

Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования
“Санкт-Петербургский государственный университет”

На правах рукописи



Ершова Виктория Бэртовна

**Реконструкция источников сноса и геодинамических
обстановок формирования девон-пермских обломочных пород
российского сектора Арктики (архипелаги Земля Франца-Иосифа,
Северная Земля, Новосибирские острова и север Сибири)**

Специальность 1.6.1– Общая и региональная геология.
Геотектоника и геодинамика

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Санкт-Петербург – 2024 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	Стр. 3
Глава 1. Методы исследований	12
Глава 2. Север Сибирской платформы и складчатое обрамление	26
Глава 3. Архипелаг Северная Земля (Карский террейн)	96
Глава 4. Архипелаг Новосибирские острова	146
Глава 5. Архипелаг Земля Франца Иосифа (ЗФИ)	187
Глава 6. Обзор геологического строения и средне-позднепалеозойская геодинамика европейских и североамериканских арктических регионов	213
Глава 7. Реконструкция источников сноса кластики и геологическая эволюция арктического региона в девоне-перми	263
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	289
Список работ по теме диссертации	293
Список литературы	300

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований

Арктический регион России – пассивная окраина северной Евразии – уникален, прежде всего, значительно более широким распространением шельфовых бассейнов, чем на других пассивных окраинах Мира, а также сочленением современной зоны спрединга (хребет Гаккеля) с континентальной корой Сибири. Изучение геологического строения этого уникального природного объекта необходимо для понимания эволюции планеты Земля и построения моделей происходивших в ней процессов. Важную роль играет и прикладной аспект – Арктика является одним из наиболее перспективных регионов для прироста ресурсной базы России, главным образом углеводородов. Климатические флуктуации и связанные с ними изменения объема ледяного покрова Арктики оказывают сильнейшее воздействие на среду обитания человека на всей планете. Осадочный чехол и фундамент морей восточной Арктики не вскрыт глубокими скважинами и непосредственные наблюдения возможны лишь в прибрежных частях континента и на островах. Это обусловило многочисленные дискуссии о геологической эволюции арктического региона и появление различных концепций его геодинамического развития. Если мезо-кайнозойская геологическая история хоть и вызывает споры, но последовательность геологических событий этого возраста реконструирована значительно на более детальном уровне, чем для более древних этапов развития арктического региона. Реконструкция девон-пермской геологической эволюции Арктики во многом затрудняется наложенными мезо-кайнозойскими тектоно-магматическими событиями, приведшими к открытию молодых океанических бассейнов, которые разобщили некогда единые континентальные блоки. Большой частью с этим связано существование различных геодинамических моделей развития Арктики в палеозое. Этим определяется актуальность проведенных исследований.

Цели и задачи – реконструкция источников сноса девон-пермских терригенных отложений российского сектора Арктики, определение последовательности геодинамических и палеогеографических обстановок в девоне–перми.

В задачи исследования входило:

- Анализ собственных данных и материалов предшественников по стратиграфической полноте, составу и фаціальным особенностям девон-пермских отложений Арктики, тектонике и проявлений синхронного магматизма.

- U-Pb датирование обломочных цирконов из девон-пермских отложений севера Сибирской платформы и окружающих складчатых поясов, архипелагов Северная Земля и Новосибирские острова, а также реконструкция источников сноса обломочного материала.

- Реконструкция домезозойской осадочной последовательности северо-востока баренцевоморского шельфа на основе комплексных аналитических исследований каменноугольных отложений из скв. Нагурская и нижнеюрских конгломератов архипелага Земля Франца-Иосифа.

- (U-Th)/He датирование обломочных цирконов из палеозойских отложений изученного региона для реконструкции тектонических событий и источников сноса обломочного материала.

- Определение последовательности тектонических событий и геодинамических обстановок позднего палеозоя изученного региона.

- Определение основных этапов геологической эволюции арктического региона в девон-пермское время.

Фактический материал

В основу представленной работы положены материалы, собранные лично автором с 2009 по 2022 г. при проведение полевых работ на севере Сибирской платформы, п-ове Таймыр, архипелагах Северная Земля, Новосибирские острова, Земля Франца Иосифа, Новая Земля, северо-западе Московской синеклизы и при описании керн скважин,

пробуренных на Сибирской платформе и п-ове Гыдан (рис. 1.). Также обрабатывались переданные коллегами коллекции каменного материала, отобранные на арх. Северная Земля и северном Таймыре (Макарьев А.А., Макарьева Е.А.), Таймыре (Проскурнин В.В., Худолей А.К., Тучкова М.И.), из скважин северо-востока Сибирской платформы (Худолей А.К.), пермских отложений запада Лено-Анабарского прогиба (Тучкова М.И., Федоров П.В.), пермских отложений востока Лено-Анабарского прогиба (Прокопьев А.В.), скв. Нагурская (арх. ЗФИ, Костева Н.Н.), которым автор искренне признателен.

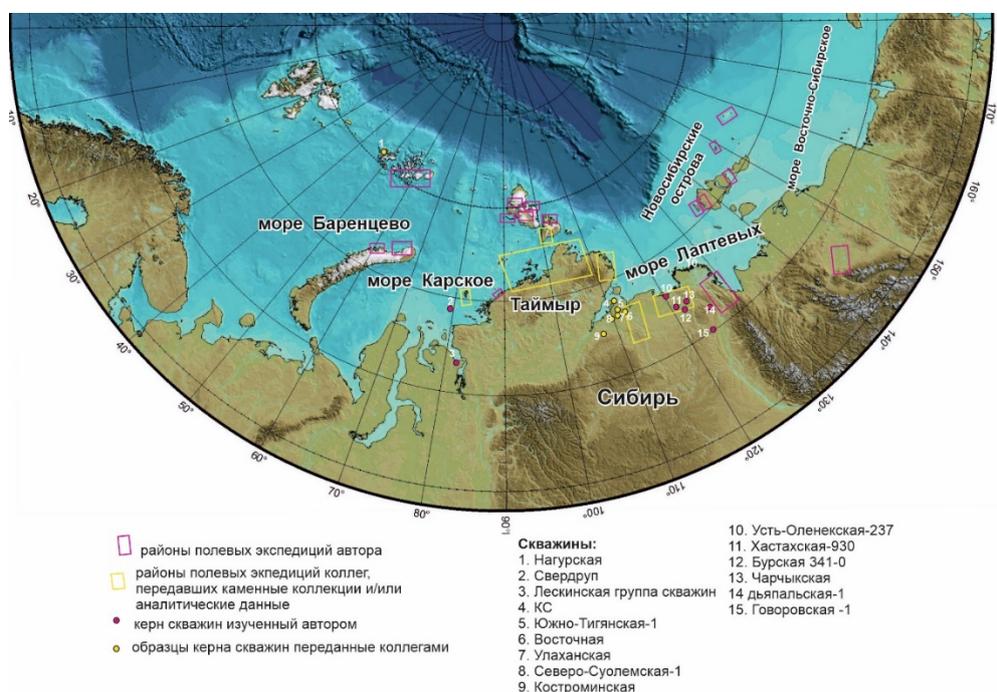


Рис. 1. Карта, иллюстрирующая районы полевых исследований и местоположение скважин, кернаый материал из которых был использован в настоящей работе.

Всего автором было отобрано более 2000 образцов для дальнейших исследований. Было изготовлено и изучено более 900 шлифов, выделение тяжелой фракции проведено для более 200 образцов. U-Pb датирование цирконов и рутилов, (U-Th)/He датирование цирконов и апатитов проведено из более чем 150 образцов. Большая часть аналитических

исследований проводилось лично автором в различных изотопных лабораториях.

Научная новизна работы

Впервые на основе современных изотопно-геохронологических и термохронологических методов охарактеризованы палеозойские отложения архипелагов Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Новосибирские острова, включая острова Де-Лонга.

Впервые проведено U-Pb датирование цирконов из девон-пермских отложений северной и северо-восточной окраин Сибирской платформы. Установлены основные источники сноса обломочных зерен и реконструирована крупная речная система позднего палеозоя.

Для Карского террейна (север п-ва Таймыр и арх. Северная Земля) установлены особенности распределения возрастов обломочных цирконов из кембрий-пермских отложений и реконструированы источники сноса терригенных отложений. Также впервые были проведены U-Pb датирование обломочных цирконов и реконструкция источников сноса для каменноугольных-нижнепермских отложений арх. Северная Земля. На основе двойного (U-Th)/He и U-Pb датирования цирконов установлена последовательность тектонических событий в источнике сноса палеозойских отложений Карского террейна и их влияние на поступление терригенного материала в бассейн осадконакопления. Установлена последовательность магматических событий палеозоя, дана их геодинамическая интерпретация и определена роль в тектонической истории региона.

Для арх. Новосибирские острова проведено U-Pb датирование обломочных цирконов из палеозойских отложений, охватывающее кембрийский–пермский интервал разреза, реконструированы источники сноса терригенных отложений. Выполнена палеогеографическая и геодинамическая интерпретация полученных данных. На основе (U-Th)/He датирования цирконов и апатитов установлены основные эпизоды

воздымания питающих провинций и дана их геодинамическая интерпретация.

Для арх. Земля Франца-Иосифа установлена домезозойская осадочная последовательность, определены особенности осадконакопления и эпизоды магматизма в девоне-перми.

Комплексная интерпретация полученных данных позволила уточнить имеющиеся модели палеозойской геологической эволюции Восточной Арктики и арктического региона в целом.

Основные защищаемые положения:

1) Верхнедевонские терригенные породы северо-востока Сибирской платформы имели местный источник сноса, присутствие в них популяции зерен обломочного циркона с возрастом около 400–390 млн лет свидетельствует о проявлении здесь магматизма среднего и кислого состава, связанного с эволюцией Якутско-Вилуйской крупной изверженной провинцией. Для визейско-пермских отложений северо-востока Сибирской платформы основными питающими провинциями являлись комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса, включая его Таймырскую ветвь, и поднятия фундамента севера платформы. Обломочный материал, начиная с раннекаменноугольного времени, переносился крупной речной системой Палео-Хатанги, сформировавшей многокилометровую терригенную толщу на севере Верхоянской пассивной окраины Сибирского континента.

2) Основными источниками сноса для девонских осадочных толщ, слагающих передовой прогиб на севере Карского террейна (архипелаг Северная Земля), по данным U-Pb и (U-Th)/He (низкотемпературная термохронология) датирования цирконов являлись верхнедевонские и кембрийские комплексы северо-восточного продолжения Каледонского орогена, эксгумированные в результате двух эпизодов воздымания - в конце среднего ордовика (~ 465 млн лет) и в начале позднего девона (~ 380 млн лет). Для верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений, выполнявших межгорные впадины, питающими провинциями были

локальные поднятия в пределах Карского террейна, воздымание которых в основном произошло в турнейское время (~ 340 млн лет).

3) Источниками сноса для девонско-нижнекаменноугольных осадочных отложений арх. Новосибирские острова являлись комплексы фундамента континента Балтика и орогенов его северного и восточного обрамления (Каледонского, Гренвильско-Свеконорвежского, Тиманского). Резкая смена источников сноса терригенного материала произошла в пермское время, когда в этот осадочный бассейн стал поступать обломочный материал с Урало-Монгольского орогена после закрытия Уральского палеоокеана.

4) Показано, что в строении домезозойского фундамента северо-востока баренцевоморского региона (арх. Земля Франца-Иосифа) участвуют протерозойские-нижнекембрийские метаморфические породы, выше залегают нижнекаменноугольные песчаники, выполнявшие межгорные впадины, перекрытые ниже-верхнекаменноугольными платформенными карбонатными отложениями и, вероятно, нижнепермскими карбонатно-кремнистыми толщами. Выявлены два этапа гранитоидного магматизма: раннекембрийский (~520 млн лет) и каменноугольный (360–320 млн лет).

5) Территория арх. Новосибирские острова и Карский террейн в девонское и раннекаменноугольное время располагались вблизи северной окраины Лавруссии на северо-восточном (в современных координатах) продолжении Каледонского орогена; в позднекаменноугольное–пермское время после закрытия Таймырской ветви Уральского палеоокеана Карский террейн в составе Лавруссии причленился к северной окраине Сибири.

Теоретическая и практическая значимость работы

Геологическое строение и геодинамическая эволюция Арктики изучены значительно слабее, чем в других регионах Земли. Получение новых сведений об особенностях геологической эволюции труднодоступных областей Арктики в палеозое несомненно является

важной фундаментальной задачей. Применение современных методов аналитических исследований позволило уточнить геодинамические модели предшественников и предложить авторские. Арктический регион богат различными месторождениями полезных ископаемых, а арктические шельфы содержат значительные залежи углеводородов, что определяет практическую значимость всестороннего изучения его геологического строения. Результаты проведенных исследований могут использоваться при проведении геологоразведочных работ различного масштаба и оценки нефтегазоносности региона.

Апробация работы

Основные результаты и положения работы докладывались на российских и международных конференциях, в том числе в форме устных докладов на конференциях: Тектоническое совещание, г. Москва (2013–2018, 2023), International Sedimentological Congress, Аргентина (2010), AAPG, США (2011, 2012), AAPG/SEG, Великобритания (2017), EAGE, Санкт-Петербург (2010), 3P Arctic, Норвегия (2011, 2013, 2015), CSPG CSEG CWLS (2011), Современное состояние наук о Земле (2011), EGU General Assembly, Вена (2014, 2016, 2019, 2020), AGU 100 Chapman Conference, Исландия (2019), ICAM, Швеция (2018), GSA, США (2012, 2016, 2017), Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), г. Иркутск (2015), Geo Convention, Канада (2010, 2012), GAC/MAC, Канада (2012).

Публикации

По теме диссертации опубликовано 95 работ, из них в рецензируемых изданиях, индексируемых в Web of Sciences и Scopus – 48 статей; 2 главы в монографических изданиях (в соавторстве).

Благодарности

Исследования были поддержаны в разные годы грантами РФФИ (10-05-00718, 13-05-00700, 16-05-00705, 19-05-00945), РФФ (17-17-01171, 20-17-00169), внутренними грантами СПбГУ, грантами президента РФ,

совместными проектами РФФИ и научного фонда Норвегии (16-55-20012), научным фондом Норвегии.

При проведении полевых исследований и изучении скважин неоценимую помощь оказали – Бакай Е.А. (МГУ), Белякова О.А. (ВСЕГЕИ), Васильев Д.А. (ИГАБМ СО РАН), Васильев М.А. (НТЦ Газпромнефть), Вилесов А.П. (НТЦ Газпромнефть), Гагиева А.М. (СВКНИИ ДВО РАН), Ульянов Г. В. (ПАО Роснефть), Зверьков Н.Г. (ГИН РАН), Калинин М.А. (ВСЕГЕИ), Леонтьев Д.И. (ВСЕГЕИ), Малышев С.В. (СПбГУ), Никишин А.М. (МГУ), Никишин В.А. (ПАО Роснефть), Петров Е.О. (ВСЕГЕИ), Проскурнин В.Ф. (ВСЕГЕИ), Рогов М.А. (ГИН РАН), Синдерский И.В. (ВСЕГЕИ), Соболев Н.Н. (ВСЕГЕИ), Старикова Е.В. (ВСЕГЕИ), Шманяк А.В. (ВСЕГЕИ), Юдин С.В. (ВСЕГЕИ). Всем им автор выражает глубокую признательность.

Отдельные вопросы геологического строения и эволюции арктического региона обсуждались с Акининым В.В. (СВКНИИ ДВО РАН), Соколовым С.Д. (ГИН РАН), Лучицкой М.В. (ГИН РАН), Моисеевым А.В. (ГИН РАН), Тучковой М.И. (ГИН РАН), Худолеем А.К. (СПбГУ), Прокопьевым А.В. (ИГАБМ СО РАН), Никишиным А.М. (МГУ), Вержбицким В.Е. (ПАО Роснефть), Малышевым Н.А. (ПАО Роснефть), Проскурниным В.Ф. (ВСЕГЕИ), Драчевым С.С. (ArcGeoLink) Кураповым М.Ю. (СПбГУ) за что автор выражает им благодарность.

Особую благодарность хочется выразить Клишевич И.А. (СПбГУ) и д.г.-м.н. Бискэ Г.С. (СПбГУ), встреча с которыми в школьные годы зародила интерес к геологии, и чья поддержка в годы учебы и дальнейшей работы не дала свернуть с намеченного пути.

Неоценимую поддержку оказали мои коллеги, аспиранты и студенты Санкт-Петербургского государственного Университета при выполнении исследований и обсуждении результатов.

Исследования Сибирской платформы и арктических регионов были бы невозможны без поддержки д.г.-м.н. Худолея А.К.(СПбГУ) и к.г.-м.н.

Прокопьева А.В. (ИГАБМ СО РАН), которым автор выражает глубокую признательность.

Особенная благодарность моим друзьям и семье, которые долгие годы мирились с моими длительными экспедициями и поддерживали на всех этапах моей работы.

Глава 1. Методы исследований

1.1 Петрография

Петрографические исследования были преимущественно ориентированы на реконструкции источников сноса обломочных пород, поэтому в данной работе мы ограничились детальным изучением песчаников.

Исследования проводились на оптических микроскопах Olympus и Leica в Санкт-Петербургском Государственном Университете. При петрографической характеристике нами использовалась классификация песчаников, разработанная Ф.Дж. Петтиджоном с соавторами (Pettijohn et al., 1987). Для построения QFL диаграмм геодинамических обстановок источников сноса (Dickinson et al., 1983) был использован метод подсчета песчаных зерен Гацци–Дикинсона (Dickinson, 1970; Ingersoll et al., 1984), основанный на подсчете не менее 300 обломочных зерен, исключая матрикс и/или цемент. При подсчете шлиф передвигается с помощью препаратоводителя на равные расстояния, и подсчитываются зерна, находящиеся на перекрестии окулярных нитей. Всего было изучено более 900 шлифов. Подсчёт песчаных зерен методом Гацци–Дикинсона проведен для 53 образцов.

1.2. Изотопно-геохронологические и термохронологические исследования

В рамке представленной работы нами производилось U-Pb датирование обломочных цирконов, Hf изотопия обломочных цирконов, U-Pb датирование магматических пород, U-Pb датирование обломочных рутилов и (U-Th)/He датирование цирконов и апатитов.

1.2. 1. U-Pb датирование и Hf изотопные характеристики цирконов

В последние годы значительно возрос интерес к реконструкции геологической истории осадочных бассейнов с использованием изотопно-геохронологических, изотопно-геохимических и термохронологических методов. Наиболее широко в современной научной практике применяют U-

Pb датирование обломочных цирконов. Во многом это связано с высоким содержанием зерен циркона в тяжелой фракции песчаников, отработанной методикой датирования и наличием многочисленных лабораторий по всему миру для аналитических работ. Поэтому U-Pb датирование обломочных цирконов стало рутинным методом при изучение осадочных бассейнов с терригенной седиментацией (напр., Sawood et al., 2012; Fedo et al, 2003; Gehrels, 2012), который позволяет реконструировать питающие провинции осадочных бассейнов (источники сноса обломочных зерен), пути переноса обломочного материала, уточнять палеогеографию отдельных крупных регионов и континентов в прошлом и способствовать при создании палеогеодинамических реконструкций (рис. 1.2).

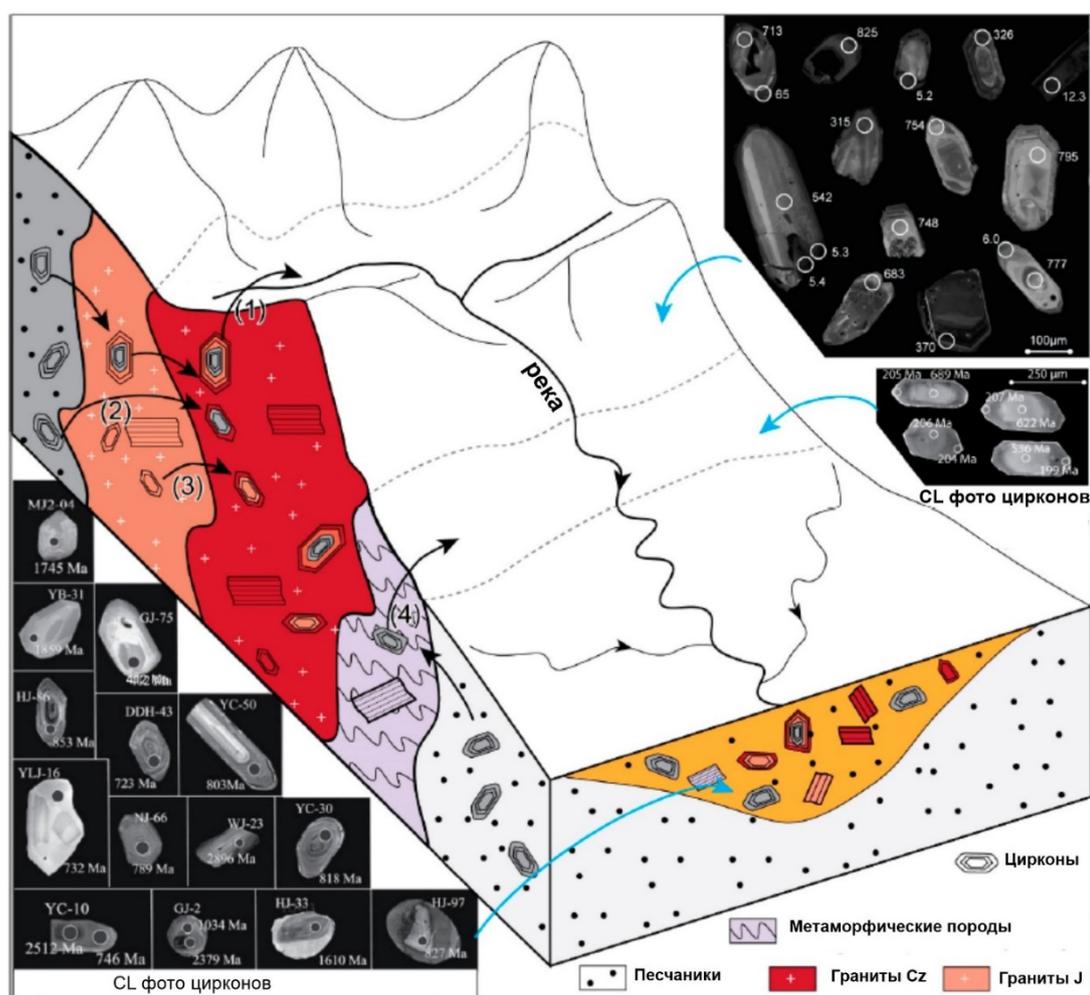


Рис. 1.1. Концептуальная диаграмма, иллюстрирующая применение U-Pb датирования обломочных зерен цирконов при реконструкции путей транспортировки и источников сноса (Sun et al., 2020).

На основе распределения возрастов обломочных цирконов в образцах реконструируют геодинамические режимы питающих провинций (например Sawood et al., 2012). В то же время цирконы обладают и рядом особенностей, которые не всегда однозначно позволяют проводить реконструкции без применения других минералов–геохронометров и/или геохимических и петрографических исследований. Основная сложность связана с возможностью рециклинга цирконов в ходе осадочных процессов. Таким образом, широкий диапазон возрастов обломочных цирконов в песчаниках часто свидетельствует о перемыве более древних терригенных толщ, а не соответствует возрасту магматизма и метаморфизма в источнике сноса (напр., Andersen et al., 2016). Кроме того, цирконы обычно происходят из кислых магматических и метаморфических пород, но редко встречаются в магматических породах основного состава.

Несмотря на отмеченные недостатки U-Pb датирование обломочных цирконов применяется чрезвычайно широко при изучении терригенных пород и зачастую является необходимым при исследовании регионов со сложными тектоническим строением и геодинамической историей.

Выделение минералов тяжелой фракции проводилось в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург), ГИН РАН (г. Москва) и ИГАБМ СО РАН (г. Якутск). Выделение монофракции цирконов осуществлялось по стандартной схеме: измельчение, ситование на размерные фракции, затем фракция <0.25 мм пропускалась через центробежный концентратор, полученная тяжелая фракция обрабатывалась электромагнитом. Окончательная «доводка» концентрата осуществлялась в тяжелой жидкости.

Уран-свинцовое датирование цирконов проводилось методом LA-ICP-MS автором самостоятельно в следующих лабораториях:

- 1) в изотопной лаборатории университета штата Техас г. Остин (США) (41 образец);
- 2) в изотопной лаборатории Университета г. Осло (Норвегия) (19 образцов);

3) в изотопной лаборатории геологической службы Дании в Копенгагене (15 образцов);

4) в изотопной лаборатории Музея естественной истории г. Стокгольм (Швеция) (4 образца).

Уран-свинцовое датирование цирконов аналитиками лабораторий проводилось:

1) в изотопном центре ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург (18 образцов);

2) в изотопной лаборатории Института Геологии СО РАН, г. Улан-Удэ (12 образцов);

3) Apatite to Zircon Co, г. Вашингтон (США) (17 образцов);

4) в изотопном центре LaserChron, Университет Аризоны (США) (2 образца).

Lu-Hf систематика в цирконах анализировалась в изотопной лаборатории Университета г. Осло (Норвегия) (12 образцов).

Ниже приведены краткие сведения об аналитических протоколах, применяемых при датировании цирконов в вышеперечисленных лабораториях.

Изотопная лаборатории Университета г. Осло (Норвегия)

Цирконы монтировались в эпоксидную смолу и полировались. U-Pb датирование и получение Hf изотопных характеристик проводились методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) с использованием мультиколлекторного масс-спектрометра Nu Plasma HR, оснащенного твердотельным лазером CETAC Nd-YAG. Для калибровки использовались стандарты GJ-1 (609 ± 1 млн лет, Belousova et al., 2006), 91 500 (1065 ± 1 млн лет, Wiedenbeck et al., 1995) и A382 (1877 ± 2 млн лет, Nuhma et al., 2012). Подробная информация о лабораторных протоколах приведена в следующих работах (Andersen et al., 2009, 2019 и Elburg et al., 2013).

Apatite to Zircon Co, г. Вашингтон (США)

Цирконы монтировались в эпоксидную смолу и полировались. U-Pb датирование проводились методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) в Геоаналитической лаборатории Университета штата Вашингтон, Пулман,

США. Отдельные зерна циркона были выбраны для сбора данных с использованием системы твердотельной лазерной абляции ThermoScientific Element2 New Wave YP213. Для калибровки использовались стандарты FC ($1099 \pm 0,6$ млн лет, Paces, Miller, 1993) и Temora (416.78 ± 0.33 , Black et al., 2003). Подробная информация о лабораторных протоколах приведена в Ershova et al., 2015a.

Изотопный центр LaserChron, Университет Аризоны (США)

Цирконы монтировались в эпоксидную смолу и полировались. U-Pb геохронология цирконов была проведена методом лазерной абляции мультиколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (LA-MC-ICPMS) (GVI Isoprobe) в Аризонском центре LaserChron. Анализы включают абляцию циркона эксимерным лазером New Wave DUV193. В качестве стандарта использовали Sri Lanka zircon crystal (age of 563.5 ± 3.2 Ma (2-sigma error)). Детальные аналитические протоколы приведены в работах Gehrels, 2009; Gehrels et al., 2006, 2008).

Изотопная лаборатория музея естественной истории г.

Стокгольм

Зерна циркона были залиты эпоксидной смолой и отполированы. Лаборатория NordSIMS использует ионный микрозонд CAMECA ims1280, усовершенствованный высокочувствительный масс-спектрометр, который использует сфокусированный луч ионов для отбора *in situ* выбранных участков образца размером в микрометр для измерения изотопного и элементного состава. Для калибровки использовали стандарт циркон 91500 (1065 млн лет, Wiedenbeck et al., 1995). Подробная информация о лабораторных протоколах приведена в Whitehouse et al., 1999; Whitehouse, Kamber, 2005 и Zeck, Whitehouse, 1999.

Изотопная лаборатории геологической службы Дании в г.

Копенгаген

Зерна циркона были залиты эпоксидной смолой и отполированы. U-Pb датирование цирконов проведено методом лазерной абляции на масс-спектрометре Thermo-Fisher Element 2 с использованием системы лазерной

абляции New Wave UP213. Для калибровки использовали стандарт циркона GJ-1($601,7 \pm 1,3$ млн лет, Jackson et al., 2004) и Plešovice (337.13 ± 0.13 млн лет, Sláma et al., 2008). Методы, используемые для анализа и обработки данных подробно описаны Frei et al., 2006 и Frei, Gerdes, 2009.

Изотопный центр ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Зерна циркона были залиты эпоксидной смолой и отполированы. U-Pb датирование цирконов проведено на ионном микроскопе SHRIMP-II по методике, описанной (Williams, 1998), а данные обрабатывались в программе SQUID (Ludwig, 2000). U-Pb-отношения нормированы на 0,0668, т.е. на значение, присвоенное стандартному циркону TEMORA, соответствующему возрасту 416,75 млн лет назад (Black et al., 2003). Неопределенности в единичных анализах (соотношения и возрасты) приводились к согласию на уровне $\pm 1\sigma$, а неопределенности в рассчитанных конкордантных возрастах – на уровне $\pm 2\sigma$. Для построения графиков конкордии использовалась программа ISOPLOT (Ludwig, 2003).

Изотопная лаборатория университета штата Техас г. Остин, США

Цирконы были закреплены (без полировки) на круглых эпоксидных шайбах диаметром один дюйм с помощью двусторонней клейкой ленты. Исключив полировку и сохранив зерна целыми становится возможным анализировать зерно перпендикулярно зоне роста от внешней части зерна к ядру (профилирование по глубине). U-Pb датирование цирконов проведено методом лазерной абляции на масс-спектрометр Thermo-Fisher Element 2 с использованием эксимерного лазера Photon Machines Analyte.G2 ATLex 300si ArF 193 нм. Данные обрабатывались с использованием плагина Iolite™ (Paton et al., 2011) на платформе Wavemetrics Igor Pro™ и схемы обработки данных VizualAge™ (Petrus, Kamber, 2012). В качестве стандартов использовали GJ-1 ($601,7 \pm 1,3$ млн лет, Jackson et al., 2004) и Pak1 (собственный стандарт $43,0 \pm 0,1$ млн лет). Методы, используемые для анализа и обработки данных подробно описаны в Marsh, Stockli, 2015 и Stockli, Stockli, 2013.

Изотопная лаборатория Института Геологии СО РАН, г. Улан-Удэ

Зерна циркона были залиты эпоксидной смолой и отполированы. U-Pb LA-ICP-MS датирование циркона проводилось на масс-спектрометре Element XR (Thermo Scientific) с установкой для лазерной абляции UP-213 (New Wave Research) по методике, описанной в Хубанов и др., 2016. В качестве стандартов использовали цирконы GJ-1 ($601,7 \pm 1,3$ млн лет, Jackson et al., 2004), Plešovice (337.13 ± 0.13 Ma, Sláma et al., 2008) и Temora-2 (416.78 ± 0.33 , Black et al., 2003).

1.2.2. Уран-свинцовое LA-ICP-MS датирование рутилов методом LA-ICP-MS и определение малых и редких элементов

Как было показано выше, цирконы довольно устойчивый минерал и способен к многократному рециклингу при осадочных процессах. Для того, чтобы на более детальном уровне реконструировать состав и строения источников сноса обломочных пород были разработаны аналитические методы для датирования других минералов, таких как апатит, рутил и титанит, которые менее склонны к рециклингу в результате осадочных процессов и/или образуются в более широком диапазоне материнских пород. Обломочные рутилы представляют особый интерес, поскольку их можно не только датировать U-Pb методом, но и измерять концентрации редкоземельных и малых элементов для реконструкции состава и степени метаморфизма материнских пород в источнике сноса (Triebold et al., 2012; Zack et al., 2002, 2011). Детритовые рутилы, в отличие от цирконов, имеют значительно меньшую температуру закрытия Pb системы ($500\text{--}650^\circ\text{C}$), что позволяет их использовать для датирования более низкотемпературных метаморфических событий, чем это можно сделать при датировании циркона (Cherniak, 2000, Meinhold, 2010, Okay et al., 2011) Кроме того, содержания малых и редких элементов в рутилах позволяет судить о составе материнских пород, а также о температурных условиях метаморфизма (Pereira, Storey, 2023; Triebold et al., 2012; Vry et al., 2006).

U-Pb датирование рутилов и измерения концентраций малых и редких элементов в них проводились автором в изотопной лаборатории Университета штата Техас в г. Остине (США).

Зерна рутила были отобраны вручную из концентрата тяжелой фракции, закреплены в эпоксидной смоле и отполированы. Шайбы для образцов были загружены в ячейку для образцов Helex большого объема и проанализированы с помощью ThermoFisher Element2 ICP-MS с эксимерным лазером Photon Machines Analyte G.2. U-Pb анализ рутила проводился с использованием пучка диаметром 40 мкм. В качестве первичного стандарта использовали рутил R10 ($1090 \pm 0,9$ млн лет, Luvizotto et al., 2009) и в качестве вторичного стандарта – рутил R19 ($489,5 \pm 0,9$ млн лет, Zack et al., 2011). Используя первичный стандарт рутил R10 рассчитывают возраст и контролируют фракционирование, в то время как вторичный стандартный рутил R19 обеспечивает независимую проверку возраста. Данные обрабатывались с использованием VizualAgeDRS в Iolite. Коррекция Pbс была основана на модельном составе Pb (Stacey, Kramers, 1975). Для определения микроэлементов LA-ICP-MS использовали пучок диаметром 40 мкм, а концентрации калибровали по стандарту эталонного стекла SRM 610 (NIST). Данные по микроэлементам были обработаны с использованием программного обеспечения для обработки данных Iolite и Trace Element_IS. U-Pb возраст рутила был скорректирован с использованием поправки ^{208}Pb . Температуры кристаллизации Zr в рутиле были рассчитаны с использованием калибровки с термометром Томкинса для 10 кбар- α -кварца (Triebold et al., 2012). Методы, используемые для анализа и обработки данных подробно описаны в Barber et al., 2019.

Обработка полученных данных проводилась в программах detzrcr (Andersen et al., 2018) и Isoplot (Ludwig 2003).

1.2.3. (U-Th)/He датирование цирконов (ZHe) и апатитов (AHe)

Эти исследования проводились автором самостоятельно в изотопной лаборатории Университета штата Техас в г. Остине (США).

(U-Th)/He низкотемпературная термохронология апатита и циркона измеряет радиогенный изотоп ^4He , образующийся при распаде ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{147}Sm . Диффузия гелия в апатите и цирконе термически контролируема и легко происходит при высоких температурах. Эти минералы накапливают радиогенный гелий по мере охлаждения при низких температурах в верхних слоях земной коры (Harrison, Zeitler, 2005). Температура закрытия (U-Th)/He системы составляет $\sim 70^\circ\text{C}$ (Farley, 2000) и $\sim 185^\circ\text{C}$ (Reiners et al., 2005, Wolf, Stockli, 2010) для апатита и циркона, соответственно. Помимо скорости охлаждения, размер зерна и радиационное повреждение также контролируют кинетику диффузии гелия в апатите и цирконе (Farley, 2002). Фактически (U-Th)/He система показывает возраст остывания зерен апатита и циркона до определённой температуры. При этом при работе в складчатых поясах эти возраста интерпретируют как возраста подъема (воздымания) территории, отражающие этапы тектонических событий. Использование двух и более термохронометров может позволить реконструировать различные, в том числе разновозрастные, этапы тектонической эволюции исследуемых регионов. (U-Th)/He датирование цирконов и реже апатитов при изучении осадочных бассейнов является мощным инструментом для реконструкции тектонической истории областей сноса и путей транспортировки обломочного материала. А применение двойного (U-Th)/He и U-Pb датирования одного и того же зерна позволяет установить как возраст его кристаллизации, так и возраст вывода на дневную поверхность в источнике сноса. Применение двойного датирования зачастую является единственным способом реконструкции источников сноса, имеющих многоэтапную тектоническую историю (рис. 1.2). Стоит отдельно отметить, что (U-Th)/He датирование цирконов и апатитов несопоставимо более сложный и трудозатратный метод аналитических исследований, по сравнению с U-Pb датированием (рис.1.3). Поэтому лабораторий, где хорошо поставлен этот метод датирования, насчитывается не более десяти в мире.

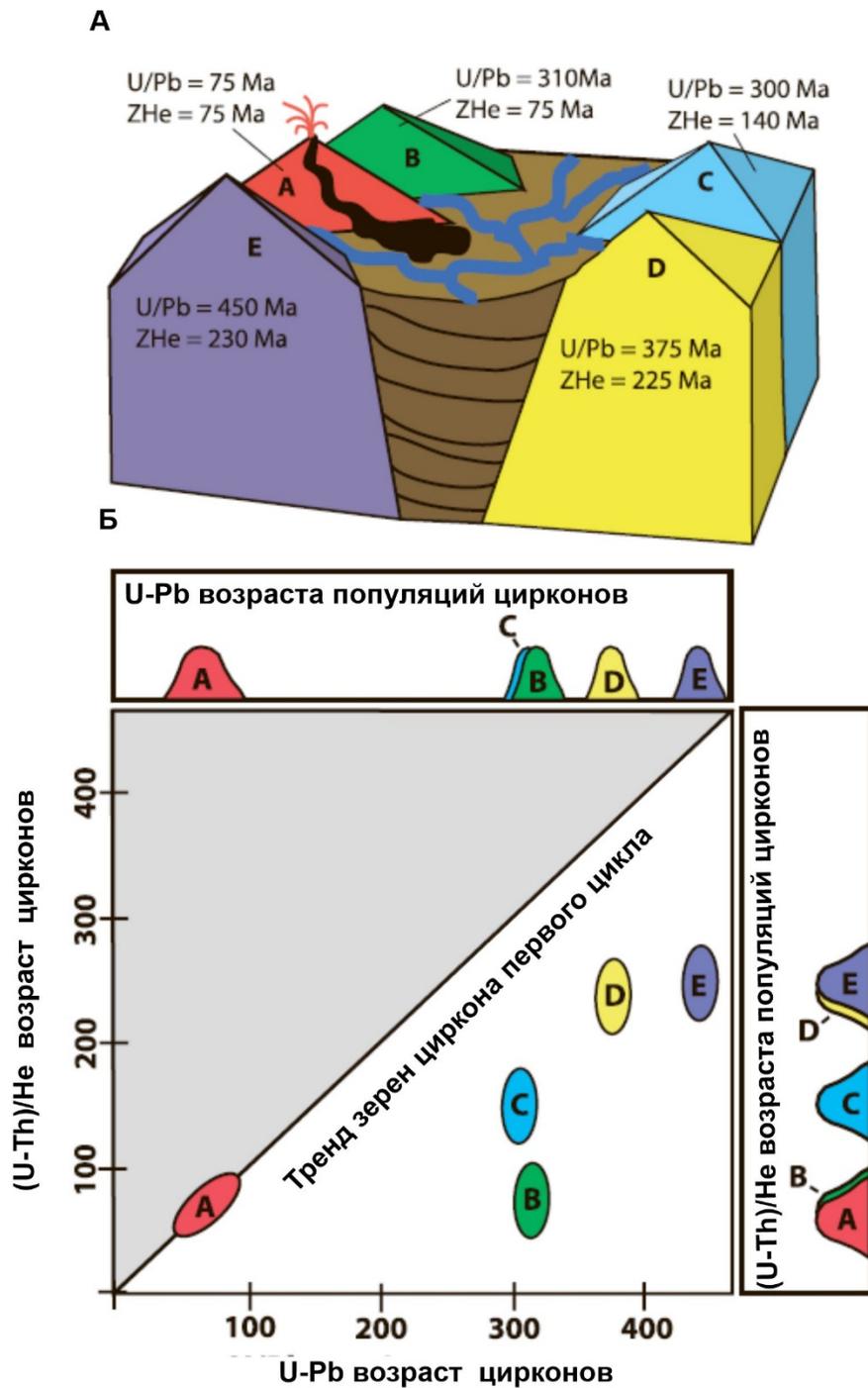


Рис. 1.2 Иллюстрация одной из основных причин разработки двойного (U-Th)/He и U-Pb датирования обломочного циркона. На диаграмме А показано, что в источнике сноса четыре различных по возрасту и тектонической истории блока, каждый из которых имеет потенциально схожий возраст U/Pb или (U-Th)/He, но различные их комбинации (Reiners et al., 2005). Поскольку U/Pb возраста цирконов блоков

В и С сходны, одно только U/Pb датирование не позволяет определить эти популяции (одинаковый возраст кристаллизации, разные возрасты остывания). Точно так же, поскольку (U-Th)/He возраста цирконов блока А и В, а также D и E аналогичны, соответственно одно только (U-Th)/He датирование не позволяет отличить А от В и D от E. Как показано на рис. Б только двойное датирование позволит идентифицировать все 4 источника сноса.

На одной гелиевой линии в неделю возможно получить около 100–150 замеров. В лабораториях обычно использует от 1 до 5 линий. Небольшое количество лабораторий, высокие трудозатраты и высокая стоимость исследований во многом определяет значительно менее широкое использование (U-Th)/He датирование минералов тяжелой фракции, чем ставшие уже рутинными трековое датирование апатита и циркона, и U-Pb датирование.

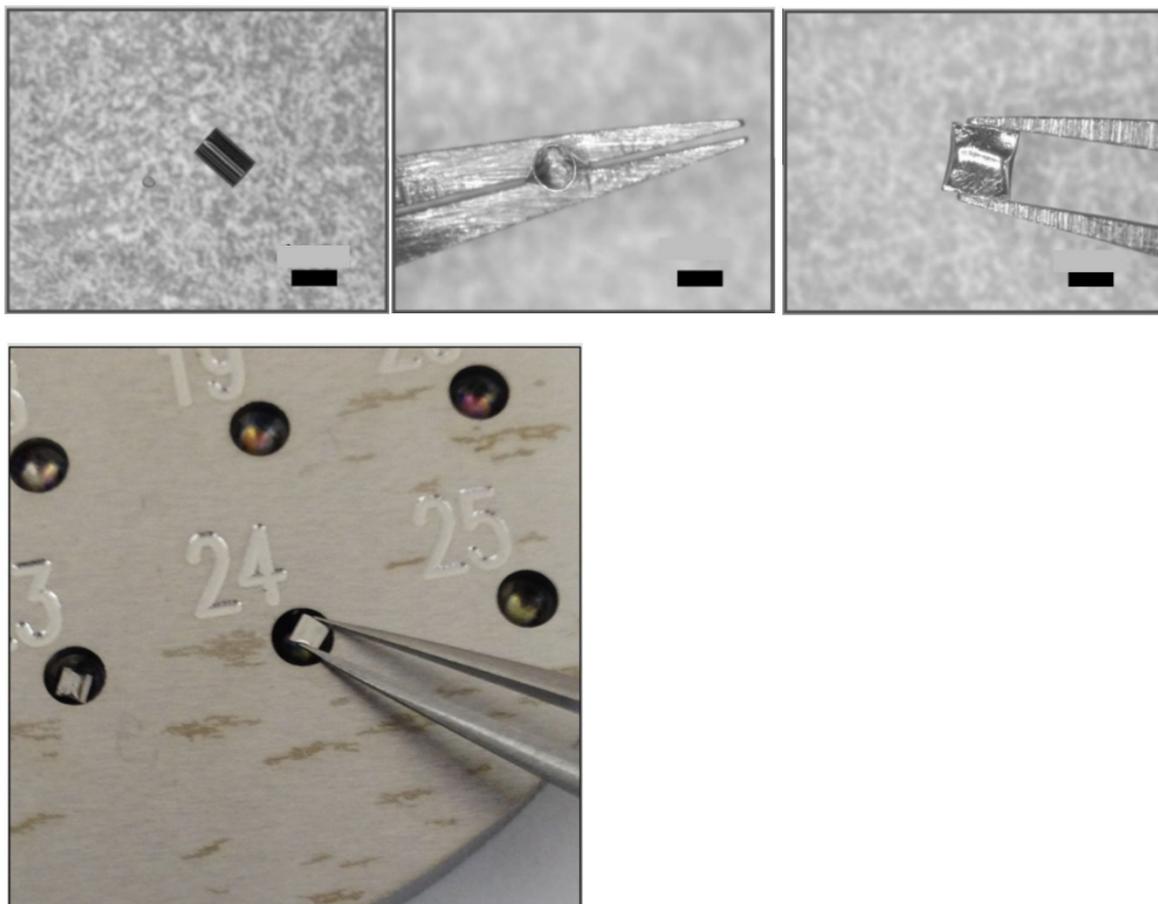
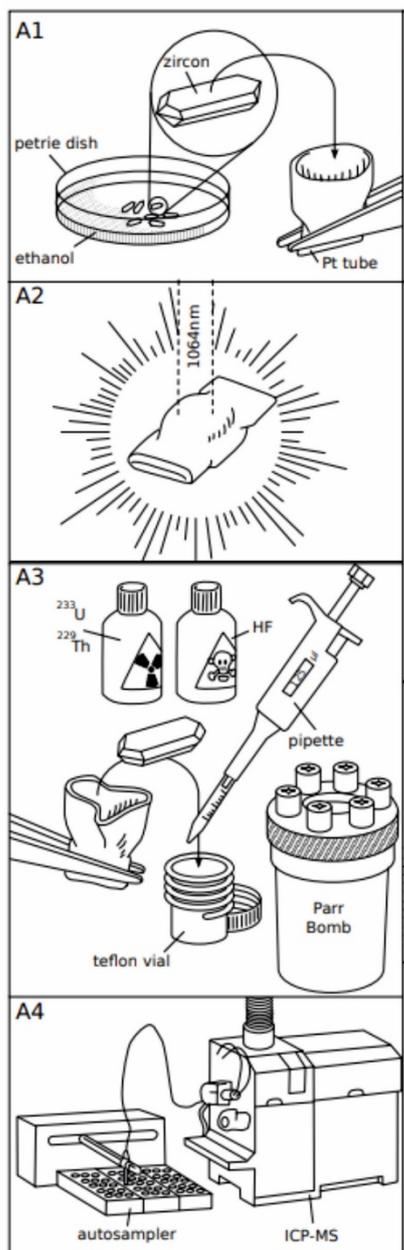


Рис. 1.3. Pt-трубочки, куда помещают индивидуальное зерно минерала–термохронометра и закрывают с использованием пинцета с двух сторон (верхний ряд) и гелиевая ячейка, куда переносят упакованные зерна для дальнейших аналитических исследований (нижний ряд) (курс лекций Университета Колорадо, <https://www.colorado.edu/program/agesgeochronology/sites/default/files/attached-files/MetcalfU-Th-HeGeochronology.pdf>).

(U-Th)/He датирование цирконов и апатитов проводилось по следующей методике (рис. 1.4). Зерна циркона или апатита тщательно проверяли на наличие видимых включений при 180-кратном увеличении с использованием стереомикроскопа Nikon с вращающимся столиком и возможностью использования как поляризованного, так и отраженного света. Для дальнейших исследований использовались зерна размером от 60 до 150 мкм. Подходящие зерна были измерены в двух ориентациях и каждое зерно помещалось Pt-трубочки (рис. 1.3).

Затем зерна подвергались лазерному нагреву в течение 10 мин при 1290°C с помощью Nd-YAG-лазера в высоковакуумной лазерной ячейке, подключенной к линии извлечения и измерения He, и анализировались на He, а затем повторно нагревались для обеспечения полной дегазации. Все возрасты были рассчитаны с использованием стандартных поправок на альфа-выброс, основанных на методике Farley et al., 1996; Farley, 2000. После полной дегазации зерна извлекали из Pt-трубочек и растворяли в HF, HNO₃ и HCl с использованием процедур разложения в автоклавах в течение четырех дней. Полученные однозерновые растворы были внесены с использованием обогащенного индикатора ²³⁵U-²³⁰Th-¹⁴⁹Sm и проанализированы на концентрации U, Th и Sm, определенные методом изотопного разбавления ICP-MS с использованием Thermo Element2 HR-ICP-MS. Оценочные аналитические неопределенности составляют ~ 8% (2-сигма) для He возраста циркона.



Отбор зерна, измерение,
упаковка в Pt-трубку;

Дегазация лазерным нагревом в платиновой микропечи

Распаковка рt-трубки, растворение в кислотах зерна,
изотопное разбавление U и Th

Анализ U и Th в растворе

Рис. 1.4. Аналитическая процедура (U-Th)/He датирования (по Vermeesch et al., 2023).

1.2.4. Терминология

В научной литературе используются разные термины при описании различных по масштабу и протяженности складчато-надвиговых структур. В настоящей работе мы при описании российской части Арктики придерживаемся терминологией предложенной В.Е. Хаином и М.Г. Ломизе (Хаин, Ломизе 2010), где под **складчатыми поясами** принимаются крупные структуры, разделяющие и обрамляющие древние платформы с

докембрийским (архей, нижний и средний протерозой) фундаментом, протяженностью тысячи километров и шириной обычно более 1000 км. Складчатые пояса подразделяются на отдельные **складчатые системы**, находящиеся между микроконтинентами или между ними и континентами. Их протяженность составляет более тысячи, поперечник — несколько сотен километров (Хаин, Ломизе 2010).

Из-за неоднозначности понимания терминов, представлений о формировании структур и т.д., не всегда представляется возможно сопоставлять терминологию, принятую зарубежными исследователями при описании тектонического строения зарубежного сектора Арктики с терминологией, используемой в отечественной практике. Поэтому, при обсуждении строения и тектонической эволюции зарубежной Арктики мы используем терминологию, принятую для того или иного региона.

Термин **орогён** (складчатое сооружение, покровно-складчатое сооружение), нами принимается в определении данном С.Д. Соколовым, как складчатый пояс или крупная его часть – складчатая область, складчатая система (Соколов, 2014). Орогены протягиваются внутри или по краям континентов, разделяя или обрамляя древние платформы. Протяжённость их достигает тысячи километров при ширине обычно менее 1000 км (Соколов, 2014).

