 000. Этот уровень был бы достаточен для малоперспективного участка на материке, но он неудовлетворителен для геологического репера на шельфе. Более детальный и надежный репер потребуется

нефтяникам, когда они обратятся к акватории Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а в более общем аспекте — невозможно понять строение и воссоздать эволюцию Американо-Сибирского суббассейна и Арктического бассейна в целом без опоры на островные репера. Отсюда необходимость в дополнении существующей информации. Важнейшим из видимых сейчас пробелов является полная неясность относительно контакта перми и триаса. К следующему уровню значимости относится недостаток данных для датирования событий и реконструкции палеогеодинамических обстановок, предшествовавших позднекиммерийскому тектогенезу. В этом ряду находится, в частности, необходимость определения возраста и изучения вещественного состава относимых к палеозою кислых и основных магматических образований и детальная характеристика условий метаморфизма и гидротермальной деятельности с целью их корреляции с тектоническими событиями, реконструируемыми по структурным и седиментационным данным. Решение только этих частных задач потребует дополнительных полевых наблюдений и современной лабораторной базы. Геологов-нефтяников не может удовлетворить слабая изученность органического вещества в осадочных толщах. Восполнение этого пробела также невозможно без новых коллекций и серьезной аналитической базы.

Что касается ресурсного потенциала территории острова и непосредственно прилегающей акватории, то его скромная оценка является скорее положительной, поскольку не побуждает к вовлечению этого заповедного района в сферу внимания горного бизнеса.

Впервые на основе анализа всей существующей информации сделана взвешенная оценка геоэкологической обстановки на острове и прилегающих акваториях. Подтверждена необходимость осуществления ряда мер по сохранению в равновесии почвенного покрова, растительных сообществ и животного мира. Даны конкретные рекомендации по организации экологического мониторинга. Поддержание уникального экологического репера в неприкосновенности как эталона при системном мониторинге состояния окружающей среды в Арктике относится к задачам не только национального, но и международного уровня.

*Авдюничев В.В.* Ландшафтно-геоморфологические обстановки седиментогенеза в шельфовых зонах Восточной Чукотки//Осадконакопление в шельфовых зонах. Л., ПГО «Севморгеология», 1983, с. 112—120.

*Авдюничев В.В.* Морфоструктуры и обстановки кайнозойского осадконакопления о. Врангеля//Геология, литодинамика и россыпеобразование в прибрежных зонах Арктики Л., ПГО «Севморгеология», 1990, с. 76—84.

*Авдюничев В.В.* Обстановки седиментогенеза и металлоносность кайнозойских отложений полуострова Челюскин//Прогнозирование и поиски россыпей на шельфе. Л., ПГО «Севморгеология», 1985, с. 121—140.

*Авдюничев В.В., Гутников А.С.* Особенности геологического строения и металлоносность береговой зоны северо-западной части Берингова моря//Геология и твердые полезные ископаемые арктической шельфовой зоны. Л., ВНИИОкеангеология, 1981, с. 44—51.

*Аверьянов А.О., Вартанян С.Л., Гарутт В.Е.* Мелкий мамонт *Mammuthus primigenius vrange- liensis* с о. Врангеля//Исследования по плейстоценовым и современным млекопитающим. Тр. ЗИ РАН, т. 263, 1995, с. 184—189.

*Айнемер А.И., Авдюничев В.В., Крюков Ю.В.* Стратиграфия и литология кайнозойских отложений Восточной Чукотки//Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л., ПГО «Севморгеология», 1982, с. 114—130.

*Александрова В.Д.* Геоботаническое районирование Арктики и Антарктики. (Комаровские чтения. ХХІХ.) Л., Наука, 1977, 188 с.

*Андреева И.А., Ванштейн Б.Г., Зинченко А.Г., Кийко О.А., Петрова В.И.* Ландшафтно-геоэкологические исследования акватории Баренцева моря как основа для постановки долгосрочного мониторинга // Концептуальные проблемы геоэкологического изучения шельфа. СПб, ВНИИ-Океангеология, 2000, с.17—32.

*Арктические тундры острова Врангеля/Под ред. Б.А. Юрцева.* СПб, 1994, 280 с.

*Богданов Н.А.* Проблема раздела Евразийской и Северо-Американской литосферных плит в восточной Арктике//Геотектоника. 1998, № 2, с. 4—15.

*Бородин Л.С.* Петрохимия магматических серий. М., Наука, 1987, 241 с.