Глава 2. Север Сибирской платформы и складчатое обрамление

2.1. Общие сведения о геологическом строении

На севере Сибирской платформы обнажаются породы от архея до кайнозоя. Породы фундамента обнажаются на Анабарском щите и Оленекском поднятии (рис.2.1, 2.2). К северу и востоку фундамент перекрыт различными по мощностям преимущественно рифей-мезозойскими осадочными комплексами (рис. 2.1). В тектоническом плане здесь выделяется несколько крупных структурных единиц: 1) прогибы и моноклизы, преимущественно сложенные палеозой-мезозойскими отложениями – Анабарская моноклиза, Лено-Анабарский прогиб, Приверхоянский прогиб, 2) складчатые системы, сформировавшиеся в позднем палеозое и мезозое.

На востоке исследуемый регион обрамляет северная часть Верхояно-Колымской складчатой системы (Хараулахский антиклинорий) (Тектоника..., 2001). Оленекская зона складок протягивается вдоль северной части платформы и разделяет Сибирский кратон и осадочный бассейн моря Лаптевых, его геодинамическая природа дискуссионная (Khudoley et al, in press) (рис. 2.3). Отдельно следует отметить, что складчатые системы в палеозое представляли собой северо-восточную окраину Сибирского континента. На северо-западе Сибирскую платформу обрамляет Таймыр-Североземельская складчатая система, сформировавшийся в позднем палеозое и мезозое (см. раздел 2.4).



Рис 2.1. Геологическая карта (по Морозов, Петров, 2004 с упрощениями) и расположение датированных образцов.

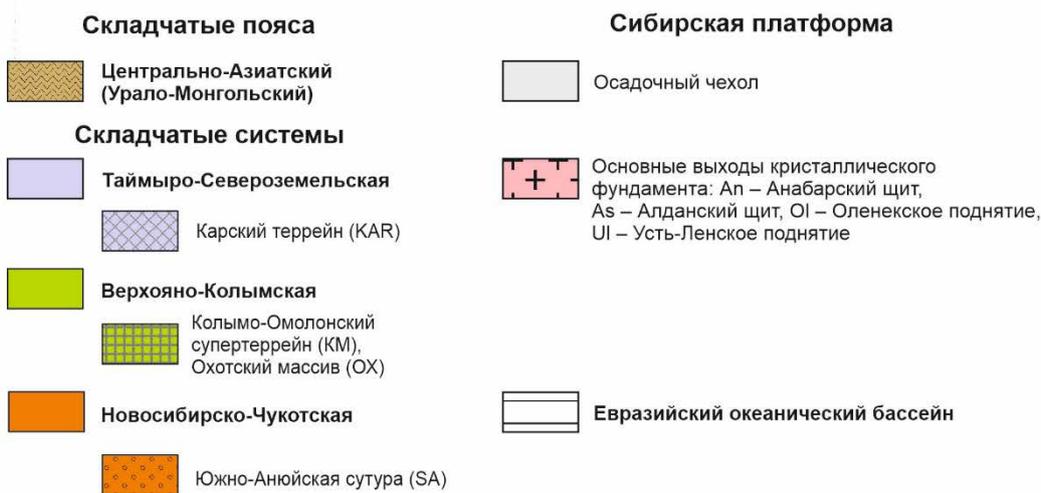
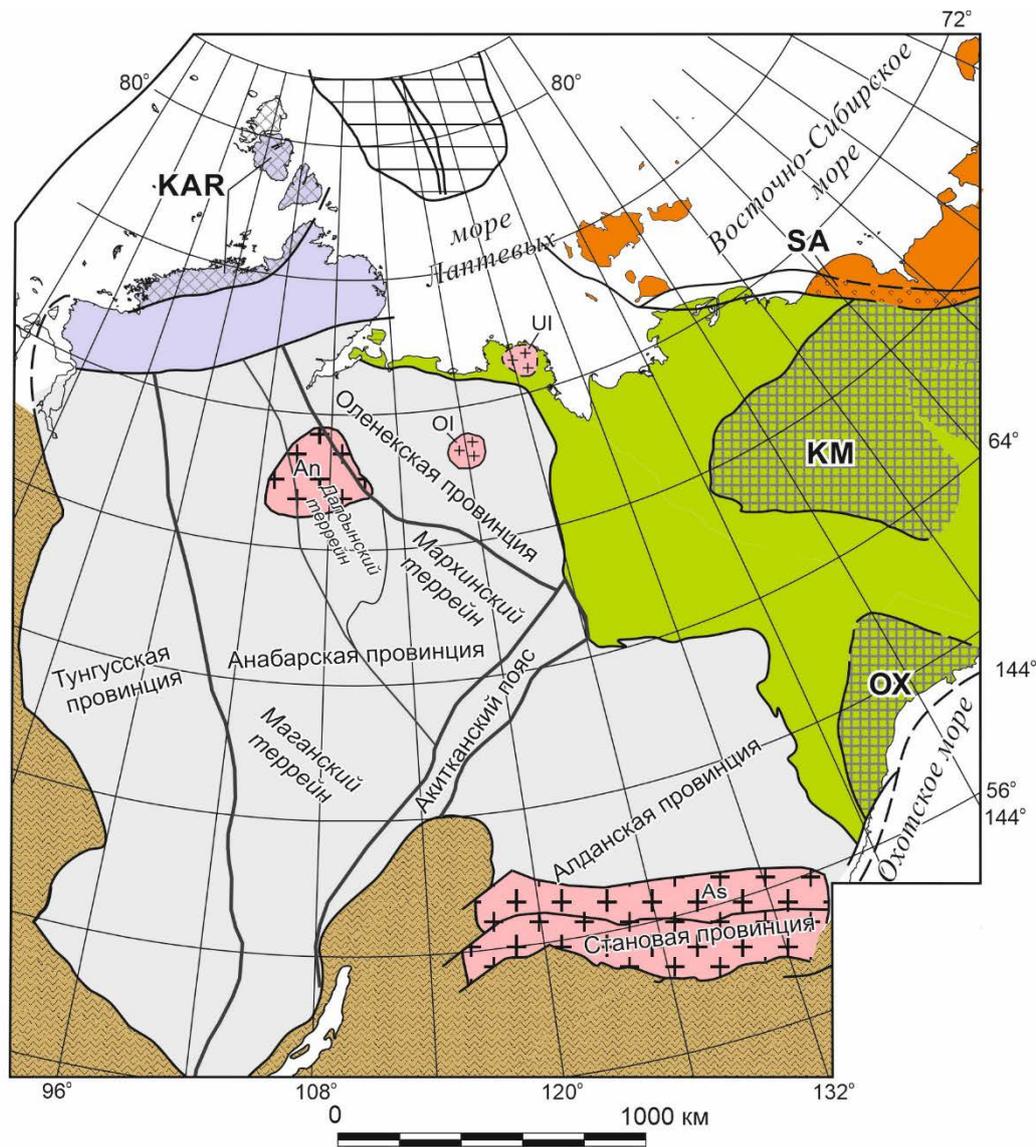


Рис. 2.2. Схема районирования фундамента Сибирской платформы и окружающих складчатых поясов и систем (по Парфенов и др., 2003; Розен 2003; Тектоника...2001; Smelov, Timofeev, 2007, с изменениями).

2.2. Фундамент

Сибирская платформа имеет древнее архей-протерозойское основание, которое перекрыто рифей-мезозойским осадочным чехлом. Выходы докембрийского фундамента приурочены к двум щитам – Анабарскому и Алданскому, а также к небольшим выступам – Оленекскому и Шарыжалгайскому поднятию.

Фундамент Сибири является коллажем террейнов, которые выделяются в основном по геофизическим данным и немногочисленным скважинам, достигшим фундамента (Розен, 2003; Donskaya, 2020; Smelov, Timofeev, 2007 и ссылки в этих работах). Террейны объединяют в более крупные единицы – супертеррейны и тектонические провинции - Тунгусская, Анабарская, Оленекская, Алданская и Становая. Провинции сложены большей частью архейскими породами с возрастом от 3,2 до 2,5 млрд. лет, с несколькими этапами метаморфизма в интервале 2,7–2,4 млрд лет (Розен, 2003; Donskaya, 2020; Smelov, Timofeev, 2007). Амальгамация террейнов фундамента Сибирской платформы произошла в палеопротерозое, что подчеркнуто интенсивным метаморфизмом и внедрением коллизионных гранитоидов около 1,9–1,8 млрд лет назад (Ковач, 1994; Розен, 2003; Frost et al, 1998; Donskaya, 2020; Smelov, Timofeev, 2007 и ссылки в этих работах).

С позднего палеопротерозоя и до середины неопротерозоя в пределах фундамента Сибирского кратона не отмечается значительного магматизма кислого и среднего состава и метаморфизма. Это явление в научной литературе получила название “Siberian Gap” – Сибирский амагматический интервал (Gladkochub et al., 2010).

Для этого временного интервала характерно лишь развитие основного магматизма. Так, на севере Сибирского кратона (Анабарский щит и Оленекский выступы, Уджинский грабен) широко развиты базитовые комплексы мезопротерозоя, которые, вероятно, связаны с растяжением, приведшим к раскрытию Уджинского палеорифта (Гладкочуб и др., 2009, 2012). Имеющиеся данные по U-Pb датированию циркона, бадделеита и

апатита из основных пород мезопротерозоя показывают довольно широкий временной диапазон – 1500 до 1385 млн лет (Ernst et al., 2000; Malyshev et al., 2018; Wingate, 2009).

Начиная с позднего неопротерозоя вдоль окраин Сибирского континента происходили аккреционные и коллизионные события. Так, неопротерозойские аккреционные события известны вдоль его западной (Верниковская и др., 2007, 2013, 2017; Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковский и др., 2009, 2016; Летникова и др. 2021; Лиханов, Ножкин, 2018; Ножкин и др., 2015, 2017, 2020; Vernikovskaya et al., 2020; Vernikovsky et al., 2003, 2005, и другие работы) и северной окраин (Центрально-Таймырская зона) (современные координаты) (Верниковский и др., 1998, 2011; Kuzmichev, et al., 2019; Vernikovsky et al., 2005; Vernikovsky, Vernikovskaya, 2001; Pease et al., 2001; Pease, Vernikovsky, 1998, и др.).

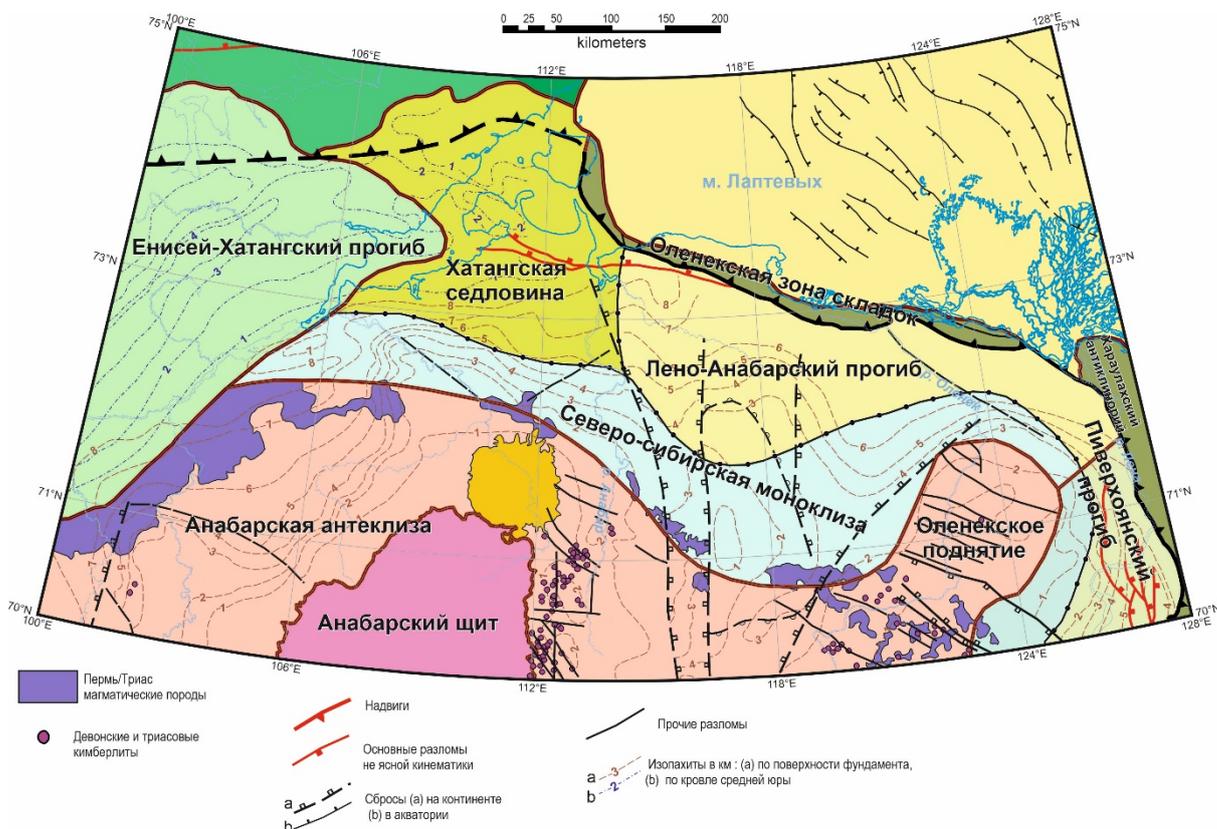


Рис. 2.3. Структурная схема северной части Сибирской платформы (по Khudoley et al., in press с упрощениями).

2.3. Северо-восток Сибирской платформы (Хатангская седловина, Лено-Анабарский прогиб, север Хараулахского антиклинория)

2.3.1. Стратиграфия

Начало формирования осадочного чехла на севере Сибирской платформы характеризуется накоплением различными по составу рифейских осадочных комплексов, их мощности, литологический состав и стратиграфическая полнота значительно варьирует (Купцова и др., 2015, Мельников, 2005, Сурков, Гришин, 1997; Тектоника..., 2001; Ershova et al., 2024б; Malyshev et al., 2018 и др. работы). Вендские отложения сложены серыми, темно-серыми и водорослевыми доломитами с прослоями глинистых доломитов, песчанистых доломитов и песчаников, доломитовых и известняковых песчаников и алевролитов (Мельников, 2005).

Кембрийские отложения представлены разнофациальными преимущественно карбонатными отложениями. На востоке и северо-востоке Сибирской платформы кембрийский бассейн представлял переходную зону от карбонатной платформы и рифовых построек к относительно глубоководному шельфовому бассейну с терригенной и терригенно-карбонатной седиментацией (Сухов, 2016). Отложения ордовика и силура вскрыты на самом северо-востоке региона в Усть-Оленекской скважине, представленные известняками и мергелями суммарной мощностью 467 м (Граусман, 1995).

2.3.1.1. Девон-пермские отложения

2.3.1.1.1. Хатангская седловина

Выходы средне-верхнедевонских отложений приурочены к сводам и кепрокам куполов Нордвикской площади (сопки Белая, Юрунг-Тумус, Кожевникова, Ледовая). Здесь в виде отторженцев присутствуют породы девонской системы.

В основании вскрытого разреза залегает пачка каменной соли с примесью глинисто-сульфатного, реже карбонатного материала, выше – светло-серые гипсы с прослоями ангидритов (сопочная свита) (Бобров, 2000;

Матухин, 1991; Матухин др., 1995). Соленосные отложения (300–310 м) охватывают верхнюю часть эмского (нижний девон) – нижнюю часть эйфельского (средний девон) ярусов. Выше залегают известняки, доломиты, иногда доломитистые аргиллиты и гипсы эйфеля-живета (юктинская свита, 50–100 м). К франу относятся доломиты, доломитизированные известняки с прослоями гипсов и ангидритов (юрюнг-тумусская свита, 130–160 м) (Проскурнин и др., 2013). Отложения фаменского яруса (солеруднинская толща, 190 м) представлены глинисто-карбонатными отложениями (Проскурнин и др., 2013).

Нижнекаменноугольные отложения турнейского и визейского ярусов (до 580 м) Нордвикской площади с размывом и стратиграфическим несогласием залегают на карбонатах среднего кембрия, местами согласно перекрывают фаменскую толщу и представлены известняками, органогенно-обломочными известняками, иногда доломитовыми, кремненными, а также ангидритами и гипсами, известняками оолитовыми кремненными с прослоями известковистых аргиллитов и мергелей (джамалахская, отмелая, правдинская толщи).

Нижнекаменноугольные отложения вскрыты под пермскими толщами глубокими скважинами на п-ове Юрунг-Тумус, где отмечен постепенный переход от девона к карбону. К карбону относят толщу мощностью 640 м коричневатого-серых криптокристаллических известняков с прослойками глинистых сланцев, относящихся к турнейскому ярусу. Нижняя часть визейских отложений представлена известняками органогенно-обломочными мощностью 140 м с прослоями ангидрита, а верхняя – известняками мелкокристаллическими с прослоями аргиллитов и мергелей общей мощностью 70 м. Мощность вскрытого нижнего карбона на данной площади составляет 880 м. Общая мощность – более 1100 м (Проскурнин и др., 2013).

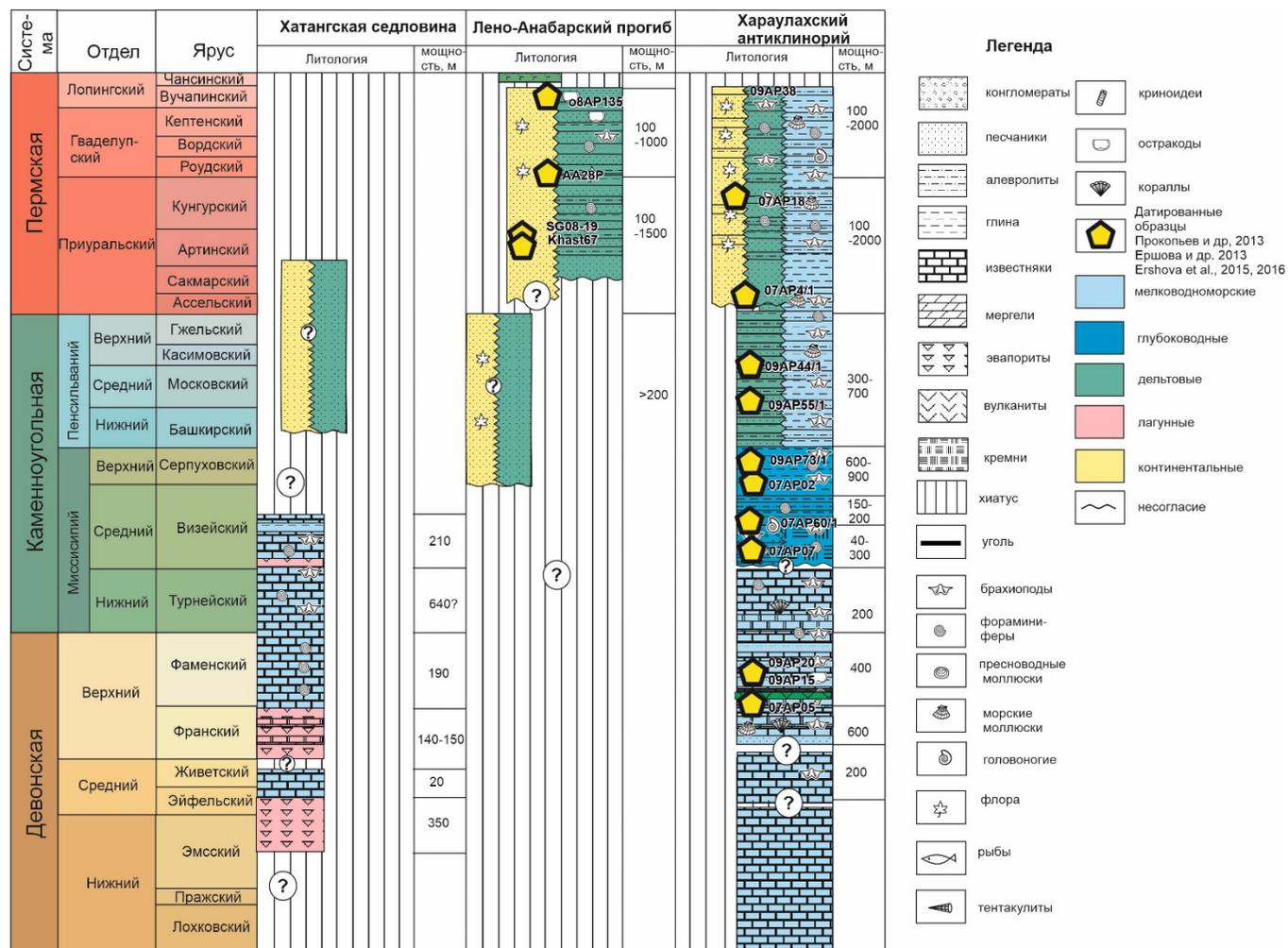


Рис. 2.4. Обобщенная стратиграфическая схема девон-пермских отложений северо-востока Сибири, с указанием положения датированных образцов (Абрамов, Григорьева, 1986; Бобров, 2000; Большиянов и др., 2014; Клец, 2005; Кутыгин, 2009; Матухин, 1991; Матухин др., 1995; Меннер, Сидяченко, 1975; Решения..., 2009; Проскурнин и др., 2013, 2017; Язиков и др., 2013; Ershova et al., 2016в и др.).

К нижнекаменноугольным отложениям также относят известняки с прослоями глинистых доломитизированных и окремненных известняков и аргиллитов, вскрытые в Хорудалахской, Костраминской, Улаханской, Южно- и Северо-Суодемских скважинах. Карбонатная толща нижнего карбона со значительным стратиграфическим несогласием перекрывает среднекембрийские отложения.

В основании местами присутствуют песчаники и конгломераты. Мощность толщи изменяется от 28 м (скв. Хорудалахская) до 154 м (скв. Костраминская). В разрезах Суодемских и Улаханской скважин она составляет 55–88 м (Проскурнин и др., 2013).

На п-ове Нордвик пермские, и возможно верхнекаменноугольные отложения, со стратиграфическим несогласием залегают на карбонатных отложениях нижнего карбона и представлены переслаивающимися алевролитами, аргиллитами, песчаниками с прослоями осадочных брекчий и каменных углей (тустахская свита). В целом разрез пермской системы Хатангской седловины (нижнекожевниковская, верхнекожевниковская мисайлапская свиты) представлен неравномерно переслаивающимися пачками песчаников, алевролитов и аргиллитов с линзами и прослоями каменных углей и достигает мощности около 2 км. На отдельных уровнях встречены разнообразные комплексы фораминифер, но в основном стратиграфический объем определен по споро-пыльцевым комплексам и флоре и охватывает все отделы пермской системы (Проскурнин и др., 2013).

2.3.1.1.2. Лено-Анабарский прогиб

Обнажения среднего-верхнего палеозоя немногочисленные и приурочены, в основном, к его южной периферии, где на разновозрастных протерозой-кембрийских отложениях залегают терригенные отложения верхнего карбона-перми. Строение средне-верхнепалеозойских отложений центральных и северных частей прогиба охарактеризовано разрезами нескольких глубоких скважин (Хастахская, Чарчыкская, Бурская и Усть-Оленекская). Здесь верхнекаменноугольные-нижнепермские песчаники с редкими прослоями аргиллитов и алевролитов (джаргалахская толща, 400–450 м) с несогласием

перекрывает доломиты верхнего кембрия. В Чарчыкской и Хастахской скважинах верхнепермские отложения (бурская свита) со стратиграфическим несогласием залегают на отложениях нижней перми и представлены мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами (40–130 м) (Большаянов и др., 2014; Проскурнин и др., 2017).

2.3.1.1.3. Север Хараулахского антиклинория и Приверхоянского прогиба

Девонская система

Девонские породы обнажаются на севере Хараулаха фрагментарно, в виде отдельных тектонических блоков и пластин, и это во многом определяет отрывочность сведений о стратиграфической полноте девонского разреза.

Здесь на водорослевых доломитах кембрия в кровле ржавых, загипсованных пород залегают преддевонская кора выветривания, на которой залегают пачка (3–9 м) известковистых песчаников серых разноплитчатых выветрелых, содержащих остатки брахиопод, мшанок, остракод, трилобитов, характерные для нижнедевонских отложений (томбуокская толща) (Большаянов и др., 2014.). Живетские отложения (тыллахская толща) распространены на правом берегу Быковской протоки дельты р. Лены у р. Тыллах (основание горы Ысы-Туойдах-Хая) и на правом берегу р. Лены. Основание толщи не вскрыто. Она сложена известняками доломитизированными, участками кавернозными массивными плитчатыми мелкозернистыми. Видимая мощность – 200 м. (Большаянов и др., 2014).

Франские отложения (ортохаинская толща) (от 300–350 до 600 м) обнажаются в береговых обрывах на Быковской протоке, а также в дельте р. Лена на о-ве Курунг-Сиси, о-ве Столб. Представлены темно-серыми известковистыми алевролитами, темно-серыми доломитизированными массивными и кавернозными известняками, пестроцветными известняками. На пестроцветных отложениях залегают пачка (100–150 м) покровов базальтов мощностью от 2–3 до 20–30 м каждый (Большаянов и др., 2014). Завершает разрез франа пачка темно-серых брекчированных и массивных (75 м) известняков. Мощность ортохаинской толщи колеблется от 300–350 до 600 м.

Фаменские отложения (до 400 м) (столбовская толща и эбеляхская свита) сложены переслаивающимися карбонатными песчаниками, кварц-полевошпатовыми песчаниками, песчанистыми известняками и доломитами (Абрамов, Григорьева, 1986; Меннер, Сидяченко 1975; Язык и др., 2013 и др.) (рис. 2.5).

а)

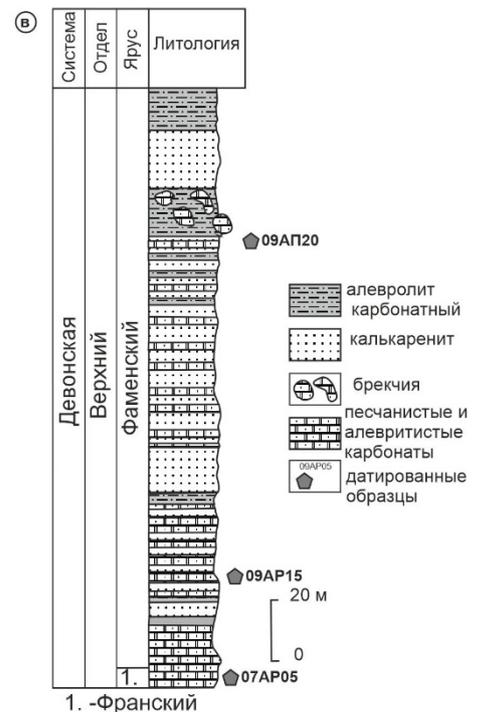


Рис. 2.5. Девонские отложения о-ва Столб (устье р. Лены): а – общий вид обнажения, б – переслаивание калькаренитов и карбонатных алевролитов, в – литологическая колонка по Язык и др., 2013 с изменениями.

Стратиграфическое расчленение каменноугольных отложений северного Верхоянья до сих пор является дискуссионным во многом из-за больших мощностей отложений и многочисленных тектонических нарушений, осложняющих разрезы. Наиболее спорным является стратиграфическое расчленение турне-серпуховских отложений. Нижние части каменноугольного разреза мощностью до 120 м на севере Хараулаха представлены известняками, согласно залегающими на фаменских отложениях. В основании разреза залегает пачка органогенных алевритистых известняков, которые вверх по разрезу сменяются серыми песчанистыми доломитами, доломитистыми известняками с линзовидными стяжениями черных кремней (бастахская свита).

Ранее полагали, что эти отложения заключают полный разрез турнейского яруса (Абрамов, Григорьева, 1986; Большиянов и др., 2014), однако Изох Н.Г. и Язиков А.Ю. (Izokh, Yazikov, 2017), на основе конодонтовой биостратиграфии предположили, что свита относится лишь к верхнему подъярису турнейского яруса.

Визейский разрез начинается двумя контрастными фациально замещающими друг друга по простиранию толщами. Первая состоит из грубозернистых, с преобладанием песчаников и конгломератов, отложений высокоплотных потоков (крестяхская свита мощностью до 240 м), тогда как в составе второй толщи преобладают кремнистые породы (нижняя часть атырдахской свиты мощностью 50–60 м) (рис .2.6).

Характер контакта конгломератов с нижележащими отложениями не установлен. Кремнистые отложения без видимого несогласия залегают на подстилающих их известняках турне и перекрываются терригенными отложениями верхнего визе. При этом на основе биостратиграфических данных поставлен вопрос о существовании перерыва в основании кремнистой пачки (Язиков, Соболев, 2013). В разрезе вдоль Быковской протоки дельты р. Лены напротив о-ва Чай-Ары визейские отложения (атырдахская свита) представлены чередованием кремнистых и глинистых пачек, а завершается разрез грубообломочными породами (Богущ, 1965). Возраст конгломератовой и кремнистой толщ определен как ранневизейский (Абрамов, Григорьева, 1986;

Клец, 2005; Кутыгин, 2009; Решения..., 2009) или как средневизейский (Сенников и др., 2020; Язиков, Соболев, 2013).

Выше залегают на м. Крест-Тумса алевролиты и аргиллиты с подчиненными прослоями песчаников и гравелитов (сокольская свита, 150 м). Южнее их аналоги представлены преимущественно алевролитами с подчиненными прослоями песчаников мощностью до 200 м и (верхняя подсвита атырдахской свиты). Возраст этих стратиграфических подразделений оценивают как средний-начало позднего визе (Абрамов, Григорьева, 1986; Клец, 2005; Кутыгин, 2009; Решения..., 2009) или средний визе (Язиков, Соболев, 2013).

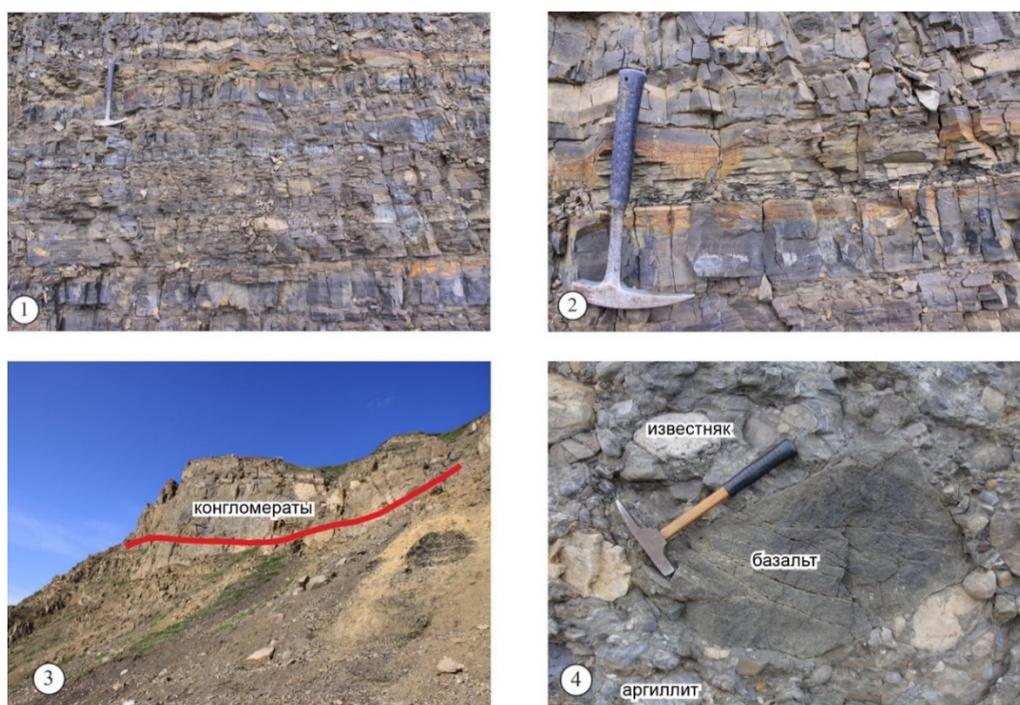


Рис.2.6. Нижнекаменноугольные отложение севера Хараулахского антиклинория (дельта р. Лены), 1–2 – кремни и кремнистые аргиллиты атырдахской свиты, 3–4 – крестяхские конгломераты.

Верхневизейские(?)–башкирские отложения (тиксинская свита) представлены однородными темно-серыми аргиллитами мощностью до 750 м (рис. 2.7).

Башкирско-касимовские отложения (тугасирская свита) согласно залегают на подстилающей аргиллитовой толще и сложены переслаиванием алевролитов и песчаников мощностью до 440–550 м (рис. 2.7).

Гжельские-нижнепермские отложения (кубалахская свита) местами залегают согласно на породах тугасирской свиты или со с значительным несогласием на карбонатах кембрия (рис.2.8). В кровле верхнекембрийских карбонатов в приконтактных зонах развиты многочисленные карстовые пустоты, заполненные терригенным материалом. Палекарстовые полости (погребенные пещеры) имеют извилистые формы и располагаются на глубине от 1 до 25 м ниже контакта пермских и кембрийских толщ. Размеры отдельных карстовых пещер изменяются от нескольких до 15 метров в поперечнике (см. рис. 2.8, 2.9). Небольшие карстовые пещеры соединяются с палеоповерхностью допермской суши извилистыми трещинами и колодцами (рис. 2.9). (Ершова и др., 2012).

Тиксинская свита



Тугасирская свита



Рис. 2.7. Фотографии разрезов тиксинской и тугасирской свит, низовья р. Лены.



Рис. 2.8. Несогласный контакт между кубалахской свитой (гжель-ассель) и кембрийскими карбонатами.

В спорово-пыльцевом комплексе заполняющих пустоты отложений преобладают формы, характерные для ранней перми, но также присутствуют в подчиненном количестве и формы каменноугольного возраста, вероятно, попавшие в раннепермский осадок в результате перемыва более древних отложений (Ершова и др., 2012).

Выше в пермском разрезе Хараулаха выделяют ряд свит (снизу-вверх) – туорасисскую, сахаинскую, соубольскую и чинкскую, сложенных неравномерно переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами суммарной мощностью более 1500 м (Большаянов и др., 2014; Егоров и др., 2001; Решения..., 2009) (рис. 2.10).

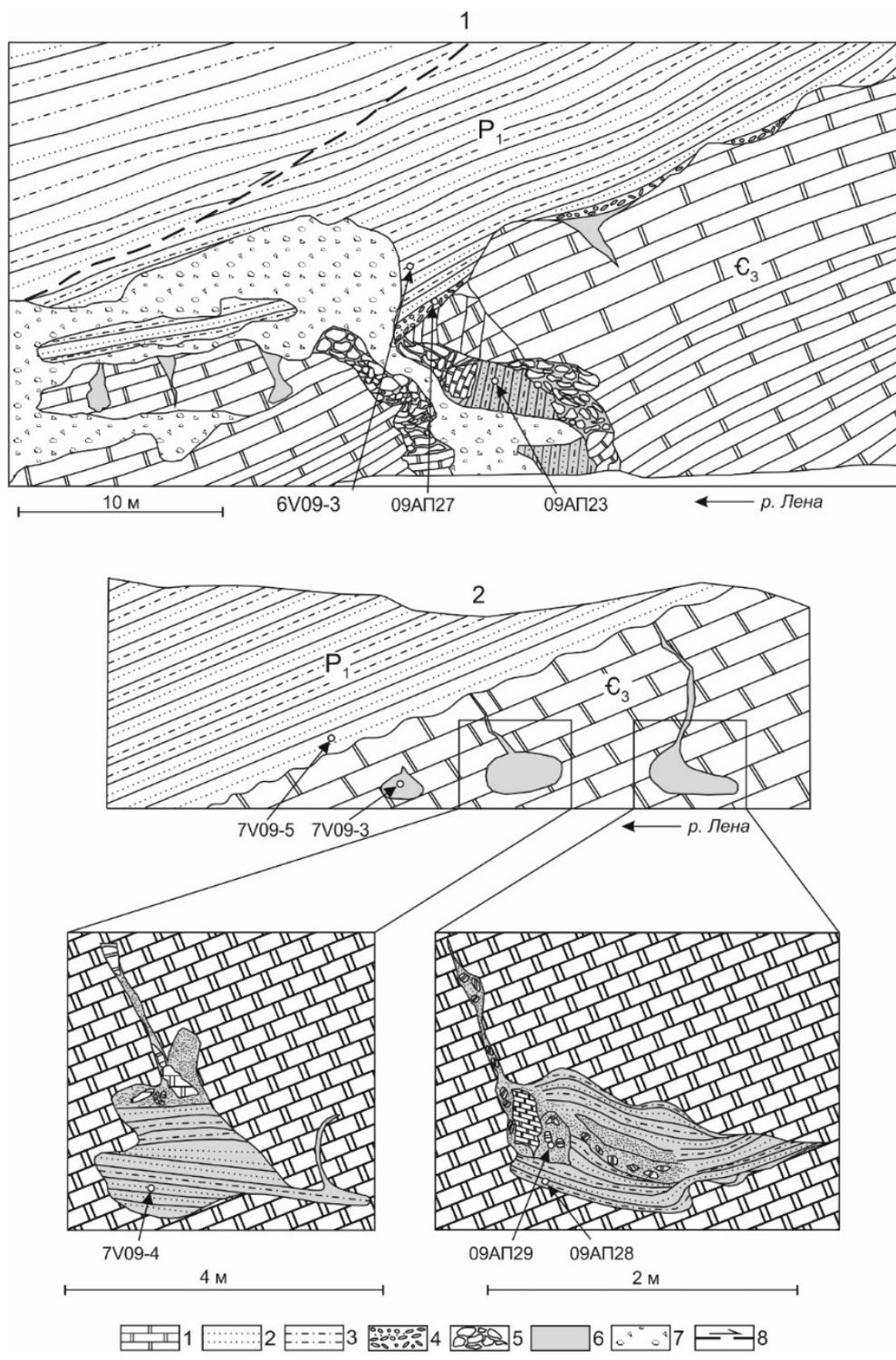


Рис. 2.9. Зарисовки с фотографий изученных разрезов границы кембрийских и пермских толщ с указанием мест отбора проб на палинологию: 1 – правый берег р. Лены, напротив о-ва Тит-Ары, 2 – разрез на о-ве Таас-Ары. Условные обозначения: 1 – доломиты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты и аргиллиты, 4 – конгломераты, 5 – доломитовая брекчия, 6 – выполнение карстовых пустот, 7 – осыпь, 8 – разломы (Ершова и др. 2012).



Рис. 2.10. Фотографии разреза нижнепермских отложений, низовья р. Лены.

2.3.2. Петрография песчаников севера Сибирской платформы и складчатого обрамления

2.3.2.1. Верхнедевонские отложения низовья р. Лены

Изученные песчаники представлены плохо сортированными аркозовыми аренитами, субаркозами и сублитаренитами с карбонатным и глинисто-карбонатным цементом (рис. 2.11, 2.12). Зерна кварца являются наиболее распространенным компонентом, составляя 60–75% обломочных зерен. Преобладает монокристаллический кварц, но в незначительных количествах присутствуют зерна поликристаллического кварца. Полевой шпат составляет от 20 до 30% обломочных зерен; среди них встречаются как калиевые полевые шпаты, так и плагиоклазы. Литические фрагменты составляют 10–40% и среди них преобладают обломки карбонатных пород (90–95% от общего количества литических зерен), тогда как зерна, представленные алевролитами и аргиллитами, встречаются редко. Обломки вулканических и метаморфических пород составляют несколько процентов от всех литических зерен. На классификационной диаграмме В.Р. Дикинсона (1983) все точки составов изученных песчаников расположены в поле рециклированных орогенов (рис. 2.11).

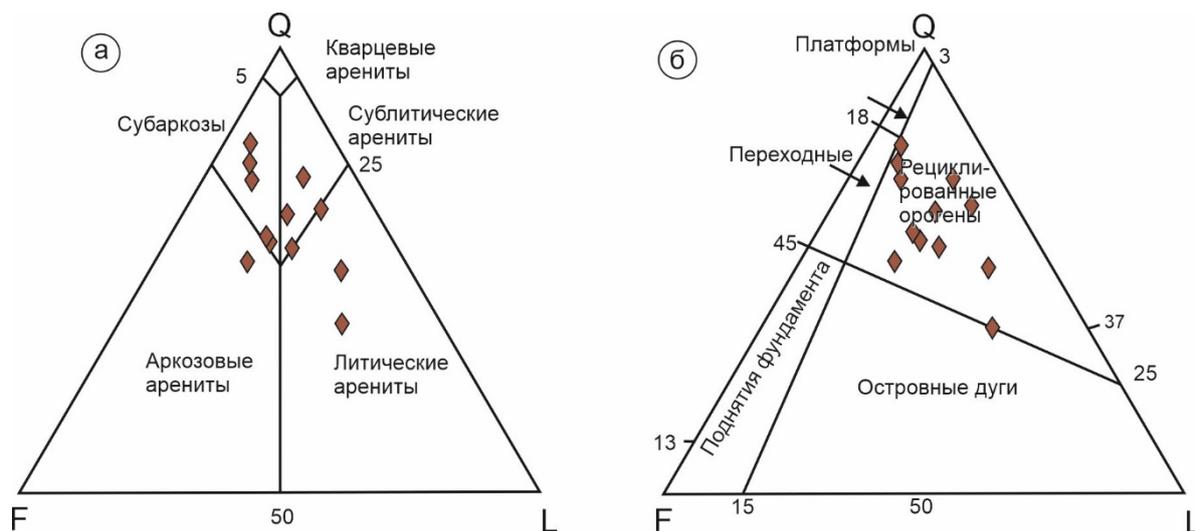


Рис. 2.11. Классификационные диаграммы QFL песчаников из верхнедевонских отложений: а – петрографическая характеристика (Pettijohn et al., 1987); б – диаграмма геодинамических обстановок формирования песчаников (Dickinson et

al., 1983) для верхнедевонских отложений низовьев р. Лены. Q – кварц, F – полевой шпат, L – обломки горных пород.

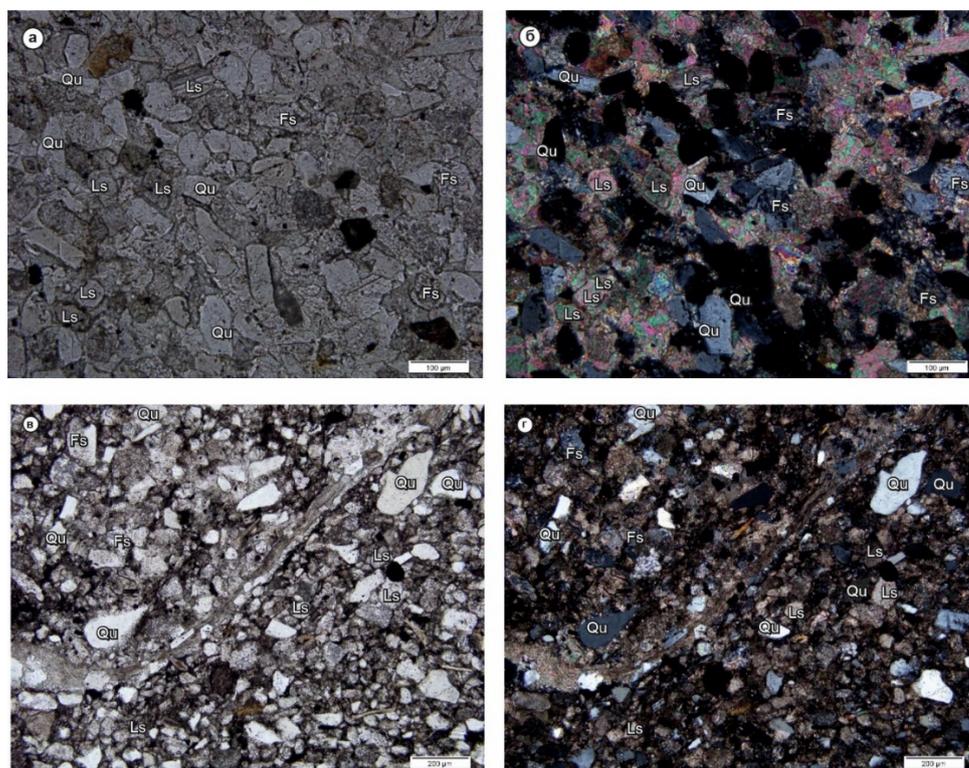


Рис. 2.12. Фотографии представительных шлифов верхнедевонских отложений нижнего течения р. Лены: а – мелко-среднезернистые плохо сортированные sublithические ареныты, б – разномзернистые субаркозы. Q – кварц, F – полевые шпаты, L – обломки горных пород.

2.3.2.2. Каменноугольные отложения

Петрографические исследования были проведены для каменноугольных отложений северной части Хараулахского антиклинория.

Крестяхская свита

Песчаники крестяхской свиты представлены плохо сортированными, со слабо окатанными зернами средне-крупнозернистыми литическими аренытами, sublithаренытами и субаркозами (рис. 2.13) с карбонатным и глинисто-карбонатным цементом.

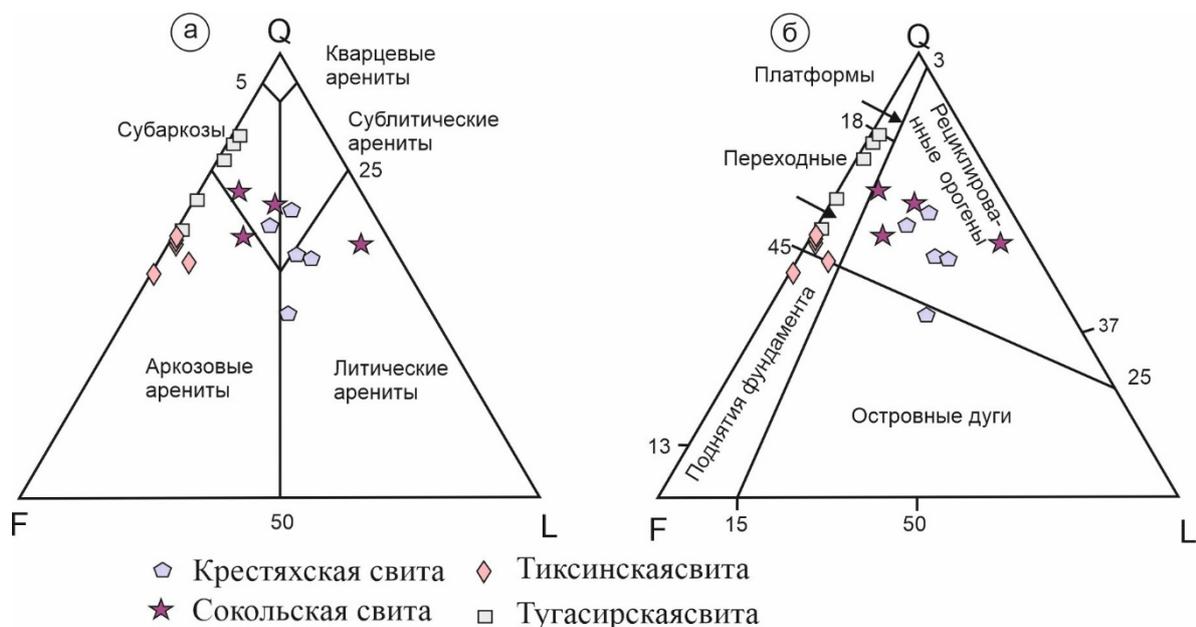


Рис. 2.13. Классификационные диаграммы QFL песчаников: а – петрографическая характеристика (Pettijohn et al., 1987); б – диаграмма геодинамических обстановок формирования песчаников (Dickinson et al., 1983) для каменноугольных отложений севера Хараулахского антиклинория. Q – кварц, F – полевой шпат, L – обломки горных пород.

Зерна кварца составляют 38–67% от всех обломочных зерен песчаников. Преобладает монокристаллический кварц, но присутствуют и единичные зерна поликристаллического кварца. Зерна полевых шпатов составляют от 16 до 29% и значительно различаются по форме, размеру и окатанности.

Литические обломки составляют 16–39% среди песчаных зерен, преимущественно средне- или крупнозернистые, полуокатанные до угловатых. Обломки сложены алевролитами, аргиллитами и карбонатными породами. Карбонатные зерна составляют 90–95% от общего количества литических обломков, тогда как зерна, сложенные алевролитами и аргиллитом, вулканическими породами основного состава редки, и составляют не более 1–2% от общего количества литических фрагментов (рис. 2.14). На классификационной диаграмме Дикинсона В.Р. (1983) точки составов изученных песчаников попадают в поле рециклированных орогенов; один образец расположен в поле островных дуг (рис. 2.14).