*Бялбужеский С.Г., Иванов О.Н.* Надвиговые структуры острова Врангеля//Мезозойский тектогенез. Материалы VII сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1971, с. 73—80.

*Васильева Н.М., Rogozov Ю.Г., Соловьева М.Ф.* Стратиграфия девонских отложений Чукотки и о. Врангеля//Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тезисы докладов межведомственно-го стратиграфического совещания. Магадан, 1974, с. 88—89.

*Васильевская В.Д., Караваева Н.А., Наумов Е.М.* Формирование структуры почвенного покрова полярных областей // Почвоведение. № 7, 1993, с. 44—55.

*Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры//Геохимия. 1962, №7, с. 555—571.

Виноградова А.А., Пономарева Т.Я. Баланс антропогенных примесей в атмосфере российской Арктики зимой и осенью//ДАН. 2001, т. 376, № 5, с. 671—674.

Воин М.И. Экогеохимическое нормирование в промышленных районах России (на примере тяжелых металлов и редкоземельных элементов). Геоэкологические исследования и охрана недр. Обз. инф. Вып. 1, 1994, 60 с.

Вольнов Д.А., Литинский В.А. Структурно-тектоническое районирование акваторий шельфовых морей Лаптевых и Восточно-Сибирского//Геология шельфа Восточно-Сибирских морей. Л., НИИГА, 1976, с. 8—22.

Гарутт В.Е., Аверьянов Ф.О., Вартанян С.Л. О систематическом положении голоценовой популяции мамонтов *Mammuthus primigenius* о. Врангеля (северо-восток Сибири)//Доклады РАН. 1993, т. 332, № 6, с. 799—801.

Геокриологический прогноз для Западно-Сибирской газоносной провинции / Под ред. Гречищева С.Е. Новосибирск, Наука, 1983, 182 с.

Геоэкология шельфа и берегов морей России/Под ред. Н.А. Айбулатова/Изд. Дом «Ноосфера», 2001, 427 с.

Гнибиденко Г.С. Новые данные по стратиграфии палеозоя острова Врангеля//ДАН СССР. 1968, т. 179, № 2, с. 37—39.

Городинский М.Е. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1000000. Лист R-60, 1 (мыс Шмидта) Объяснительная записка. М., Недра, 1964, 52 с.

Городков Б.Н. Анализ растительности зоны арктических пустынь на примере о.Врангеля// Крайний Северо-Восток СССР, т. 1. М., АН СССР, 1952.

Городков Б.Н. Почвенно-растительный покров острова Врангеля// Растительность Крайнего Севера и ее освоение, вып. 3. Л., Наука, 1958а, с. 5—58.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист R-(60)-2—о. Врангеля. Объяснительная записка. СПб, ВСЕГЕИ, 1999, 126 с.

Грамберг И.С., Додин Д.А., Лаверов Н.П. и др. Арктика на пороге третьего тысячелетия (ресурсный потенциал и проблемы экологии). СПб, Наука, 2000, 247 с.

Громов Л.В., Кирюшина М.Т. Остров Врангеля // Геология СССР. Т. XXVI, 1947, с. 388—406.

Динамика экосистем Берингова и Чукотского морей//Под ред. Ю.А. Израэля и А.В. Цыбань. М., Наука, 2000, 357 с.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., Недра, 1972, 286 с.

Загрязнение Арктики: доклад о состоянии окружающей среды Арктики. СПб, Гидрометеоздат, 1998, 188 с.

Заповедники СССР. Заповедники Дальнего Востока/Под общей ред. В.Е. Соколова, Е.Е. Сыроечковского. М., Мысль, 1985, 360 с.

Иванов О.Н. К вопросу о возрасте метаморфических пород острова Врангеля//Ученые записки НИИГА, Региональная геология, вып. 16. Л., НИИГА, 1969, с. 133—135.

Иванов О.Н. Стратиграфия острова Врангеля//Изв. АН СССР, сер. геол. №5, 1973, с. 104—115.

Измайлов В.В. О нефтяных загрязнениях системы океан-лед-атмосфера//Тез. Докладов XI съезда РГО (Архангельск, 2000). Т.3. СПб, Изд-во РГО, 2000, с. 47—49.

Исаченко А.Г. Ландшафты СССР. Л., Изд. Ленингр. ун-та, 1985, 320 с.

Исаченко А.Г. Ландшафтное районирование России как основа для регионального эколого-географического анализа//Изв. Русск. геогр. о-ва. 1996, т. 128, вып. 5, с. 12—24.