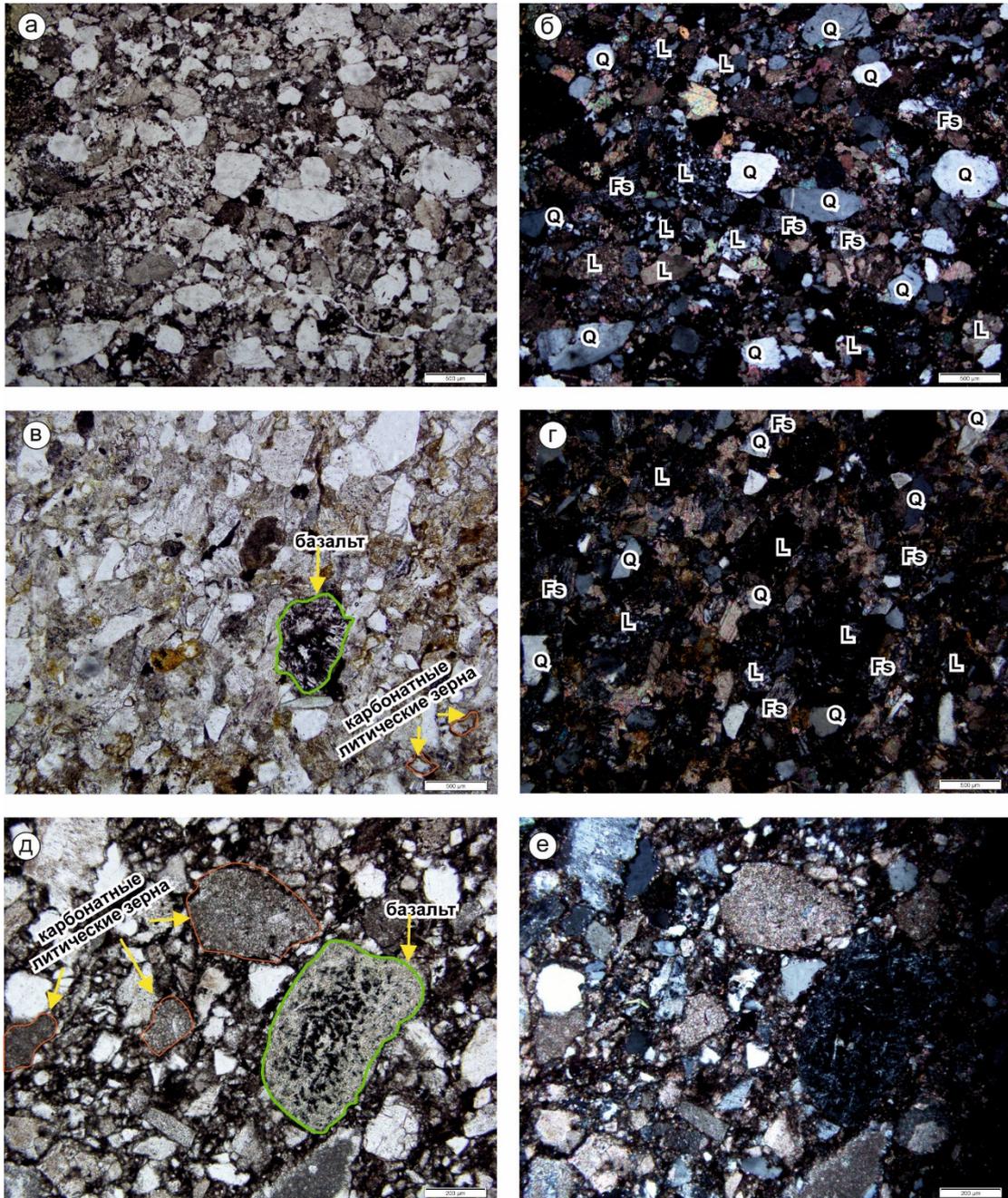


Рис. 2.14. Фотографии представителей шлифов песчаников крестяхской свиты (север Хараулахского антиклинория). Q – кварц, Fs – полевые шпаты, L – обломки горных пород.

Сокольская свита

Песчаники сокольской свиты по петрографическому составу близки к песчаникам крестяхской свиты и представлены разномасштабными аркозовыми и литическими аренидами, субаркозами с глинистым и карбонатно-глинистым цементом (рис. 2.13, 2.15). Кварцевые зерна составляют от 42 до 65% обломочных

зерен песчаников, и представлены преимущественно зернами монокристаллического кварца. Полевой шпат составляет от 12% до 30% зерен. Зерна как кварца, так и полевого шпата имеют форму от почти угловатых до полуокруглых. Литические зерна (от 8 до 35%) в основном сложены округлыми и почти угловатыми обломками вулканических пород и обломками осадочных пород (преимущественно карбонатов, реже аргиллитов).

На классификационной диаграмме Дикинсона В.Р. (1983) фигуративные точки составов изученных песчаников расположены в поле рециклированных орогенов.

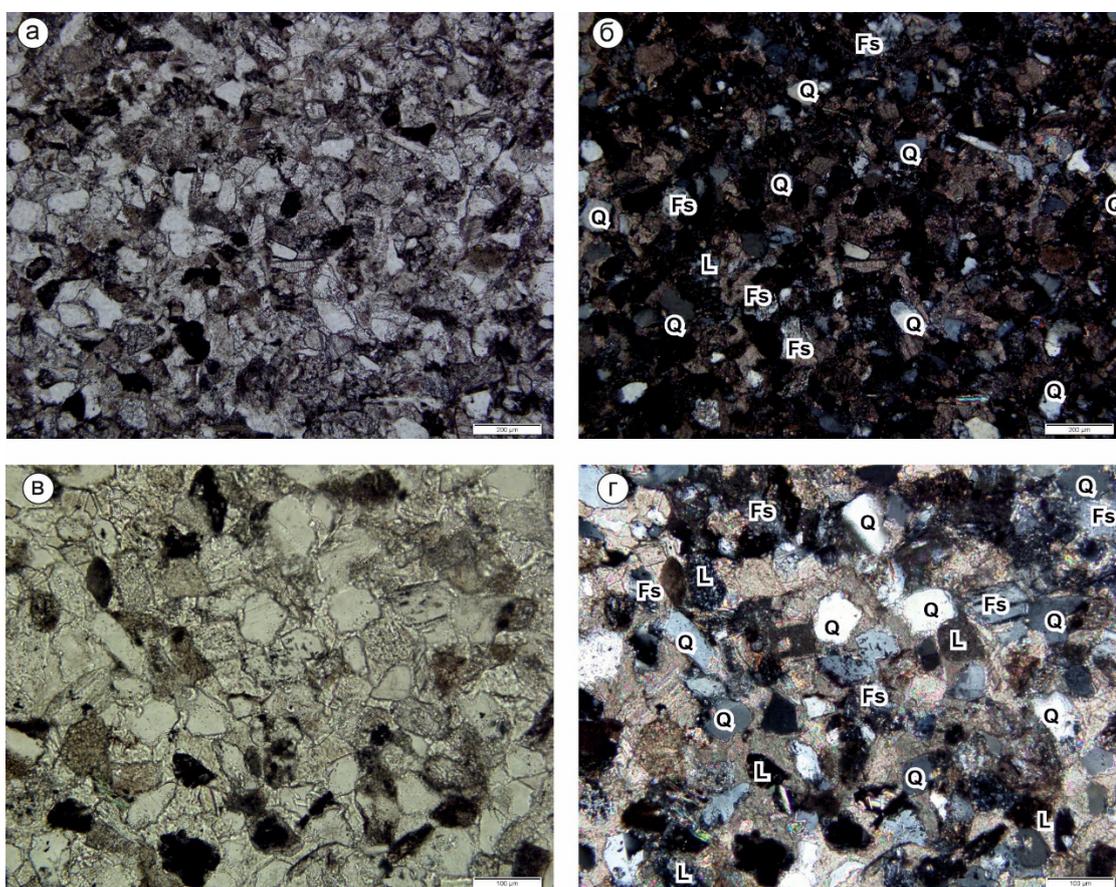


Рис. 2.15. Фотографии представительных шлифов песчаников сокольской свиты (север Хараулахского антиклинория). Q – кварц, Fs – полевые шпаты, L – обломки горных пород.

Тиксинская свита

Песчаники тиксинской свиты представлены мелкозернистыми аркозовыми аренидами с глинистыми и карбонатно-глинистым цементом (рис. 2.13, 2.16). Степень окатанности зерен от угловатых до полуокруглых. Кварцевые зерна

составляют 58–62%, полевые шпаты – 36–42%, обломки пород – 0–4%. Кварцевые зерна преимущественно монокристаллические, реже встречаются поликристаллический кварц. В отличие от подстилающих свит песчаники тиксинской свиты содержат лишь единичные литические зерна преимущественно карбонатного состава. На классификационной диаграмме Дикинсона В.Р. (1983) точки составов изученных песчаников попадают в поле переходных геодинамических обстановок (рис. 2.13).

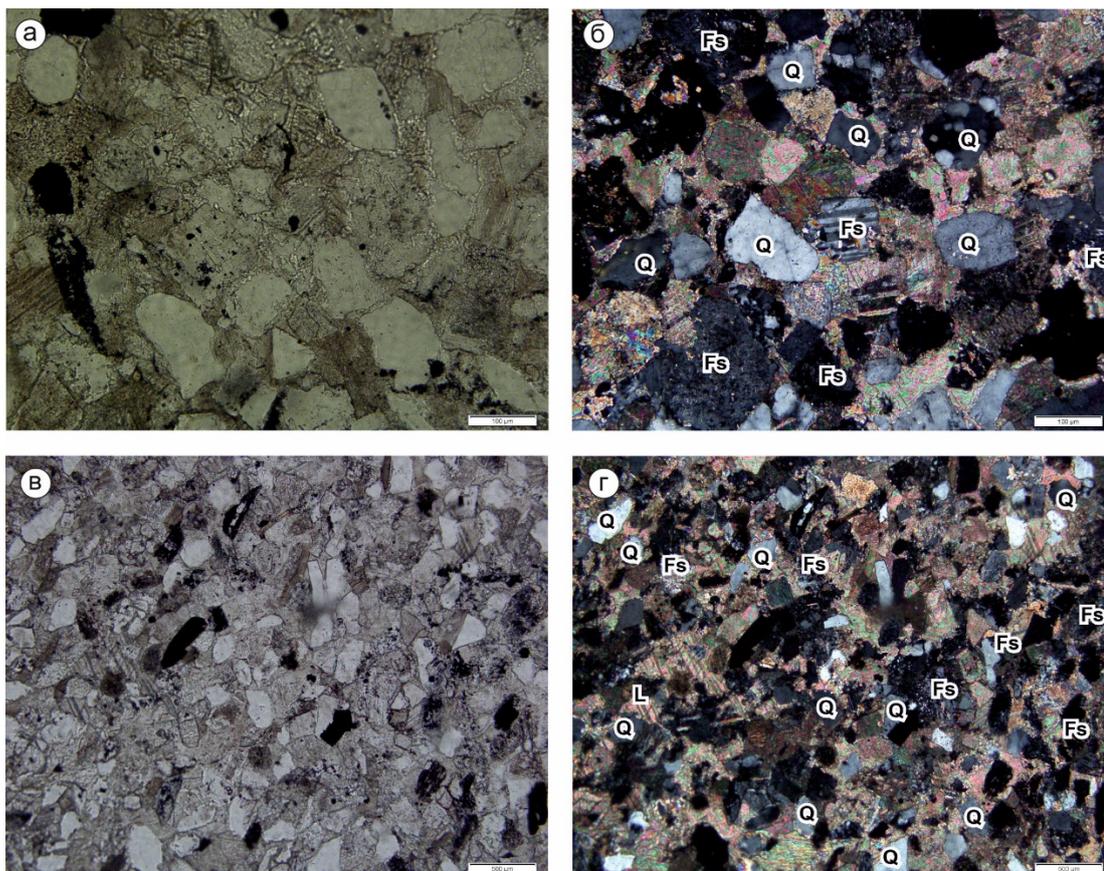


Рис. 2.16. Фотографии представительных шлифов песчаников тиксинской свиты (север Хараулахского антиклинория). Q – кварц, Fs – полевые шпаты, L – обломки горных пород.

Тугасирская свита

Песчаники тугасирской свиты по составу относятся к мелко-среднезернистым аркозовым ареникам и субаркозам (рис. 2.13, 2.17). Кварц преимущественно монокристаллический и составляет 42–65% зерен каркаса породы, полевые шпаты составляют от 12% до 30% зерен. Песчаники мелко- и среднезернистые, от умеренно до хорошо отсортированных, с преобладанием

зерен от угловатых до полуокруглых. Литические обломки (1–5%) сложены преимущественно карбонатами и аргиллитами. На классификационной диаграмме Дикинсона В.Р. (1983) точки составов изученных песчаников находятся в поле переходных геодинамических обстановок (рис. 2.17).

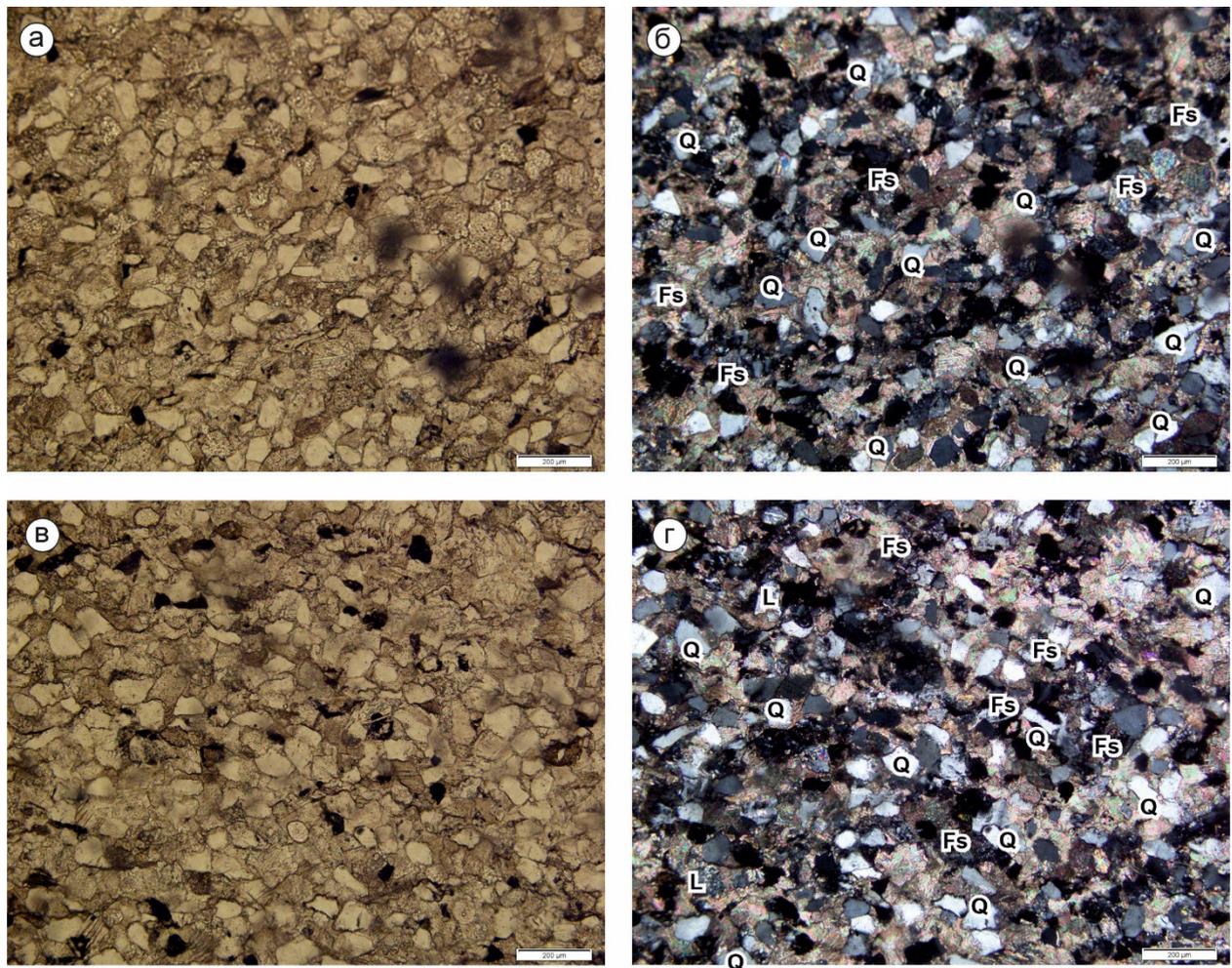


Рис. 2.17. Фотографии представительных шлифов песчаников тугасирской свиты (север Хараулахского антиклинория). Q – кварц, Fs – полевые шпаты, L – обломки горных пород.

2.3.2.4. Пермские отложения

2.3.2.4.1. Северная часть Хараулахского антиклинория и Приверхоянского прогиба

Пермские песчаники северной части Хараулахского антиклинория представлены плохо сортированными, со слабо окатанными мелко-среднезернистыми аркозовыми аренидами и сублитаренидами (рис. 2.18, рис. 2.19). Зерна кварца составляют 44–55% от всех обломочных зерен песчаников.

Преобладает монокристаллический кварц, но присутствуют и единичные зерна поликристаллического кварца. Зерна полевых шпатов составляют от 22 до 34% и значительно различаются по форме, размеру и степени окатанности.

Литические обломки составляют 12–23% среди песчаных зерен, преимущественно средне- или крупнозернистые, полуокатанные до угловатых. Литические обломки в основном сложены алевролитами, аргиллитами и кислыми вулканическими породами. На классификационной диаграмме Дикинсона В.Р. (1983) точки составов изученных песчаников локализованы в поле рециклированных орогенов (рис. 2.18).

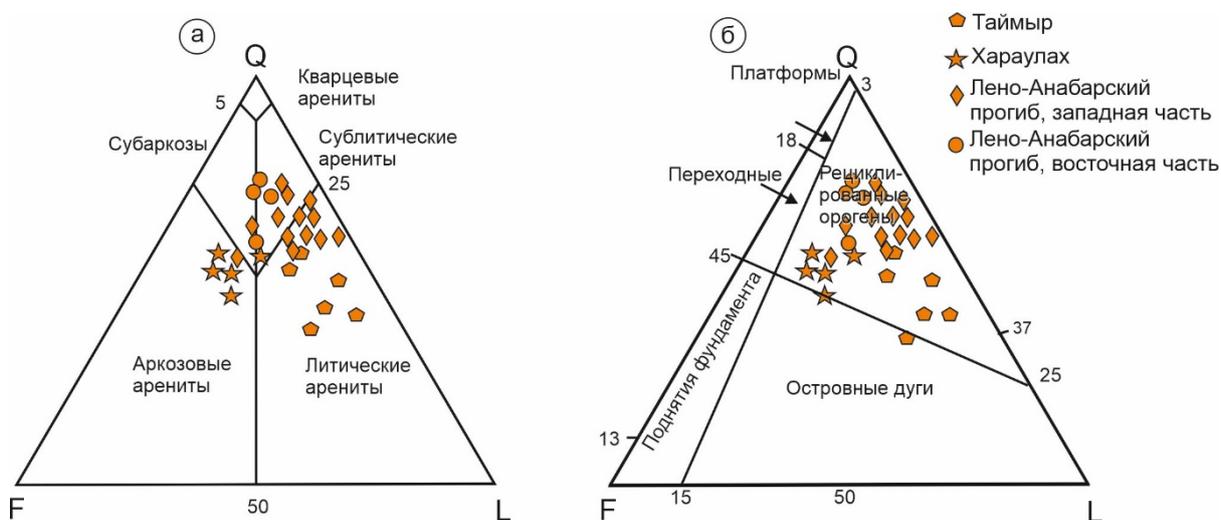


Рис. 2.18. Классификационные диаграммы QFL песчаников: а – петрографическая характеристика (Pettijohn et al., 1987); б – диаграмма геодинамических обстановок формирования песчаников (Dickinson et al., 1983) для пермских отложений исследуемого региона. Q – кварц, F – полевой шпат, L – обломки горных пород.

2.3.2.4.2. Лено-Анабарский прогиб.

Нами охарактеризованы петрографическими исследованиями как западная (разрезы вдоль р. Анабара), так и восточная части прогиба (северные склоны Оленекского поднятия; Хастахская, Бурская и Усть-Оленекская скважины). Пермские песчаники преимущественно представлены разномасштабными, часто плохосортированными сублитическими и литическими аренитами, реже

аркозовыми аренидами и субаркозами (рис. 2.18, 2,20). Отмечается закономерное уменьшение количества литических зерен в составе песчаников в восточном направлении. Кварцевые зерна составляют 55–80% обломочной компоненты и обычно от средне- до хорошо окатанных, чаще монокристаллические. Обломки полевых шпатов (9–28%) угловатые, слабоокатанные, среди них присутствуют как калиевые полевые шпаты, так и плагиоклазы.

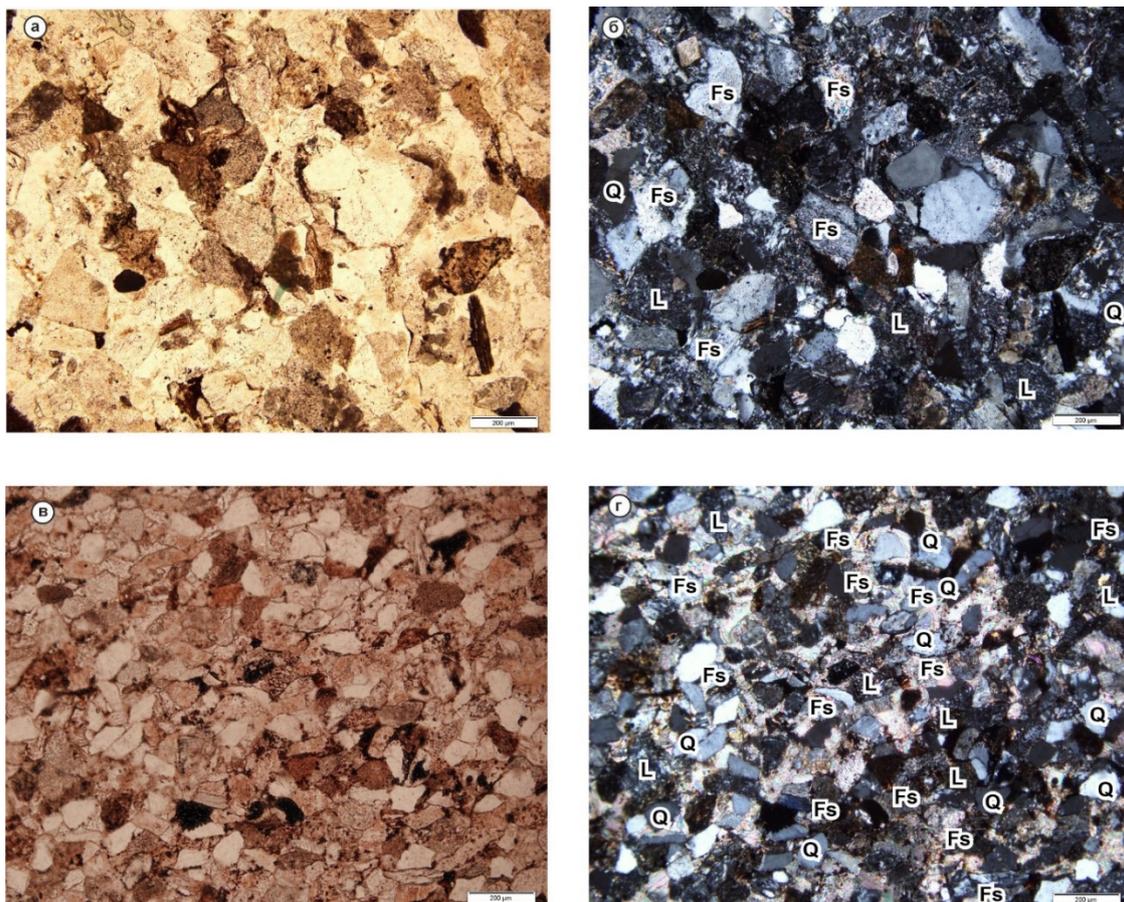


Рис. 2.19. Фотографии представительных шлифов пермских отложений севера Хараулахского антиклинория: а, в – в проходящем свете; б, г – с анализатором. Q – кварц, Fs – полевые шпаты, L – обломки горных пород.

Литические зерна (5–25%, чаще 20–25%) сложены преимущественно вулканическими породами кислого среднего состава, алевролитами и аргиллитами. Метаморфические зерна редки и представлены кристаллическими сланцами и микрокварцитами. На классификационной диаграмме Дикинсона В.Р. (1983) составы изученных песчаников расположены в поле рециклированных орогенов (рис. 2.19).

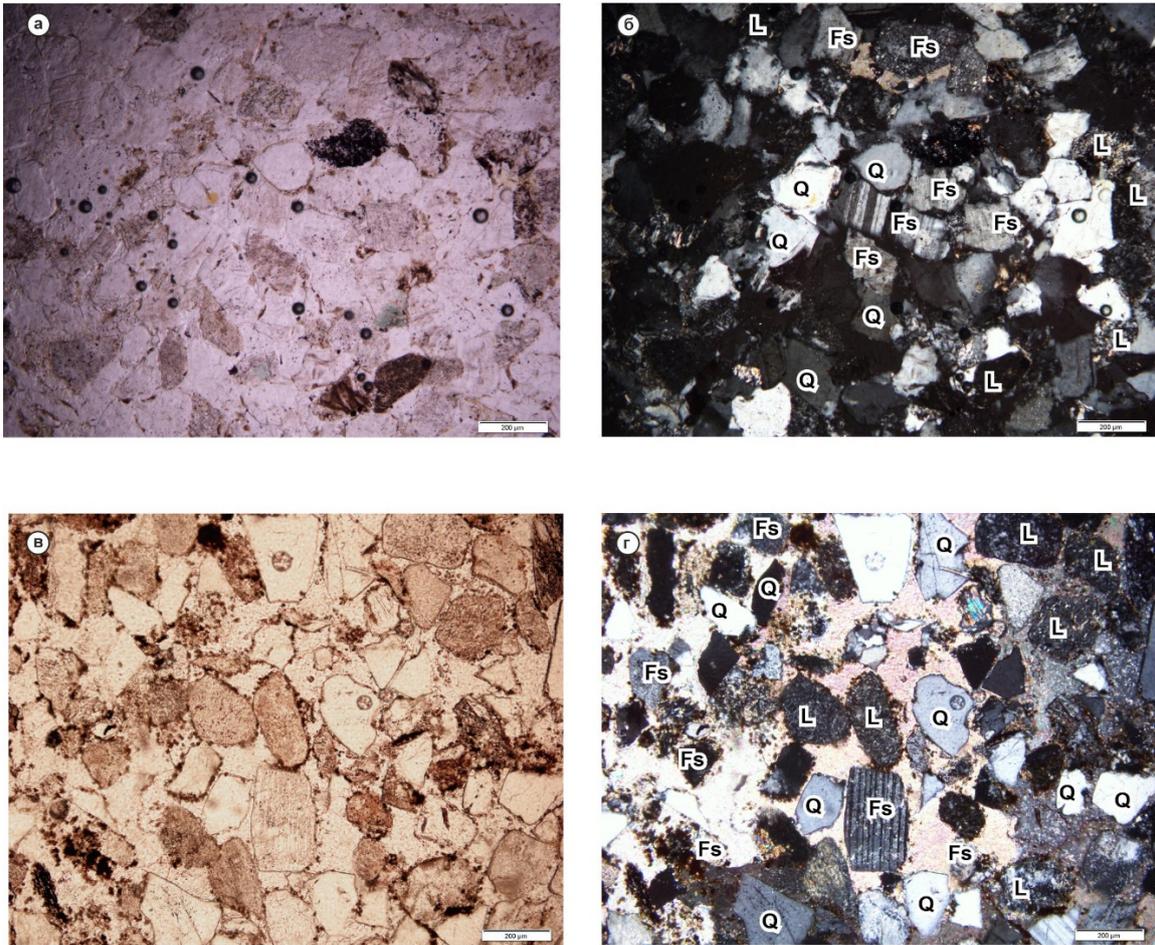


Рис. 2.20. Фотографии представительных шлифов пермских отложений Лено-Анабарского прогиба: а, б – верхнепермские отложения северного склона Оленекского поднятия, среднее течение р. Оленек, б, в – верхнепермские отложения северного склона Анабарского щита, нижнее течение р. Анабара; а, в – в проходящем свете; б, г – с анализатором. Q – кварц, Fs – полевые шпаты, L – обломки горных пород.

2.3.3. Уран-свинцовое датирование цирконов

2.3.3.1. Хараулахский антиклинорий

Верхнедевонские отложения о. Столб охарактеризованы тремя образцами (рис. 2.21).

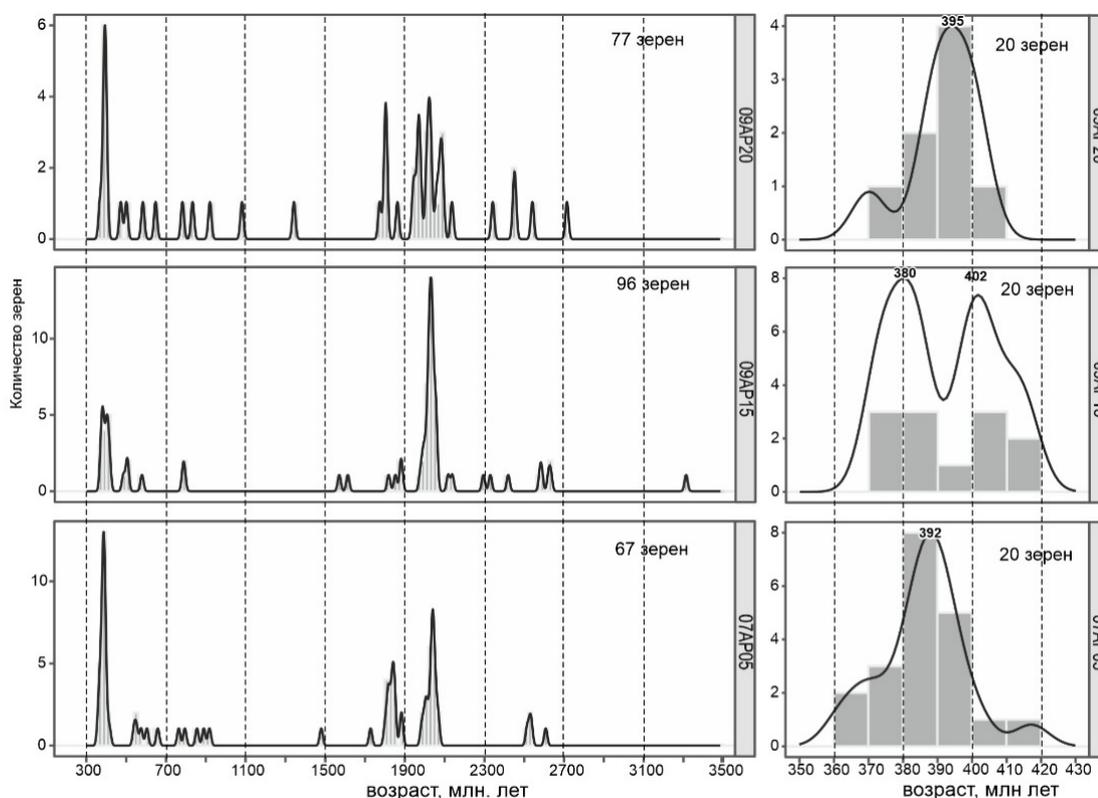


Рис. 2.21. Распределение возрастов обломочных цирконов из верхнедевонских отложений о-ва Столб.

Образец 07AP05 (франский ярус, ортохаинская свита). Семьдесят процентов всех проанализированных зерен имеют докембрийский возраст, причем архейские зерна имеют разброс возрастов кристаллизации от 2515 до 2609 млн лет и образуют небольшой пик в 2550 млн лет (рис. 2.21). Палеопротерозойские зерна составляют 48% от общей популяции и образуют основные возрастные пики около 2000 и 1850 млн лет. Цирконы неопротерозоя (15%) не образуют заметного пика. Палеозойские зерна (30%) группируются в пик с возрастом 390 млн лет.

Образец 09AP15 (фаменский ярус, столбовская толща). Семьдесят три процента датированных зерен имеют докембрийский возраст (рис. 2.21). Несколько архейских зерен сгруппированы в пик около 2500 млн лет, в то время

как палеопротерозойские зерна составляют 63% от общей популяции и образуют основную популяцию с возрастом около 2000 млн лет. Три неопротерозойских циркона не образуют выраженных пиков. Палеозойские зерна составляют 27% от общей популяции и образуют два пика около 400 и 380 млн лет.

Образец 09AP20 (фаменский ярус, столбовская толща). В этом образце 65% датированных цирконов имеют докембрийский возраст (рис. 2.21). Архейские зерна составляют 5% от проанализированных цирконов и имеют возраст кристаллизации между 2540 и 2720 млн лет. Палеопротерозойские цирконы составляют 45% от общей популяции, причем большинство возрастов кристаллизации сосредоточены в диапазоне 1800–2000 млн лет. Неопротерозойские зерна (12%) не образуют значимых популяций, в то время как палеозойские зерна сгруппированы в основной пик около 395 млн лет.

Каменноугольные отложения охарактеризованы серией образцов, отобранных в северной части Хараулахского антиклинория (рис 2.1, 2.4, 2.22). Здесь нами проведено датирование обломочных цирконов из всех свит карбона.

В образце 07АП67 (нижний визе, крестяхская свита) 95% обломочных цирконов имеют докембрийский возраст и 34% из них являются неопротерозойскими (см. рис. 2.22). Среди докембрийских зерен отчетливо выделяются три популяции – 2,7, 1,8–2,2 млрд лет и 650–760 млн лет. Самые древние зерна имеют возраст 3,6–3,7 млрд лет.

Образец 09АП60/1 (средний-верхний визе, сокольская свита). В этом образце 18% обломочных цирконов имеют палеопротерозойский возраст, а 20% – неопротерозойский, образуя отчетливые возрастные пики около 1875 и 800 млн лет. Зерна архейского и мезопротерозойского возрастов редки и в сумме составляют лишь 7% от всей популяции. 55% цирконов имеют палеозойские возраста, группируясь около 485 млн лет (поздний кембрий – ранний ордовик), 390 млн лет (средний – поздний девон) и 335 млн лет (ранний карбон). Раннекаменноугольные цирконы имеют возраст близкий времени седиментации и составляют около 26% от общего количества датированных зерен (рис. 2.22).

В образце 07АП02 (верхний визе–башкирский ярус, тиксинская свита) 55% обломочных цирконов имеют докембрийский возраст. Для этих зерен отчетливо

выделяются три основных пика – 2,5–2,6 и 1,9–2,0 млрд лет, 750–830 млн лет и менее значимый пик около 600 млн лет. 45% обломочных цирконов имеют палеозойский возраст с тремя основными пиками: 500, 386 и 346 млн лет; 24% детритовых цирконов имеют раннепалеозойский возраст с преобладающими кембрий-ордовикскими возрастами (рис. 2.22).

Образец 09АП73/1 (верхний визе–башкирский ярус, тиксинская свита). 57% цирконов в исследованном образце имеют докембрийский возраст. Неопротерозойские цирконы преобладают (30%) и в их возрастном спектре выделяются три пика – около 800, 705 и 610 млн лет. 16% цирконов имеют палеопротерозойские возраста, большинство из них характеризует возрастной диапазон 1,8–1,9 млрд лет. Как и в образце 09АП60/1, мезопротерозойские зерна единичны, но количество архейских цирконов увеличивается и достигает 9%. Для архейских зерен отчетливо выделяется пик 2,7 млрд лет. Зерна палеозойского возраста составляют 43% от всех датированных зерен. Среди них выделяются две главные популяции цирконов – раннекаменноугольная с отчетливым пиком около 335 млн лет и раннеордовикская с пиком около 470 млн лет. 6% зерен в изученном образце имеют среднедевонский возраст, группируясь около значений, близких к 395 млн лет (рис. 2.22).

Образец 09АП55/1 (башкирский–касимовский ярусы, тугасирская свита, в ~50 м выше ее подошвы). 73% цирконов имеют докембрийский возраст. Среди них, как и в образцах 09АП60/1 и 09АП73/1, преобладают палеопротерозойские и неопротерозойские зерна. Зерна архейского возраста составляют 7% от всех датированных и среди них преобладают цирконы с возрастными пиками 2,5–2,6 млрд лет. Палеопротерозойские зерна (36%) образуют отчетливую группу с пиком около 1855 млн лет. Неопротерозойские зерна цирконов (30%) образуют два возрастных пика – около 690 и 580 млн лет. Палеозойские зерна составляют 27% от всех датированных цирконов. Среди палеозойских зерен выделяются две основные популяции цирконов – раннеордовикская с пиком около 485 млн лет и позднедевонская–раннекаменноугольная с пиком около 360 млн лет (рис. 2.22).

Образец 09АП44/1 (башкирский–касимовский ярусы, тугасирская свита, верхняя часть). В образце преобладают цирконы докембрийского возраста (72%).

Архейские зерна имеют возраста 2,5–3,2 млрд. лет и составляют 11% от всех датированных. Мезопротерозойские зерна не обнаружены. Как и в других образцах здесь преобладают цирконы нео- и палеопротерозойского возраста. Палеопротерозойские зерна (27%) образует отчетливый пик около 1835 млн лет. Среди неопротерозойских зерен (34%) выделяются две популяции с пиками около 800 и 630 млн лет. 28% цирконов имеют палеозойский возраст, образуя возрастные пики около 500 млн лет (средний–поздний кембрий) и 320 млн лет (ранний–средний карбон), причем последний близок к времени седиментации (рис. 2.22).

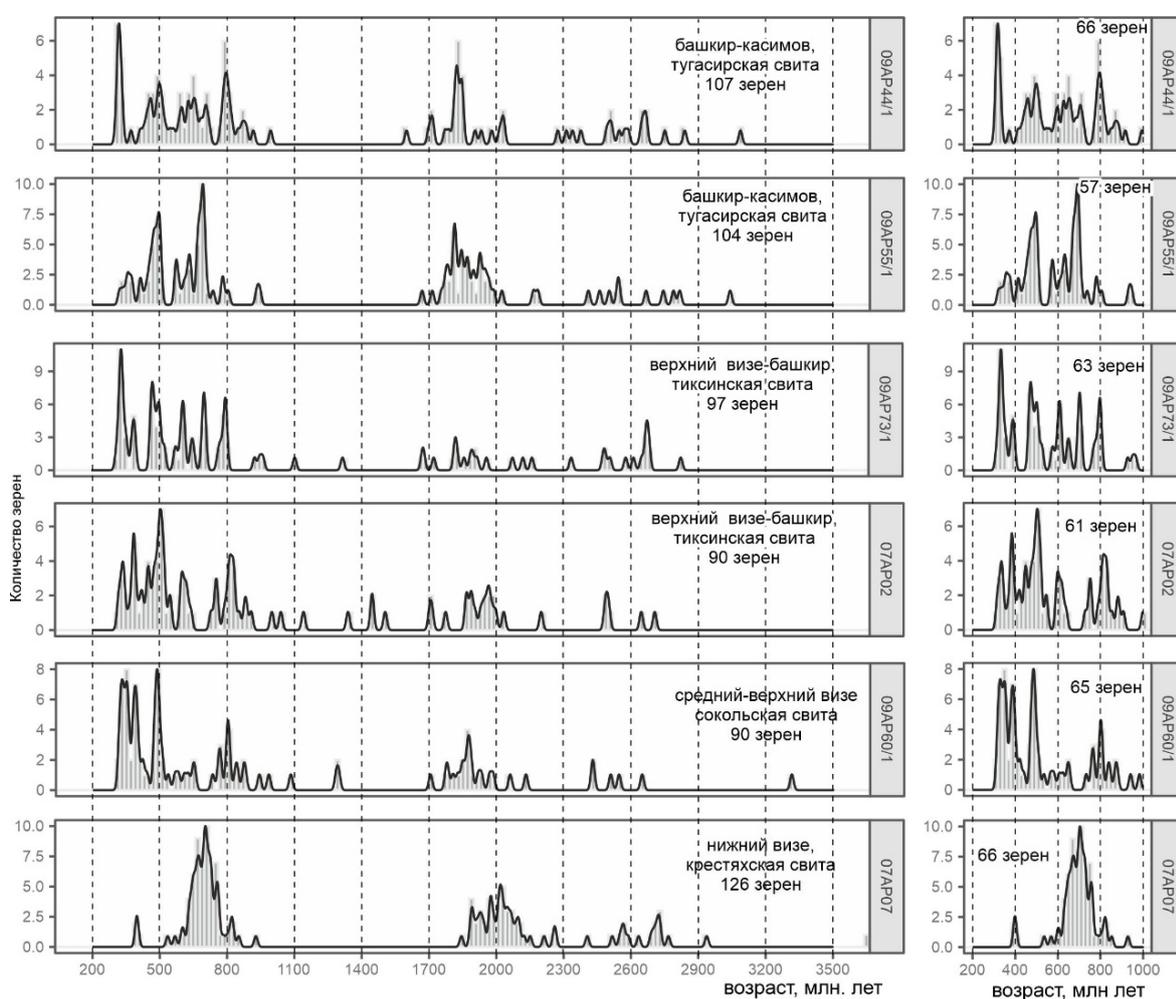


Рис. 2.22. Распределение возрастов обломочных цирконов из каменноугольных отложений северной части Хараулахского антиклинория.

Три образца из пермских пород Хараулахского антиклинория имеют сходное распределение обломочных цирконов. Архейские зерна образуют пик около 2560 млн лет, в то время как палеопротерозойские зерна составляют 5–13%

популяции и сгруппированы в пик около 1840–1870 млн лет (рис. 2.23). Из всех проб датированы только два зерна мезопротерозойского возраста (обр. 09AP38) 1387 ± 32 и $1508,7 \pm 32$ млн лет. Неопротерозойские зерна составляют от 10 до 18% популяции и группируются около 900–880, 770–780 и 590 млн лет. Палеозойские зерна составляют от 48 % до 68 % и образуют многочисленные возрастные пики, причем ранне-среднепалеозойские зерна образуют группировки около 500, 480, 465, 420 и 380 млн лет назад, а каменноугольно-пермские зерна сгруппированы в популяции с возрастными пиками 355, 300, 290 и 275 млн лет.

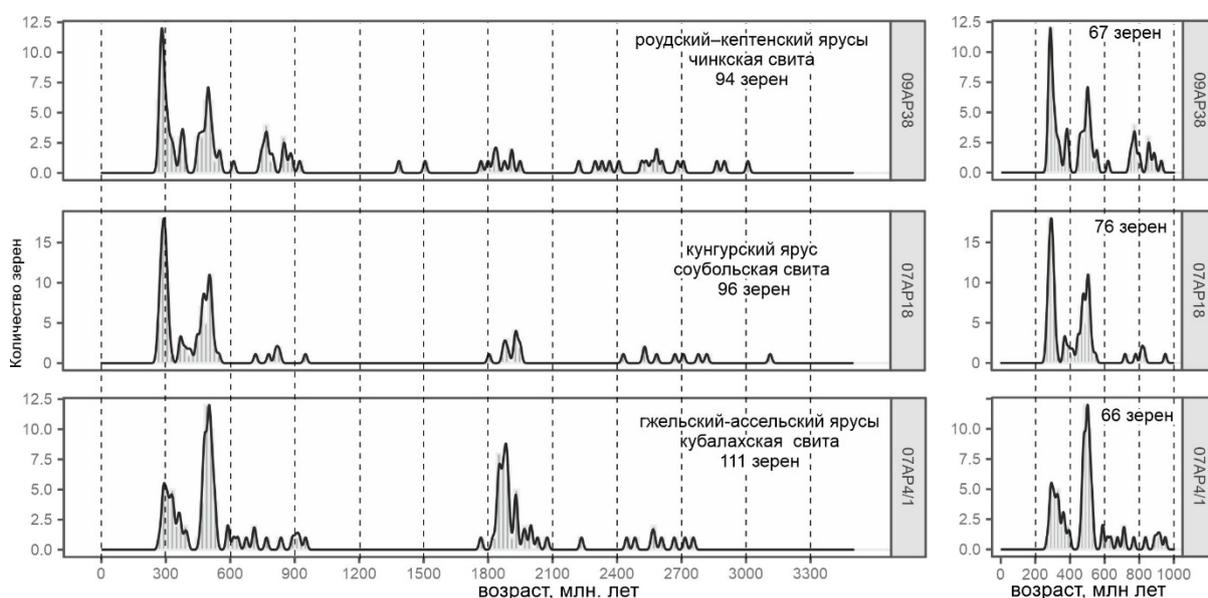


Рис. 2.23. Распределение возрастов обломочных цирконов из пермских отложений северной части Хараулахского антиклинория.

2.3.3.2. Лено-Анабарский прогиб

Четыре датированные пробы (AA28P, SG0819, 08AP135, Khast67) из пермских отложений Лено-Анабарского прогиба имеют сходное распределение возрастов обломочных цирконов (рис. 2.24). Докембрийские зерна составляют от 17 до 49 %, с архейскими зернами в диапазоне от 2500 до 2600 млн лет и несколькими мезопротерозойскими зернами с возрастом около 1500–1600 млн лет. Неопротерозойские и палеопротерозойские зерна преобладают среди докембрийских цирконов и группируются около 1845, 820 и 750 млн лет. Цирконы раннего и среднего палеозоя имеют отчетливые возрастные пики около

480, 415 и 400 млн лет назад. Каменноугольные и пермские цирконы составляют до 51% от датированных зерен и группируются около 340, 315, 290 и 270 млн лет.

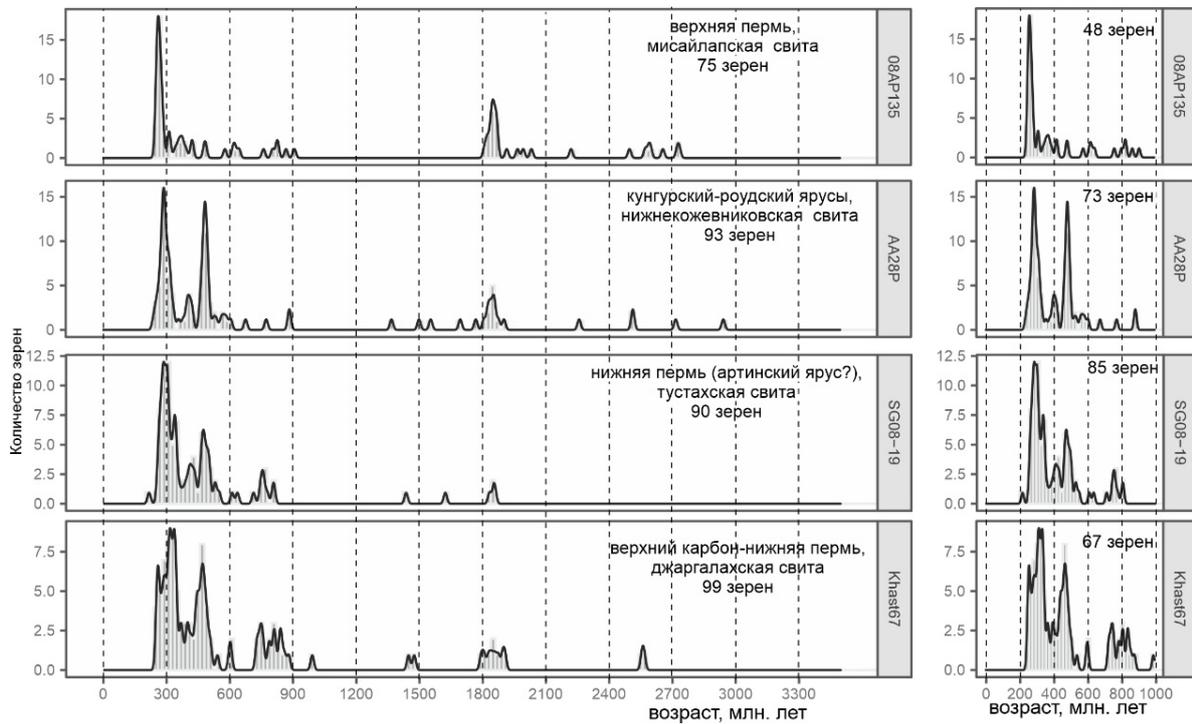


Рис.2.24. Распределение возрастов обломочных цирконов из пермских отложений Лено-Анабарского прогиба.

2.4. Полуостров Таймыр

2.4.1. Общие сведения о геологическом строении

В тектоническом плане п-ов Таймыр относится к Таймыро-Североземельской складчатой системе. В его пределах выделяют три структурные зоны первого порядка – Южно-, Центрально- и Северо-Таймырскую, которые разделены Пясино-Фадеевским и Главным Таймырским надвигами. Южная граница Южно-Таймырской зоны перекрыта мезокайнозойскими отложениями Енисей-Хатангского прогиба (Верниковский 1996; Зоненшайн и др., 1990; Уфлянд и др., 1991) (рис. 2.25).

В Южно-Таймырской зоне вскрыты в различной степени деформированные отложения от ордовика до триаса. Магматические породы представлены пермо-триасовыми вулканическими и магматическими образованиями основного состава (Погребицкий, Лопатин, 2000; Погребицкий, Шануренко 1998; Проскурнин и др. 2009, 2013, 2015, 2016).

Центрально-Таймырская зона сложена в основном рифейскими палеоостроводужными, гранитно-метаморфическими террейнами (Мамонто-Шренковский и Фаддеевский) (рис. 2.25), существенно карбонатными террейнами пассивной окраины и офиолитами (Челюскинский и Становской офиолитовые пояса) (Верниковский, 1996; Верниковский и др., 1998; Верниковский и др., 2011, Проскурнин и др., 2014). Самые древние осадочные комплексы центральной зоны прорваны габбро с возрастными кристаллизации (U-Pb циркон, бадделеит) 1345–1382 млн лет (Priyatkina et al., 2017; Проскурнин и др., 2014). Древнейшие плагиограниты островодужной природы в центральной зоне Таймыра имеют возраст 969 ± 17 млн лет и 961 ± 3 млн лет (Верниковский и др., 2011). Основываясь на U-Pb геохронологических данных по цирконам (Верниковский, 1996; Верниковский и др., 1998; Pease et al., 2001; Кузьмин и др., 2007; Проскурнин и др., 2014) следует датировать внедрение Мамонто-Шренковских гранитоидов в интервале 894—885 млн лет, а образование кислых интрузивных пород Фаддеевского террейна несколько позднее – 846–823 млн лет.

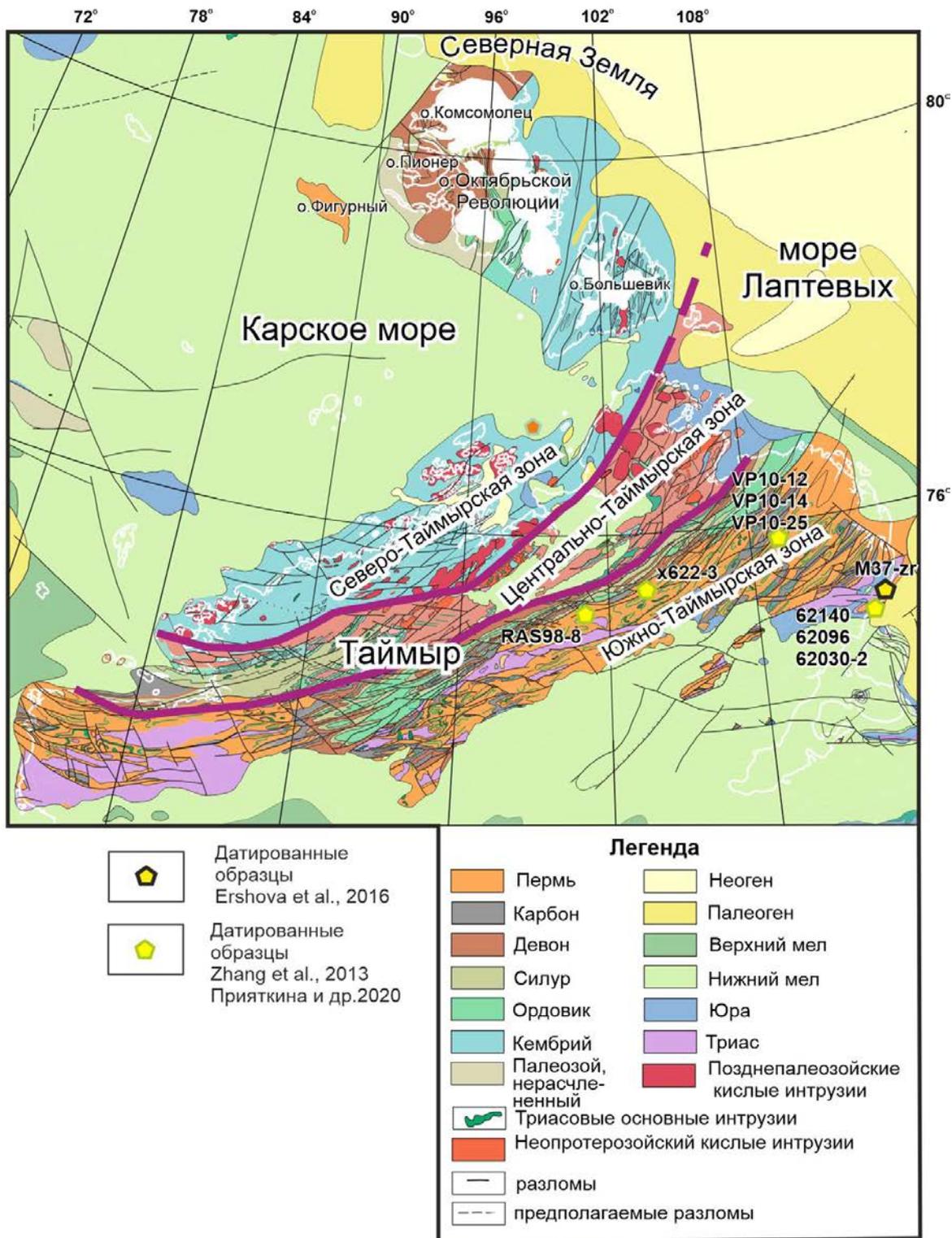


Рис. 2.25. Упрощенная геологическая карта п-ва Таймыр, с указанием границ структурно-формационных зон и окружающих территорий (по Морозов, Петров, 2004; Качурина и др., 2013; Верниковский, 1996 с упрощениями и изменениями).

Полученные U/Pb геохронологические данные для цирконов из кислых метавулканитов отвечают возрастному интервалу 869–823 млн лет (Проскурнин и др., 2014). Возраст формирования офиолитовых поясов установлен по цирконам из плагиогранитов, габбро и вулканогенных пород 730–755 млн лет (Vernikovskiy et al., 2005).

Согласно Верниковский В.А и Верниковская А.Е (Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2001)), Проскурнину В.Ф. с соавторами (2014) аккреция Центрально-Таймырского террейна с Южно-Таймырской окраиной Сибири произошла 600 млн лет назад. Прияткина Н.С. с соавторами (Priyatkina et al., 2017) предложили более сложную модель с несколькими эпизодами аккреции и коллизией, завершившейся 600–550 млн лет назад. Рифейские комплексы перекрыты с угловым несогласием венд-нижнекаменноугольным осадочным чехлом (Верниковский, 1996; Priyatkina et al., 2017), сформировавшимся на пассивной окраине Сибирского континента. В Центрально-Таймырской зоне широко развиты позднепалеозойские преимущественно позднепермские и раннетриасовые (рис. 2.26, 2.27) интрузивные образования среднего и кислого составов, а также раннетриасовые базальты и долериты (Погребицкий, Лопатин, 2000; Погребицкий, Шануренко 1998; Проскурнин и др., 2013, 2015).

Северо-Таймырская зона отделена от Центрально-Таймырской Главным Таймырским надвигом, протяженностью более 600 км (Верниковский, 1996). На северном Таймыре обнажаются в различной степени метаморфизованные терригенные отложения (рис. 2.25). Метаморфизм, широко развитый в пределах Северо-Таймырской зоны (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации), с зонами послышной мигматизации и гранитизации значительно осложнил определение возраста отложений и их метаморфизма (Верниковский, 1996).

В последние годы благодаря датированию обломочных цирконов из метатерригенных толщ Северного Таймыра удалось установить преимущественно кембрийский и моложе возраст толщ (Ершова и др., 2017а; Качурина и др., 2013; Ershova et al., 2019а; Pease, Scott, 2010), а не рифей–вендский, как считалось ранее (Беззубцев, 1986; Погребицкий, Шануренко, 1998; Погребицкий, Лопатин, 2000). В тектоническом плане Северо-Таймырская

зона составляет южную окраину Карского террейна (блока, микроконтинента) (Lorenz et al., 20086; Верниковский, 1996; Метелкин и др., 2000; Ershova et al., 2019a и др.).

В пределах зоны широко развит карбон-раннепермский гранитоидный магматизм (344–288 млн лет) (Верниковский, 1996; Курапов и др., 2018; Kurarov et al., 2021a, 2024; Vernikovskiy et al., 2020 и ссылки в этих работах), указывающий на время существования активной окраины Карского террейна. Полное закрытие океанического бассейна произошло в конце ранней перми, на что указывают возраста кристаллизации постколлизийных гранитов – 264–257 млн лет и регионального метаморфизма около 272 млн лет (рис. 2.25, 2.26) (Kurarov et al., 2021a). Кислый магматизм поздней перми–триаса развит довольно широко, как и в Центрально-Таймырской зоне (рис. 2.26).

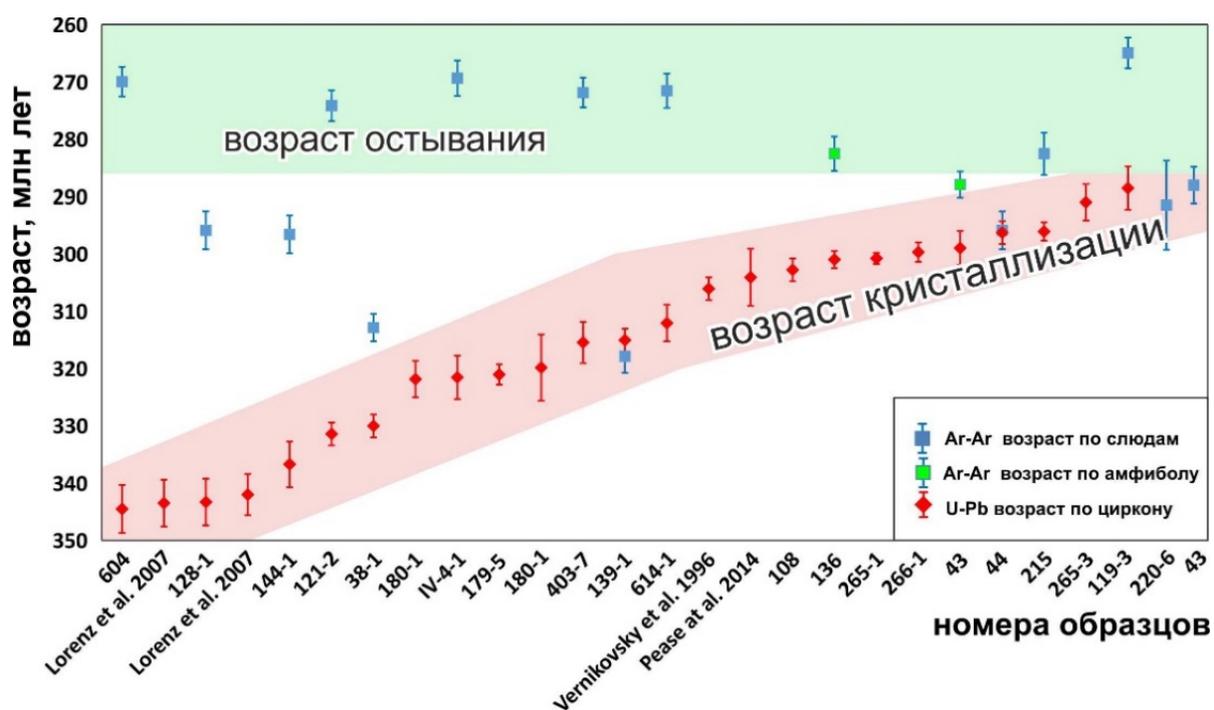
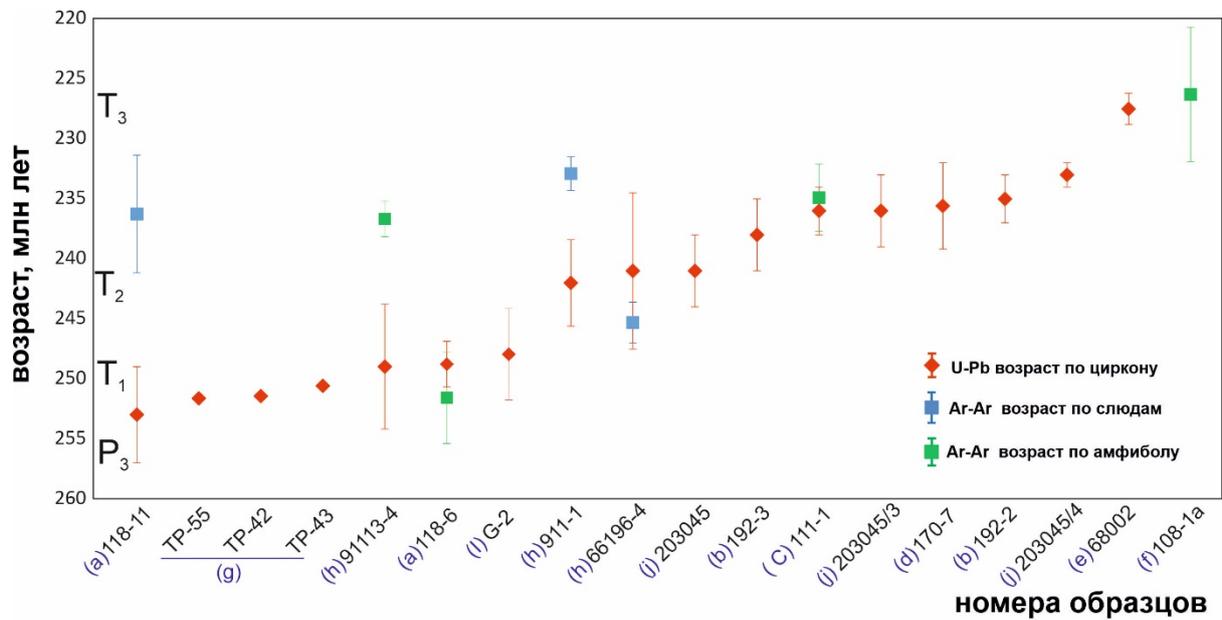


Рис.2.26. Диаграмма, суммирующая U-Pb и Ar-Ar возраста для каменноугольных - раннепермских гранитов северного Таймыра (Kurarov et al., 2021a).



a. - f. Kurapov et al., 2021b g. Vernikovskiy et al. 2003 l. Khudoley et al. 2018
h. Augland et al. 2019 j. Proskurnina et al. 2019

Рис.2.27. Диаграмма, суммирующая U-Pb и Ar- Ar возраста для пермских и триасовых гранитов северного Таймыра (Kurapov et al., 2021б).

2.4.2. Стратиграфия девон-пермских отложений п-ва Таймыр

Все выходы девон-пермских отложений приурочены к Центральной и Южной структурным зонам Таймыра. В пределах Северо-Таймырской структурной зоны на п-ве Таймыр отложения карбона неизвестны, на арх. Северная Земля карбон-пермские отложения выделяются в ахматовскую толщу и сведения о них приведены в Главе 2.

Девонская система

Стратиграфия девонских отложений Таймыра разработана на материалах М.Н. Злобина (1962), С.В. Черкесовой (Черкесова и др., 1994), Н.Н. Соболева (1997) и в ходе геологосъемочных работ различного масштаба (Проскурнин, 2008). В целом, для девона характерна следующая фациальная зональность с карбонатными отложениями на юге, которые в северном направлении переходят в глинистые и кремнистые.

Отложения нижнего–среднего девона южной части Таймыра (тарейская, песчанинская, пряминская свиты, приморская, нижняя часть рогатинской толщи и дептумалинская толща) представлены доломитами, известняками, аржиллитами, глинистыми сланцами и гипсами мощностью от 600 до 1500 м. К северу развиты серые и черные доломиты, углисто-кремнистые доломиты, фтаниты, углистые и алеврито-глинистые сланцы, глинистые алевролиты (верхняя часть усть-пясинской свиты) (360–530 м) (Соболев, 1997) (рис. 2.28).

Верхнедевонские отложения (валентиновская, фадеевская свиты, юртаргинская таксагербейская, светланинская толщи, верхняя часть рогатинской толщи) представлены вторичными доломитами, пелитоморфными известняками, седиментационными доломитами, известняками, доломитистыми известняками, органогенно-детритовыми известняками, темно-серыми до черных тонкоплитчатыми известняками, тонкозернистыми и комковато-сгустковыми массивными известняками, черные кремнисто-глинистыми и известковистыми сланцами с прослоями сланцеватых глинистых известняков с тонкими прослоями черных сланцев (мощность 200–620 м) (Соболев, 1997).

Каменноугольная система

На основе детальных стратиграфических работ Н.Н. Соболев (1999) во многом уточнил стратиграфическое расчленение нижнекаменноугольных отложений Таймыра, разработанное В.И. Устрицким и Г.Е. Черняком (1960, 1963, 1967) и М.Ф. Соловьевой (Соловьева, 1972; Соловьева и др., 1978). Согласно последней сводке Н.Н. Соболева (1999), для нижнекаменноугольных отложений унаследована фациальная зональность девонского бассейна с переходом от мелководноморских к глубоководным отложениям в северо-западном направлении.

На Центральном и Восточном Таймыре турне-серпуховские отложения (вольнинская дикарабигайская, кыйдинская, верхотаймырская свиты, пережатинская толща) представлены карбонатными песчаниками, гравелитами, водорослевыми известняками, органогенно-обломочными известняками, микритовыми известняками с спонголитами, спонголитовыми известняками с прослоями черных фтанитов и кремнисто-углеродистых сланцев. Мощность нижнекаменноугольной последовательности достигает более 1500 м. К северу разрез нижнекаменноугольных отложений (зеледеевская свита) значительно сокращается до 560 метров и представлен преимущественно черными глинистыми сланцами с подчиненными прослоями известняков и углисто-глинистых сланцев, пелитоморфными, тоно- и среднезернистыми известняками с прослоями глинистых и углисто-глинистых сланцев (рис. 2.28).

В башкирское время на Таймыре происходит переход от преимущественно карбонатно-кремнистой седиментации, характерной для девона-нижнего карбона, к терригенной. Башкирские отложения (макаровская свита) представлены разнофациальными отложениями и согласно залегают на отложениях нижнего карбона. В стратотипическом разрезе свиты на р. Макарова обнажена только ее нижняя часть, которая сложена аргиллитами, содержащими брахиоподы. Наиболее полный разрез макаровской свиты на Западном Таймыре находится на р. Ефремова, где разрез начинается с существенно карбонатной толщи и заканчивается 40-метровой пачкой песчаников. В центральном Таймыре макаровская свита состоит из более грубозернистых терригенных пород. Здесь

обнажаются в нижней части разреза черные аргиллиты, ритмично переслаивающиеся с алевролитами. В средней и верхней части разреза преобладают песчаники с прослоями алевролитов и гравелитов. На южном склоне Быррангских гор макаровская свита представлена алевритистыми известняками, алевролитами, песчаниками с прослоями брахиоподовых известняков. Мощность свиты составляет здесь 100–350 м (Проскурнин, 2008).

Московские–сакмарские отложения (турузовская, эвенская свиты) представлены черными аргиллитами, алевритистыми аргиллитами, глинистыми алевролитами, глинистыми известняками, песчаниками. Мощность свиты изменяется от 250 м на севере Центрального Таймыра до 1500 на юге (Проскурнин, 2008).

Артинские отложения (быррангская, ефремовская свиты) сложены ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами; в разных частях разреза присутствуют прослои песчанистых известняков и каменных углей. Характерны крупные ритмы мощностью до 50–200 м. Общая мощность отложений достигает 2000 м. (Проскурнин, 2008).

Кунгурские и роудские отложения (соколинская, убойнинская, байкурская, крестьянская, макаревичская свиты) представлены ритмично переслаивающимися алевролитами и песчаниками с прослоями слабоуглистых аргиллитов и, реже углей, полимиктовых конгломератов. Мощность составляет от 200 до 1200 м.

Вордский-чансинский ярусы (бражниковская сарыдасайская, черная зверинская свиты, мариинская и скалистая толщи) сложены переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами и содержат пласты каменного угля; встречаются линзы и пачки конгломератов. В верхней части разреза появляются туфопесчаники и прослои базальтов. Суммарная мощность превышает 200 м (Проскурнин 2008).

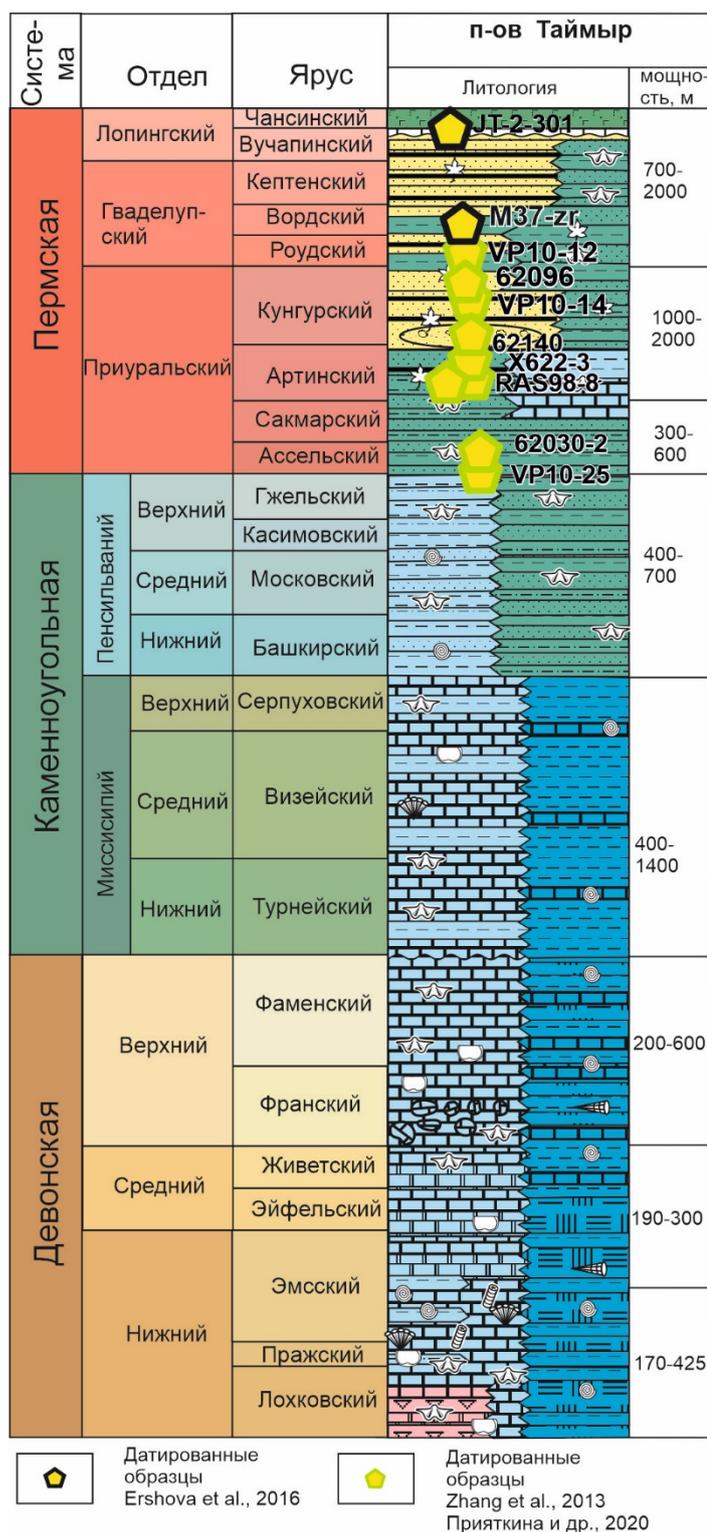


Рис. 2.28. Обобщенная стратиграфическая схема девон-пермских отложений п-ва Таймыр и стратиграфическая привязка датированных образцов, обсуждаемых в тексте (по Соболев, 1997 1999; Погребницкий, Шануренко 1998; Погребницкий, Лопатин, 2000; Проскурнин, 2008; Ershova et al., 2016в) Условные обозначения см. на рис 2.4.

2.4.3. Петрография пермских песчаников восточного Таймыра

Пермские песчаники восточного Таймыра представлены плохо сортированными, плохо окатанными разнозернистыми литическими аренидами с глинистым и карбонатно-глинистым цементом (рис. 2.18, 2.29). Зерна кварца составляют 38–56% от всех обломочных зерен изученных песчаников. Преобладает монокристаллический кварц, но присутствуют и поликристаллические разновидности. Чаще всего кварцевые зерна плохо окатанные угловатые, реже средне- и хорошо окатанные. Полевые шпаты составляют от 8 до 21%, представлены как калиевыми полевыми шпатами, так и плагиоклазами, чаще угловатые и слабо окатанные. Большинство зерен полевых шпатов плохо окатанные угловатые.

Литические зерна составляют 31–50% обломочной части песчаников. Среди них преобладают обломки вулканических пород кислого и среднего составов (40–70% от всех литических зерен), алевролиты и аргиллиты (20–30%) встречаются реже; единичные зерна сложены кристаллическими сланцами и микрокварцитами, кремнями. Степень окатанности литических зерен варьирует и зависит от их состава так алевролиты и аргиллиты обычно среднеокатанные, обломки вулканических пород – от плохо- до среднеокатанных. На классификационной диаграмме В.Р. Дикинсона (1983) точки составов изученных песчаников группируются в поле рециклированных орогенов (рис. 2.18).

2.4.4. Уран-свинцовое датирование обломочных цирконов

Датирование обломочных и магматических цирконов из горных пород, обнажающих на п-ве Таймыр, проводилось несколькими группами исследователей. Распределение обломочных цирконов из докембрийских осадочных и метаосадочных толщ Центрального Таймыра приводятся в работе Priyatkina et al., 2017. Датирование обломочных цирконов из средне-верхнепалеозойских осадочных толщ проводилось группой из Стокгольмского Университета (Zhang et al., 2013), а также сотрудниками СПбГУ и ГИН РАН (Ershova et al, 2016a; Прияткина и др. 2020).

Ниже приведем результаты датирования обломочных цирконов из каменноугольных-пермских отложений Таймыра. Все исследованные образцы отобраны в пределах Южно-Таймырской структурной зоны. Стратиграфическая позиция датированных образцов и места отбора показаны на рис. 2.25 и 2.28.

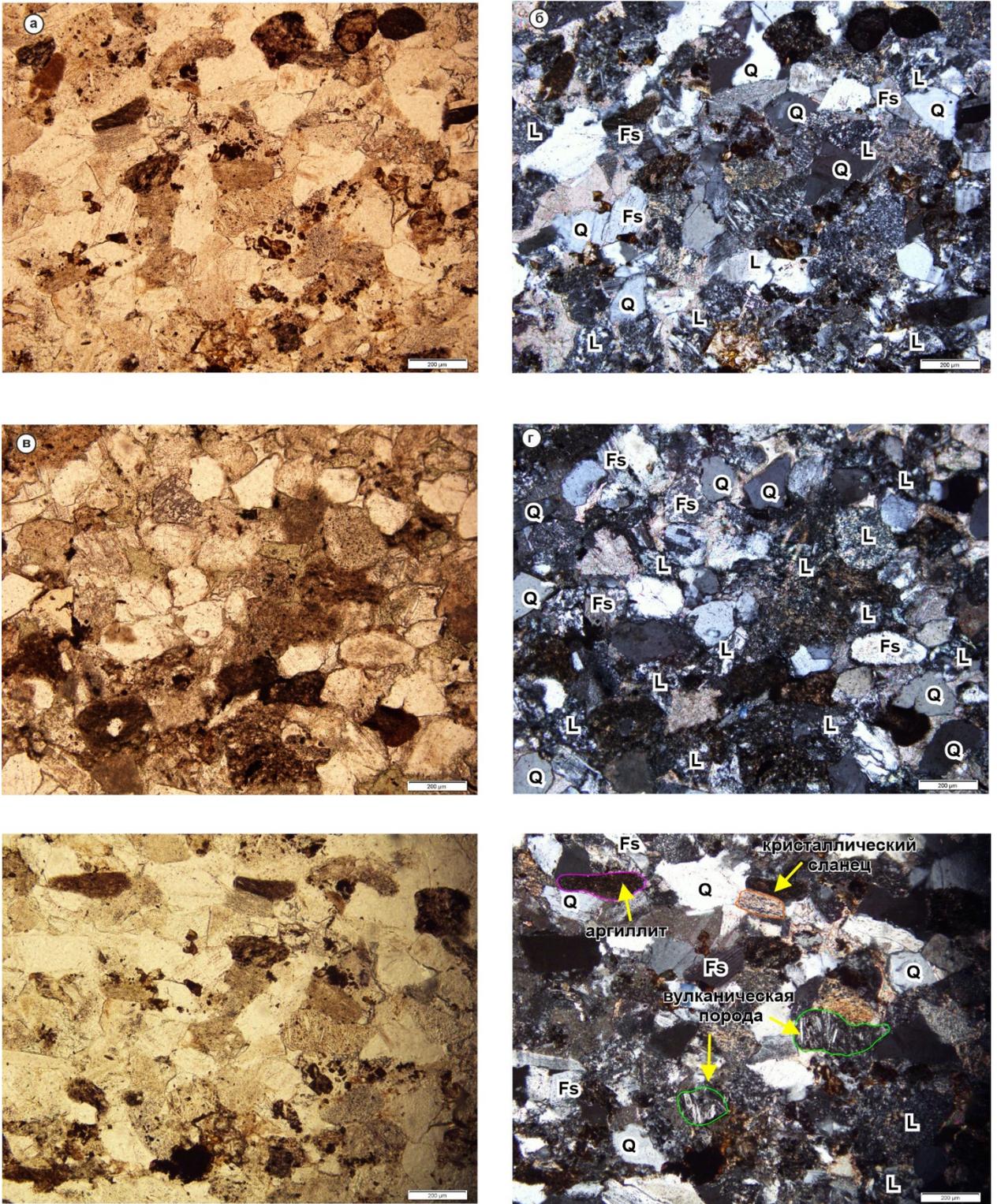


Рис. 2.29 Фотографии представительных шлифов пермских отложений Восточного Таймыра: а, в – в проходящем свете, б-г – с анализатором. Q – кварц, Fs – полевые шпаты, L – обломки горных пород.

Турузовская свита (московский-сакмарский ярусы) охарактеризована двумя образцами (рис. 2.25, 2.28, 2.29).

В VP-10-25 образце 96% обломочных цирконов имеют раннепалеозойский возраст и образуют отчетливые возрастные пики около 430, 455 и 465 млн лет. 3% цирконов имеют неопротерозойские возраста и характеризуют временной интервал 595 и 695 млн лет. Единственное мезопротерозойское зерно имеет возраст 1447 ± 32 млн лет (Zhang et al., 2013) (рис. 2.29).

В образце 62030-2 11% цирконов имеют докембрийский возраст и не образуют значимых пиков. Зерна палеозойского возраста (89%) группируются около 540, 480, 400, и 300 млн лет (Прияткина и др., 2020) (рис. 2.29).

Бырангская свита (артинский ярус) охарактеризована тремя образцами X622-3, RAS98-8, 62140 (Прияткина и др., 2020, Zhang et al., 2013) (рис. 2.29).

В образце X622-3 преобладают цирконы докембрийского возраста (80%). Архей-мезопротерозойские зерна (35%) не образуют значимых популяций, неопротерозойские цирконы (46%) группируются около 700, 600 и 550 млн лет. Кембрийские обломочные цирконы (15%) формируют пик около 500 млн лет, ордовикские (4%) не образуют значимых пиков (рис. 2.29).

В образце 62140 среди цирконов докембрийского возраста (17%) преобладают зерна неопротерозоя (10%) и результаты группируются в небольшой пик около 550 млн лет. Палеозойские цирконы (83%) образуют две отчетливые популяции – раннепалеозойскую (450 и 500 млн лет) и позднепалеозойскую около 300 млн лет (рис. 2.29).

В образце RAS98-8 докембрийские цирконы составляют 56%. Архей-мезопротерозойские зерна имеют подчиненное значение и образуют подчиненные популяции около 2000 и 1550 млн лет. Неопротерозойские зерна (35%) группируются около 700, 750, 580, 550 млн лет.

Соколинская свита (кунгурский ярус) охарактеризована двумя образцами – VP10-14 и 62096 (Прияткина и др., 2020; Zhang et al., 2013) (рис. 2.25, 2.28, 2.29). Образцы имеют похожее распределение обломочных цирконов; преобладают поздненеопротерозойские–палеозойские зерна. Возраста неопротерозойских цирконов группируются около 550 млн лет, раннепалеозойские образуют пики около 530 и 470 млн лет. Среди датированных цирконов преобладают позднепалеозойские зерна, которые формируют отчетливые возрастные пики около 390, 340, 320 и 270 млн лет.

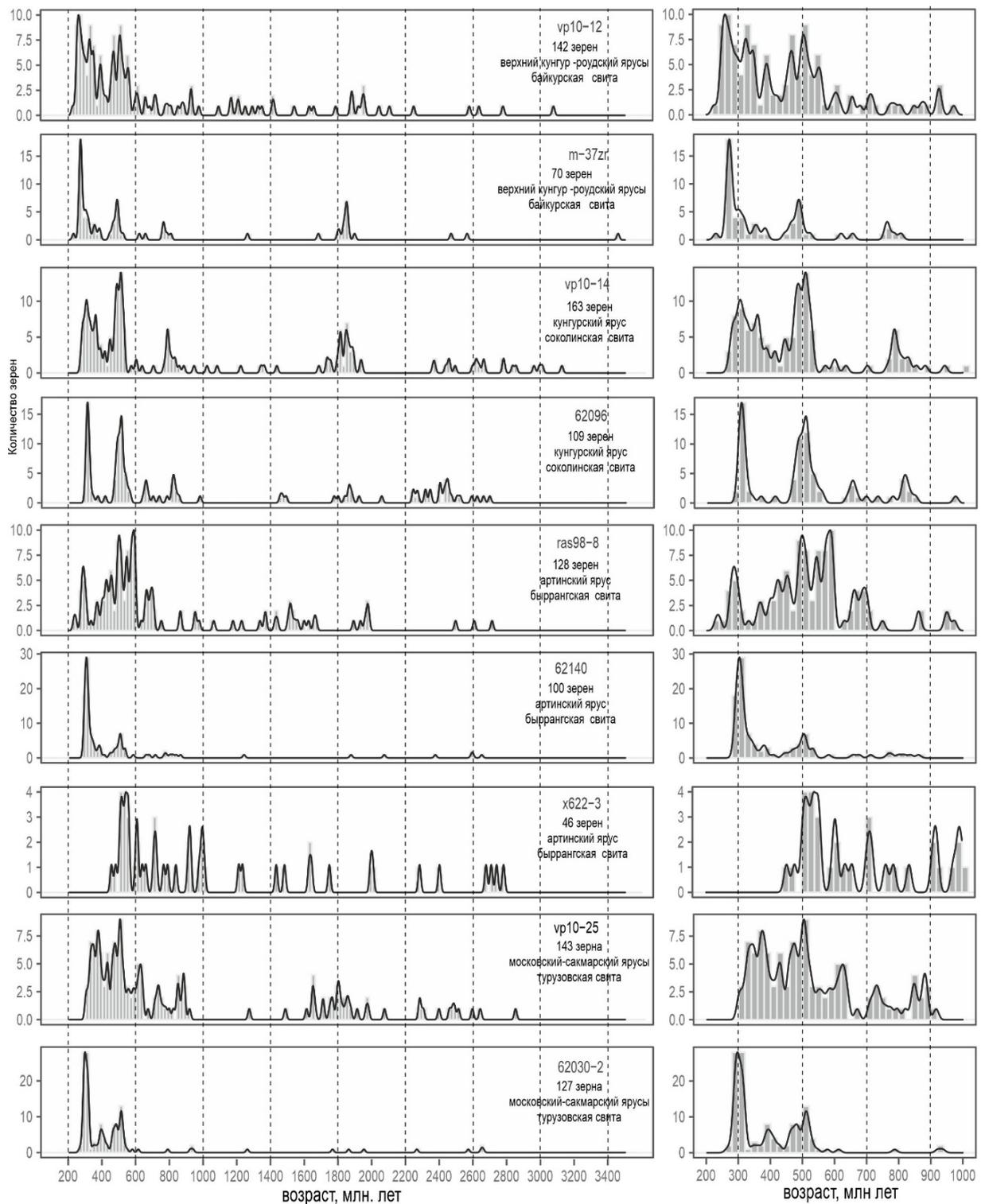


Рис. 2.29. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из пермских отложений п-ова Таймыр (Ershova et al., 2016a; Zhang et al., 2013, Прияткина и др., 2020).

Байкурская свита (верхний кунгур - роудский ярусы) охарактеризована двумя образцами – VP-10-12 (Zhang et al., 2013) и M37-zr (Ershova et al., 2016), и имеет сходное распределение возрастов обломочных цирконов (рис. 2.13, 2.17, 2.18). В

датированных образцах от 61–65% цирконов имеют докембрийские возраста. Палеопротерозойские цирконы составляют 9–14% от датированных зерен и большинство из них характеризует возрастной диапазон 1,8–1,9 млрд лет. Зерна мезопротерозойского возраста не образуют значимых пиков. Неопротерозойские цирконы (7–14%) в основном имеют возрастной разброс от 700 до 550 млн лет и образуют значимую группу с пиком около 550 млн лет. Среди раннепалеозойских цирконов преобладают зерна кембрийского возраста, которые группируются около 520 и 490 млн лет. Позднепалеозойские цирконы группируются около 380, 320 и 270 млн лет (рис. 2.29).

2.5. Палеогеография северо-востока Сибири в девоне–перми

Нижнедевонские отложения в исследуемом регионе развиты в его западной части (Южный Таймыр, западная часть Лено-Анабарского прогиба). Здесь отмечается следующая фациальная зональность – от соленосных лагунных отложений, развитых в западной части Лено-Анабарского бассейна к нормально морским карбонатным осадкам южной части и черным сланцам, и кремням на северо-западе Таймыра. Такое фациальное распределение отмечает переход от мелководных к глубоководным обстановкам в северном направлении в пределах Таймыра и маркирует переход к Таймырской пассивной окраине Сибири (рис. 2.30).

Среднедевонская осадочная последовательность унаследовала распределение фаций ранне-среднедевонского бассейна, иллюстрируя аналогичное углубление морского бассейна к северу Таймыра, где формировались кремни и глины, в то время как мелководные карбонаты накапливались на юге.

Присутствие морских известняков и известковистых песчаников в западной части Лено-Анабарского прогиба и на севере Гыданского полуострова (Вилесов и др. 2022; Ершова и др. 2022) свидетельствует о расширении мелководного морского бассейна в позднем девоне, тогда как появление прослоев доломитов предполагает периоды повышенной солености в пределах частично ограниченного бассейна. Мелководно-морское карбонатное осадконакопление происходило и на востоке исследуемого района (северная часть Верхояно-Колымской складчатой системы) (рис. 2.30).

В зоне между западной частью района исследований (Таймыр и западная часть Лено-Анабарского бассейна) и восточной частью (Хараулахский антиклинорий) девонские отложения к настоящему времени не выявлены, что, возможно, связано с существованием здесь в это время низменной суши и/или эрозией девонских отложений. Поэтому прямых доказательств существования связи средне-позднедевонских бассейнов восточной и западной частей севера Сибири нет.

Поздний девон характеризуется проявлением на северо-востоке Сибири рифтогенеза и базальтового магматизма, с которыми связывают образование системы горстов и грабенов на юго-востоке Сибири, однако, до сих пор не обнаружено никаких свидетельств существования среднепалеозойских грабенов на северо-востоке Сибирской платформы, за исключением небольшого

Кютюнгинского грабена расположенного к югу от Оленекского поднятия (Гайдук, 1988; Матухин, 1991; Парфенов, 1984; Тектоника..., 2001).

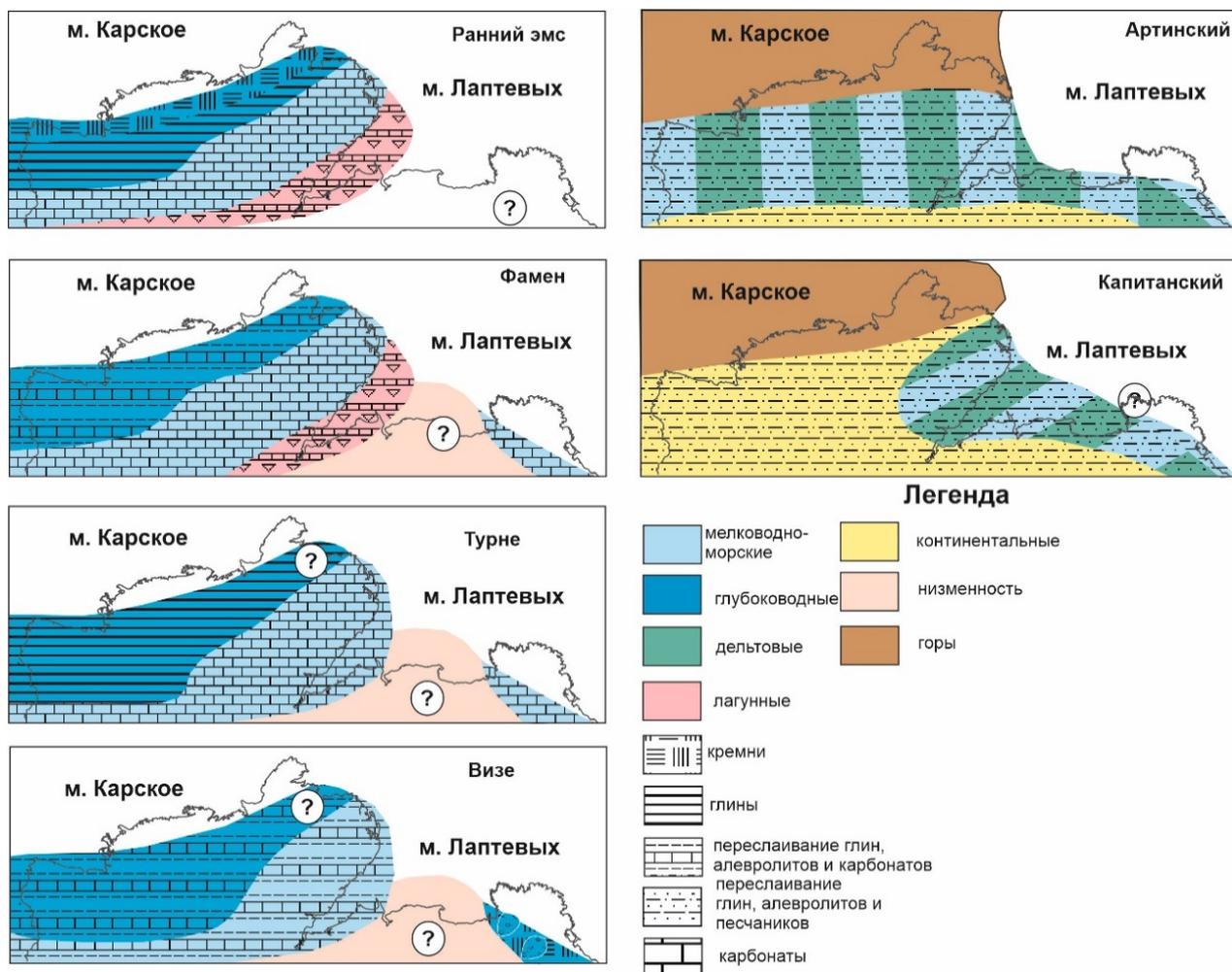


Рис. 2.30. Палеогеографические схемы северо-востока Сибири для девона-перми.

Раннекаменноугольный бассейн осадконакопления демонстрирует тот же переход от мелководных морских карбонатов к относительно глубоководным отложениям с юга на север Таймыра. Мелководные биокластические карбонаты с редкими прослоями ангидритов западной части Лено-Анабарского прогиба представляют собой прибрежно-морские отложения бассейна, углубляющегося к северу вдоль Таймырской пассивной окраины Сибири. На северо-востоке Сибири (Хараулахский антиклинорий) турнейские биокластические карбонаты накапливались в мелководном эпиконтинентальном море. Резкая смена обстановки осадконакопления произошла здесь в визейское время, когда мелководноморская карбонатная седиментация сменилась накоплением глубоководных

крупнозернистых турбидитов и кремней, отлагавшихся в гемипелагических обстановках (Ershova et al., 2014; Ершова и др., 2013; Прокопьев и др., 2013). Кремнистая гемипелагическая седиментация здесь прерывалась формированием крупнообломочных турбидитов в виде небольших песчаных подводных конусов выноса. Визейские отложения интерпретируются нами, как древнейшие пострифтовые толщи восточной пассивной окраины Сибири (Ершова и др., 2013; Прокопьев и др., 2013), а верхневизейско-серпуховская также пострифтовая толща представлена преимущественно мелкозернистыми турбидитами. В центральной и восточной частях Лено-Анабарского прогиба нижнекаменноугольные толщи достоверно не установлены, поэтому существование связи между раннекаменноугольными бассейнами западной и восточной частей северной окраины Сибири остается дискуссионной, как и в девонское время.

Позднекаменноугольная толща Таймыра характеризуется значительным изменением состава формирующихся осадков – от глинисто-кремнисто-карбонатной седиментации, характерной для девона-раннего карбона, к терригенному бассейну осадконакопления позднего карбона-перми. Относительно мощная последовательность мелководноморских и дельтовых отложений накапливалась здесь на протяжении всего позднего карбона. В это время в восточной части исследуемого региона формировалась классическая последовательность, характерная для пассивных окраин – дельтовые, прodelьтовые и турбидитовые осадки. Фациальное районирование пермских осадков Таймыра показывает иную тенденцию, чем в девонско-каменноугольном бассейне, с углублением бассейна на восток, а не на север. Пермские отложения Таймыра формировались в мелководноморских, дельтовых и континентальных обстановках осадконакопления. Нижнепермские отложения западного Таймыра характеризуются постепенным переходом от мелководно-морских и лагунных к преимущественно аллювиально-озёрным отложениям, тогда как на восточном Таймыре в это время отлагались преимущественно морские терригенные отложения (Шишлов и др., 1997). Верхнепермская толща Таймыра представлена преимущественно континентальными отложениями с мощными угольными пластами, формировавшимися в аллювиально-озерных условиях, сменяющихся к востоку мелководноморскими и дельтовыми обстановками осадконакопления (Шишлов,

Дубкова, 2021). В ранней перми в Лено-Анабарском прогибе и низовьях р. Лена бассейн осадконакопления значительно расширился, что привело к широкому развитию нижнепермских отложений, которые несогласно залегают на протерозой-палеозойских толщах на большей части региона. Лишь в крайне восточных районах Хараулаха пермские отложения залегают согласно на верхнекаменноугольных. Пермская последовательность здесь демонстрирует постепенный переход от континентальных к мелководно-морским и дельтовым отложениям в северном направлении вкост простирания Лено-Анабарского бассейна и с запада на восток вдоль северо-восточной окраины Сибири, образуя классическую осадочную последовательность зрелой пассивной окраины (рис. 2.18).

2.6. Реконструкция источников сноса для девон-пермских отложений севера Сибирской платформы и складчатого обрамления

Поздний девон

Результаты датирования обломочных цирконов из верхнедевонских отложений показали, что архейские зерна имеют возраста от 2500 до 2700 млн лет, что соответствует возрасту древнейших архейских террейнов фундамента Сибирского кратона. Среди обломочных цирконов в девонских песчаниках преобладают палеопротерозойские зерна с возрастом от 1800 до 2000 млн лет. Эти возраста отвечают аккреционным и коллизионным событиям фундамента Сибири (Розен 2003; Donskaya, 2020; Smelov, Timofeev, 2007) и сопоставимы с возрастными породами фундамента Оленекского и Усть-Ленского поднятий (Прокопьев и др., 2007; Wingate et al., 2009). Кроме того, в мезопротерозойско-нижнепротерозойских обломочных породах северной Сибири также преобладают цирконы с возрастными 1800–2000 млн лет и 2500–2700 млн лет (Khudoley et al., 2015; Priyatkina et al., 2017). Ранне-среднепротерозойские цирконы не имеют прямой корреляции с возрастными магматизма и метаморфизма фундамента Сибири. Однако обломочные цирконы этих возрастов обнаружены в венд-кембрийских осадочных толщах востока Сибирской платформы (Khudoley et al., 2015) в непосредственной близости от изученных девонских отложений. Источниками цирконов с возрастными кристаллизации поздний неопротерозой–ранний кембрий могли быть близко расположенные разновозрастные вулканы кислого состава на Оленекском поднятии и в северной части Приверхоянского прогиба (Bowring et al., 1993; Прокопьев и др., 2016). Близко расположенный источник сноса также подтверждается петрографическим составом изученных песчаников, которые относятся к плохо сортированным аркозовым ареникам, субаркозам и сублитареникам. На диаграмме геодинамических обстановок источников сноса песчаников В.Р. Дикинсона (1983) (рис. 2.11), точки составов исследованных песчаников попадают в области

рециклированных орогенов. Это, вероятно, связано с тем, что диаграмма не рассматривает источники сноса, связанные с локальными поднятиями при рифтогенезе, и среди литических зерен отдельно не учитываются обломки горных пород карбонатного состава. Петрографический состав изученных песчаников свидетельствуют о том, что девонские песчаники образовались в результате размыва локальных поднятий, близко расположенных к бассейну осадконакопления.

Девонские обломочные цирконы имеют возраст от 400 до 370 млн лет, с основным пиком около 392 млн лет, что коррелируется с магматизмом, связанным со среднепалеозойским рифтогенезом Восточной Сибири (Гайдук, 1988; Тектоника..., 2001) (Гайдук, 1988; Тектоника..., 2001). Однако активный рифтогенез с большим объемом магматизма произошел в тысяче километров к югу от района исследований, где и привел к формированию Вилюйского палеорифта Сибирской платформы (Гайдук 1988; Полянский и др., 2013; Тектоника..., 2001; Kiselev et al., 2012; Polyansky et al., 2017) (рис. 2.31). Известны лишь несколько мощных девонских базальтовых покровов на севере Хараулахского антиклинория и в районе дельты р. Лены (Прокопьев и др., 2015), хотя нет никаких свидетельств развития какого-либо, связанного с ними рифтового бассейна. Кроме того, базальты, как правило, содержат относительно небольшое количество цирконов и вряд ли являются основным источником детритовых зерен. Однако кислые вулканиты и интрузии в малых и умеренных количествах отмечаются во всех континентальных LIP (Ernst, 2014), а трахиандезиты того же возраста, что и позднедевонские базальты, описаны южнее в Вилюйском палеорифте (Kiselev et al., 2012). К сожалению, опубликованных данных по изотопному возрасту этих кислых вулканитов нет, однако они переслаиваются с осадочными породами, которые на основе находок фауны датируются от эйфельского века до турнейского (Гайдук, 1988; Масайтис и др., 2006).