Исаченко А.Г. Экологическая география России. СПб, СПбГУ, 2001, 328 с.

Каменева Г.И. Домезозойские отложения о. Врангеля. Автореферат дис. ... канд. г.-м. наук. Л., НИИГА, 1975, 21 с.

Каменева Г.И., Ильченко Л.Н. Новые данные о возрасте метаморфического комплекса о. Врангеля//Докл. АН СССР. 1978, т. 227, № 2, с. 431—435.

Каменева Г.И., Черняк Г.Е. Средний и верхний палеозой центральной части острова Врангеля//Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тезисы докладов межведомственного стратиграфического совещания. Магадан, 1974, с. 130—131.

Кестер Б.В. Арктический заповедник «Остров Врангеля». Магадан, 1980.

Ким Б.И., Слободин В.Я. Основные этапы развития Восточно-Арктических шельфов России и Канадской Арктики в палеогене и неогене//Геология складчатого обрамления Американо-Сибирского суббассейна. СПб, НПО «Севморгеология», 1991, с. 104—116.

Кирюшина М.Т. Основные черты четвертичной истории острова Врангеля//Труды НИИГА, т. 143, Антропогенный период в арктике и Субарктике. М., Недра, 1965, с. 89—105.

*Копылова Т.Н., Польшкин Я.И., Дитмар А.В.* Геологические предпосылки нефтегазоносности шельфа Чукотского моря//Геология шельфа Восточно-Сибирских морей. Л., НИИГА, 1976, с. 104—114.

*Косыко М.К.* Восточно-Сибирское море//Моря Советской арктики. Т. 9. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., Недра, 1984, с. 60—67.

*Косыко М.К.* Основные проблемы геологии острова Врангеля//Структура и история развития Северного Ледовитого океана. Л., ПГО «Севморгеология», 1986, с. 87—105.

*Ливеровская-Кошелева И.Т.* О тиксотропности почв тундровой зоны//Проблемы севера, вып. 8/отв.ред. Б.А. Тихомиров. Л., Наука, 1964, с. 225—237.

*Лобанов М.Ф.* Геологическое строение островов Врангеля и Геральда//Труды НИИГА, т. 81. Л., 1957, с. 504—520.

*Лопатин Б.Г.* Древнейшие комплексы обрамления Американо-Сибирского суббассейна//Геология складчатого обрамления Американо-Сибирского суббассейна. СПб, ВНИИОкеангеология, 1991, с. 22—34.

*Магидович И.П., Магидович В.И.* Очерки по истории географических открытий. Т. IV. М., Просвещение, 1985, с. 71—73.

*Мандаров А.А., Скрябин Н.П.* Теплопроводность естественных и нарушенных грунтов на севере Западной Сибири//Техногенные ландшафты Севера и их рекультивация. Новосибирск, 1979, с. 153—158.

*Марков К.К.* Геоморфология острова Врангеля//Геология СССР, т. 26. М.-Л., 1947.

*Марков К.К.* Геоморфологический очерк о.Врангеля//Крайний Северо-Восток СССР. М., АН СССР, т.1, 1952.

*Матвеева Н. В., Полозова Т. Г., Благодатских Л. С., Дорогостайская Е. В.* Краткий очерк растительности окрестностей Таймырского биогеоценологического стационара//Биогеоценозы таймырской тундры и их продуктивность, вып. 2. Л., Наука, 1973, с. 7—49.

*Махонина Г.И., Коркина И.Н.* Скорость восстановления почвенного покрова на антропогенно-нарушенных территориях (на примере археологических памятников Западной Сибири)//Экология. 2001, № 1. с. 14—19.

*Минеев А.И.* Остров Врангеля. Изд. Главсевморпути, 1946, 430 с.

*Михеев В.И.* Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгортехиздат., 1957, 453 с.

*Моисеенко Т.И., Сандимиров С.С., Кудрявцева Л.П.* Особенности евтрофикации вод арктического региона//Водные ресурсы. 2001, т. 28. №3, с.339—348.

*Недра России, т.2.* Экология геологической среды/Под ред. *Н.В. Межеловского, А.А. Смылова.* СПб-М., изд-во СПбГГИ, 2002, 645 с.

*Некрасов Е.М.* Зарубежные эндогенные месторождения золота. М., Недра, 1988, 286 с.