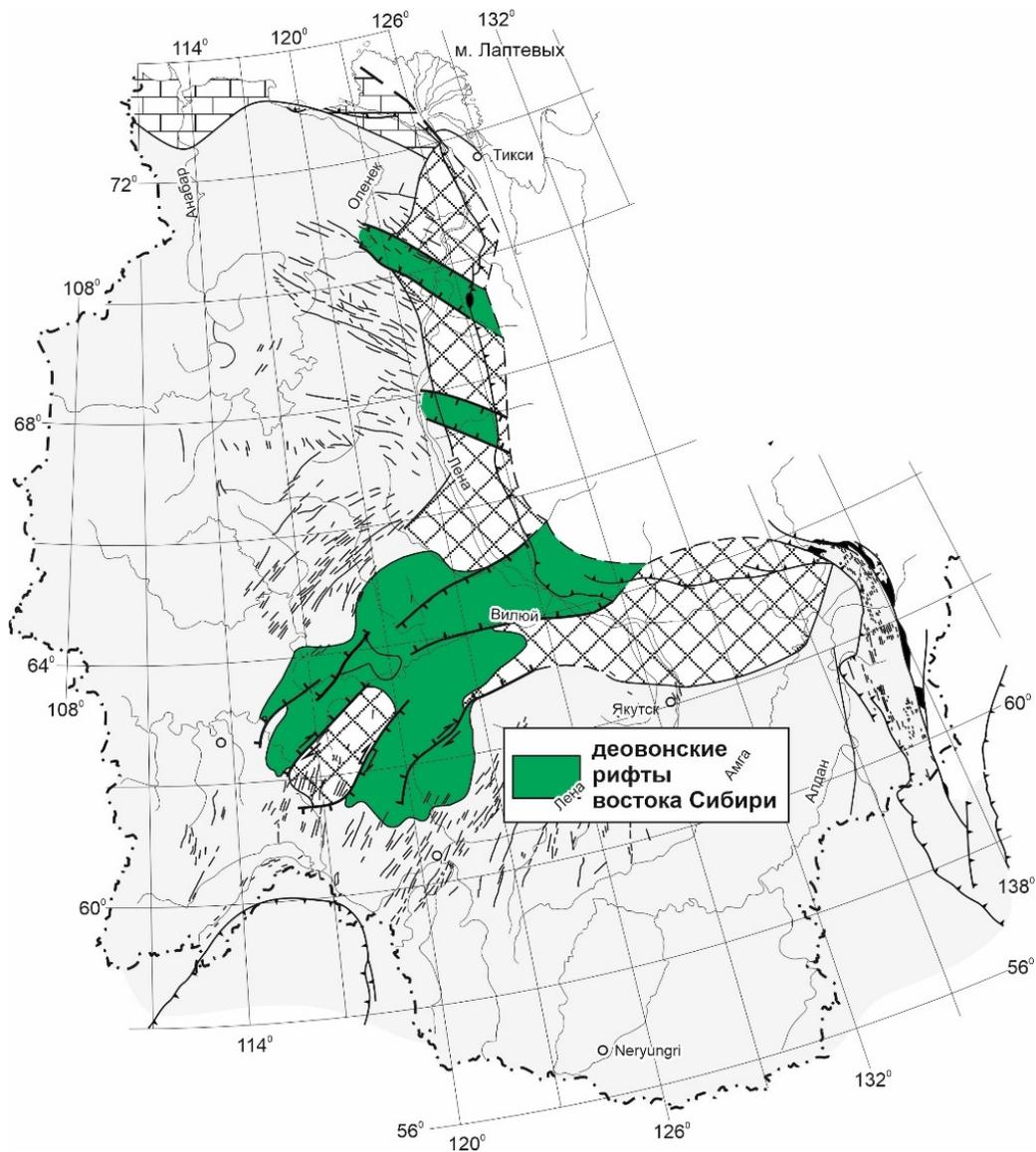


Рис. 2.31. Карта расположения среднепалеозойской рифтовой системы востока Сибирской платформы (Тектоника..., 2001).

Возраст среднепалеозойских основных вулканических пород Вилюйской ЛПР установлен на основе ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования и на юго-востоке Сибири ограничен 410-345 млн лет (рис. 2.32) (Прокопьев и др., 2020; Тектоника., 2001; Courtillot et al., 2010; Kiselev et al., 2012, 2016; Polyansky et al., 2017, Ricci et al., 2013).

В целом, возраст вулканитов кислого и среднего составов, установленный по фаунистически охарактеризованным разрезам Вилюйской синеклизы и возраст вулканитов основного состава, установленный изотопными методами, хорошо сопоставимы с возрастными

обломочных зерен цирконов, полученными нами из верхнедевонских песчаников северо-востока Сибири.

В пределах Вилуйского палеорифта выявлено два основных импульса базитового магматизма, в том числе один на границе франа и фамена с пиком около 375 млн лет назад, а другой – в позднем девоне с пиком около 365 млн лет (Ernst et al., 2020; Polyansky et al., 2017). Базальты на исследуемой территории залегают в самых нижних горизонтах франа, т.е. их возраст можно оценить, как составляющий около 383–380 млн лет. Таким образом, помимо небольшого количества цирконов, которые обычно характерны для базальтов, предполагаемый возраст этих базальтовых покровов не коррелирует с основной популяцией обломочных цирконов в изученных пробах. Это, вероятно, также подтверждает, что базальты не могли выступить источником цирконов этого возраста.

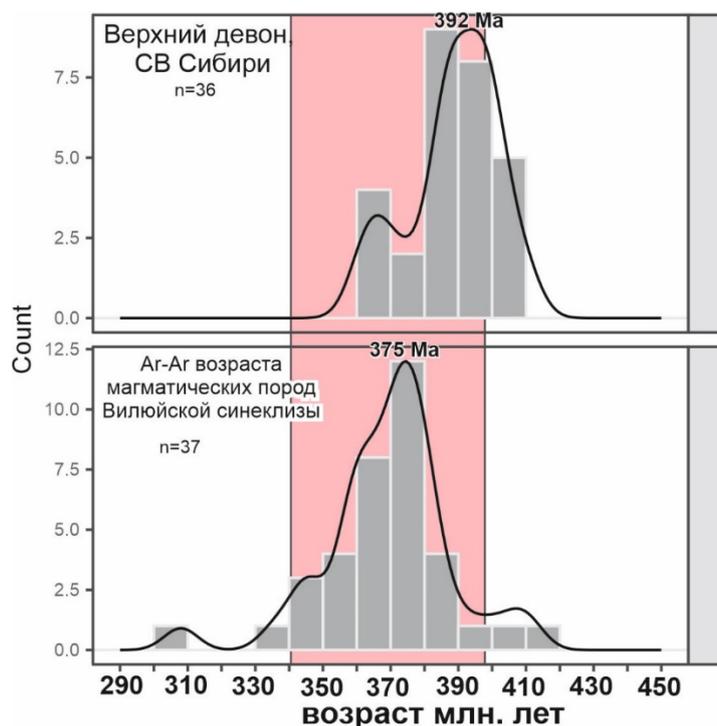


Рис. 2.32. Сравнение возрастов обломочных цирконов из девонских песчаников северо-востока Сибири и ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастов вулканитов (преимущественно основного состава) Вилуйского рифтового бассейна (^{40}Ar - ^{39}Ar возраста по Прокопьев и др., 2020; Courtillet 2010; Polyansky et al., 2017; Kiselev et al., 2012, 2016; Ricci et al., 2013); розовая полоса

показывает возраст кислых туфов и лав Вилуйской палеорифта, установленный по палеонтологическим находкам (из Ernst 2014; Масайтис и др., 2006).

Кроме того, многочисленные средне-позднедевонские цирконы предполагают распространение одновозрастного кислого и среднего магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. Это позволяет предположить, что девонский рифтогенный магматизм был распространен к востоку и/или северу от исследованного района (рис. 2.33), но впоследствии эти магматические породы были перекрыты мощной каменноугольно-юрской терригенной толщей, накопившейся на восточной пассивной окраине Сибири.

Это означает, что главный магматический импульс на северо-востоке Сибири несколько древнее (около 390 млн лет), чем главный магматический импульс в Вилуйской рифтовом бассейне.

Карбон

Возраста обломочных цирконов из песчаника крестяхской свиты (нижний визе) имеют совершенно другое распределение, чем в вышележащих отложениях карбона (рис. 2.32). В образце преобладают цирконы докембрийского возраста (95%). Возраст обломочных цирконов от 1,8 до 3,5 млрд лет отражают этапы становления и консолидации фундамента Сибирской платформы (Розен, 2003; Smelov, Timofeev, 2007). Их ближайшими источниками могли являться гранито-гнейсы Усть-Ленского выступа кристаллического фундамента, содержащие цирконы с возрастом 1,9 млрд лет (Прокопьев и др., 2007), а также породы Анабарского щита (Розен, 2003). Обломочные цирконы архейского и палеопротерозойского возрастов также распространены в рифейских осадочных толщах, вскрывающихся вдоль восточной окраины Анабарского щита (Купцова и др., 2015; Khudoley et al., 2015).

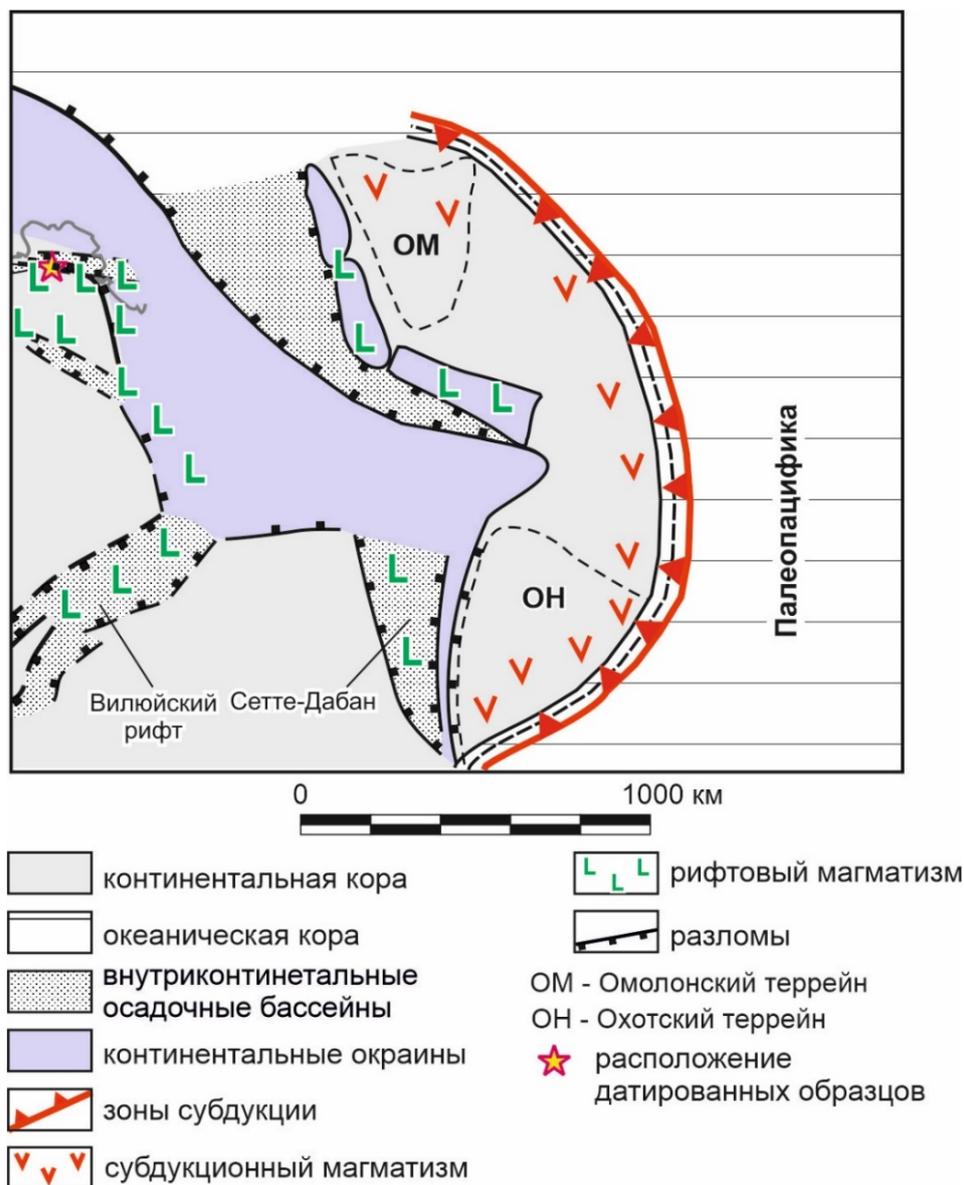


Рис.2.33. Палеотектонические реконструкции для позднего девона (по Парфенов и др., 2003, Ershova et al., 2020; Parfenov et al., 2009; Prokoriev et al., 2019 с изменениями).

Таким образом, архейские и палеопротерозойские цирконы могли поступать в ранневизейский бассейн осадконакопления как в результате размыва пород кристаллического фундамента, так и при перемыве рифейских осадочных комплексов чехла Сибирской платформы. Присутствие значительного количества (34%) неопротерозойских обломочных цирконов (650–760 млн лет) в отложениях крестяхской свиты может свидетельствовать о размыве осадочных пород венда северо-востока Сибири, в которых отмечены многочисленные цирконы с

близкими возрастами кристаллизации (Khudoley et al., 2015; Priyatkina et al., 2017). В образце из крестяхской свиты присутствуют только пять зерен обломочных цирконов с возрастом моложе докембрийского и разбросом значений от 396 до 536 млн лет. Столь малое количество палеозойских зерен означает незначительный вклад источников, не связанных с рифейско-вендским осадочным чехлом и/или фундаментом Сибирской платформы. Такими источниками могли быть среднепалеозойские кимберлиты (350–400 млн лет, Зайцев, Смелов, 2010; Sun et al., 2014) и/или магматические породы, связанные с Якутско-Вилуйской LIP и локально проявленные в непосредственной близости от исследованного разреза раннекембрийские трахириолиты (525–546 млн лет, Bowring et al., 1993; Прокопьев и др., 2016).

Стоит отметить, что распределение цирконов из верхнедевонских отложений и толщ крестяхской свиты различны. В нижневизейских отложениях практически отсутствуют цирконы девонского возраста. Это, вероятно, свидетельствует о том, что средне-позднедевонские магматические породы перестали играть важную роль как источники сноса обломочного материала.

В целом, грубозернистый характер осадков крестяхской свиты, присутствие значительного количества карбонатных обломков в песчаниках и конгломератах свидетельствует о близком источнике сноса. Наши седиментологические исследования нижневизейских отложений на северо-востоке Сибири, показали, что они были сформированы в гемипелагических условиях (Ershova et al., 2014).

Преимущественная кремнистая седиментация (атырдахская свита) на северо-восточной окраине Сибири временно прерывалась поступлением крупнообломочных турбидитов с формированием небольших песчаных подводных конусов выноса. Отложения грубозернистых турбидитов указывают на непрекращающуюся тектоническую активность в районе исследований во время их отложения. Комплексные седиментологические и петрографические данные

позволяют нам заключить, что близлежащие поднятия с вскрытыми в них протерозойско-палеозойскими породами были основным источником нижневизейских обломочных пород. Эти локальные поднятия, вероятно, образовались в результате последних стадий рифтогенеза в регионе (рис. 2.33).

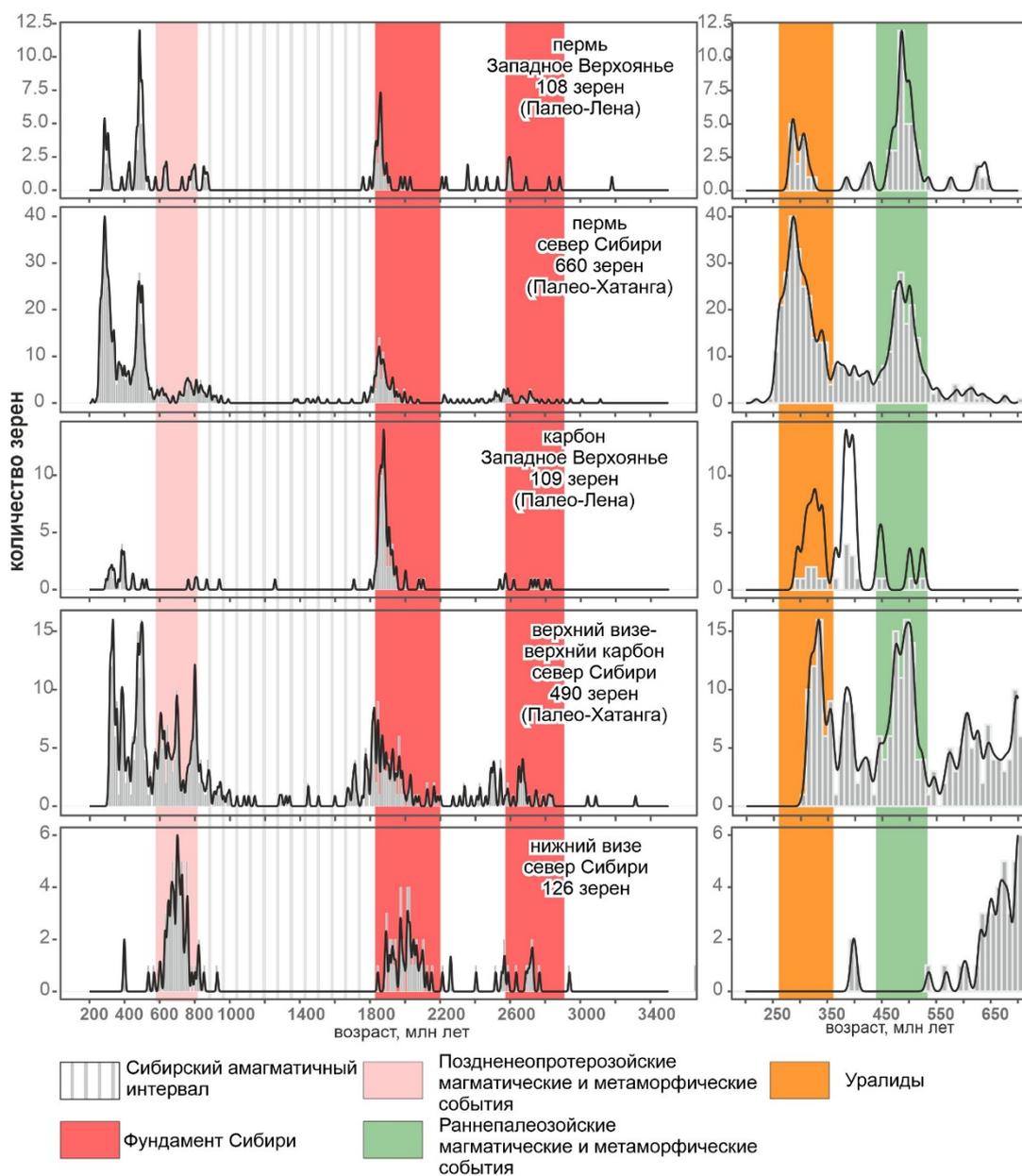


Рис. 2.32. Сравнение распределения возрастов обломочных цирконов из каменноугольно-пермских отложений севера и северо-востока Сибирской платформы (Ershova и др., 2013; Прокопьев и др., 2013; Ershova et al., 2015a, 2016a) и Западного Верхоянья (Prokopenko et al., 2008).

Корреляция визейских отложений показывает, что подобные осадочные последовательности формировались на большей части восточной окраины Сибири (современные координаты) (Абрамов, Григорьева, 1986; Булгакова 1967, 1996; Булгакова и др., 1976; Кропачев и др., 1980, 1988; Khudoley, Guriev, 1994). Почти синхронный переход от турнейских карбонатов к визейским гемипелагическим кремням и турбидитам в Восточной Сибири и Омuleвском террейне (Карякин и др., 2000; Руденко и др., 1998) можно использовать в качестве показателя времени перехода от рифта к дрейфу. Эти данные, вероятно, могут свидетельствовать о раскрытии океанического бассейна (рис. 2.33, 2.34) и заложении пассивной окраины по всей Восточной Сибири, существовавшей до закрытия океана в позднем мезозое. В научной литературе этот океан имеет различные названия Оймяконский (Парфенов, 1984), Ангаючам (Nokleberg et al., 2000), Прото-Арктический океан (Соколов и др., 2015, 2021), Южно-Аннуйский (Parfenov, Natal'in, 1986). Распределение возрастов обломочных цирконов в образцах из верхневизейских-верхнекаменноугольных отложений во многом близко, что позволяет предполагать доминирующую роль одних и тех же источников обломочного материала.

Наиболее древние зерна имеют архейский возраст и составляют от 4% до 11% от общего количества зерен в образцах и обычно не образуют значимых пиков. Преобладают цирконы с возрастaми от 2,5 до 2,8 млрд лет, присутствуют единичные зерна с возрастaми 3,0–3,2 млрд лет. Близкие по возрастaу архейские тектоно-магматические события широко проявлены в фундаменте Сибирской платформы и не позволяют точно определить расположение источника сноса обломочного материала (Donskaya, 2020; Smelov, Timofeev, 2007).

Также обломочные цирконы близкого возрастa присутствуют в непоротерозойских песчаниках Енисейского Кряжа (напр., Kochnev et al., 2022; Priyatkina et al., 2016; Rud'ko et al., 2020 и ссылки там).

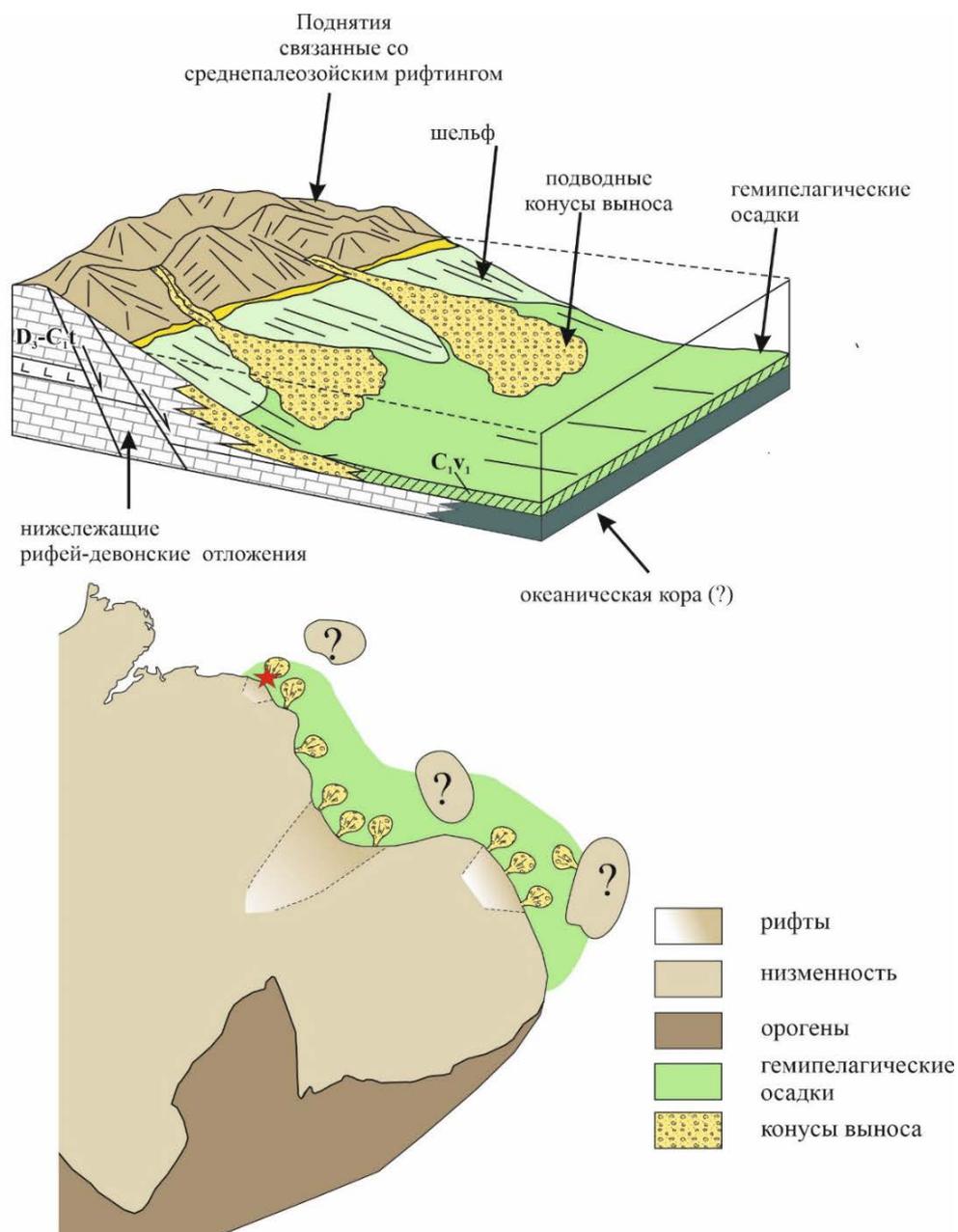


Рис. 2.33. Палеогеографические блок-диаграмма и схема на момент формирования крестяхской свиты (по Ershova et al., 2014 с изменениями). Красной звёздочкой показан район исследования.

Мезопротерозойские цирконы в изученных образцах встречены в виде единичных зерен. Содержание обломочных цирконов неопротерозойского возраста колеблется от 20 до 34%.

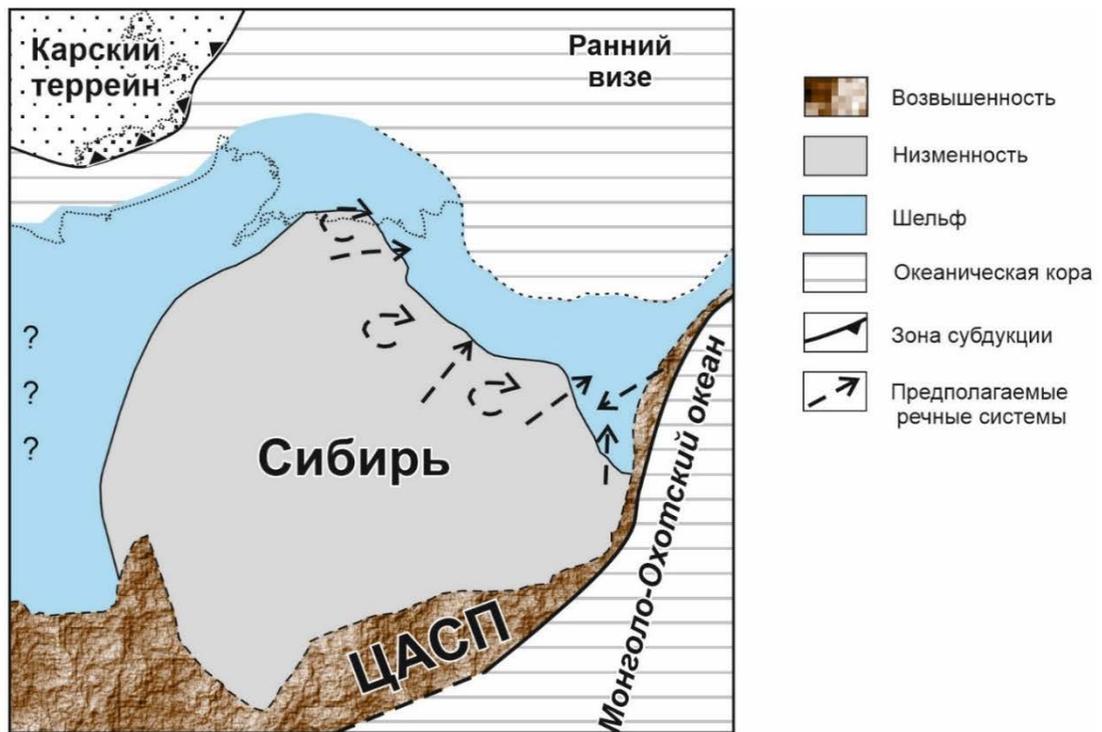


Рис. 2.34. Палеогеографические схемы восточной Сибири для каменноугольного времени с указанием возможных путей транспортировки обломочного материала (по Ершова и др., 2013; Прокопьев и др., 2013; Ershova et al., 2015a, Prokopyev et al., 2008 с изменениями и дополнениями).

Распределение зерен неопротерозойского возраста весьма сходно во всех изученных образцах, среди них можно выделить три основных пика около 800–810, 690 и 580–630 млн лет.

Содержание обломочных цирконов палеозойского возраста варьирует от 28 до 55. Палеозойские обломочные цирконы группируются около 485–500 (поздний кембрий – ранний ордовик), 390–395 (ранний-средний девон, эмс-эйфель) и 335–340 (ранний карбон, визе) млн лет.

Магматические комплексы преимущественно кислого состава неопротерозойского и палеозойского возрастов на Сибирской платформе неизвестны, за исключением крайне локально распространенных на ее северо-востоке раннекембрийских вулканитов (Bowring et al., 1993; Прокопьев и др., 2016).

Наиболее вероятными источниками неопротерозойских и палеозойских зерен обломочных цирконов представляются два альтернативных региона – складчатые пояса Центральной Азии и Таймыра–Северной Земли.

Большинство неопротерозойских и палеозойских пиков в распределении возрастов обломочных цирконов хорошо коррелируются с магматическими событиями, проявленными в Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП) (Козаков и др., 2005; Рыцк и др., 2007; Prokoriev et al., 2008). Вдоль границы Сибирской платформы и ЦАСП в пределах последнего известны интрузии гранитов и гранитоидов с возрастом около 1,84–1,87 млрд лет (Глебовицкий и др., 2008; Козаков и др., 2005), которые могли служить источником сноса для близких по возрасту обломочных цирконов, широко распространенных в изученных образцах.

ЦАСП как источник сноса обломочного материала для каменноугольных толщ Верхоянской пассивной окраины (юг Западного Верхоянья) уже рассматривался А.В. Прокопьевым с соавторами (Prokoriev et al., 2008). Распределение возрастов обломочных цирконов в песчанике среднего карбона здесь отличается от полученных нами по

северу платформы (рис. 2.22), что указывает на вероятно разные источники обломочного материала на юге и севере Сибирской платформы. Так, в датированных нами образцах неопротерозойские цирконы составляют до 34% от общего числа зерен, в то время как в образце с юга Западного Верхоянья неопротерозойские зерна единичны. Похожая тенденция сохраняется и в распределении раннепалеозойских цирконов, которые многочисленны в датированных образцах с севера, но присутствуют лишь в единичных зернах в образце с юга Сибирской платформы.

Однако, если крупная речная система, транспортировавшая обломочный материал с юго-западного и южного обрамления Сибирской платформы в Западное Верхоянье, существовала, то она отсекала значительную часть возможных источников сноса от бассейна осадконакопления на северо-восточной окраине Сибирской платформы. В этом случае единственный путь для предполагаемой речной системы располагается на западной окраине Сибирской платформы и далее вдоль ее северной окраины. Ранее нами как возможный источник сноса для каменноугольных отложений северо-востока Сибири рассматривался Таймыро-Североземельская складчатая система (Прокопьев и др., 2013; Ершова и др., 2013; Ershova et al., 2015a), основываясь на широком присутствии позднепалеозойских гранитоидов на Таймыре, которые могли выступать источником сноса палеозойских цирконов. Но недавнее исследование позднепалеозойского магматизма (Kurapov et al., 2021a; Курапов и др., 2018) Таймыра показало, что позднепалеозойская субдукция в зоне схождения Карского блока и Сибири была направлена под Карский блок, что отсекает каменноугольные гранитоиды северного Таймыра, как потенциальный источник обломочных зерен для изученных комплексов.

В любом случае, широкое распространение обломочных цирконов, возраст которых (320–340 млн лет) близок к времени осадконакопления, свидетельствует, что одновременно с заключительными фазами

рифтогенеза и началом формирования пассивной окраины на некотором удалении от бассейна осадконакопления происходил орогенез. Это предположение также подтверждается петрографическими исследованиями песчаников, фигуративные точки состава которых попадают в поля рециклированных орогенов и переходные зоны (рис. 2.13).

Более того, значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ (от -11 до -2) для каменноугольно-пермских отложений Северного Верхоянья и востока Лено-Анабарского прогиба свидетельствуют, что при их накоплении значительный вклад вносили продукты размыва островодужных и ювенильных комплексов (Малышев и др., 2016). Мы предполагаем, что крупная речная система – «Палео-Хатанга» – начала переносить обломочный материал в раннем карбоне с запада на северо-восток Сибирской платформы и положила начало формированию многокилометровой толщи обломочных пород на севере Верхоянской пассивной окраины Сибирского континента.

Основной источник сноса располагался вдоль западной и северо-западной окраины Сибири (рис. 2.34, 2.35), где происходило закрытие Урало-Монгольского/Палеоазиатского океана (его Уральской ветви). Вероятно, закрытие Уральского палеоокеана, как и вдоль Балтики (Бискэ, 2004; Пучков, 2000, 2010; Puchkov 2009), здесь происходило асинхронно, с постепенным омоложением коллизионных событий в северном направлении (в современных координатах) (рис. 2.25).

Вдоль западной окраины Сибирской платформы в зоне сочленения с уралидами все домезозойские комплексы погребены под мощным осадочным чехлом молодой Западно-Сибирской плиты, что не позволяет детально реконструировать геодинамические особенности и временные рубежи закрытия океана.

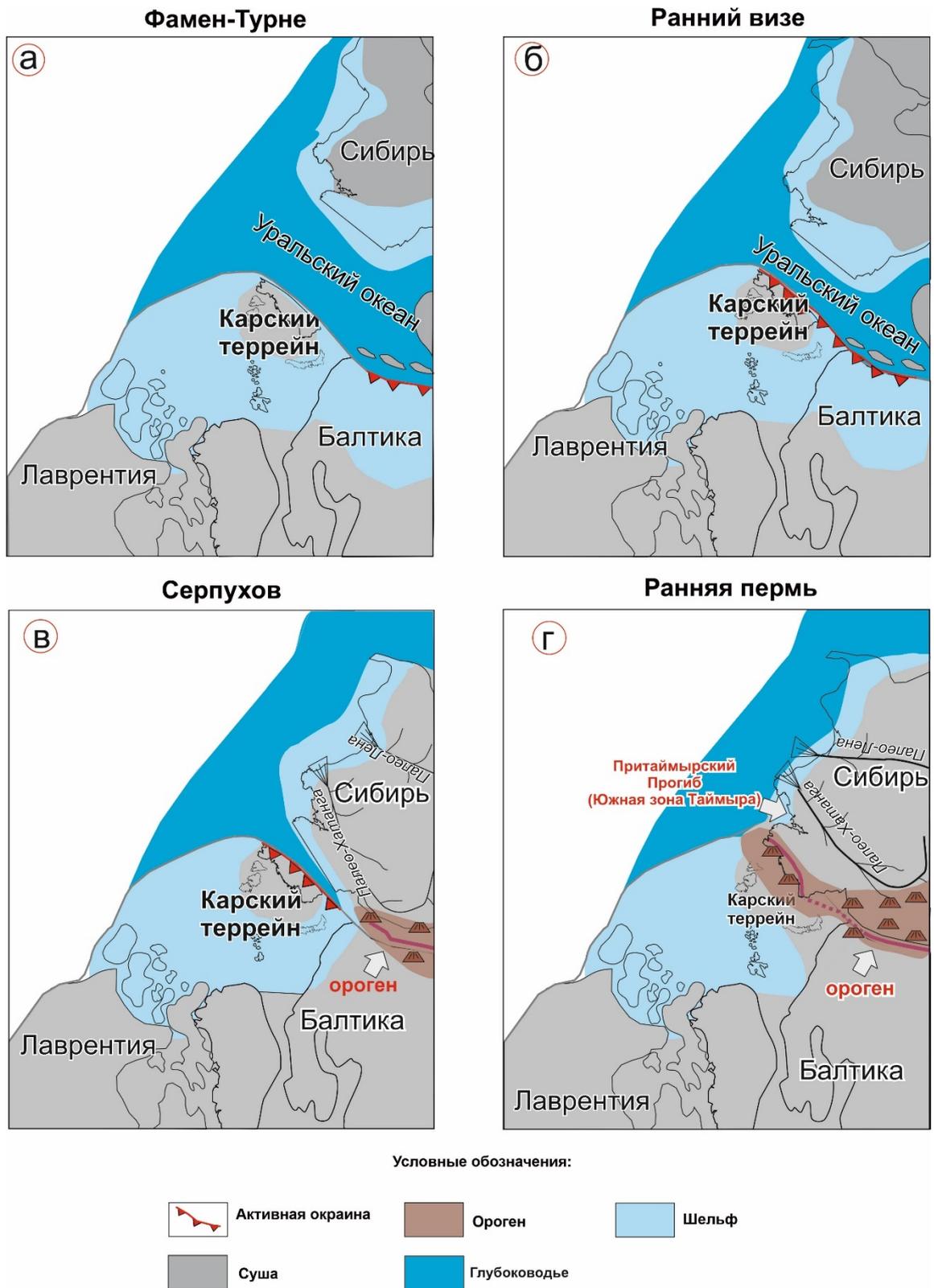


Рис. 2.35. Палеотектонические реконструкции на поздний девон – пермь (по Перетолчин и др., 2022; Ershova et al., 2016a; Kurarov et al., 2021a, с изменениями).

Пермь

Наблюдается значительное сходство в распределении возрастов обломочных цирконов из пермских отложений исследуемого региона (рис. 2.32). Архейские цирконы в основном группируются в интервале около 2550–2580 млн лет, но не образуют значительных пиков, палеопротерозойские зерна образуют отчетливый пик во всех датированных образцах и группируются в интервале около 1830–1870 млн лет. Потенциальные источники сноса зерен этих временных интервалов рассмотрены в предыдущем разделе. После значительного временного промежутка следующие относительно небольшие популяции обломочных цирконов приходятся на неопротерозой около 800–700 млн лет назад, хотя некоторые образцы включают более древние подчиненные популяции с возрастными между 800–900 млн лет.

Среди датированных цирконов преобладают палеозойские, которые в основном сгруппированы в две основные популяции ордовикского и позднекаменноугольно-пермского возраста.

Распределения возрастов обломочных цирконов в исследованных образцах показывают, что источник сноса включал разновозрастные магматические и метаморфические породы. Так, близкие по возрасту поздненеопротерозойские-раннепалеозойские магматические и вулканические породы описаны как на Урале (Puchkov et al., 2009; Пучков, 2000, 2010), так и в фундаменте Западно-Сибирского осадочного бассейна (Иванов и др., 2012а,б, 2013; Хотылев и др. 2021 и ссылки в этих работах), а также в Казахстане (Дегтярев, 2012 и ссылки там) и на арх. Северная Земля (Lorenz et al., 2007; Kurapov et al., 2020). Наиболее многочисленная популяция цирконов каменноугольно-пермского времени кристаллизации (рис. 2.36) отвечает различным магматическим и метаморфическим событиям Уралид, как в пределах самого Урала (Пучков, 2000, 2010) так и в фундаменте Западно-Сибирской плиты. Стоит обратить внимание, что многочисленные позднепалеозойские интрузии широко проявлены в пределах Таймыро-Североземельской складчатой системы (по нашим

представлением северо-восточная ветвь Уралид) (Augland et al., 2019; Kurarov et al., 2021a,b; Vernikovskiy et al., 2020 и ссылки в этих работах). При этом, согласно модели, предложенной в Kurarov et al., 2021a, полное закрытие океанического пространства между Карским террейном и Сибирью произошло в ранней перми, что привело к формированию крупной складчатой системы, в которую были вовлечены разновозрастные неопротерозой-палеозойские осадочные, метаморфические и магматические комплексы (рис. 2.35).

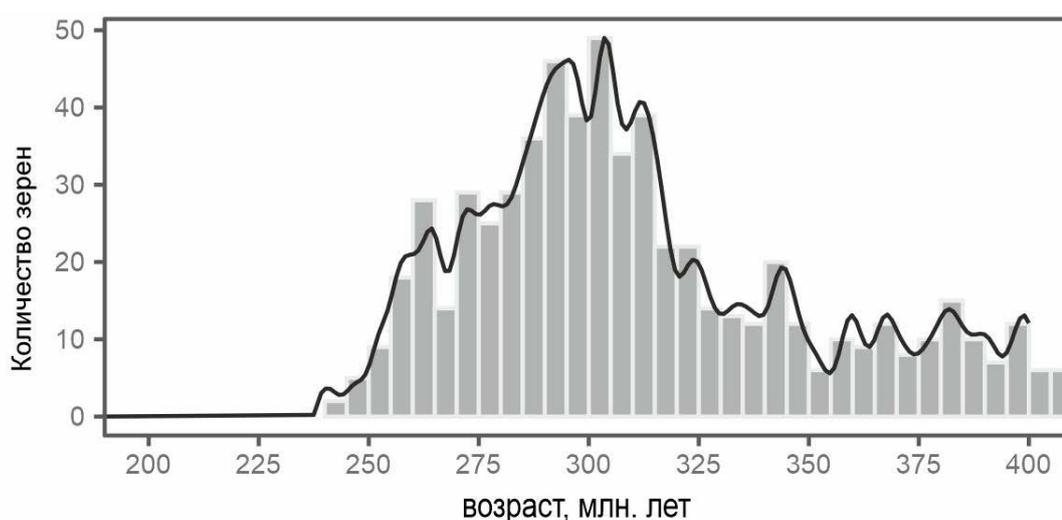


Рис. 2.36 Сводная гистограмма и кривые плотности вероятности распределения возрастов позднепалеозойских обломочных цирконов из пермских отложений исследуемого региона (Ershova et al., 2016a; Zhang et al., 2013; Прияткина и др., 2020).

Для реконструкции путей перемещения обломочного материала следует рассмотреть фациальную зональность пермских отложений Сибирской платформы. Так, морские отложения характерны для северо-востока и севера Сибирской платформы, при этом в Тунгусском (Будников, 1976) и Вилюйском бассейнах преобладали континентальные обстановки осадконакопления. Фациальный переход от континентальных обстановок осадконакопления Тунгусского бассейна на юге к морским на северо-востоке происходит в восточной части п-ова Таймыр и на севере Лено-Анабарского прогиба, где на разных уровнях пермского разреза

встречаются мелководно-морские фоссилии (Погребницкий, Шануренко, 1998). При этом большая часть южного Таймыра представляла собой бассейн осадконакопления с континентальным выполнением. Наши исследования и обобщение данных предшественников дает возможность предположить, что крупная речная система, подобная предложенной для каменноугольного времени, представляла собой основной путь переноса обломочного материала вдоль западной и северной окраин Сибири (рис. 2.37).

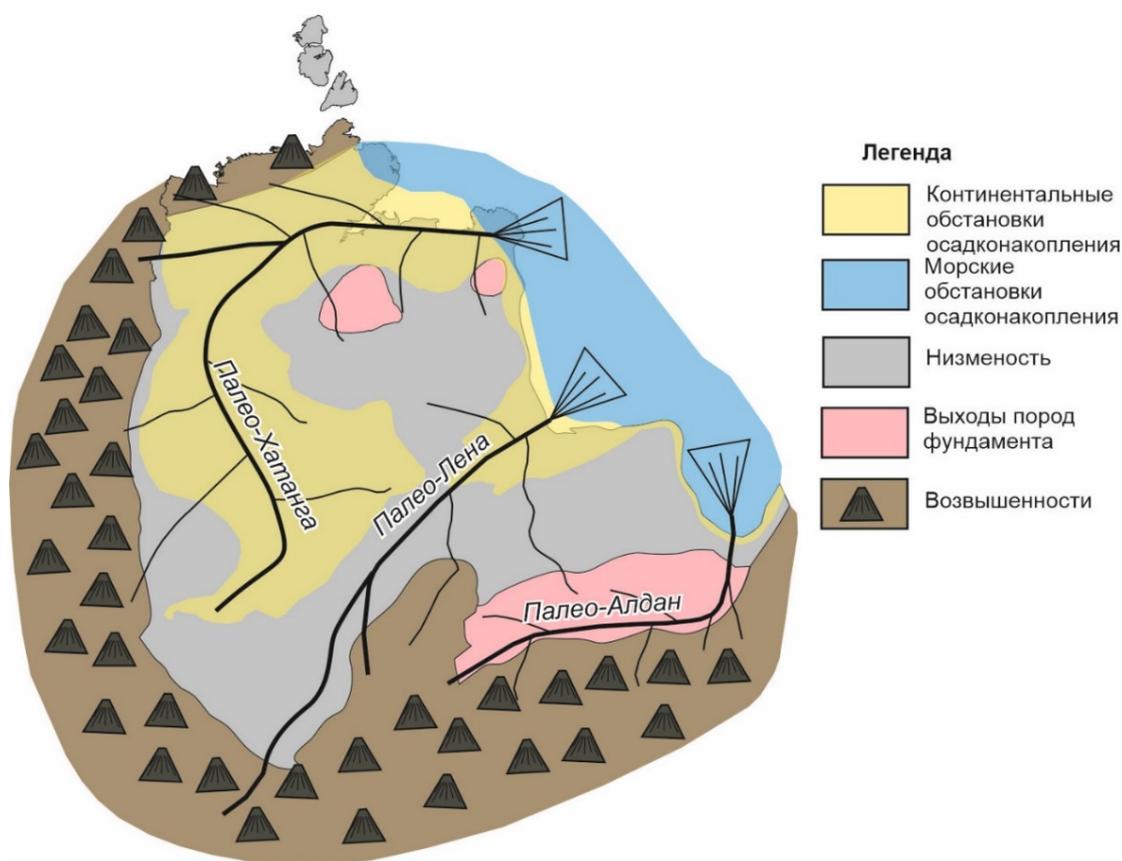


Рис. 2.37. Палеогеографическая схема Восточной Сибири для раннепермского времени с указанием возможных путей транспортировки обломочного материала (по Ershova et al., 2016a с изменениями и дополнениями).

Близкая по размерам крупная речная система, развитая к югу, была предложена и названа «река Палео-Лена» А.В. Прокопьевым с соавторами (Prokoriev et al., 2008). «Палео-Лена» протекала по оси Вилюйской впадины и переносила обломочные частицы с поднятого юго-запада

Сибири на юго-восток пассивной окраины Сибири (Prokoriev et al., 2008) (координаты современные).

При этом, одним из основных источников сноса обломочных зерен, вероятно, стал выступать Таймыр, где в ранней перми произошло полное закрытие океанического бассейна между Карским террейном и Сибирским континентом.

ПЕРВОЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Верхнедевонские терригенные породы северо-востока Сибирской платформы имели местный источник сноса, присутствие в них популяции зерен обломочного циркона с возрастом около 400–390 млн лет свидетельствует о проявлении здесь магматизма среднего и кислого состава, связанного с эволюцией Якутско-Вилуйской крупной изверженной провинцией. Для визейско-пермских отложений северо-востока Сибирской платформы основными питающими провинциями являлись комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса, включая его Таймырскую ветвь, и поднятия фундамента севера платформы. Обломочный материал, начиная с раннекаменноугольного времени, переносился крупной речной системой Палео-Хатанги, сформировавшей многокилометровую терригенную толщу на севере Верхоянской пассивной окраины Сибирского континента.

Глава 3. Архипелаг Северная Земля (Карский террейн)

3.1. Общие сведения о геологическом строении

Первые описания геологического строения островов архипелага были сделаны Г.А. Ушаковым и Н.Н. Урванцевым в 1930х гг, позднее в 1948-1951 гг. было начато планомерное проведение геологической съемки масштаба 1:1000 000 геологами НИИГА (Б.Х. Егизаровым, С.Б. Воскресенский, Н.Г. Загорская, К.С. Агеев и др.). В 1973-1978 гг. Североземельская партия Норильской опытно-методической экспедиции выполняла геологическую съемку масштаба 1:200 000. С конца 70х гг. и в 80 гг. 20 века проводились тематические и поисковые работы на архипелаге. С 90 х гг. и по настоящее время на арх. Северная Земля проводились научно-исследовательские и ревизионные работы, как силами иностранных исследователей, так и сотрудниками академических институтов, институтов МПР и компанией ПАО Роснефть.

Архипелаг Северная Земля традиционно относят вместе с северным Таймыром и акваторией между ними к Карскому блоку, Карскому террейну или Северо-Карскому террейну, Северо-Карскому бассейну (Drachev et al., 2010, Lorenz et al., 2008a, Malyshev et al., 2023, Проскурнин и др. 2020). Существует несколько геодинамических моделей палеозойской эволюции Карского террейна (блока):

1) Зоненшайн Л.П. с соавт. (1990) предполагали, что террейн в палеозое являлся составной частью палеоконтинента Арктида.

2) Gee et al. (2006) и Lorenz et al. (2008 а,б) предполагали, что Карский блок был частью древнего континента Балтика.

3) В различные годы многие исследователи (Богданов и др.1998; Верниковский и др., 2013; Грамберг, Ушаков, 2000; Метелкин и др. 2000; Metelkin et al., 2005) выдвигали предположение о том, что Карский террейн большую часть палеозоя представлял собой отдельный микроконтинент.

Границами Карского террейна на суше являются Главный Таймырский и Диабазовый разломы, отделяющие Центрально-Таймырскую (пери-Сибирскую) и Северо-Таймырскую зоны (Верниковский 1996), На

западе акваториальная часть Карского террейна отделяется от Южно-Карского бассейна (продолжение Западно-Сибирского бассейна на шельфе южной части Карского моря) Северо-Сибирским порогом – положительной структурой, уверенно выделяемой по данным сейсморазведки (Вержбицкий и др., 2012; Drachev et al., 2010) (рис. 3.1). Северо-Сибирский порог, по видимому, является, акваториальным продолжением Таймыр-Североземельской складчатой системы и сформировался в раннекимммерийскую эпоху складчатости. Помимо геофизических данных, это предположение подтверждается датированием обломочных цирконов из филлитов, вскрытых скважиной Свердруп (Ershova et al., 2019a), которое показало, что ранее считавшиеся докембрийскими (Граммберг и др. 1985) филлиты имеют пермский или моложе возраст (Ershova et al., 2019b).

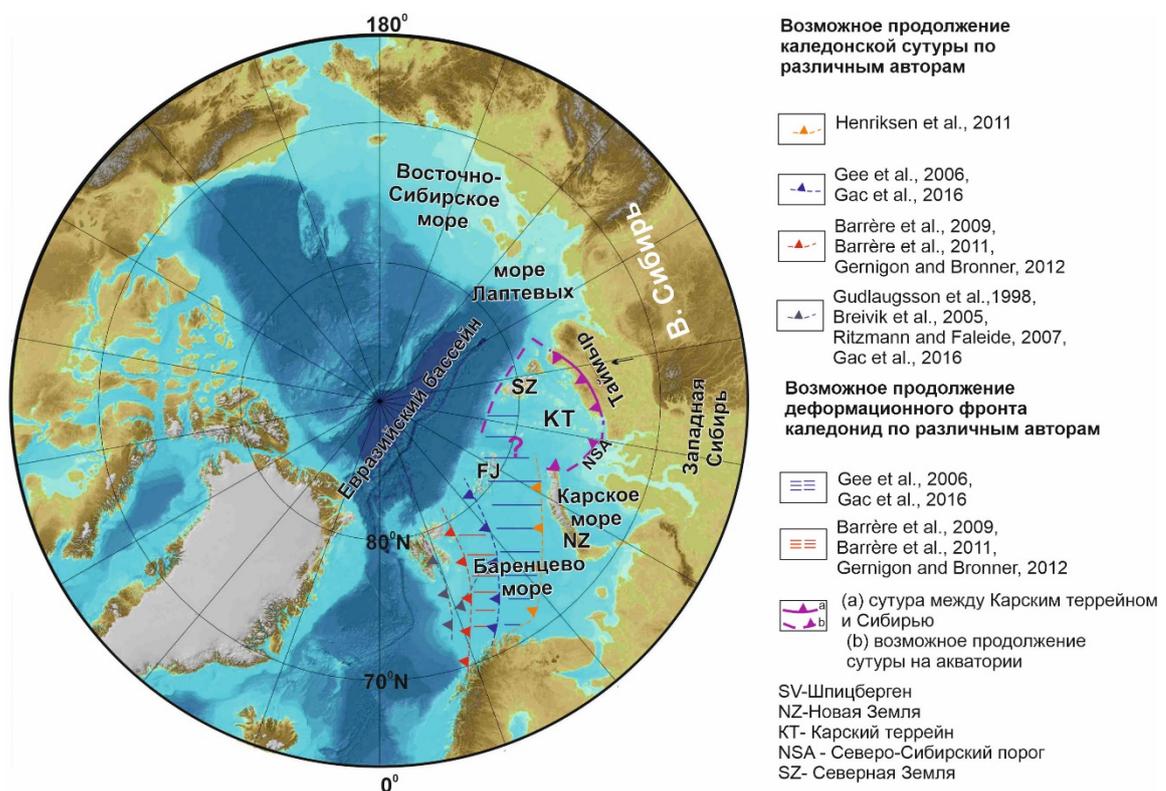


Рис. 3.1. Схема расположения Карского (Северо-Карского) террейна и предполагаемого продолжения фронта Каледонской складчатой системы (по Ershova et al., 2018a).

С севера Карский террейн ограничен кайнозойским Евразийским бассейном, а его восточная граница скрыта в акватории моря Лаптевых и в

значительной мере переработана кайнозойскими рифтами, что затрудняет ее прослеживание.

Хотя многие исследователи полагали, что Карский террейн представлял в палеозое отдельный микроконтинент, в том числе основываясь на палеомагнитных данных (Метелкин и др., 2000), имеющиеся геофизические сведения о строении западной части террейна противоречат этой модели. Согласно П. Клитцке с соавторами (Klitzke et al., 2015), поднятие, разделяющее Карский террейн и северную часть Баренцева моря (северо-восток континента Балтика, современные координаты), предположительно маркирует зону коллизии между Карским террейном и Балтикой в позднем неопротерозое и рассматривается как сутура Тиманского складчатого пояса). Согласно представлениям Н.Б. Кузнецова с соавторами (Кузнецов и др., 2005), к концу венда океанический бассейн, который разделял Восточно-Европейскую платформу и Арктиду (включая Карский блок), закрылся и в результате коллизии образовался ассиметричный дивергентный складчатый пояс.

Более того, интерпретация данных сейсмопрофилирования позволяет предположить, что палеозойская осадочная последовательность шельфовой части Карского террейна может быть напрямую прослежена в северную часть Баренцева моря (напр., Дараган-Суцова и др., 2013). Это также подтверждает предположение о том, что Карский террейн являлся окраинной частью континента Балтика в палеозое. Основываясь на данных магниторазведки Gee et al. (2006) предположили, что Карский террейн протягивается вплоть до северной оконечности арх. Новая Земля и далее на север Баренцева моря, и является частью континента Балтика.

Большой интерес к изучению Карского террейна определяется широким развитием осадочных бассейнов с мощным осадочным чехлом к северу от п-ва Таймыр и западу от арх. Северная Земля (рис. 3.2). В научной литературе этот бассейн называют Северо-Карским (СКБ), подчеркивая его принципиальное отличие в геологическом строении и возрасте выполняющих его осадков от Южно-Карского, являющегося продолжением

В пределах СКБ выделяется серия бассейнов и впадин, разделенных поднятиями разного ранга (рис. 3.2, 3.3). При этом как возраст фундамента и осадочного выполнения, так и время формирования и/или реактивации поднятий остаются дискуссионными (Drachev, Ershova, 2024; Вержбицкий и др., 2011; Дараган-Суцова и др., 2013, 2014; Малышев и др., 2012, 2013).

Хотя и ранее большинство исследователей, основываясь на геологическом строении арх. Северная Земля, предполагали, что СКБ выполнен преимущественно породами палеозоя, но лишь недавние стратиграфическое бурение ПАО Роснефть к востоку от поднятия Наливкина позволило это установить прямыми методами (Malyshev et al., 2023). На современном уровне изучения СКБ существует несколько моделей сеймостратиграфического расчленения осадочного чехла СКБ (Drachev, Ershova, 2024; Вержбицкий и др., 2011; Дараган-Суцова и др., 2013, 2014; Малышев и др., 2012, 2013; Никишин, 2013; Старцева и др. 2015), различающиеся возрастными привязками сейсмических горизонтов и мощностями отдельных палеозойских сеймокомплексов. При этом согласно большинству моделей девонские (реже каменноугольные) отложения слагают значительную часть осадочного чехла бассейна СКБ. Поэтому изучение палеозойских отложений арх. Северная Земля, несомненно, имеет ключевую роль в понимании геологического строения потенциально нефтегазоносного СКБ.

Один из возможных вариантов интерпретации возраста и строения СКБ проиллюстрирован геологическими разрезами на рис 3.3.

На арх. Северная Земля на дневную поверхность преимущественно выходят в различной степени деформированные кембрий–девонские осадочные комплексы (рис. 3.4).

Наиболее деформированные и метаморфизованные кембрий–ордовикские отложения обнажаются на о. Большевик и на небольших островах к югу и западу от него (рис. 3.5а). При этом перекрывающие их с угловым несогласием на локальных участках каменноугольно-пермские отложения слабо сцементированы и не несут признаков значительной

тектонической переработки (рис. 3.5 б) (Качурина и др., 2013; Марковский, 1999).

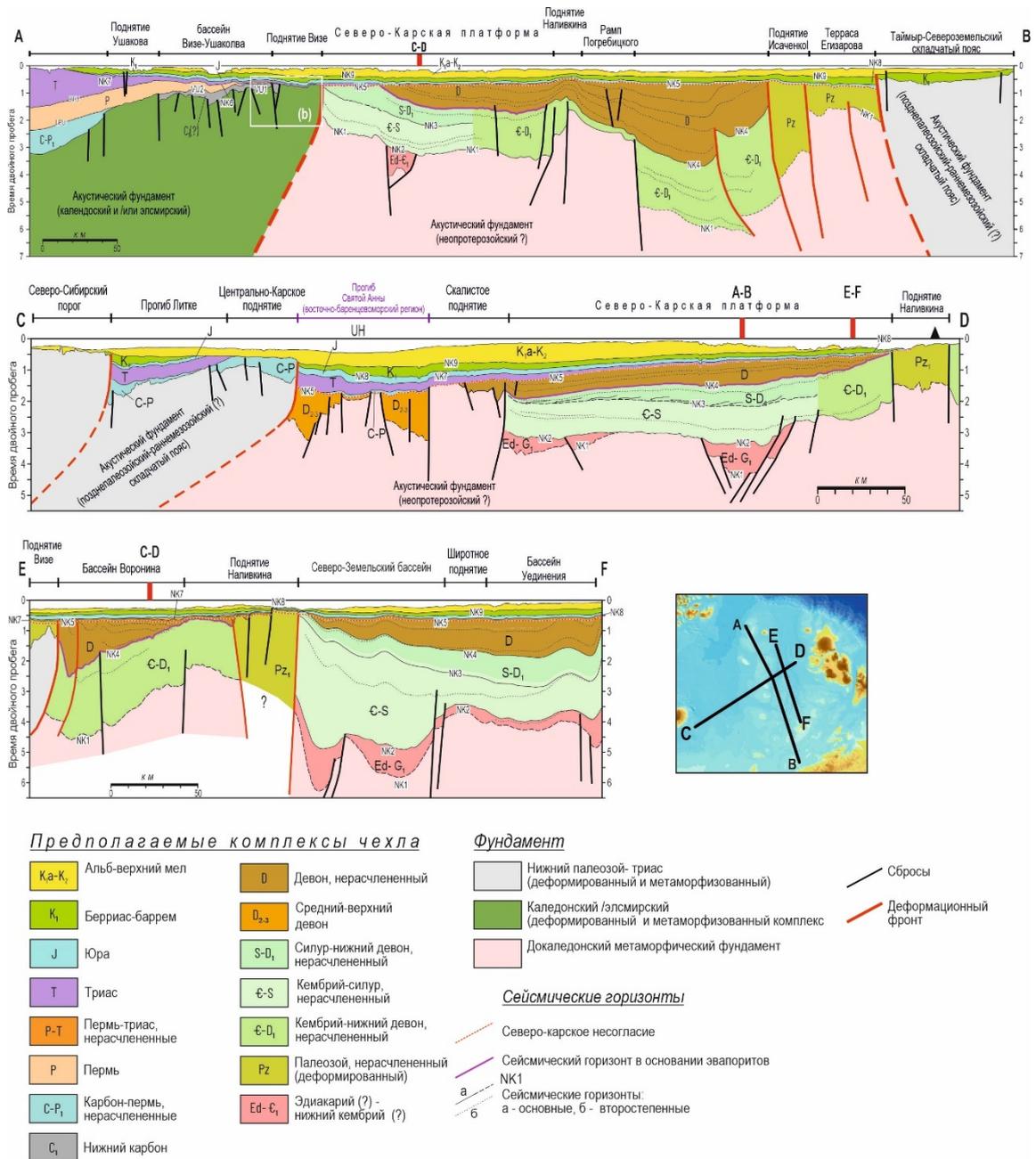


Рис. 3.3. Геологические разрезы через основные структуры СКБ: А–В – на основе сводного сейсмического профиля СМНГ 140712-130521, геологические разрезы С–D и Е–F – на основе сейсмических профилей СМНГ 140715 и 130822–130522 (Drachev, Ershova 2024).

На о. Октябрьской Революции палеозойские породы смяты в серию крупных складок и иногда слагают протяженные пологие моноклинали (рис. 3.5г). На о-вах Пионер и Комсомолец палеозойские породы в основном

залегают субгоризонтально (рис. 3.5в) (Качурина и др., 2013; Марковский, 1999).

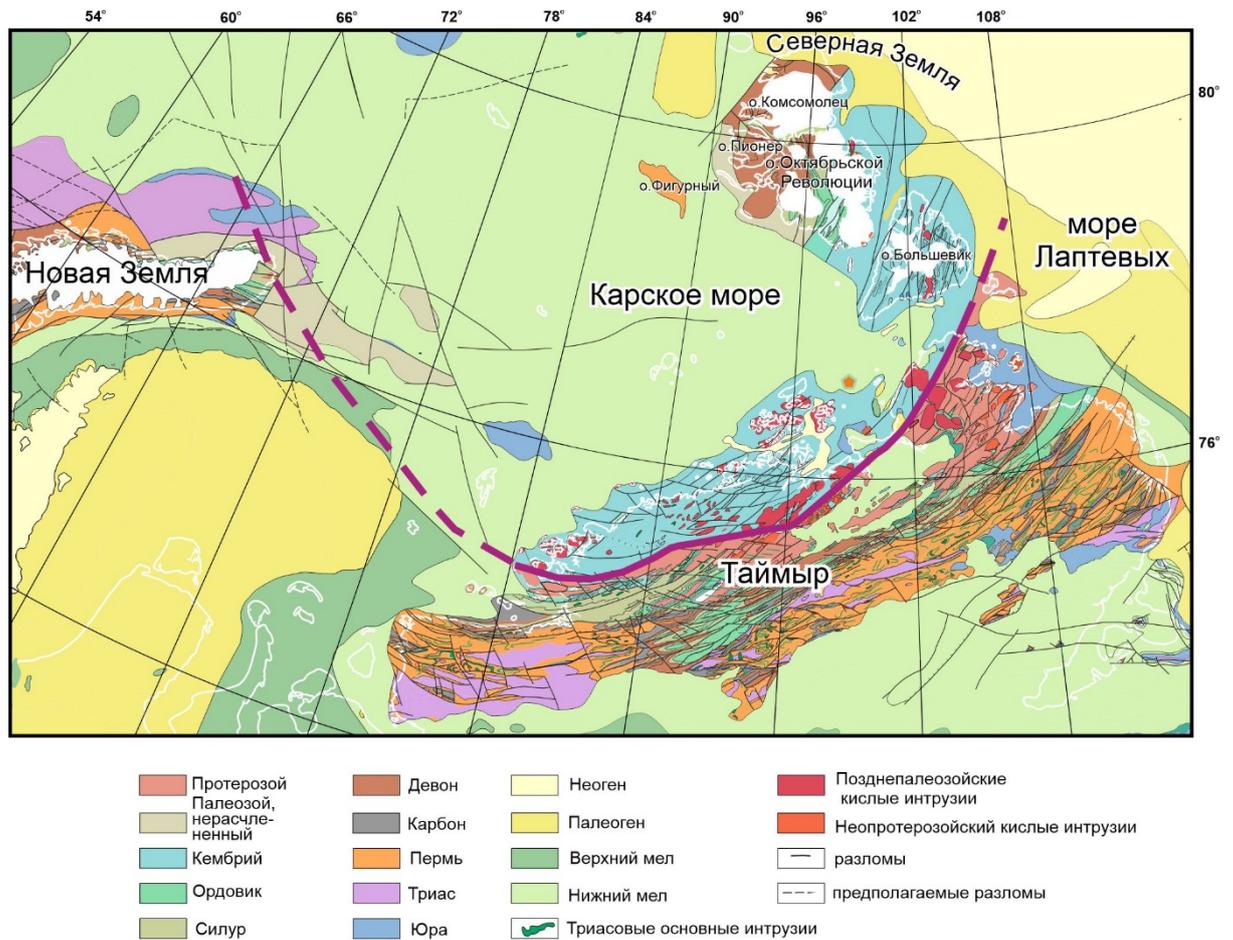


Рис. 3.4. Упрощенная геологическая карта Карского террейна и окружающих территорий по (Качурина и др., 2013; Морозов, Петров, 2004).

На архипелаге наиболее древние отложения кембрийского возраста обнажаются на о-вах Большевик, Октябрьской Революции и Комсомолец, а также на небольших островах в юго-восточной части Карского моря.

Кембрийские отложения представлены терригенными и вулканогенно-осадочными отложениями. Ордовикские отложения широко развиты на о-вах Октябрьской Революции и Большевик. Нижне-среднеордовикские отложения преимущественно терригенные и вулканогенно-обломочные; в верхнем ордовике помимо терригенных пород появляются прослои доломитов и известняков. Силурийские отложения широко представлены на о-вах Пионер, Октябрьской Революции и

Комсомolec, и представлены известняками, мергелями, аргиллитами (Качурина и др., 2013; Марковский и др., 1999).

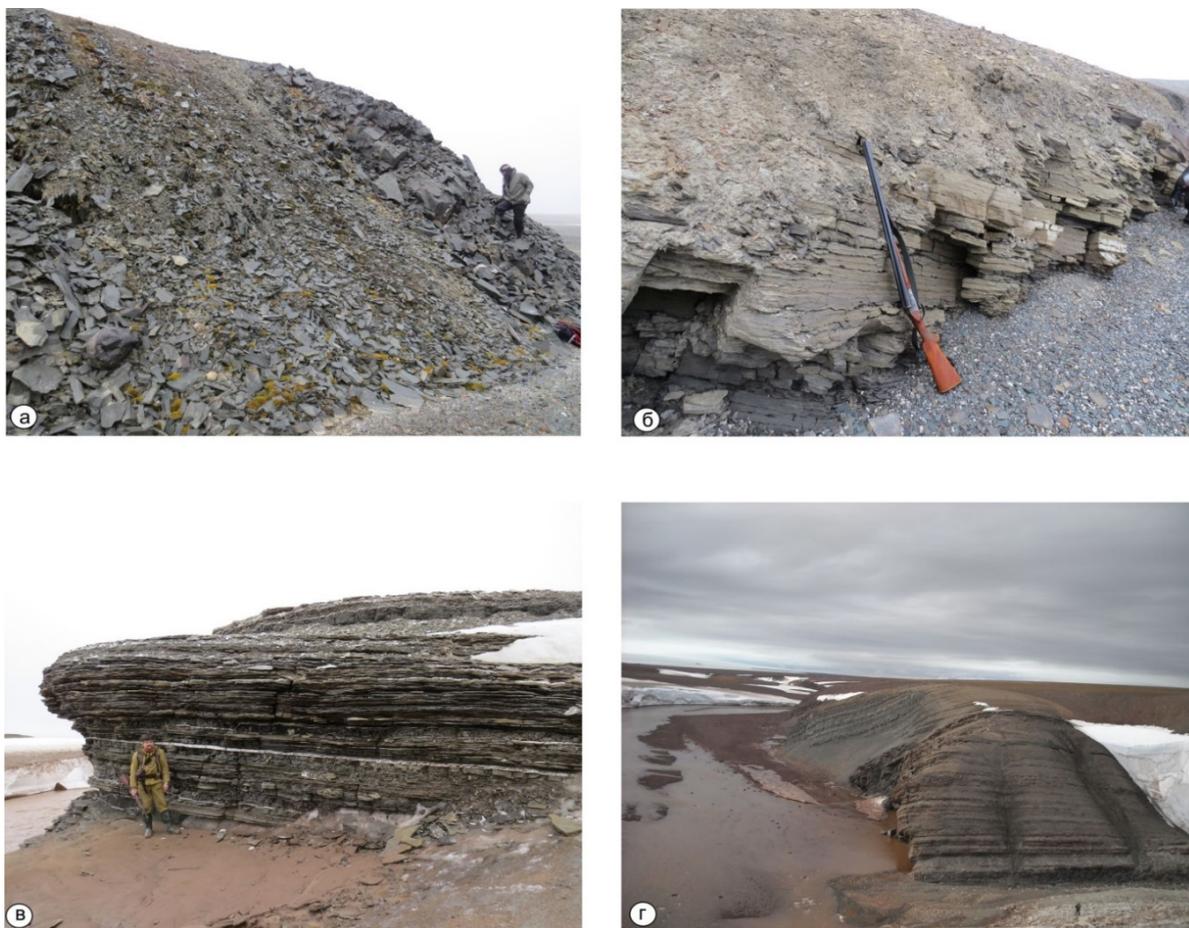


Рис. 3.5 а – деформированная и метаморфизованная толща ордовика, о. Большевик (зал. Ахматова), б – пологозалегающие отложения карбона–перми на о. Большевик (зал. Ахматова); в – горизонтально залегающие нижнедевонские отложения, о. Пионер; г – моноклинально залегающие верхнедевонские отложения вдоль р. Матусевича, центральная часть о. Октябрьской Революции.

3.2. Стратиграфия девон–пермских отложений

Девонские отложения широко распространены на о. Пионер, на западе о. Октябрьской Революции, на западе и северо-западе о. Комсомолец. На о. Большевик девонские отложения развиты локально в нижнем и среднем течении р. Сложная. Стратиграфические и литологические исследования девон–пермских отложений имеют многолетнюю историю. Благодаря геологосъемочным работам и специальным стратиграфическим исследованиям последовательность палеозойских отложений установлена довольно детально (Грамберг, Ушаков, 2013; Дибнер, 1982; Егизаров, 1957, 1958а,б, 1970, 1973; Качурина и др., 2013; Марковский, 1999; Матухин и др., 1982, 1990, 1997; Матухин, Меннер, 1999; Меннер и др., 1979, 1982; Урванцев, 1933).

Остров Большевик

Здесь девонские отложения выделены в алексеевскую толщу (Качурина и др., 2013). В нижней части разреза выделяется ритмичная пачка (100–110 м) черных аргиллитов и алевролитов с тонкими прослоями темно-серых глинистых известняков. Вышележащая часть разреза мощностью до 120–150 м характеризуется преобладанием черных тонкоплитчатых аргиллитов, черных и темно-серых алевролитов, темно-серых мелкозернистых песчаников. Возраст алексеевской толщи определен по наличию обрывков тканей высших растений как позднедевонский–раннекаменноугольный. Мощность толщи 220–260 м (Качурина и др., 2013).

Острова Октябрьской Революции, Комсомолец и Пионер

Детальное стратиграфическое расчленение девонских отложений проведено в опорном разрезе на р. Матусевича (о. Октябрьской Революции). Большинство выделенных здесь свит прослеживаются на соседних участках о. Октябрьской Революции, а также на о-вах Пионер и Комсомолец (Грамберг, Ушаков, 2013; Матухин и др., 1997; Качурина и др., 2013).

Отложения локховского яруса (североземельская и подъемнинская свиты) с размывом перекрывают отложения верхнего силура (краснобухтинская и устьспокойнинская свиты). В основании залегают

зеленовато-серые конгломераты, грубо- и среднезернистые косослоистые песчаники. Вверх по разрезу грубозернистые разности сменяются мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями (мощность 200–500 м). На северо-западе о. Октябрьской Революции и юго-западе о. Комсомолец количество песчаников в разрезе увеличивается по сравнению с опорным разрезом на р. Матусевича (Грамберг, Ушаков, 2013; Матухин и др. 1997, Матухин, Меннер, 1999).

Отложения пражского и эмского ярусов (спокойнинская, русановская, албановская свиты) представлены красноцветными и пестроцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, которые вверх по разрезу сменяются пестроцветными мергелями, светло- и темно-серыми тонкослоистыми и плитчатыми микро- и тонкокристаллическими известняками, органогеннообломочными известняками, серыми мелко-, средне- и крупнокристаллическими гипсами с прослойками белого селенита, доломитов и доломитовых мергелей (рис. 3.6, 3.7). Завершают разрез сероцветные доломитовые мергели, доломиты и известняки, пестроцветные песчаники, алевролиты; характерно присутствие прослоев бобовых железных руд. Мощность отложений изменяется в широких пределах от 250 до 650 м (Грамберг, Ушаков, 2013; Матухин, Меннер, 1999).

Отложения франского яруса (матусевическая, вавиловская свиты) представлены преимущественно переслаиванием красноцветных кварцевых песчаников, аргиллитов и алевролитов с редкими и маломощными прослоями доломитовых мергелей и известняков, и достигают мощности 1000 м (Грамберг, Ушаков, 2013; Матухин, Меннер, 1999).



Рис.3.6. Фото обнажения русановской свиты (переслаивание мергелей, доломитов и гипсов), р. Матусевича, о. Октябрьской Революции.

Отложения эйфельского и живетского ярусов на архипелаге были выделены в географскую свиту (рис. 3.8). После детальных стратиграфических работ на о. Октябрьской Революции в стратотипическом разрезе на р. Матусевича эти отложения были разделены на три свиты – встречнинскую, вытутинскую, гремящинскую (Граumberг, Ушаков, 2013; Матухин, Меннер, 1999).

Отложения эйфеля-живета представлены ритмично переслаивающимися красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Базальные песчаники грубозернистые, гравелитистые. В верхней части разреза появляются прослой аргиллитов, доломитовые мергели, доломиты и известняки. (Граumberг, Ушаков, 2013; Матухин, Меннер, 1999). Общая мощность эйфель-живетских отложений составляет 400–625 м.

Отложения фамена (малютинская свита) обнажаются локально в верховьях р. Матусевича на о. Октябрьской Революции и сложены красно-бурыми, зеленовато-серыми и пестроцветными косослоистыми разнозернистыми песчаниками, иногда с линзами конгломератов, пачками

тонкого переслаивания пестроцветных мелкозернистых песчаников и алевролитов, аргиллитами. Видимая мощность составляет около 300 м.



Рис3.7. Фото обнажения русановской свиты, р. Пионерка, о. Пионер.

Каменноугольная и пермская системы

Каменноугольные и пермские отложения распространены локально на арх. Северная Земля, выполняя небольшие впадины и западины палеорельефа. В связи с их континентальным генезисом стратиграфическое расчленение и корреляция отложений основаны на данных палинологии и проводятся весьма условно (Дибнер, 1982; Грамберг, Ушаков, 2013; Качурина и др., 2013; Ershova et al., 20226).



Рис. 3.8. а – общий вид обнажения песчаников географской свиты, р. Пионерка, о. Пионер; б – песчаники с троговой слоистостью (географская свита), р. Пионерка, о. Пионер.

Верхнекаменноугольные – нижнепермские лагунно-континентальные терригенные отложения установлены в северо-восточной части о. Большевик на западном берегу зал. Ахматова. Они образуют узкую

полосу север-северо-восточного направления протяженностью 11 км и шириной 0,7–1,5 км. С угловым и стратиграфическим несогласием они залегают на породах сложнинской толщи кембрия и представлены песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами и углистыми аргиллитами, углями. Мощность видимой части разреза по данным геологической съемки составляет 290 м. Нами произведено изучение ахматовской толщи на небольшом участке вдоль побережья зал. Ахматова (рис.3.9), где она представлена неравномерно переслаивающимися серыми до черными, часто углистыми аргиллитами, алевролитами и тонкозернистыми кварцевыми песчаниками. На отдельных уровнях присутствуют линзовидные прослои грубозернистых кварцевых песчаников и мелкогалечных кварцевых конгломератов. Породы ахматовской толщи деформированы в серию пологих малоамплитудных складок (рис. 3.9). Здесь многократно повторяется один и тот же фрагмент разреза и его мощность вряд ли превышает 20–30 м.

На северо-востоке о. Октябрьской Революции слабдеформированные отложения ахматовской толщи развиты в прибрежной части восточного борта фьорда Матусевича и перекрывают породы ушаковской свиты ордовика с резким угловым несогласием (рис. 3.10). Непосредственно контакт ордовикских и верхнепалеозойских отложений повсеместно закрыт осыпями.

Судя по характеру залегания ордовикские толщи образуют крутопадающую моноклираль, в то время как верхнепалеозойские отложения залегают либо горизонтально, либо образуют пологую моноклираль. Более того, вероятно, что породы карбона-перми выполняют палеодепрессию, выработанную в ордовикских отложениях.

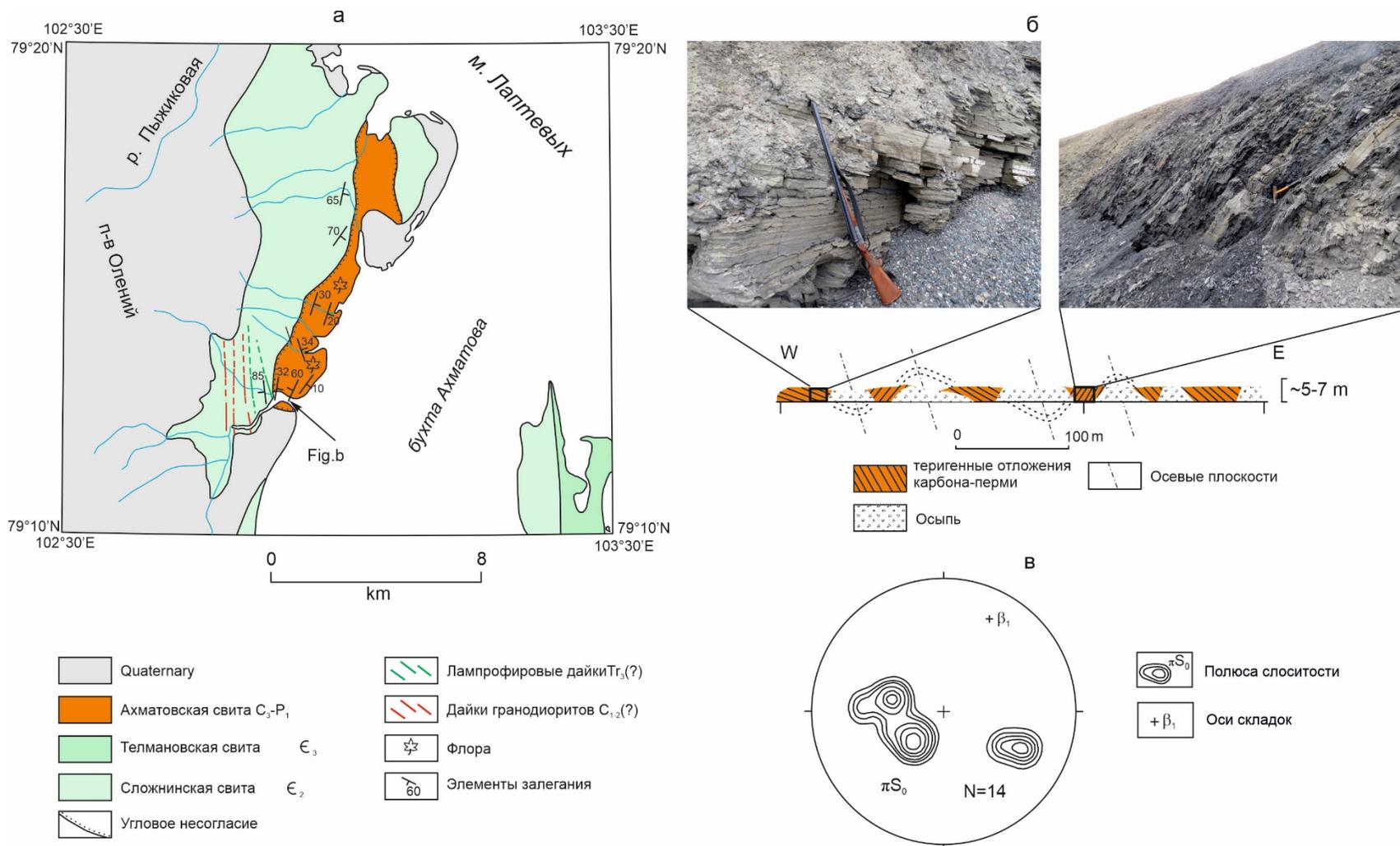


Рис.3.9. Верхнекаменноугольные–пермские отложения о. Большевик, зал. Ахматова: а – схематическая геологическая карта, б – разрез и фотографии обнажений, в – стереограмма полюсов слоистости (Ershova et al., 2015б).

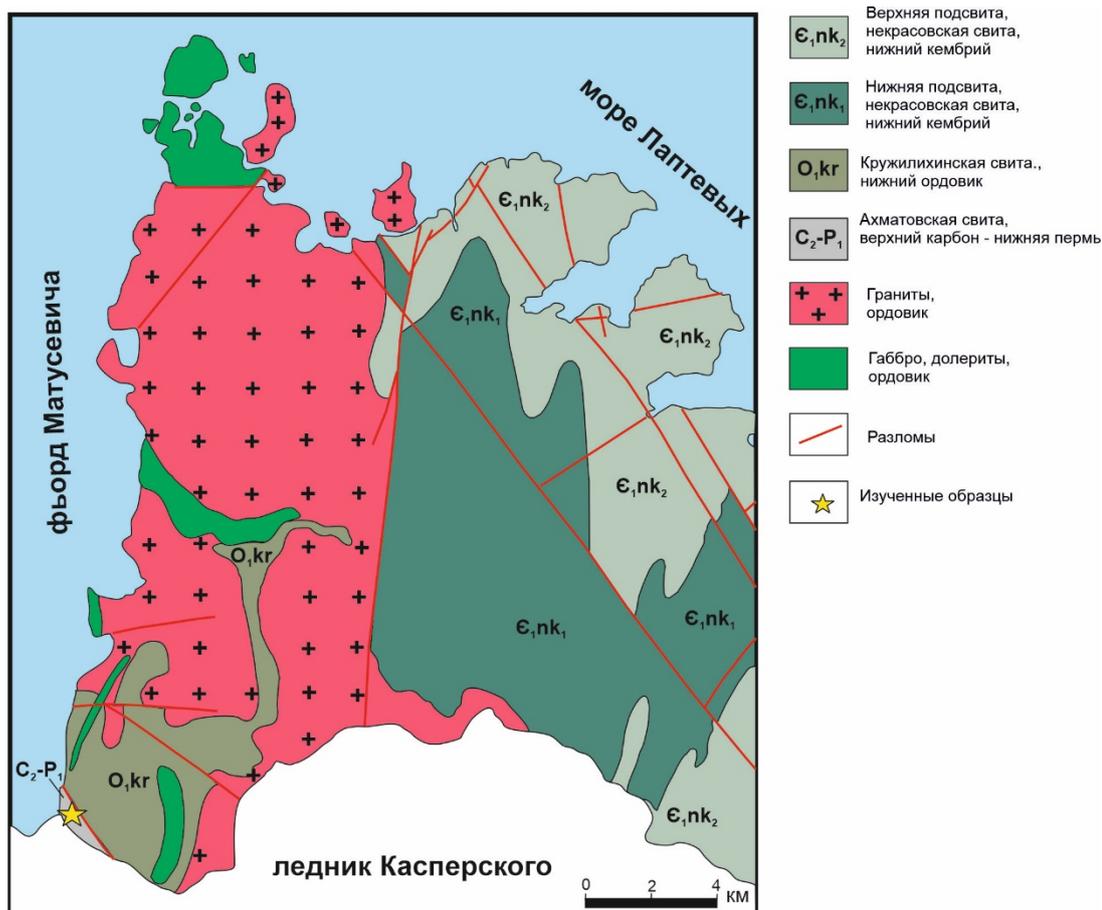


Рис. 3.10. Схематическая геологическая карта северо-восточной части о. Октябрьской Революции и расположение выходов верхнекаменноугольных–пермских отложений (с изменениями по Марковский и др., 1999).

Каменноугольно-пермские породы обнажены слабо. Вероятно, они абрадированы ледником и формируют небольшие увалы (рис.3.11), рассеченные долинами современных ручьев. Основную часть разреза слагают алевролиты и глины от светло-серых до почти черных. Местами отмечается тонкое чередование алевролитов, тонкозернистых песчаников и аргиллитов (рис. 3.12). В подчиненном количестве встречаются существенно песчанниковые пачки с прослоями полимиктовых гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Песчаники преимущественно среднезернистые массивные, иногда косослоистые. Хотя обнаженность плохая, но, судя по всему, песчаниковые и конгломератовые прослои имеют невыдержанный характер.

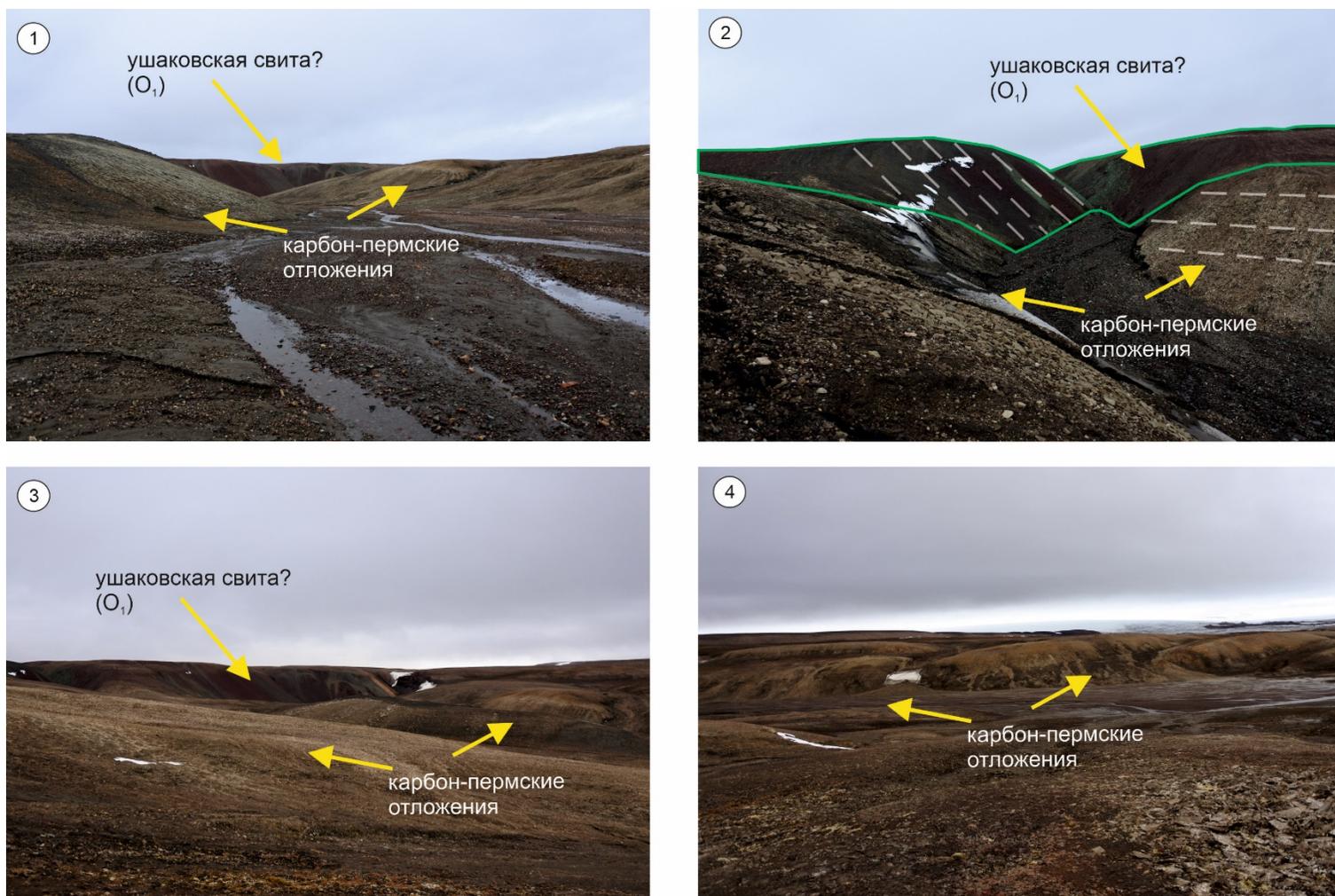


Рис. 3.11. 1–2 – общий вид обнажений и характер взаимоотношения ордовикских и карбон-пермских отложения, вскрытых на северо-востоке о. Октябрьской Революции, 3–4 – небольшие увалы, сложенные отложениями карбона-перми.

Учитывая присутствие углистых прослоев и высыпок углей, можно сделать вывод о континентальном, скорее всего, аллювиальном генезисе отложений, и, вероятно, невыдержанные песчаные пачки могут являться русловыми фациями.

Нами произведено палинологическое исследование трех образцов для определения возраста толщ (Ershova et al., 2022б, определения Д.В. Збукова, ВСЕГЕИ). Для палинологического анализа были выбраны две пробы темно-серых аргиллитов. Оба образца содержат многочисленные споровые и пыльцевые зерна (203 зерна в образце 2-V16-1 и 170 зерен в образце 2-V16-2). Результаты палинологического анализа показаны в Таблице 1. Оба исследованных образца содержат многочисленные виды, характерные для среднего-позднего карбона: *Punctatisporites orbicularis* Kos., *Retusotriletes lemniscatus* (Lub.) Pashk., *Schopfites colchesterensis* Kos., *S. dimorphus* Kos., cf. *S. dimorphus* Kos., *Foveolatisporites quaesitus* (Kos.) Bharad., *Densosporites reynoldsburgensis* Kos., *Remysporites magnificus* (Horst) Butt. et Will., *Florinites antiquus* S.W. et B., *Illinites elegans* Kos. и позднего карбона: *Horriditriletes trichacanthus* (Lub.) Oshurk., *Reticulatisporites contortoreticulatus* (Sadk.) Drjag., *Crassispora echinata* Tet. et Shwartz., *Psilohymena psiloptera* (Lub.) Hart et Harr., cf. *Guthoerlisporites rugosus* Inoss.

Этот комплекс сопоставим с позднекаменноугольным комплексом, выделенным из угольного бассейна Пенсильвания-Иллинойс (Kosanke, 1950). Однако в пробах присутствуют и подчиненные виды, характерные для позднекаменноугольных и раннепермских палинологических комплексов, выявленных различными исследователями в Печорском и Кузнецком бассейнах России, Казахстана и Австралии (Бетехтина и др.1988; Любер, Вальц, 1941; Молин и др.,1983; Ошуркова, 2003), в том числе *Punctatisporites sublaevis* (Inoss.) Oshurk., *Bifurcatisporites bifurcatus* (Kalibova) Inoss., *Chanovejisporites confluens* (S.Arch. et Gam.) Oshurk., *C. sp.*, *Spinosisporites hirsutus* Inoss., *Cadiospora crypta* Turn., *Callisporites cingulatus* (Alpern) Shwartz., *Florinites pumicosus* (Ibr.) S., W. et B., cf. *Bascanisporites sp.*, *Vestigisporites sp.*, и раннепермских: *Punctatisporites aff. barakarensis* (Bharad. et Sriv.) Oshurk., *P. labiosus* Virb., *P. planus* Virb., *Chanovejisporites aff. versus* (Price) Oshurk., *Acanthotriletes rectispinus* (Lub.) Isch., *Guthoerlisporites cancellosus* Playf. et Dett., *Cordaitina rotata* (Lub.) Samoil., *C. cf.*

rotata (Lub.) Samoil., *Bascanisporites* sp. aff. *undosus* Balme et Hennelly, *Samoilovitchisaccites* cf. *turboreticulatus* (Samoil.) Dibn., *Striatoabieites* sp. aff. *parvisaccus* (Efr.) Oshurk., *Striatopodocarpites cancellatus* (B. et H.) Hart.

Таким образом, по спорово-пыльцевому комплексу изученные терригенные отложения северо-восточной части о. Октябрьской Революции можно отнести к верхнему карбону – нижней перми.

Таблица 1. Список спор и пыльцы из изученных отложений.

#	Виды	Номера образцов и количество зерен	
		2-V16-1	2-V16-2
Споры			
1.	<i>Calamospora</i> sp.	-	6
2.	cf. <i>C.</i> sp.	4	-
3.	<i>Leiotrilettes</i> sp.	3	5
4.	<i>Punctatisporites</i> aff. <i>barakarensis</i> (Bharad. et Sriv.) Oshurk.	1	-
5.	<i>P. labiosus</i> Virv.	5	3
6.	<i>P. orbicularis</i> Kos.	-	11
7.	<i>P. planus</i> Verb.	6	-
8.	<i>P. sublaevis</i> (Inoss.) Oshurk.	-	3
9.	<i>P.</i> sp.	7	-
10.	<i>P.</i> cf. sp.	-	4
11.	<i>Trachitrilettes asper</i> Isch.	1	-
12.	<i>T.</i> sp.	2	-
13.	<i>Bifurcatisporites bifurcatus</i> (Kalibova) Inoss.	-	3
14.	<i>Retusotrilettes lemniscatus</i> (Lub.) Pashk.	5	7
15.	<i>Chanovejisporites confluens</i> (S.Arch. et Gam.) Oshurk.	2	3
16.	<i>C.</i> aff. <i>versus</i> (Price) Oshurk.	2	-
17.	<i>C.</i> sp.	12	-
18.	<i>Schopfites colchesterensis</i> Kos.	29	40
19.	<i>S. dimorphus</i> Kos.	53	21
20.	cf. <i>S. dimorphus</i> Kos.	4	-
21.	<i>Horriditrilettes trichacanthus</i> (Lub.) Oshurk.	10	-
22.	<i>Spinosisporites hirsutus</i> Inoss.	-	2
23.	<i>Acanthotrilettes rectispinus</i> (Lub.) Isch.	-	6
24.	<i>Iugisporis circumactus</i> (Isch.) Oshurk.	3	-
25.	<i>Reticulatisporites calamistratus</i> (Isch.) Oshurk.	-	3
26.	<i>R. contortoreticulatus</i> (Sadk.) Drjag.	4	-
27.	<i>Vicroreticulatisporites comulatus</i> (Isch.) Oshurk.	-	4
28.	<i>Periplecotrilettes crassus</i> Isch.	2	1
29.	<i>P. intricatus</i> (Lub.) Oshurk.	-	2
30.	<i>Foveolatisporites perforatus</i> Inoss.	-	4
31.	<i>F. quaesitus</i> (Kos.) Bharad.	5	-
32.	<i>Cadiospora crypta</i> Turn.	2	1
33.	<i>C.</i> sp.	2	-
34.	<i>Crassispora echinata</i> Tet. et Shwarts.	7	27

35.	<i>Callisporites cingulatus</i> (Alpern) Shwarts.	1	2
36.	<i>Densosporites reynoldsburgensis</i> Kos.	2	1
37.	<i>Psilohymena psiloptera</i> (Lub.) Hart et Harr.	3	-
38.	<i>Lycospora</i> sp.	-	5
39.	<i>Endosporites</i> sp.	3	-
40	<i>Remysporites magnificus</i> (Horst) Butt. et Will.	1	-
Пыльца			
1	<i>Guthoerlisporites cancellosus</i> Playf. et Dett.	1	-
2	cf. <i>G. rugosus</i> Inoss.	1	-
3	<i>Florinites antiquus</i> S.W. et B.	2	2
4	<i>F. macropterus</i> (Lub.) Dibn.	2	9
5	<i>F. pumicosus</i> (Ibr.) S. W. et B.	1	-
6	<i>Cordaitina rotata</i> (Lub.) Samoil.	4	-
7	<i>C. cf. rotata</i> (Lub.) Samoil.	-	1
8	<i>Bascanisporites</i> sp. aff. <i>undosus</i> Balme et Hennelly	1	-
9	cf. <i>B. sp.</i>	1	-
10	<i>Samoilovitchisaccites</i> cf. <i>turboreticulatus</i> (Samoil.) Dibn.	1	-
11	<i>Illinites elegans</i> Kos.	2	-
12	<i>Vestigisporites</i> sp.	2	-
13	<i>Protochaploxypinus</i> sp.	1	-
14	<i>Striatoabieites</i> sp. aff. <i>parvisaccus</i> (Efr.) Oshurk.	2	-
15	<i>Striatopodocarpites cancellatus</i> (B.et H.) Hart	1	-
Итого:		203	170

Сводная стратиграфическая схема девон-пермских отложений арх. Северная Земля приведена на рис. 3.13.



Рис. 3.12 Типичные породы карбона-перми, вскрытые на северо-западе о. Октябрьской Революции. 1 – переслаивание черных алевритистых и охристо-серых глин, 2 – тонкое переслаивание мелкозернистых светло-серых песчаников и черных глин; 3 – песчаники светло-серые полимиктовые, косослоистые; 4 – полимиктовые гравелиты.



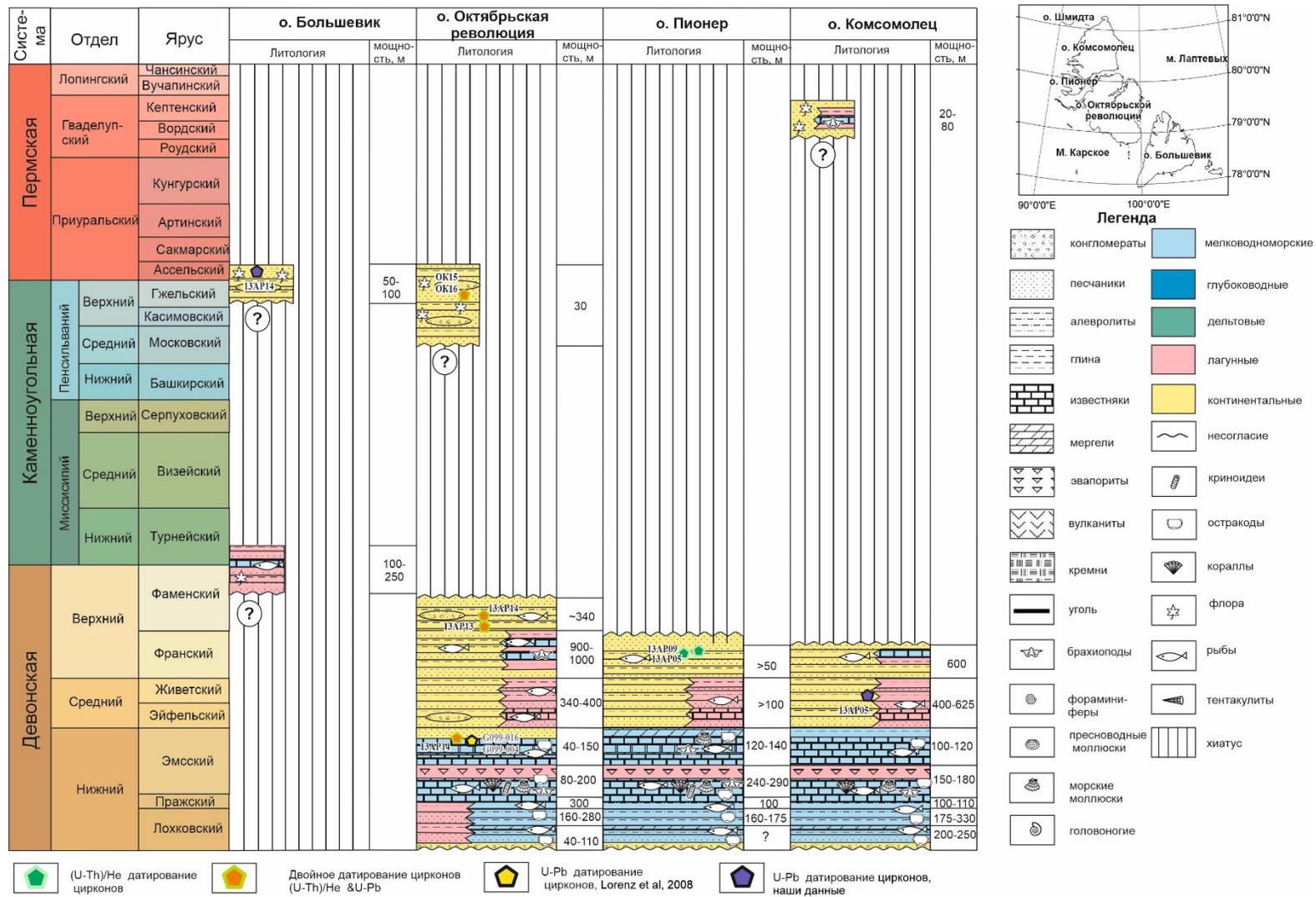


Рис. 3.13. Стратиграфическая схема девон-пермских отложений арх. Северная Земля (Грамберг, Ушаков, 2013; Качурина и др., 2013б; Матухин, Меннер, 1999; Ershova et al., 2015б, 2022 б).