*Оборин А.А., Калачникова И.Г., Масливец Т.А.* и др. Самоочищение и рекультивация нефтезагрязнённых почв Предуралья и Западной Сибири // Восстановление нефтезагрязнённых почвенных экосистем / Отв. ред. *М.А.Глазовская.* М., 1988.

*Оганесян А.Ш., Сусекова Н.Г.* Почвообразующие породы острова Врангеля//Почвоведение. 1994, № 9, с. 12—21.

*Опекунов А.Ю.* Характеристика взвешенного вещества в поверхностных водах отдельных районов восточно-арктических морей//Геология, литодинамика и россыпеобразование в прибрежных зонах Арктики. Л., ВНИИОкеангеология, 1990, с. 115—121.

*Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Щербаков В.М.* Экологическая уязвимость природных комплексов Арктической зоны России//Российская Арктика: геологическое строение, минерагения, геоэкология. СПб, 2002, с. 841—856.

*Опекунова М.Г., Арестова И.Ю., Щербаков В.М., Ганул А.Г.* Загрязнение нефтепродуктами почв Тюменского Севера//Вестн. С.-Петербург. ун-та. Сер. 7: Геология, география. 1996, вып. 3 (№21), с. 87—90.

*Островский Б.Г.* Советская Арктика. Лен. Обл. изд., 1931, 80 с.

*Патык-Кара Н.Г., Иванова А.М.* Геохимические поиски месторождений твердых полезных ископаемых на континентальном шельфе/Отв.ред. *Н.П.Лаверов и И.С.Грамберг.* М., Научный мир, 2003, 416 с.

*Петровский В. В.* Очерк растительных сообществ центральной части острова Врангеля//Бот. журн. 1967, т. 52, № 3, с. 332—343.

*Петровский В.В.* Очерк растительности острова Врангеля//Бот. журн. 1985, т. 70, №6, с. 742—751.

*Польшкин Я.И.* Чукотское море. Т.9//Моря Советской арктики. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., Недра, 1984, с. 67—79

- Путилина В.С., Вулых Н.К. Закономерности глобальной миграции хлорсодержащих органических соединений//Геозкология. 2001, №6, с. 501—513.
- Рихтер Г.Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. М.-Л., АН СССР, 1948, 395 с.
- Рогов В.С. Марганценозные формации Пай-Хоя. Автореферат дис. ... канд.г.-м. наук. Л., ВСЕГЕИ, 1987, 22 с.
- Родин Л.Е., Базилевич Н.И. Динамика органического вещества и биологический круговорот зольных элементов и азота в основных типах растительности земного шара. М., 1965, 252 с.
- Сесил М.П., Харрисон Дж. К., Парриш Р. Уран-свинцовый возраст интрузивных пород врангелевского комплекса о. Врангеля, СССР // Геология складчатого обрамления Американо-Тихоокеанского суббассейна. СПб, НПО «Севморгеология», 1991, с. 35—44.
- Скрыльнич Г.П. Климат и рельеф острова Врангеля//Климатическая геоморфология Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 20—43.
- Справочник по климату СССР, вып. 33, ч. 2 (температура воздуха и почвы). Л., Гидрометеорологич. изд-во, 1966, 288 с.
- Сулержицкий Л.Д. Черты радиоуглеродной хронологии мамонтов (*Mammuthus primigenius*) Сибири и севера Восточной Евразии//Тр. ЗИРАН, т. 363. СПб, 1995, с. 163—183.
- Таргульян В.О., Караваева Н.А. Опыт почвенно-геохимического разделения полярных областей//Проблемы севера, вып. 8/ Отв. ред. Б.А. Тихомиров. Л., Наука, 1964, с. 213—224.
- Тильман С.М., Богданов Н.А., Бялбжеский С.Г., Чехов А.Д. Остров Врангеля//Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. М., Недра, 1970, с. 377—404.
- Тильман С.М., Бялбжеский С.Г., Чехов А.Д. Геологическое строение острова Врангеля // Труды СВКНИИ. Вып. 11. Магадан, 1964, с. 53—97.
- Фирсов Л.В. Калий-аргоновая датировка пород острова Врангеля//Геология и геофизика, №9. Новосибирск, Наука, 1966, с. 11—20.
- Хендерсон С.М., Сесил М.П., Харрисон Дж.К. Каменноугольные конодонты острова Врангеля//Геология складчатого обрамления Американо-Тихоокеанского суббассейна. СПб, ВНИИОкеангеология, 1991, с. 70—77.
- Хорева Б.Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах//Геотектоника. 1966, №6, с. 35—41.
- Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. Л., Гидрометеоздат, 1974, 568 с.
- Черняк Г.Е., Каменева Г.И. Каменноугольные и пермские отложения острова Врангеля//Доклады АН СССР. Том 227, № 4, 1976, с. 954—956.
- Штина Э.А., Некрасова К.А. Водоросли загрязненных нефтью почв//Восстановление нефтезагрязненных почвенных экосистем /Отв.ред. М.А. Глазовская. М., 1988.
- Щербаков В.М., Капралов Е.Г., Камышев А.П. Картографирование в целях экологического обоснования генпланов малых городов и проектов строительства промышленных объектов//Вестник СПбГУ. 1994, сер. 7, вып. 1 (№ 7), с. 70—77.
- Юрцев Б. А., Толмачев А.И., Ребристая О.В. Флористическое ограничение и разделение Арктики//Арктическая флористическая область. Л., Наука, 1978, с. 9—104.
- Юрцев Б. А. Роль исторического фактора в освоении растениями экстремальных условий подзоны арктических тундр (на примере острова Врангеля)//Бот. журн. 1987, т. 72, №11, с. 1436—1447.
- Юрцев Б. А. Плакорные арктические тундры острова Врангеля (окрестности бухты Сомнительной)//Бот. журн. 1989, т. 74, №3, с. 298—313.
- Bally A.W., Gordey P.L., Stewart G.A. Structure, seismic data, and orogenic evolution of the southern Canadian Cordillera//Bulletin of Canadian Petroleum Geologists. V. 14, 1966, p. 337—381.
- Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multication parameter//Chem. geol. V. 48. 1985. p. 43—45.
- Boyle R.W. The geochemistry of cold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element)//Bul. 280 Geological survey Canada, Toronto, Energy, Mines and Resources Canada, 1979, 584 p.
- Drachev S.S., Johnson G.L., Laxon S.W., McAdoo D.C., Kassens H. Main Structural elements of Eastern Russian Arctic Continental Margin Derived from Satellite Gravity and Multichannel Seismic Reflection Data. Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic//Dynamics and History/Eds.: H.Kassens, H.A.Bauch, I.A.Dmitrenko, H.Eiken, H.W.Hubbertain, M.Mells, J.Thiede, L.A.Timokhov. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 1999, p. 667—682.

*Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E.* Structure and Geology of the Continental Shelf of the Laptev Sea//Tectonophysics. V. 298, 1998, p. 357—393.

*Fujita K., Cook D.B.* The Arctic continental margin of eastern Siberia//The Geology of North America, v. L. The Arctic Ocean Region/Eds. *A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeny*. The Geological Society of America, 1990. p. 289—304.

*Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L. & Srivastava S.P.* Phanerozoic Stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada Basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia Basin, Arctic Ocean//GSA Bulletin. V 110, 1998, №6, p. 801—820.

*Grantz A., Holmes M.L., Kososki B.A.* Geologic Framework of the Alaskan Continental Terrace in the Chukchi and Beaufort Seas. Canada's Continental Margins and offshore Petroleum Exploration/Eds.: *C.I. Yorath, E.R. Parker, D.J. Glass*//Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, Calgary < Alberta, Canada. 1975. p. 669—700.

*Grantz, A., May S., D., Hart, P., E.* Geology of the Continental Margin of Alaska//The Geology of North America, v. L. The Arctic Ocean Region/Eds. *A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeny*. The Geological Society of America, 1990, p. 257—288.

*Hausen D.M. and Kerr P.F.* Fine gold occurrence at Carlin, Nevada; in ore deposits of the United States 1933—1967, v.1/Ed. *J.D. Ridge*. New York, Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng., 1968, p.908—940.

*Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C., Ganelin V.G., Khandoshko N.V. and Lopatin B.G.* Geology of Wrangel Island, between Chukchi and East Siberian Seas, Northeastern Russia//Geological Survey of Canada Bulletin 461, 1993, 102 p.

*Lawer L.A., Scotese C.R.* Tectonic models for evolution of the Canadian Basin.. The Geology of North America, v. L. The Arctic Ocean Region/Eds. *A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeny*. The Geological Society of America, 1990, p. 593—618.

*Thurston Dennis K., Theis Leslie A.* Geologic report for the Chukchi planning area, Alaska. Regional geology, petroleum geology, and environmental geology. US Department of the Interior MMS, Alaska OSC Region, Anchorage, Alaska, 1987, 193 p.