3.3. Петрография песчаников

Петрографические исследования были проведены для девонских и верхнекаменноугольных-нижнепермских песчаников (рис. 3.14).

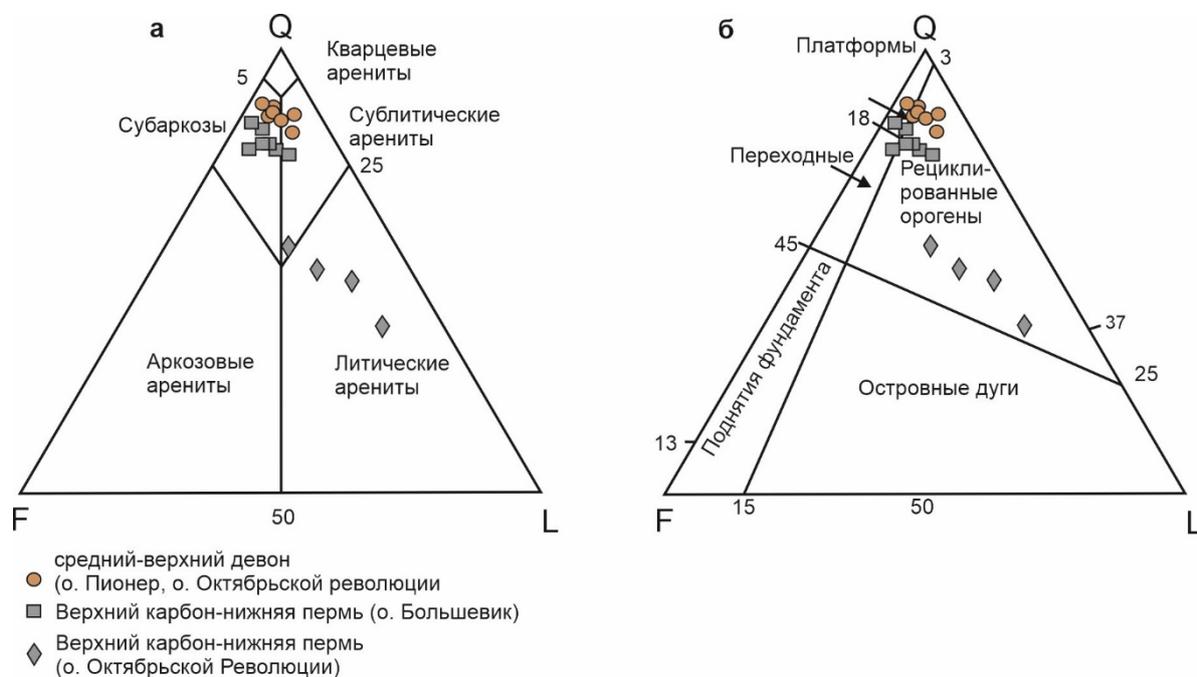


Рис. 3.14. Классификационные диаграммы QFL для средне-верхнедевонских и каменноугольно-пермских песчаников арх. Северная Земля: а – петрографическая характеристика (Pettijohn et al., 1987); б – диаграмма геодинамических обстановок формирования песчаников (Dickinson et al., 1983). Q – кварц, F – полевошпат, L – обломки горных пород.

Девонские отложения

Средне-верхнедевонские песчаники изучены в обнажениях вдоль р. Матусевича (о. Октябрьская Революция) и вдоль р. Пионерка (о. Пионер). Все изученные песчаники имеют близкий петрографический состав. Они представлены хорошо сортированными мелко- и среднезернистыми, часто алевритистыми субаркозами с глинистым и кремнистым цементом (рис. 3.14-3.15). Кварц составляет 84–90% от всех обломочных зерен песчаников; зерна кварца исключительно монокристаллические от угловатых до полуокатанных. Зерна полевошпатов составляют от 10 до 13% и значительно различаются по форме, размеру и окатанности. Литические преимущественно полуокатанные

обломки составляют 1–5% и сложены алевролитами и аргиллитами. На классификационной диаграмме В.Г. Дикинсона (1983) точки составов изученных песчаников попадают на границу полей рециклированных орогенов и платформ (рис.3.15).

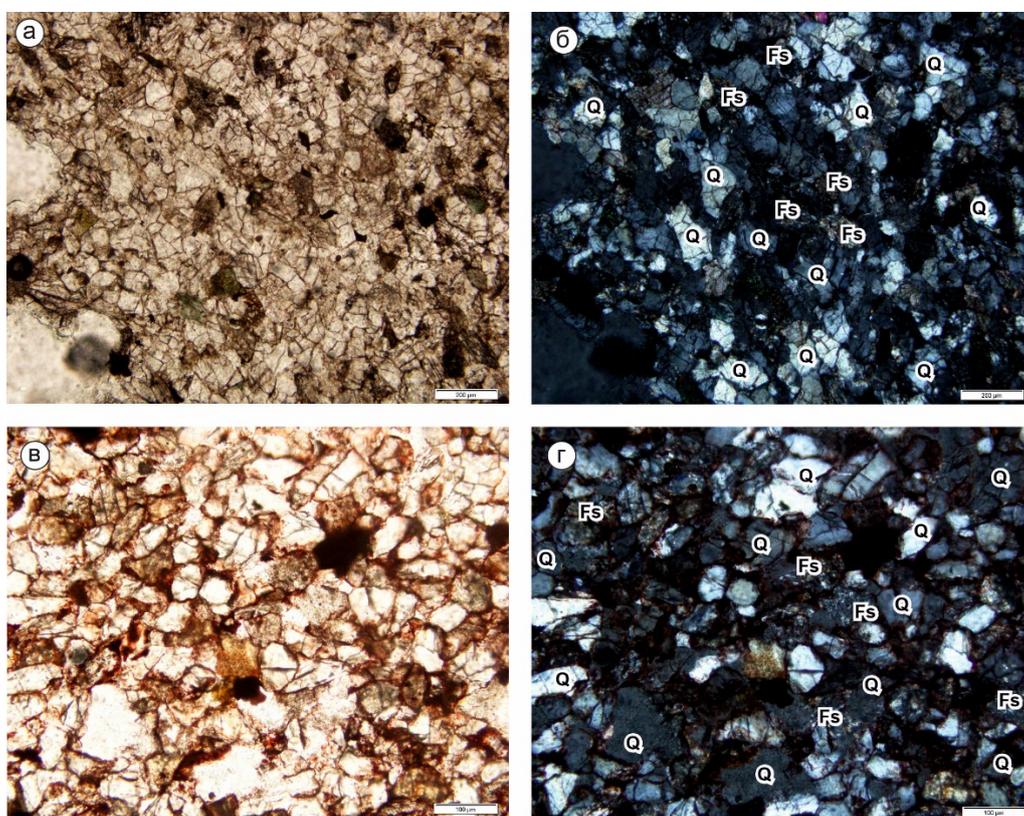


Рис. 3.15. Фотографии представительных шлифов девонских песчаников арх. Северная Земля. Q- кварц, Fs – полевые шпаты, L – обломки горных пород.

Верхнекаменноугольные-нижнепермские отложения

Проведены петрографические исследования верхнекаменноугольных-нижнепермских отложений, вскрытых в береговых обнажениях зал. Ахматова (о. Большевик) и фьорда Матусевича (о. Октябрьской Революции).

1) Верхнекаменноугольные-нижнепермские песчаники, разрез зал. Ахматова (о. Большевик).

Песчаники представлены плохо сортированными, со слабо окатанными зернами средне-крупнозернистыми литическими аренидами и сублитическими аренидами (рис. 3.14, 3.16), часто с гравелитистыми зернами, карбонатным и глинисто-карбонатным цементом. Зерна кварца составляют 32–62%. Преобладает монокристаллический кварц, но присутствуют и единичные зерна

поликристаллического кварца. Зерна кварца от угловатых до слабоокатанных. Угловатые, слабоокатанные зерна полевых шпатов представлены как плагиоклазами, так и калиевыми полевыми шпатами и составляют от 12 до 28%.

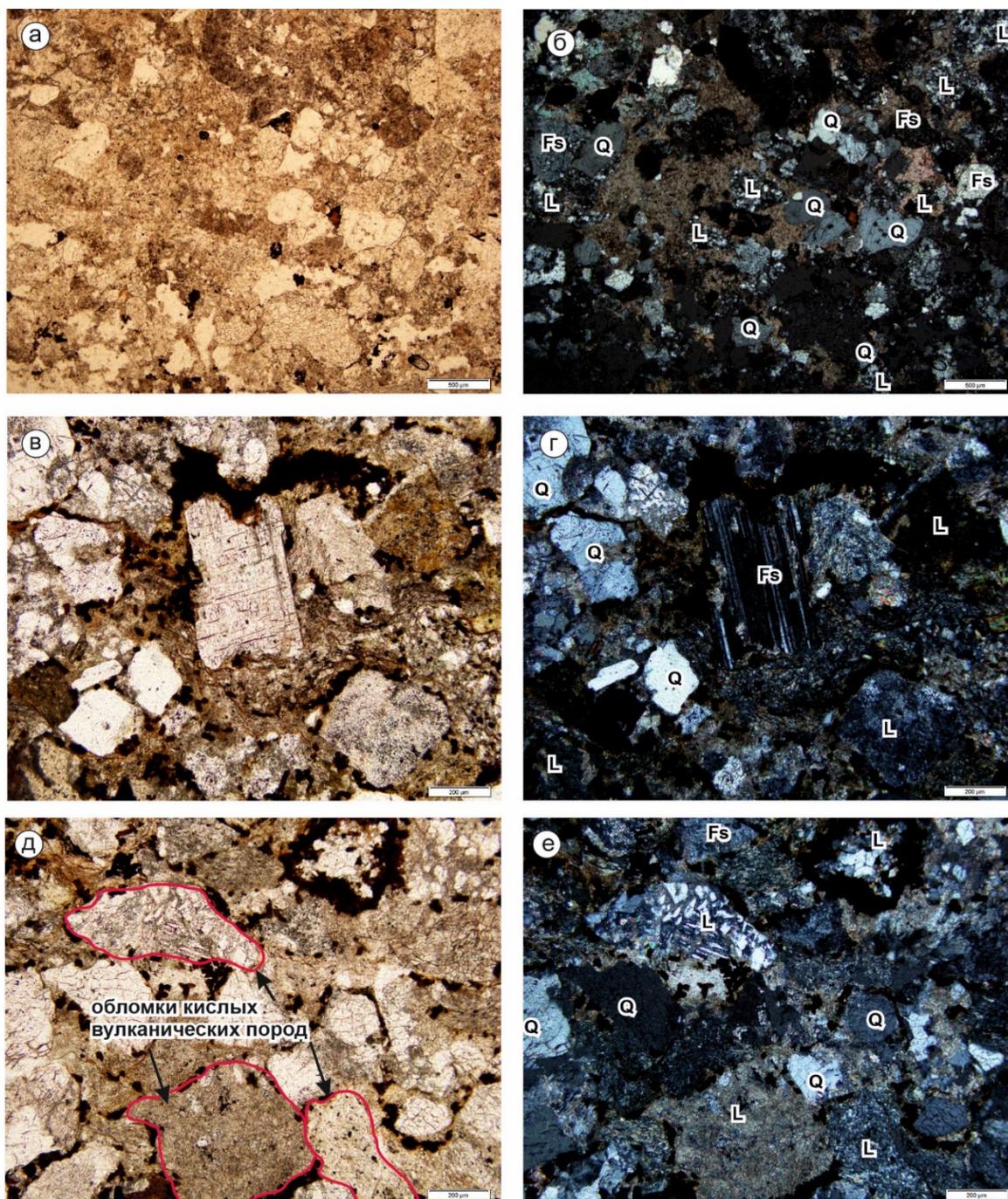


Рис. 3.16. Фотографии представительных шлифов верхнекаменноугольных-нижнепермских песчаников северо-востока о. Октябрьской Революции. Q – кварц, Fs – полевые шпаты, L – обломки горных пород.

Литические обломки преимущественно средне- или крупнозернистые, полуокатанные до угловатых, и составляют 26–50% от всех обломочных зерен. Преобладают обломки кислых вулканических пород, реже – гранитоидов. Обломки алевролитов и аргиллитов составляют не более 1–2% от общего количества литических фрагментов (рис. 3.16). На классификационной диаграмме Дикинсона В.Г. (1983) точки составов изученных песчаников попадают в поле рециклированных орогенов (рис. 3.14).

Среди алевролитов, аргиллитов и песчаников встречаются линзы и прослои полимиктовых конгломератов и гравелитов (рис.3. 17). Гальки в конгломератах от полуокатанных до угловатых, в основном от 1 до 5 сантиметров диаметром. По составу среди галек преобладают риолиты, граниты и кварц. В подчинённом количестве встречаются обломки аргиллитов и туффов.

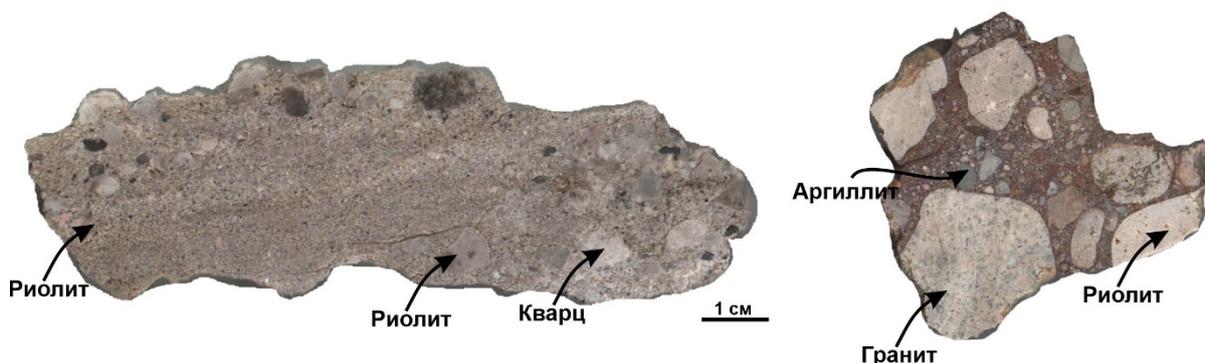


Рис. 3.17. Фотографии полированных пластинок из прослоев конгломератов в верхнекаменноугольных-нижнепермских отложениях разреза фьорда Матусевича (о. Октябрьской Революции).

2) Верхнекаменноугольные-нижнепермские песчаники, разрез фьорда Матусевича (о. Большевик).

Песчаники представлены плохо сортированными, со слабо окатанными зернами, разнозернистыми субаркозами и сублитическими песчаниками (рис. 3.14), часто с гравелитистыми зернами, карбонатным и глинистым цементом. Зерна кварца от угловатых до полуокатанных составляют 77–83%. Зерна полевых шпатов угловатые и слабоокатанные представлены как плагиоклазами, так и калиевыми полевыми шпатами и составляют от 11 до 18%.

Литические обломки преимущественно средне- или крупнозернистые, полуокатанные до угловатых составляют 4–12%. Преобладают обломки кислых вулканических пород, микрокварцитов и кристаллических сланцев, реже встречаются обломки алевролитов, аргиллитов и гранитоидов (рис. 3.18). На классификационной диаграмме Дикинсона В.Г. (1983) точки составов изученных песчаников в основном локализованы в поле рециклированных орогенов (рис. 3.14).

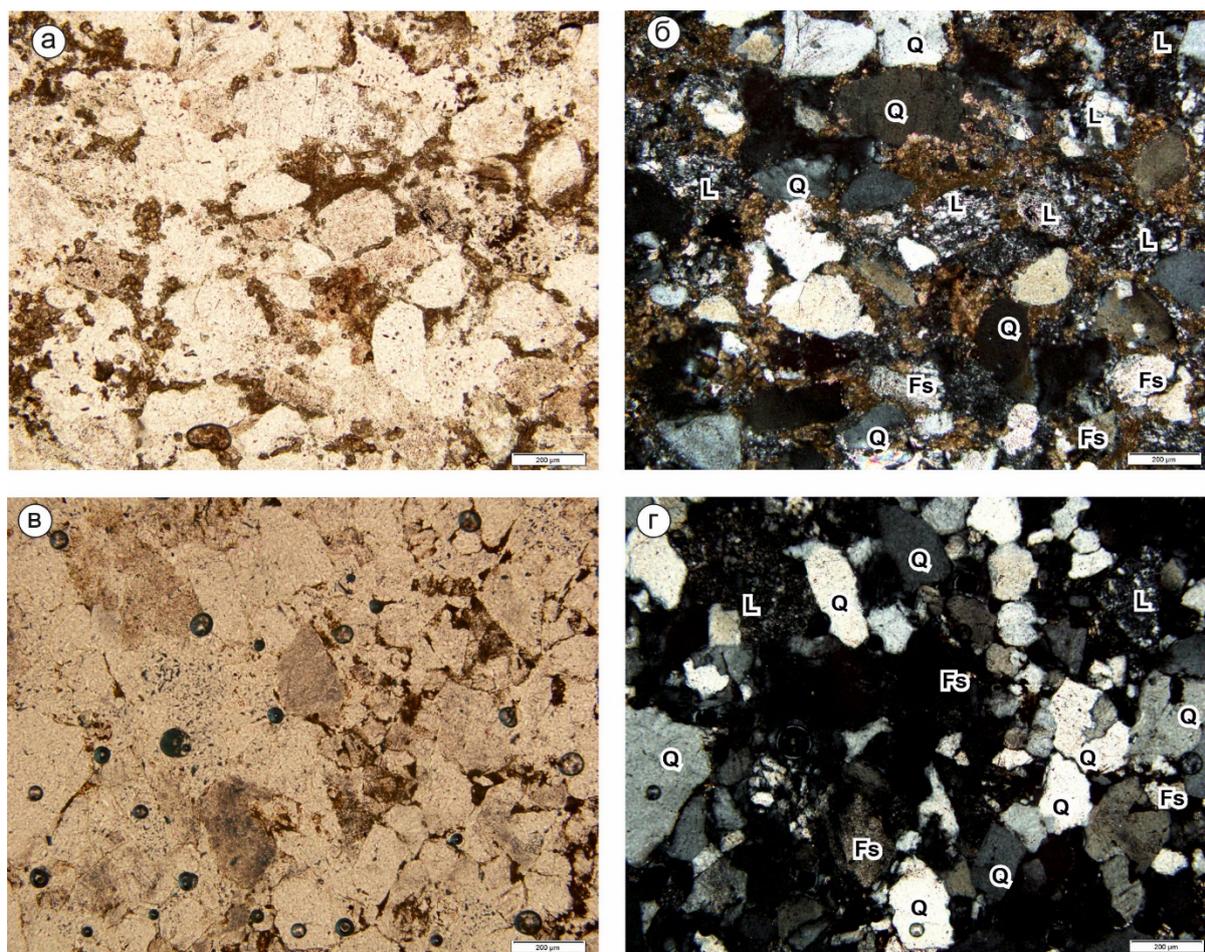


Рис. 3.18. Фотографии представительных шлифов девонских песчаников арх. Северная Земля. Q- кварц, Fs – полевые шпаты, L – обломки горных пород.

3.4. Уран-свинцовое датирование обломочных цирконов

Первое датирование обломочных и магматических цирконов из горных пород, обнажающих на арх. Северная Земля, проводилось группой шведских исследователей под руководством доктора Д. Джи. Были исследованы кембрий–девонские отложения о-вов Октябрьской Революции и Большевик (Lorenz et al., 2008a) (рис. 3.19–3.20). Нами проведено U-Pb датирование цирконов из девонских отложений о. Комсомолец (проба А.А. Макарьева) и каменноугольных отложений о-вов Большевик, Октябрьской Революции (Ershova et al., 2015b, 2022b), кембрийских отложений о. Большевик, а также кембрийских отложений о. Известия ЦИК (Ershova et al., 2015, 2017a; Ershova et al., 2019) (рис. 3.19). Датирование обломочных цирконов тоже проводилось А.А. Макарьевым и Е.М. Макарьевой (Макарьев, Макарьева, 2012) и В.А. Никишиным с соавторами (Никишин и др., 2017). Однако в этих работах не приводятся таблицы с данными, что не позволяет их использовать для сравнения. Нами впервые проведено (U-Th)/He датирование обломочных цирконов из палеозойских отложений архипелага (Ershova et al., 2018a, 2022b).

Девонские отложения охарактеризованы тремя пробами. Две пробы, отобранные из красноцветных отложений нижнего девона в долине р. Матусевича, были продатированы Х. Лоренцом с соавторами (Lorenz et al., 2008a). Из-за малого количества датированных зерен и близости точек опробования две пробы были объединены при рассмотрении и построении диаграмм (рис. 3.20).

Образцы G99016+G99-004 (нижний девон). В этих образцах 19% обломочных цирконов имеют палеопротерозойский возраст, 32% – мезопротерозойский, образуя отчетливые возрастные пики около 1663 и 1616 млн лет. Зерна архейского возраста редки и в сумме составляют лишь 6% от всей популяции. 35% цирконов имеют неопротерозойские возраста, образуя возрастные пики около 1012, 974, 902, 708, 603 и 568 млн лет. Палеозойские цирконы составляют 8% от датированных зерен и не образуют значимых пиков, имея в основном кембрий–ордовикские возраста (рис. 3.20).

Нами был определен возраст обломочных цирконов из образца 07091, отобранного из географической свиты (средний девон) на о. Комсомолец (рис. 3.20). 76% цирконов в этом образце имеют докембрийский возраст. Неопротерозойские цирконы преобладают (30%) и в их возрастном спектре пики около 580, 620, 650, 680, 705 и 610 млн лет. 19% цирконов имеют палеопротерозойские возраста, большинство из них относятся к возрастному диапазону 1,5–1,7 млрд лет; второстепенная популяция представлена пиками с возрастными 1815 и 1975 млн лет. Зерна мезопротерозойского возраста составляют 27%, группируясь около 1500, 1150, 1040 млн лет. Единственное архейское зерно имеет возраст 2668 ± 30 млн лет. Палеозойские цирконы составляют около 24% от общего количества датированных зерен и в их возрастном спектре выделяются пики около 528, 485 и 450 млн лет.

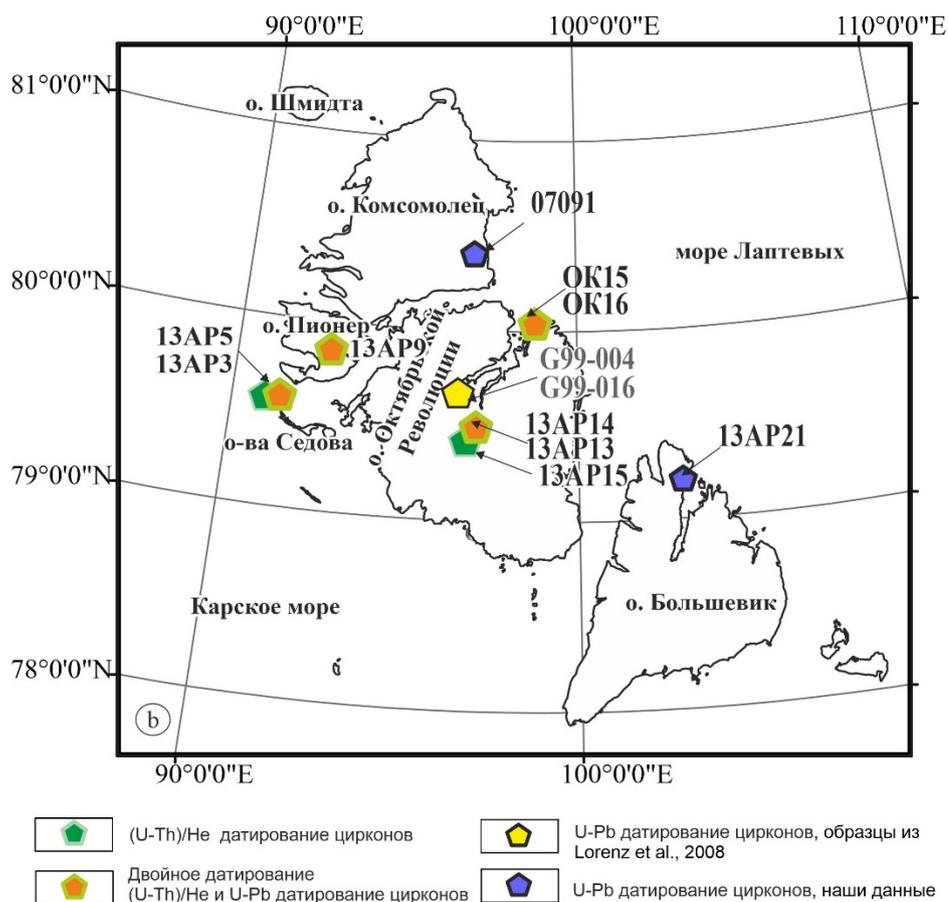


Рис. 3.19. Схема расположения образцов, из которых производилось U-Pb и (U-Th)/He датирование. Пробы G99-004, G99-016 из Lorenz et al., 2008a. Стратиграфическая привязка проб указана на рис 3.10.

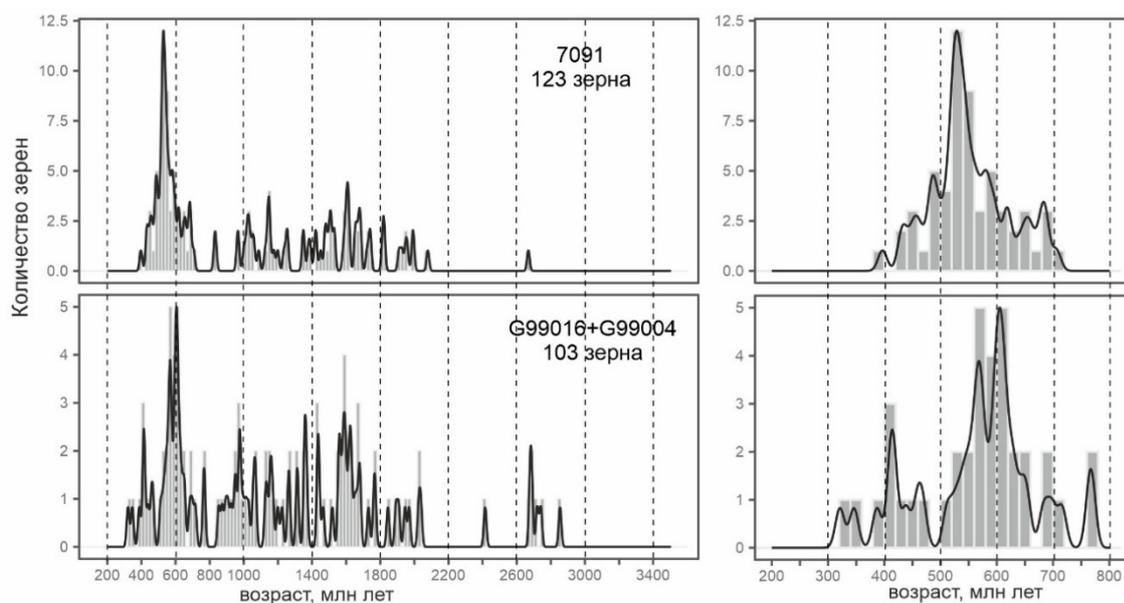


Рис. 3.20. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из девонских отложений арх. Северная Земля. Образцы G99016+G99004 – нижний девон, р. Матусевича, о. Октябрьской Революции (Lorenz et al, 2008a); 07091 географская свита, средний девон, о. Комсомолец (наши данные).

Верхнекаменноугольно-нижнепермские отложения охарактеризованы тремя образцами. Образец 13АП21 отобран на северо-западе о. Большевик из пород ахматовской свиты (рис. 3.12, 3.21). Образцы Ок 15 и Ок 16 отобраны из верхнекаменноугольных-нижнепермских отложений на северо-востоке о. Октябрьской Революции (рис. 3.13, 3.22).

Образец 13АП21. 69% цирконов имеют палеозойский возраст и формируют один возрастной пик около 465 млн лет. Зерна неопротерозойского возраста составляют 22% от всех датированных цирконов и образуют отчетливую группу с пиком около 550 млн лет. Мезо- (4%) и палеопротерозойские зерна (5%) малочисленные и не образуют значимых пиков (рис. 3.21).

Образец ОК15. В этом образце 96% обломочных цирконов имеют раннепалеозойский возраст и образуют отчетливый пик около 465 млн лет. 3% цирконов имеют неопротерозойские возраста и характеризуют временной интервал 595 – 695 млн. лет. Единственное мезопротерозойское зерно имеет возраст 1447 ± 32 млн. лет (рис. 3.22).

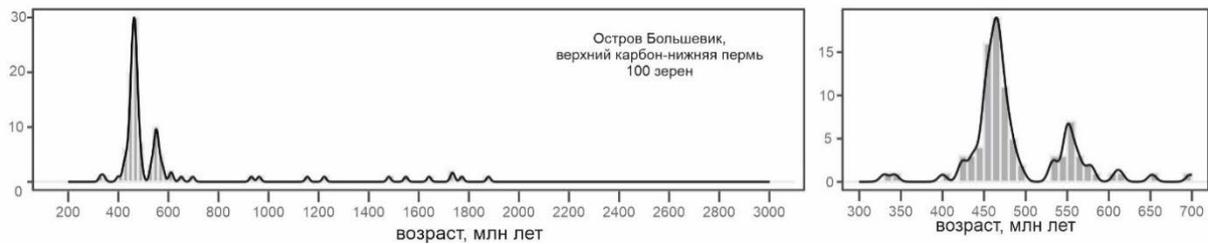


Рис.3.21. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из верхнекаменноугольных-нижнепермских отложений северо-востока о. Большевик, образец 13АП21.

Образец ОК16. 90% цирконов в исследованном образце имеют палеозойский возраст и в их возрастном спектре выделяются четыре пика – около 410, 430, 450 и 472 млн лет. Неопротерозойские цирконы (5%) имеют возраст во временном интервале 545–660 млн лет и не образуют значимых пиков. Мезо- и палеопротерозойские цирконы единичны (рис. 3.22).

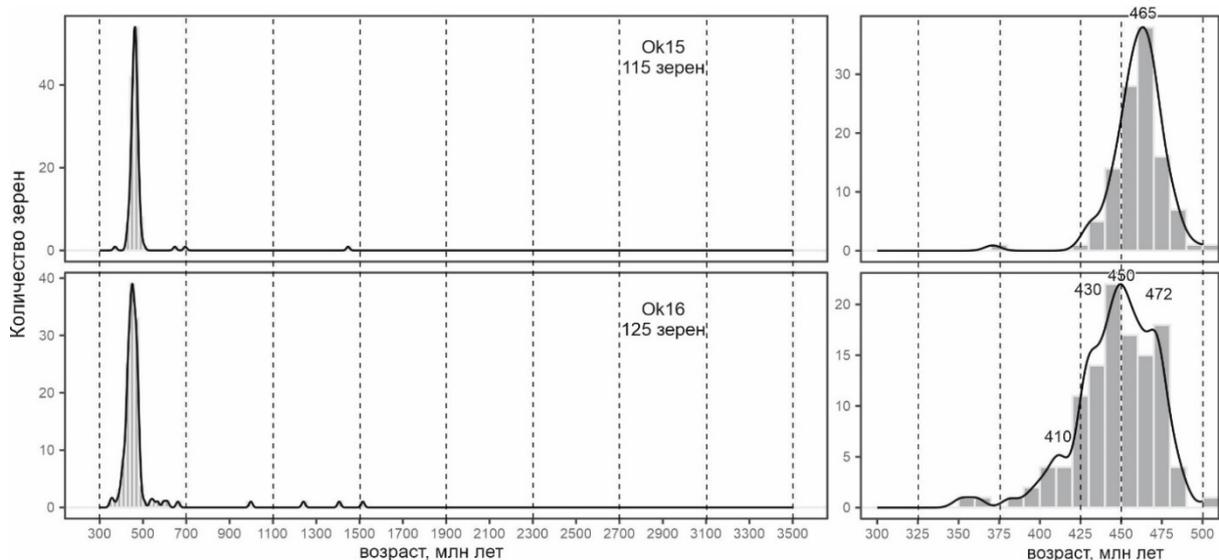


Рис.3.22. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из верхнекаменноугольных-нижнепермских отложений северо-востока о. Октябрьской Революции.

3.5. Двойное (U-Th)/He (ZHe) и U-Pb датирование обломочных цирконов

Было датировано 8 образцов, отобранных из ордовик-нижнепермских толщ. Изучение ордовик-силурийских отложений методом низкотемпературной термохронологии проводилось для выявления более ранних тектонических событий, которые могли влиять на конфигурацию девонских бассейнов осадконакопления.

Для шести образцов, отобранных из ордовик–девонских отложений, все полученные (U-Th)/He (ZHe) возраста оказались древнее возраста седиментации, указывая, что изученные песчаники никогда не погружались на глубину более 5-6 км и (U-Th)/He часы не были перезапущены (Farley, 2002). Следовательно, полученные возраста характеризуют время воздымания источника сноса обломочного материала.

Образец 13AP15 отобран из тонко-среднезернистого песчаника верхнего ордовика в среднем течении р. Матусевича, о. Октябрьской Революции. Образец 13AP03 происходит из нижнесилурийских песчаников о. Фигурный (рис. 3.13, 3.23). Одиннадцать датированных зерен имеют ZHe возраста, варьирующие от 297 ± 46.7 до $429,0 \pm 34,3$ млн лет с главным пиком около 465 млн лет (рис. 3.23). Двойное ZHe и U-Pb датирование цирконов из верхнеордовикских отложений (образец 13AP15) показало, что цирконы с позднепротерозойским возрастом кристаллизации (U-Pb возраст) были выведены на дневную поверхность в ордовике и силуре (рис. 3.23), что привело к перезапуску ZHe возрастов. Четыре образца из девонских отложений были отобраны для (U-Th)/He датирования. Образец 13AP05 происходит из франкских отложений о. Фигурный, образец 13AP09 отобран из верхнедевонских отложений о. Пионер. Два образца 13AP13 (фран) и 13AP14 (верхи раннего девона) отобраны в среднем течении р. Матусевича, о. Октябрьской Революции (рис. 3.13, 3.23).

Всего проанализировано тридцать зерен цирконов и ZHe возраста варьируют от $517,2 \pm 41.38$ до $332,9 \pm 26.6$ млн лет. По сравнению с цирконами из нижележащих ордовик-силурийских отложений, полученные возраста цирконов из девонских отложений группируются в основной пик с возрастом около 380 млн лет, хотя присутствуют и цирконы с (U-Th)/He возрастaми около 465 млн лет. Комбинированное U-Pb и (U-Th)/He датирование показало, что цирконы с неопротерозойскими и кембрийскими возрастaми кристаллизации были выведены на дневную поверхность в среднем-позднем ордовике и девоне.

Из верхнекаменноугольных-нижнепермских отложений о. Октябрьской Революции было датировано шесть зерен циркона, которые имеют ZHe возраста, варьирующие от 273 ± 21.8 до $414,7 \pm 33,18$ млн лет (рис. 3.24). Все полученные

возраста древнее возраста седиментации и характеризуют время подъема источника сноса терригенных пород. Двойное (U-Th)/He и U-Pb датирование цирконов показало, что цирконы с раннепалеозойскими возрастами кристаллизации были выведены на дневную поверхность в карбоне-перми (рис. 3.24). Средневзвешенный возраст, рассчитанный по трем каменноугольным зернам, составляет 341 млн лет (визе) (рис 3.25) и, вероятно, отвечает главному этапу эксгумации питающей провинции. При этом зерно циркона с возрастом кристаллизации (U-Pb) 413 млн лет имеет ZHe возраст $414,7 \pm 33,18$, свидетельствуя, что не для всех пород в источнике сноса (U-Th)/He система была перезапущена в позднем палеозое.

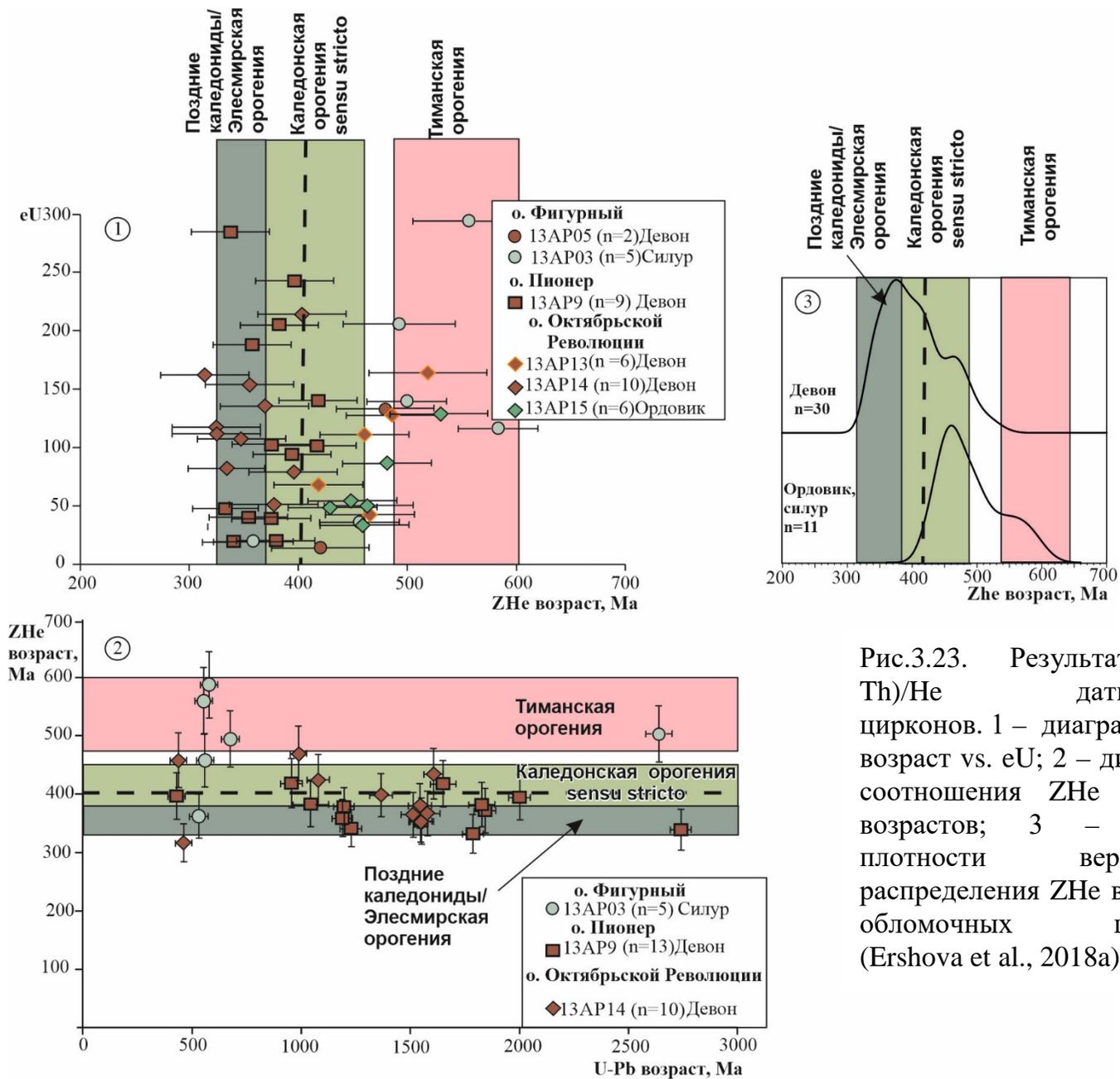


Рис.3.23. Результаты (U-Th)/He датирования цирконов. 1 – диаграмма ZHe возраст vs. eU; 2 – диаграмма соотношения ZHe и U-Pb возрастов; 3 – кривые плотности вероятности распределения ZHe возрастов обломочных цирконов (Ershova et al., 2018a).

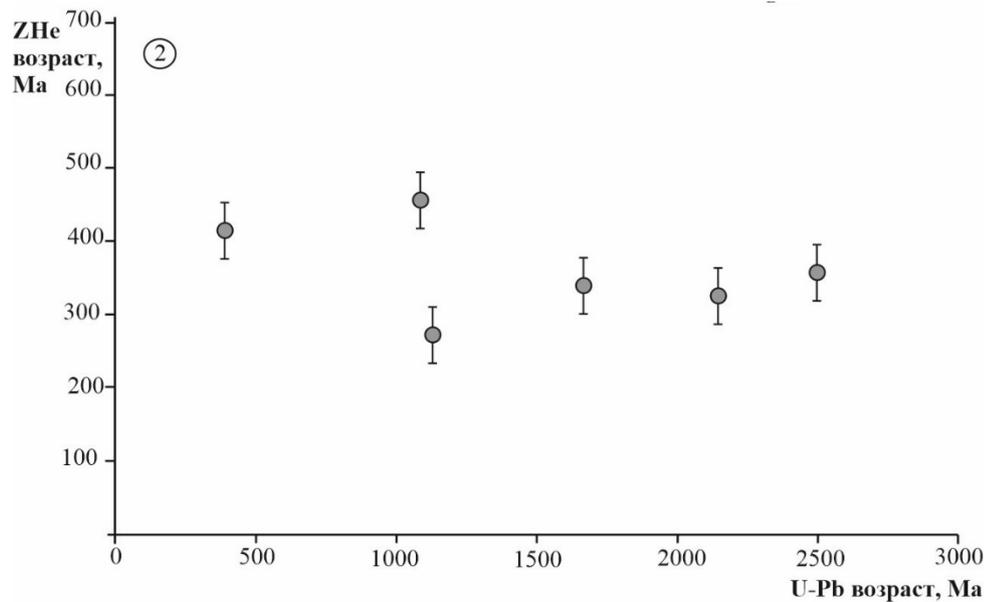


Рис. 3.24. Диаграмма соотношения ZHe и U-Pb возрастов обломочных цирконов из верхнекаменноугольных-нижнепермских отложений северо-восточной части о. Октябрьской Революции (Ershova et al., 2022б). Образец ОК16.

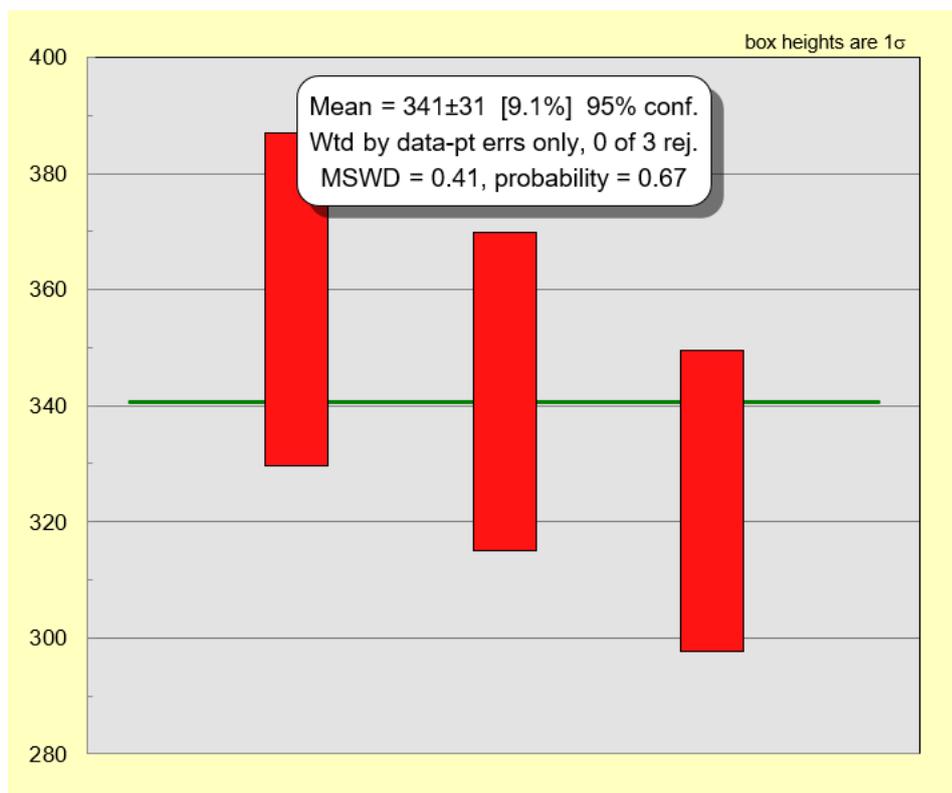


Рис. 3.25. Средневзвешенный возраст, рассчитанный по трем зернам циркона с каменноугольными ZHe возрастами. Образец ОК16.

3.6. Палеогеография

В целом, эволюция девонского осадочного бассейна на арх. Северная Земля характеризуется морской трансгрессией в раннем девоне, за которой последовала крупная регрессия в среднем-позднем девоне. Раннедевонская трансгрессия привела к накоплению преимущественно морских обломочных пород, которые к северо-западу (в современных координатах) становятся все более мористыми (рис. 3.26). Морская трансгрессия раннего локхова подчеркивается постепенным переходом от континентальных к лагунным и мелководноморским обстановкам осадконакопления вверх по разрезу. К позднелокховскому–раннепражскому времени терригенные отложения накапливались в пределах мелководного эпиконтинентального моря (на северо-западе, о. Пионер), а также в солоноватоводных лагунах и континентальных аллювиально-озерных условиях (на юго-восток, о. Октябрьской Революции) (рис. 3.26).

Максимум трансгрессии приходится на конец пражского и раннеэмское время, когда на большей части архипелага накапливались мелководные морские карбонаты. Присутствие богатой фауны брахиопод, двустворчатых моллюсков, строматопор, кораллов и криноидей указывает на то, что в это время морской бассейн с нормальной соленостью покрывал большую часть архипелага. К середине эмса соленость вод бассейна значительно возросла, что привело к формированию гипсоносных отложений. Для позднего эмса характерна вторая морская трансгрессия, подчеркнутая накоплением мелководно-морских и лагунных карбонатов и глин. Начавшаяся морская регрессия привела к накоплению континентальных красноцветных песчаников на о. Октябрьской Революции в конце эмса, в то время как мелководные морские карбонаты и глины продолжали накапливаться на о-вах Пионер и Комсомолец. В позднеэмское время углубление морского бассейна происходило в северном направлении, о чем свидетельствует присутствие нормально морских фоссилий в разрезах о. Комсомолец (рис.3.26).

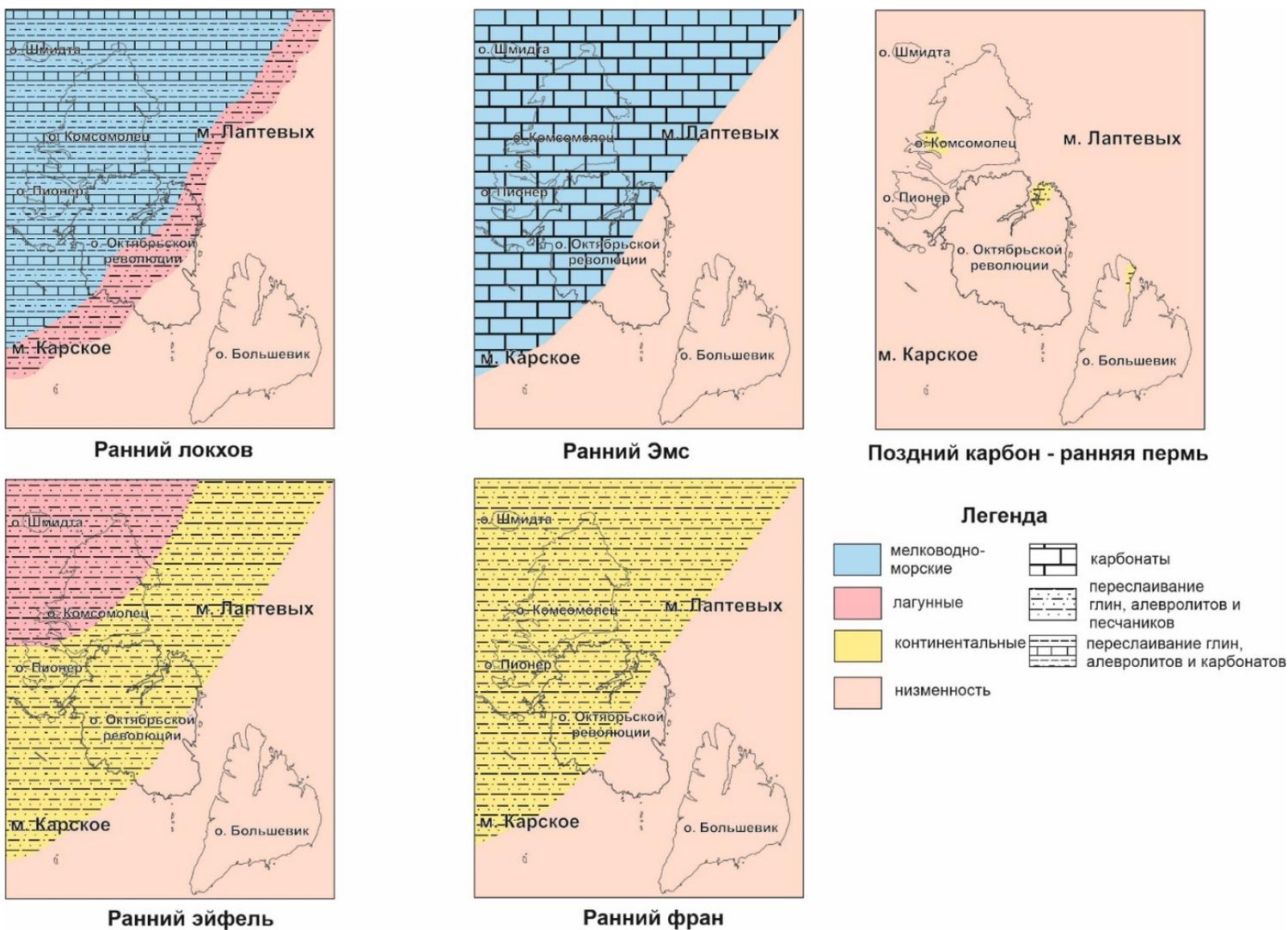


Рис. 3.26. Палеогеографические схемы на девон-раннюю пермь арх. Северная Земля.