*Tolson R.B.* Structure and Stratigraphy of the Hope Basin, Southern Chukchi Sea, Alaska. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, v. 6, Chapter four, 1987, p. 59—71.

## Фондовая

*Авдюничев В.В.* Геоморфологические обстановки россыпеобразования на побережье и шельфе Восточной Чукотки. Диссертация ...канд. г.-м. наук. Л., 1983. Фонды ВНИИОкеангеология.

*Авдюничев В.В., Володин В.Э.* Геоморфологическое строение и обстановки кайнозойского осадконакопления о. Врангеля. Л., ВНИИОкеангеология, 1989. Фонды ВНИИОкеангеология.

*Авдюничев В.В. и др.* Остров Врангеля. Геологическое строение и минералогия. СПб, ВНИИ-Океангеология, 2002. Фонды ВНИИОкеангеология.

*Агеев К.С.* Материалы по геологии острова Врангеля (внеплановый отчет по опытно-методическим исследованиям 1971—72 гг.) Л., НИИГА, 1979. Фонды ВНИИОкеангеология.

*Басов В.М.* Геологическое строение и полезные ископаемые западной части острова Врангеля. М., Трест Арктикразведка, 1954. Фонды ВНИИОкеангеология.

*Батулин Ф.В.* Отчет о работе Ванкаремской поисково-разведочной партии 1:25000 за 1960г. Певек, 1961. Фонды, Певек.

*Бородин А.П., Кирпичникова Н.С.* Сводный отчет по геолого-разведочным и поисково-съёмочным работам масштаба 1:25000 в бассейне р. Хрустальной за 1950—52 гг. М., Трест Арктикразведка, 1953. Фонды ВНИИОкеангеология.

*Ганелин В.Г. и др.* Верхний палеозой острова Врангеля. Л., ВСЕГЕИ, 1989. Фонды ВСЕГЕИ.

*Горбунов А.А.* Геологическое строение восточной половины острова Врангеля и острова Геральда. М., Трест Арктикразведка, 1953. Фонды ВНИИОкеангеология.

*Громов Л.В.* Остров Врангеля, его геологическое строение и полезные ископаемые. Л., ААНИИ, 1939. Фонды ВНИИОкеангеология.

*Громов Л.В.* Геологическое строение среднего течения р. Мамонтовой на о. Врангеля. М., Трест Арктикразведка, 1946, Фонды ВНИИОкеангеология.

*Громов Л.В.* Геологическое строение и полезные ископаемые острова Врангеля. Диссертация ... канд. г.-м. наук. М., 1947. Фонды ВНИИОкеангеология.

*Иванова А.М. и др.* Атлас донных осадков Мирового океана (том 11 — окраинные и внутренние моря СССР). СПб, ВНИИОкеангеология, 1992. Фонды ВНИИОкеангеология.

*Каменева Г.И.* Геологическое строение центральной части острова Врангеля., Л., НПО «Севморгеология» 1973. Фонды ВНИИОкеангеология.

*Кирюшина М.Т.* Геологическое строение района Центральных гор и бассейна р. Нашей острова Врангеля. Л., НИИГА., 1952. Фонды ВНИИОкеангеология.

*Рогозов Ю.Г., Васильева Н.М.* Стратиграфия и литология девонских и каменноугольных отложений западной, центральной и восточной частей о. Врангеля. Л., НИИГА, 1971. Фонды ВНИИОкеангеология.

*Яшин Д.С., Ким Б.И., Петрова В.И.* и др. Вещественный состав, геохимия и особенности седиментогенеза донных осадков полярных областей Мирового океана. Л., 1990. Фонды ВНИИОкеангеология.

*Яшина З.И.* Физико-географические условия развития микрорельефа арктических пустынь. Л., НИИГА, 1951. Фонды ВНИИОкеангеология.

**НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ**

**ОСТРОВ ВРАНГЕЛЯ: геологическое строение, минерагения, геоэкология**

---

Редактор издательства ВНИИОкеангеология Бурская А.И.  
Компьютерная верстка: Леонтьева Н.А. .

Подписано в печать 24.09.2003. Формат 60x90/8. Уч.-изд. л. 16,3.  
Усл. печ. л. 17,7 +3 цв. илл. Тираж 300 экз.

Ротапринт ВНИИОкеангеология. Заказ №13.  
190121, Санкт-Петербург, Мойка, 120.