Отложения верхнего девона представлены красноцветными и пестроцветными терригенными породами с редкими прослоями карбонатов. Комплексы ископаемой фауны и фации указывают на развитие аллювиальных и лагунных обстановок в среднем-позднем девоне на арх. Северная Земля (рис. 3.13). В конце позднего девона архипелаг был выведен на дневную поверхность и представлял собой денудационную сушу. Каменноугольно-пермские отложения распространены локально и представлены терригенными континентальными отложениями. В это время большая часть архипелага представляла собой поднятие, где накапливались в небольших депрессиях маломощные континентальные отложения (рис. 3.13).

3.7. Реконструкция источников сноса для девонских отложений арх. Северная Земля

Распределение возрастов обломочных цирконов из средне-верхнедевонских отложений о. Октябрьской Революции весьма сходно и указывает на единый источник сноса (рис. 3.27). Архейские (2900 до 2600 млн лет) и позднепалеопротерозойские (1900–1700 млн лет) цирконы единичны. Сходные по возрасту события известны в фундаменте всех крупных континентов, например, Сибири и Балтики (Bogdanova et al., 2008; Donskaya 2020; Smelov. Timofeev, 2007). Позднепалеопротерозойские и мезопротерозойские цирконы не имеют прямой связи с магматическими и метаморфическими событиями, известными в фундаменте Сибири, т.к. на этот возрастной интервал приходится Сибирский амагматичный интервал (Siberian Gap) (Gladkochub et al., 2010), который характеризуется отсутствием магматизма кислого и среднего состава этого возраста на Сибирском кратоне.

Цирконы (около 1800–1600 млн лет) можно сопоставить с возрастом Транскандинавского магматического пояса (Andersson et al., 2004; Gorbatshev et al., 2004; Larson, Berglund, 1992). Раннемезопротерозойские цирконы хорошо коррелируются с объемным магматизмом, имевшим место между 1,52–1,48 млрд лет назад (Bingen et al. al., 2008a, 2008b; Roberts et al., 2013; Slagstad et al., 2020) и относимым к телемарковской орогении Балтики. Недавние исследования Slagstad et al. (2020) показали, что магматизм, связанный с телемарковской аккрецией/орогенезом, начался около 1650 млн лет назад. Многочисленные цирконы с возрастом 1500–1000 млн лет, вероятно, отвечают магматическим и метаморфическим событиям, широко распространенным в пределах Гренвильско-Свеконорвежского складчатого пояса, в том числе вовлеченных в орогенез террейнов (Bingen et al., 2008a, 2008b; Rivers et al., 2012; Spencer et al., 2014,2015).

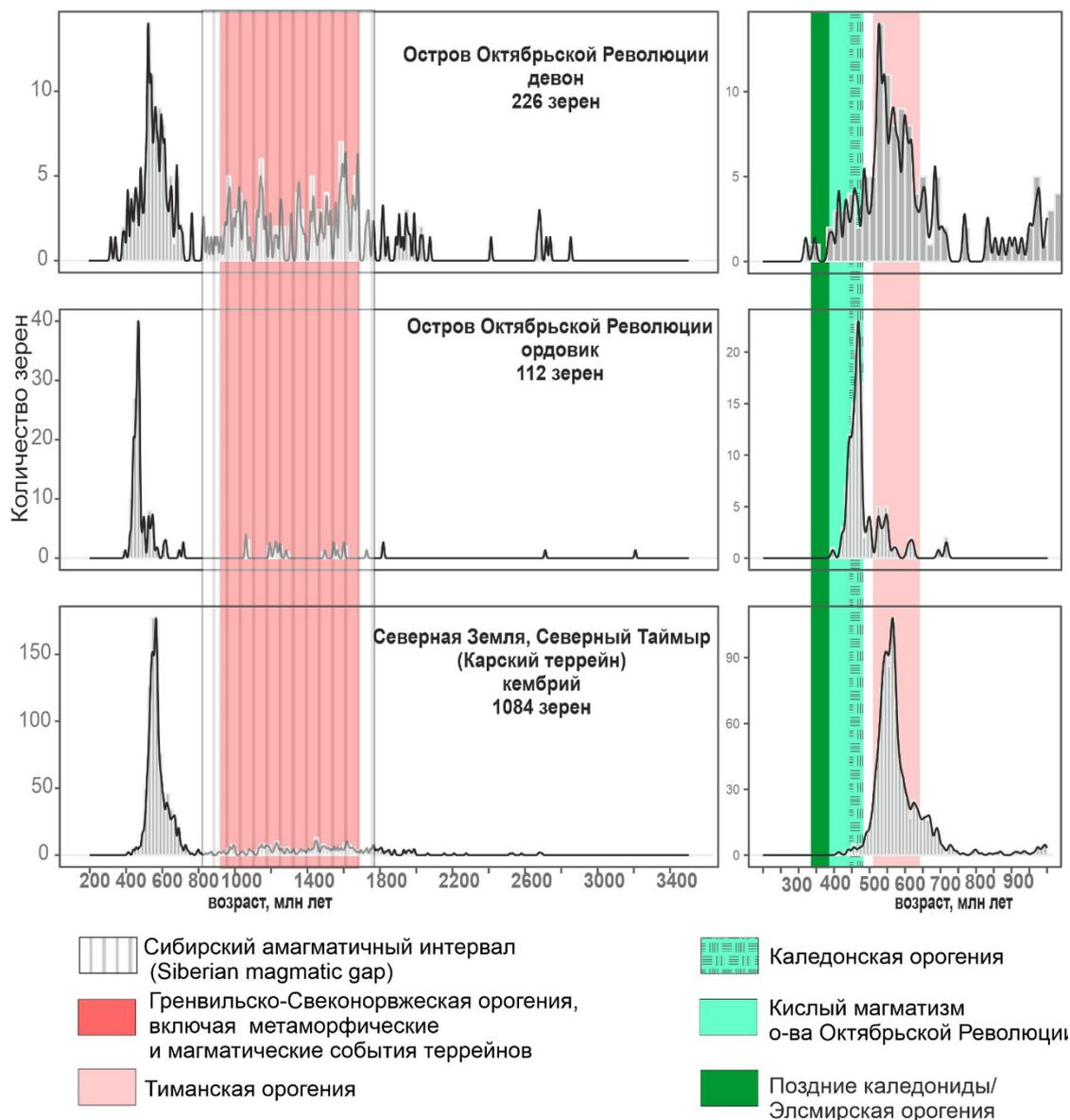


Рис. 3.27. Сравнение распределения возрастов обломочных цирконов из кембрий-девонских-отложений Карского террейна (Ершова и др. 2015, 2017, Ershova et al., 2019a; Lorenz et al., 2008a; Pease, Scott, 2010).

Многочисленная популяция обломочных цирконов в девонских песчаниках арх. Северная Земля имеет позднеонеопротерозойский-раннекембрийский возраст (рис. 3.26) и хорошо сопоставляется с аккреционно-коллизийными событиями, известными в Тиманском складчатом поясе. Складчатый пояс простирается от Южного Урала до п-ова Варангер на севере Норвегии и далее на север. Субдукционные и коллизийные события тиманской орогении происходили от 650 до 525 млн лет назад (Кузнецов, 2006, 2008; Gee et al., 2008, Gee, Pease, 2004, Kuznetsov

et al., 2010). Продукты размыва Тиманского складчатого пояса с возрастными обломочными цирконами, близкими к полученным нами из девонских песчаников, широко известны верхнеэдикарских - нижнепалеозойских песчаников Восточно-Европейской платформы (например, Ershova et al., 2019b, Poldvere et al., 2014, Slama 2016, Slama, Pedersen, 2015, Zhang et al., 2015 и др. работы). Позднепротерозойские–раннекембрийские цирконы являются наиболее многочисленными и в кембрийских отложениях Карского террейна (Ершова и др., 2015, 2017; Никишин и др. 2017; Ershova et al., 2019a; Kuzmichev, Danukalova, 2023; Lorenz et al., 2008a, Pease, Scott, 2009).

Ранне-среднеордовикские и силур-девонские обломочные цирконы группируются в пики около 470, 450, 430 и 410 млн лет. Магматические и метаморфические события раннего-среднего палеозоя широко проявлены в Каледонской складчатой системе (Corfu et al., 2014; Gee et al., 2008; Gee, 2015; Roberts, 2003). Также ранне-среднеордовикские магматические образования известны на о. Октябрьской Революции (Lorenz et al., 2007; Kurapov et al., 2020; Prokoriev et al., 2019).

Анализ распределения возрастов обломочных цирконов позволяет сделать вывод, что источником сноса обломочного материала являлись породы, претерпевшие гренвильско-свеконорвежскую, тиманскую и каледонскую складчатости или переотложенные продукты их размыва. Стоит отметить, что распределения возрастов обломочных цирконов из верхнедевонских отложений севера Сибирской платформы (Глава 2) и из девонских отложений арх. Северная Земля отличаются, что указывает на различные источники сноса обломочных зерен. Пионерная работа по датированию обломочных цирконов из палеозойских отложений арх. Северная Земля позволила Х. Лоренцу с коллегами (Lorenz et al, 2008a) предположить пери-балтийское происхождение Карского террейна. Дальнейшие исследования подтвердили это предположение (Ершова и др., 2015, 2017; Никишин и др., 2017; Ershova et al., 2019a; Pease, Scott, 2010).

Сравнение распределения возрастов обломочных цирконов из девонских и более древних кембрийских и ордовикских отложений Карского террейна показало, что источники сноса претерпели значительное изменение. Так, в девонских песчаниках помимо многочисленной популяции позднепротерозойских–раннекембрийских цирконов второй по значимости является популяция цирконов мезопротерозойского возраста, которые присутствуют лишь в подчиненном количестве в более древних отложениях (рис. 3.27).

Схожие выводы можно сделать и по результатам низкотемпературной термохронологии. Так, ZHe возраста цирконов, отобранных из ордовик-силурийских отложений, были перезапущены около 465 млн лет назад (рис. 3.28). При этом двойное датирование (U-Th)/He и U-Pb показало, что это событие было связано с выводом на дневную поверхность пород, содержащих кембрийские и позднедокембрийские цирконы.

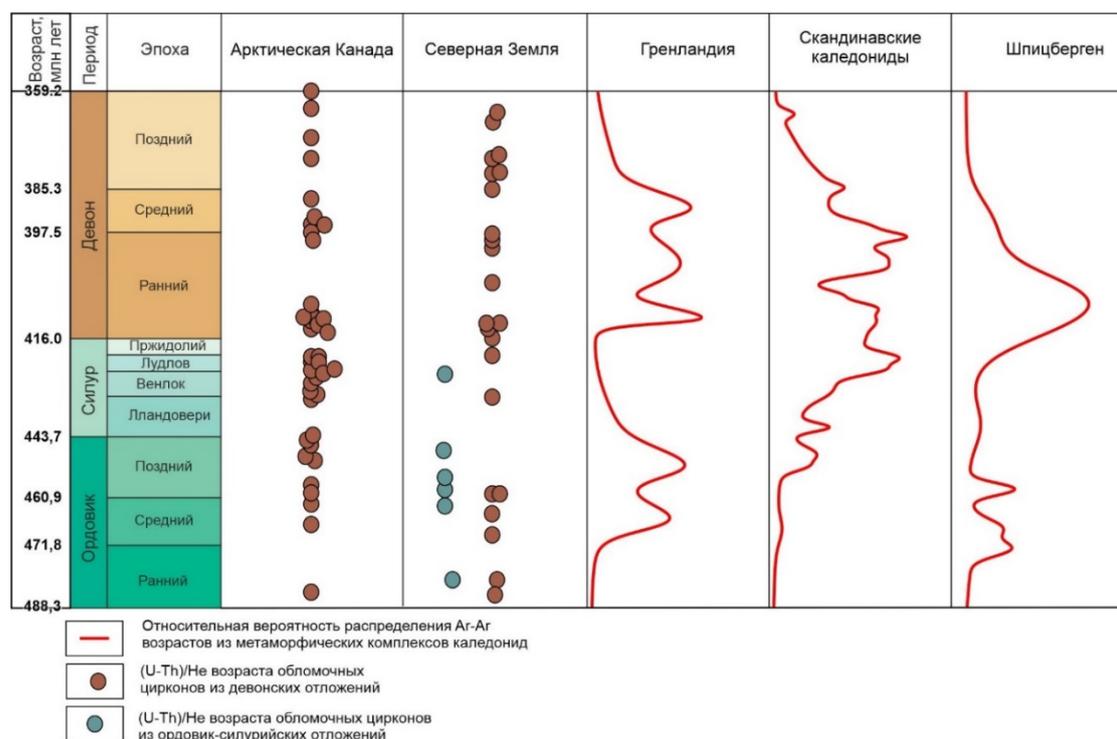


Рис. 3.28. Сопоставление (ZHe возрастов цирконов из нижне-среднепалеозойских песчаников арх. Северная Земля (Ershova et al., 2019a), Арктической Канады (Anfinson et al., 2013) и Ar-Ar возрастов

метаморфических событий, проявленных в разных сегментах Каледонской складчатой системы (данные из базы данных <http://geo.ngu.no>).

Однако в истории каледонского орогенеза ордовикский период характеризуется несколькими эпизодами аккреции магматических дуг к Лаврентии и их столкновений между собой, при этом предполагая, что Балтика развивалась в пассивно-окраинном режиме (Corfu et al.; 2014; Gee et al., 2008; Roberts, 2003). Более того, сравнение представленных здесь данных и Ar-Ar возрастов остывания пород из разных регионов, затронутых каледонской орогенезом (рис. 3.28), показывает, что это ордовикское событие более отчетливо проявлено на Шпицбергене и в Гренландии, чем в скандинавских каледонидах. Однако, вероятно, минералы-темохронометры в скандинавских каледонидах могли быть перезапущены в более позднее – солундское событие, которое соответствует основной фазе континентальной коллизии каледонского орогенеза. Таким образом, как наши данные по времени эксгумации источников сноса, так и возраста кристаллизации обломочных цирконов (Никишин и др., 2017; Lorenz et al., 2008a) ясно указывают на наличие как магматической, так и тектонической активности в области сноса обломочных пород в среднем-позднем ордовике и силуре. Возможно, некоторые ныне скрытые под арктическими морями ордовикские окраинно-континентальные дуги, составлявшие часть активной окраины океана Япетуса, были основным источником обломочного материала для ордовикско-силурийских отложений архипелага. Более того, двойное (U-Th)/He и U-Pb датирование обломочных цирконов указывает на то, что ZHe возраста цирконов, кристаллизовавшихся (U-Pb возраст) в позднем докембрии–раннем кембрии (тиманская орогения), были частично перезапущены в ордовике. Предполагается, что в источнике сноса либо породы, вовлеченные в тиманский орогенез, либо продукты его размыва, вероятно, были вовлечены в каледонские деформации. При этом стоит отметить, что широкое присутствие вулканических и интрузивных пород ордовика на архипелаге Северная Земля стало известно лишь недавно (Kurapov et al., 2020; Prokoriev

et al., 2019). Вероятно, подъем источников сноса в ордовике мог быть связан и с этим событием, но его геодинамическая природа и соотношение с историей закрытия океана Япетус и каледонского орогенеза требует дополнительных исследований.

Ar-Ar датирование мусковита из метаосадочных пород, драгированных с хребта Ломоносова, позволило установить возраст метаморфизма, произошедшего около 470 млн лет назад, что соответствует ранним стадиям каледонского орогенеза (Knudsen et al., 2018). Возраст метаморфического события на хребте Ломоносова с точностью в пределах ошибки измерения соответствует полученному нами возрасту эксгумации источника сноса ордовикско-силурийских толщ арх. Северная Земля. Эти данные позволяют предположить на шельфах Баренцева и Карского морей более широкое присутствие пород, затронутых каледонским тектогенезом, чем это предполагалось ранее (Ershova et al., 2018a).

Кроме того, результаты (U-Th)/He датирования цирконов из девонских отложений арх. Северная Земля указывает на несколько тектонических событий в источнике сноса. Второстепенная группа зерен имеет ZHe возраста около 465 млн лет; их источниками сноса являлись либо силур–ордовикские отложения и/или каледониды. Преобладают же в изученных пробах позднедевонские ZHe возраста (~380 млн лет), что хорошо коррелирует со временем элсмирского орогенеза или солундийско-свальбардской фазы каледонских деформаций (Anfinson et al., 2013; Eide et al., 2002; Lane, 2007; O'Brien et al., 2016; Roberts, 2003; Piepjohn, 2000; Piepjohn et al., 2008, 2015, 2018a). Двойное U-Pb и (U-Th)/He датирование цирконов показало, что источники сноса терригенного материала, содержащие обломочные цирконы с докембрийским и кембрийским U-Pb возрастом, в позднем девоне испытали воздымание с глубин не менее 5–6 км (Farley, 2002). Относительно зрелый состав песчаников, вероятно, свидетельствует о значительном расстоянии переноса кластики и/или о рециклинге терригенных или метатерригенных пород. Такими потенциальными питающими провинциями, вероятно, могли выступать

поднятия фундамента в СКБ (Наливкина, Ушакова, Скалистое и др.) (рис. 3.3), а также север баренцевоморского региона. Также U-Th-Pb датирование монацитов из метapelитов (Kosmińska et al., 2016) свидетельствуют о позднедевонском метаморфизме фундамента арх. Шпицберген с ранней прогрессивной стадией около 370 млн лет назад. Детальные комплексные изотопно-геохронологические и палеомагнитные исследования показали, что фундамент арх. Шпицберген дважды претерпел существенные тектонические перестройки – в ордовике и в позднем девоне (Michalski et al., 2017; Barnes et al., 2020). Присутствие значительного количества древних мезопротерозойских зерен обломочных цирконов в девонских отложениях севера Карского террейна предполагает вывод древних пород на поверхность, и хорошо согласуется с данными по термальнометаморфической эволюции метаосадочных пород неопротерозоя–мезопротерозоя на арх. Шпицберген (Barnes et al., 2020; Michalski et al., 2017).

Отдельно стоит обратить внимание на значительные видимые мощности (до 2 км) средне-верхнедевонских отложения арх. Северная Земля и их увеличение до 3-5 км в СКБ (например Drachev, Ershova, 2024). Хотя, первичная морфология девонских бассейнов во многом изменена в позднем палеозое- мезозое, но значительные мощности отложений, преимущественно их континентальный генезис, накопление отложений синхронное с воздыманием источника сноса позволяет нам заключить, что изученные девонские осадочные комплексы формировались при размыве орогена, а исследуемый регион, вероятно, выступал передовым прогибом.

Наши данные могут позволить сделать предположение, что сходные по геологическому строению с арх. Шпицберген области к востоку от него выступали источником сноса обломочных цирконов для девонских отложений арх. Северная Земля. Таким образом, это является дополнительным основанием для рассмотрения Карского террейна как части континента Балтики в раннем-среднем палеозое.

3.8. Реконструкция источников сноса верхнекаменноугольных–нижнепермских отложений севера Карского террейна (арх. Северная Земля)

Датирование обломочных цирконов из кембрийских и девонских отложений о. Октябрьской Революции (Lorenz et al., 2008a) и кембрийских отложениях о. Большевик (Ershova et al., 2019a) показало, что породы содержат преимущественно мезо–неопротерозойские цирконы и единичные зерна ордовикского возраста (рис. 3.21). Напротив, основная популяция цирконов в обломочных породах верхнего карбона–нижней перми на о. Большевик и на северо-востоке о. Октябрьской Революции имеет ордовикский возраст, а мезо–неопротерозойские зерна немногочисленны (рис. 3.29). При этом в песчаниках верхнего карбона–нижней перми северо-востока о. Октябрьской Революции также присутствуют второстепенные популяции обломочных цирконов силурийского и девонского возрастов кристаллизации.

Преобладание ранне-среднеордовикских цирконов в проанализированных образцах хорошо согласуется с возрастом ордовикских вулканитов, (Lorenz et al. 2007), ордовикских гранитов (Kurarov et al., 2020; Prokopiev et al., 2019) и присутствием популяции обломочных цирконов схожего возраста в ордовикских песчаниках о. Октябрьской Революции (Lorenz et al., 2008a). Возраста единичных каменноугольных зерен обломочных цирконов сопоставимы с возрастом гранитов, известных на о. Большевик (Lorenz et al. 2007).

Позднекаменноугольно-пермские отложения обоих изученных районов выполняют небольшие впадины. В разрезах среди песчаников присутствуют линзы и пласты крупногалечных конгломератов, что свидетельствует о близком расположении источников сноса, а наши седиментологические исследования показывают преимущественно аллювиальный генезис исследованных отложений. Петрографические исследования показали, что песчаники представлены литическими аренитами и их источником сноса выступали орогены. Основным

источником обломочных зерен изученных верхнекаменноугольных–нижнепермских отложений на северо-востоке о. Октябрьской Революции выступали ордовикские осадочные, вулканогенно-осадочные и магматические комплексы, на что указывает практически унимодальное распределение U-Pb возрастов зерен обломочных цирконов и петрографический состав песчаников. На северо-востоке о. Большевик присутствуют подчиненные популяции обломочных цирконов, указывающие на присутствие кембрийских, силурийских и девонских отложений в источнике сноса.

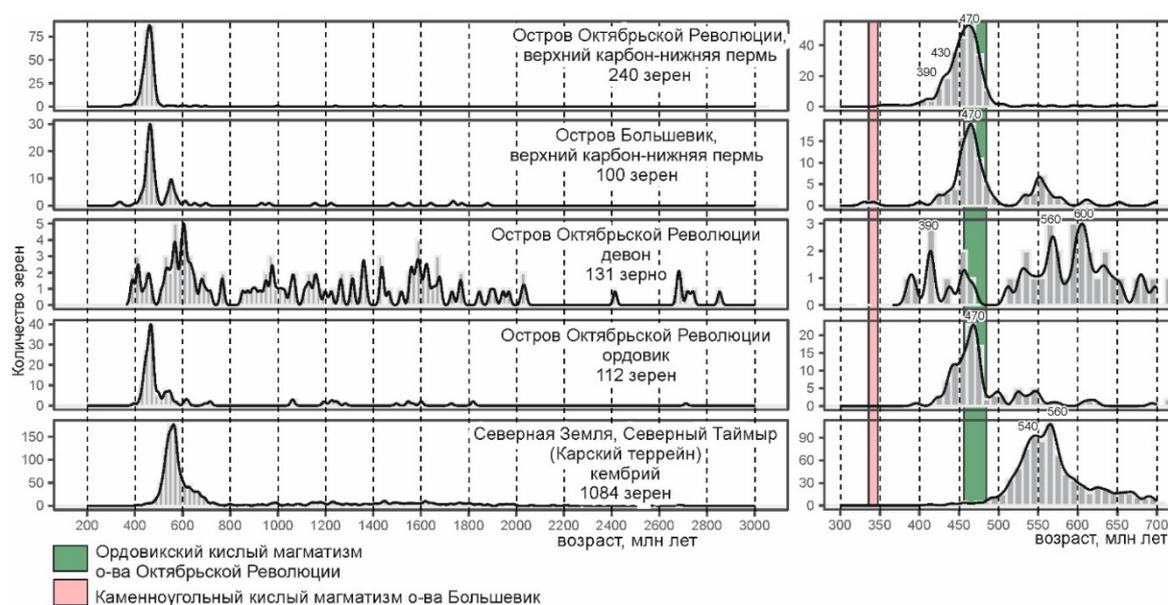


Рис. 3.29. Сравнение распределения возрастов обломочных цирконов из палеозойских отложений Карского террейна (Ершова и др. 2015, 2017; Ershova et al, 2015б, 2019а, 2022б; Lorenz et al., 2008). Возраста магматических событий по Lorenz et al., 2007; Prokoriev et al., 2019; Kurapov et al., 2020.

Результаты двойного (U-Th)/He и U-Pb датирования цирконов из верхнекаменноугольных–нижнепермских отложений северо-востока о. Октябрьской Революции показали, что ZHe возраста большинства цирконов были перезапущены около 340 млн лет назад, определяя основной эпизод воздымания в источнике сноса кластики (рис. 3.26). Хотя присутствие зерна с раннепермским ZHe возрастом может свидетельствовать и о еще одном импульсе воздымания. Грубозернистый состав отложений свидетельствует

о близком источнике сноса обломочных пород. Это позволяет предположить, что северо-восточная окраина арх. Северная Земля испытала значительное поднятие в карбоне и ранней перми. Однако эти данные контрастируют с данными по западной части архипелага, где ZHe возрасты цирконов из ордовикско-девонских отложений не были перезапущены в карбоне-перми (Ershova et al., 2018a). Магматические интрузии раннекаменноугольного возраста известны лишь на о. Большевик (Lorenz et al., 2007), но на Северном Таймыре основные тектономагматические импульсы установлены в интервале между 345 и 292 млн лет (Kurapov et al., 2021a). Это, в целом, хорошо согласуется с полученными нами данными по воздыманию на северо-востоке о. Октябрьской Революции. Предыдущие исследователи предполагали, что позднепалеозойские деформации Карского террейна были ограничены узкой зоной вдоль его юго-восточной окраины (современные координаты), предполагая косой стиль коллизии с преимущественно сдвиговым смещением (Khudoley et al., 2018).

Наши новые данные показывают, что позднепалеозойские тектонические события были значительно проявлены не только на южной окраине Карского террейна (Северный Таймыр и о. Большевик), как это считалось ранее (например, Khudoley et al., 2018), но и на его северо-восточном фланге (современные координаты). Вдоль южной окраины террейна широко проявлен каменноугольно-пермский магматизм и одновозрастный метаморфизм (Верниковский 1996, Курапов, 2018, Kurapov et al., 2021a, Vernikovsky et al., 2020 и ссылки в этих работах), которые связаны с закрытием океанического бассейна между Сибирским континентом и Карским террейном (Scott et al., 2010, Kurapov et al., 2021a, Vernikovsky et al., 2020 и ссылки в этих работах) (см. Глава 1). Если расположение позднепалеозойской сутурной зоны на п-ове Таймыр можно более или менее уверенно предполагать, то ее продолжение на запад и восток является дискуссионным (Kurapov et al., 2021a; Şengör et al., 1993; Scott et al., 2010). На рис. 3.30 показано ее возможное продолжение в восточном и западном направлении.

Значительный подъем (до 5–6 км) источников сноса терригенного материала в каменноугольное время (около 340 млн лет назад), установленный нами на северо-востоке о. Октябрьской Революции, является свидетельством проявления позднепалеозойских тектонических событий в восточной части Карского террейна. Эти события, также могли быть связаны с закрытием океанического бассейна между Сибирью и Карским террейном в позднем палеозое, что вызвало значительное воздымание на северо-востоке о. Октябрьской Революции

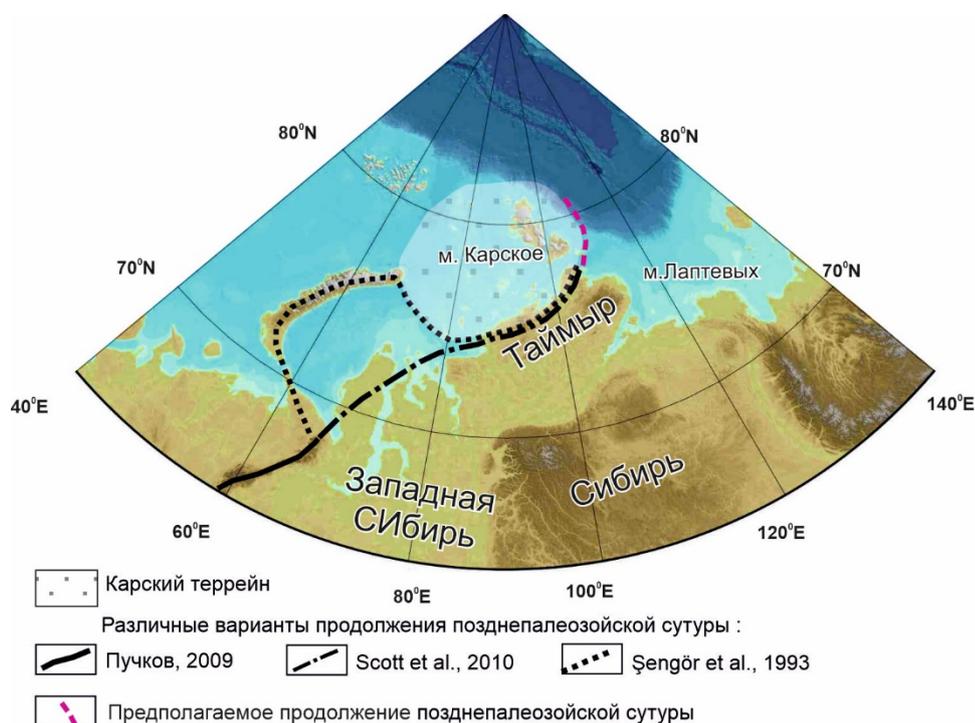


Рис. 3.30. Схема, иллюстрирующая возможное продолжение позднепалеозойской сутуры.

ВТОРОЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Основными источниками сноса для девонских осадочных толщ, слагающих передовой прогиб на севере Карского террейна (архипелаг Северная Земля), по данным U-Pb и (U-Th)/He (низкотемпературная термохронология) датирования цирконов являлись верхнедевонские и кембрийские комплексы северо-восточного продолжения Каледонского орогена, эксгумированные в результате двух эпизодов воздымания - в конце среднего ордовика (~ 465 млн лет) и в начале позднего девона (~ 380 млн

лет). Для верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений, выполнявших межгорные впадины, питающими провинциями были локальные поднятия в пределах Карского террейна, воздымание которых в основном произошло в турнейское время (~ 340 млн лет).

Глава 4. Архипелаг Новосибирские острова

4.1. Общие сведения о геологическом строении.

Архипелаг Новосибирские острова расположен между морями Лаптевых и Восточно-Сибирским, включает несколько островных групп – острова Анжу, Ляховские острова, острова Де-Лонга (рис. 4.1). В тектоническом плане архипелаг находится на западном фланге Новосибирско-Чукотской складчатой системы.

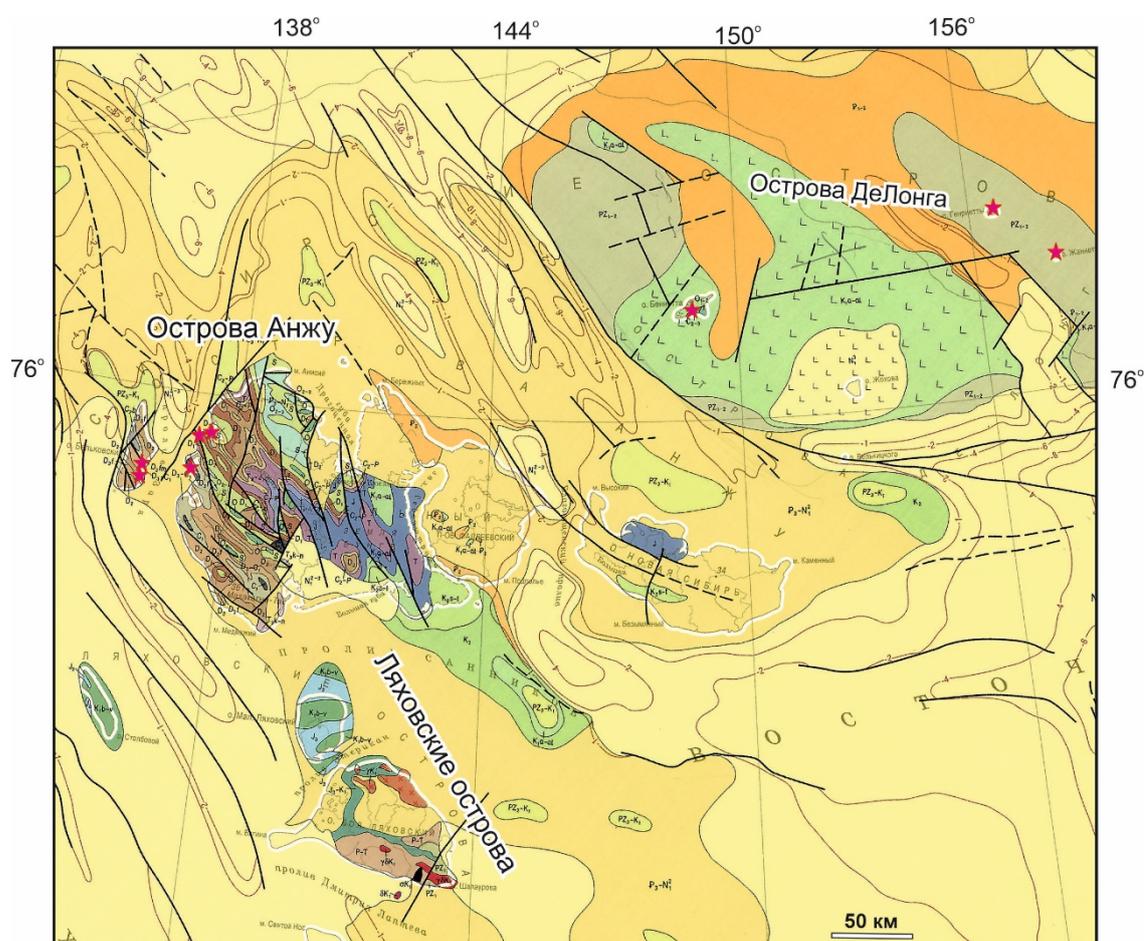


Рис 4.1. Фрагмент геологической карты Российской Федерации масштаба 1:2 500 0000 (Морозов, Петров, 2005). Звездочками отмечены места отбора проб на обломочные цирконы.

Первые сведения о геологии архипелага Новосибирские острова были получены в экспедициях конца XIX – начала XX веков - П. Ф. Анжу, М. И. Геденштрома, Дж. Де-Лонга, А. А. Бунге, Э. В. Толля, Б. А. Вилькицкого, М. М. Ермолаева и др. (Бургуто и др., 2016) Геологическая съемка

Новосибирских островов и прилегающих частей материка м-ба 1 : 1000 000 проводилась в 1955–1957 г. сотрудниками НИИ геологии Арктики. (Д. С. Сороков, Д. А. Вольнов, О. В. Черкесов, В. Н. Войцеховский, Ю. Н. Михалюк, Г. А. Ермолаев, О. А. Иванов, Н. П. Семенов Д. С. Яшин. В. Т. Казаченко, А. В. Воронков). Детальные сведения о геологическом строении архипелага были получены в ходе геологосъемочных работ 200х тысячного масштаба и тематических исследований проведенных в 70х-80х годах 20 века в основном сотрудниками НИИГА - ВНИИОкеангеологии (Косько и др., 1985; Самусин и др., 1985; Труфанов и др., 1986).

Архипелаг Новосибирские о-ва в 21 веке изучался преимущественно силами сотрудников академических институтов и университетов – ГИН РАН, ИГАБМ СОРАН, ИНГГ СОРАН, СПбГУ, СВКНИИ ДВОРАН; институтов МПР – ФГУП ВСЕГЕИ И ВНИИОкеангеология, что позволило уточнить стратиграфию отдельных уровней разреза, особенности магматизма и тектонического строения региона (например Кузьмичев, Голдырев, 2007; Кузьмичев и др., 2009а,б, 2013; Кузьмичев, Лебедев, 2008; Данукалова и др., 2014а,б,2015; Кораго и др., 2014; Матушкин и др. , 2016; Метелкин и др.б, 2017; Соболев и др., 2014, Чернова и др., 2017а,б; Akinin et al., 2014; Ershova et al., 2015в,г; 2016б, 2018б, 2023; Prokoriev 2018а,б и др.).

Существует несколько моделей тектонической принадлежности и геодинамической эволюции территории арх. Новосибирские острова и окружающего шельфа в палеозое, основанные на разных критериях – возрастах обломочных цирконов, структурно-тектоническом анализе, палеомагнитных исследованиях, фаунистическом провинциализме и т.п. Все модели можно объединить в три группы:

1) В первой группе моделей предполагается пери-сибирское происхождение изучаемого района (Данукалова и др., 2014 а,б, 2015; Данукалова, Кузьмичев, 2017, 2018; Kuzmichev, 2009; Kuzmichev, Danukalova, 2023; Kuzmichev, Pease, 2007). Согласно модели, предложенной в Тектоника...2001 территория архипелага в результате девонского рифтогенеза был отделен от Сибирского кратона.

2) Вторая группа моделей рассматривает архипелаг, как экзотичный по отношению к Сибири блок и сопоставляет его с Балтикой, Лаврентией и/или микроплитой Арктическая-Аляска-Чукотка (Akinin et al., 2015; Ershova et al., 2015 в,г, 2016 б, 2018б; Davydov, 2016; Prokoriev et al., 2018а,б; Pierjohn et al., 2018б; Till et al., 2014 б).

3) Согласно третьей группе моделей регион представлял собой отдельный микроконтинент в течение большей части палеозоя (Верниковский и др., 2013; Жданова, 2016; Метелкин и др., 2017, 2020; Чернова и др., 2017а,б; Metelkin et al., 2016).

Острова архипелага сложены в различной степени деформированными палеозой (венд?) – кайнозойскими отложениями. На отдельных островах вскрываются различные по стратиграфической полноте и степени деформированности разрезы (рис. 4.1) (Косько, 1985; Соболев и др. 2020; Kos'ko, Korago 2009, и др.).

О возрасте и строении фундамента архипелага можно судить лишь по косвенным признакам, т.к. кристаллические породы не обнажаются на изучаемой территории. Единственным свидетельством существования докембрийских магматических пород фундамента архипелага являются ксенолиты гранитов и гранитогнейсов в кайнозойских вулканических породах о. Жохова. Согласно данным Akinin et al., 2015 возраст кристаллизации и метаморфизма гранитогнейсовых ксенолитов составляет 600 – 660 млн лет. Кораго и др. (2014) установили возраст кристаллизации гранитных ксенолитов в 568 ± 3.7 и 602 ± 2 млн лет, Ershova et al., 2016б – 533.1 ± 1.2 , 578.1 ± 1.5 , 638 ± 5 663 ± 7 млн лет. Приведенные данные говорят о поздненеопротерозойском–раннекембрийском возрасте фундамента архипелага или его части.

Наиболее древние комплексы обнажаются на о-вах Де-Лонга, которые представлены в различной степени деформированными кембрий (венд?)-ордовикскими отложениями (Prokoriev et al., 2018а; Данукалова и др., 2014а; Соболев и др., 2014; Ershova et al., 2016б). На о-вах Жаннетты и Генриетты вскрыты вулканогенно-обломочные интенсивно деформированные толщи

кембрия (венда?) – ордовика, прорванные кембрий (?) - ордовикскими (?) дайками и силлами (Матушкин и др., 2016; Чернова и др., 2017 а,б; Ershova et al, 2016б; Prokoriev et al., 2018a). О. Беннетта сложен значительно менее деформированными кембрий-ордовикскими преимущественно карбонатными и глинисто-карбонатными толщами, которые с угловым несогласием перекрыты меловыми континентальными отложениями и плато-базальтами (Данукалова 2014а; Danukalova et al., 2020; Ershova et al., 2016б; Kos'ko, Korago, 2009; Prokoriev et al., 2018a). О-ва Жохова и Вилькицкого сложены кайнозойскими вулканическими породами и представляют фрагменты вулканических аппаратов (Труфанов и др., 1986).

Ляховские острова в основном сложены верхнеюрско-нижнемеловыми в различной степени деформированными терригенными отложениями (Косько и др., 2013; Труфанов и др., 1986; Kos'ko, Korago, 2009; Кузьмичев и др., 2009б; Kuzmichev, 2009). Более древнее комплексы развиты локально на юге и в центральной части о. Большой Ляховский (Труфанов и др., 1986). Амфиболиты и кристаллические сланцы, достигающие мощности 2000 м, обнажаются на юго-востоке о. Большой Ляховский. Их возраст по комплексу микрофоссилий определен как протерозойский (Труфанов и др., 1986), хотя дальнейшее изучение современными изотопно-геохронологическими методами может значительно уточнить возраст этих метаморфических комплексов. Пермь-триасовые (?) отложения, относимые к бурустасской свите, представлены переслаивающимися песчаниками и филлитовидными сланцами мощностью до 1300 м (Труфанов и др., 1986). Однако результаты трекового датирования цирконов из песчаников бурустасской свиты показали, что они содержат средне-позднеюрскую популяцию циркона и по мнению Кузмичева и др. (2006) возраст свиты определяется как позднеюрский или моложе.

На юго-востоке о. Большой Ляховский присутствует офиолитовый комплекс. Возраст офиолитов до сих пор является дискуссионным из-за противоречивых геохронологических данных. Так, К-Аг возраст ортоамфиболитов по валовым пробам определен как 473 ± 14 , 215 ± 8 и 166

± 7 млн лет (Драчев, Савостин, 1993). К-Ar возраст межподушечного заполнения в базальтах оценен в 133–154 млн лет (Кузьмичев, Лебедев 2008; Кузьмичев и др., 2005; Kuzmichev, 2009). Массивы гранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов обнажаются на о. Большом Ляховском. Их возраст, определенный различными геохронологическими методами как аптальбский (Дорофеев и др., 1999; Layer et al., 2001; Kuzmichev, 2009).

На о-вах Анжу обнажаются деформированные ордовик-юрские отложения, перекрытые слабдеформированными и недеформированными отложениями апта – кайнозоя (Бургуто и др., 2016; Кузьмичев и др., 2009а; Косько и др., 1985; Самусин, Белоусов, 1985; Drachev et al., 2024; Ershova et al., 2023; Prokoriev et al., 2018а и ссылки в этих работах).

4.2. Стратиграфия девон-пермских отложений

Девон-пермские отложения известны на о. Бельковский и в западной части о. Котельный, где вскрываются разные стратиграфические уровни палеозойского разреза. Ордовик-силурийские отложения на о. Котельный, представлены разнофациальной последовательностью преимущественно глинисто-карбонатных, реже глинисто-кремнистых пород (рис. 4.2) (Косько и др., 1985).

Локховские-эмские отложения представлены серией свит, отвечающих различным фациальным зонам девонского бассейна осадконакопления. Отложения локховского яруса (пшеницинская свита, 200–400 м) сложены пелитоморфными известняками, седиментационными доломитами, биокластическими известняками и мергелями с прослоями аргиллитов и доломитовых брекчий, часто битуминозные (Косько и др., 1985; Зуева и др. 2019). Пражские-эмские отложения (бысах-каргинская, шлюпочная, вальтерская свиты) представлены чередованием биокластических и пелитоморфных известняков, седиментационных доломитов, мергелей, доломитовых брекчий, доломитизированных известняков, глинистых известняков и аргиллитов мощностью 170–800 м (рис. 4.2) (Косько и др., 1985). На юго-западе острова в нижнем и среднем течении рек Улахан-Урасалах и Аччыгый-Урасалах пражские-эмские отложения (урасалахская толща) мощностью 50–200 м состоят из темно-серых и черных пелитоморфных известняков с пластами тентакулитовых известняков, прослоями черных аргиллитов и линзами кремней в верхней части разреза.

Эйфель-живетские отложения (соколовская свита) широко развиты на о-вах Бельковский и Котельный и сложены переслаивающимися карбонатными брекчиями, доломитовыми брекчиями, пачками доломитов и известняков мощностью до 600–900 м (рис. 4.2). Предполагается, что соотношения пород соколовской свиты с нижележащими отложениями различны. Так, контакт с нижележащими вальтерской свитой и урасалахской толщей согласный, но также отмечается, что соколовская

свита может залегать со стратиграфическим перерывом на шлюпочной, вальтерской свитах и более древних породах, вплоть до верхнеордовикских (Косько и др., 1985).

Франские отложения (нерпалахская свита) обнажаются на о. Котельный (юго-западная и западная части) и на о. Бельковский (рис. 4.2, 4.3). На юго-западе о. Котельный отложения представлены аргиллитами и глинистыми алевролитами, известняками и мергелями. В средней части свиты появляются прослой песчаных алевролитов и песчаников. Наряду с сероцветными породами присутствуют красноцветные и пестроцветные песчаники и алевролиты. Считается, что мощность франских отложений более чем 4000 м (Косько и др., 1985). Однако, мощность нерпалахской свиты может быть переоценена из-за многочисленных складчато-надвиговых деформаций, которые могут приводить к сдвоению разреза.

На о. Котельный отмечали либо согласный контакт с нижележащей соколовской свитой, либо незначительное стратиграфическое несогласие (Косько и др., 1985). Нами же на западе о. Котельный в двух разрезах было установлено угловое несогласие в основании нерпалахской свиты (рис. 4.4, 4.5) (Prokoriev et al., 2018a).

На о. Бельковский франскую часть разреза также выделяют как нерпалахскую свиту, хотя ее строение, состав и фациальная принадлежность отличны от одновозрастных отложений о. Котельный. Здесь франские породы (2000–2400 м) сложены преимущественно тонкозернистыми глинистыми и алевролитоглинистыми турбидитами с подчиненными пачками более грубозернистых отложений. Встречаются горизонты карбонатных конглобрекций. Согласно М.К. Данукаловой с соавторами (Данукалова, и др., 2014б) контакт живецких и франских отложений на о. Бельковский согласный.

Фамен-нижнетурнейские отложения (чекурская свита) на о. Котельный представлены кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами, аргиллитами с преобладанием алевролитов и песчаников мощностью до 1000 м (Косько и др., 1985) (рис. 4.6).

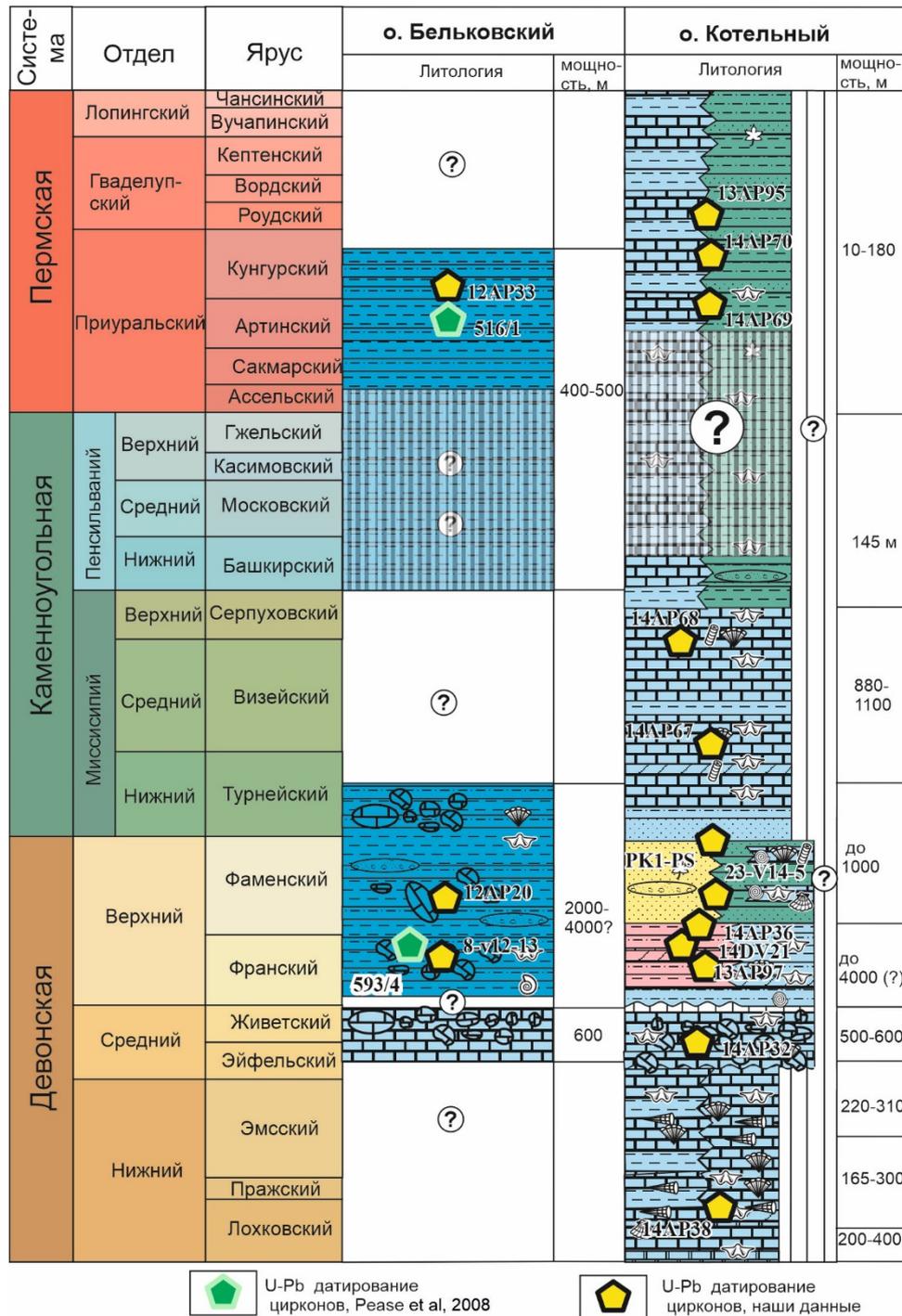


Рис. 4.2. Сводная стратиграфическая схема девон-пермских отложений арх. Новосибирские острова (о-ва Анжу) с местоположением датированных образцов (по Данукалова и др., 2014б; Косько и др., 1985; Prokoriev et al., 2018a; Danukalova et al., 2019) (Условные обозначения см. на рис. 2.4).

о. Котельный



о. Бельковский

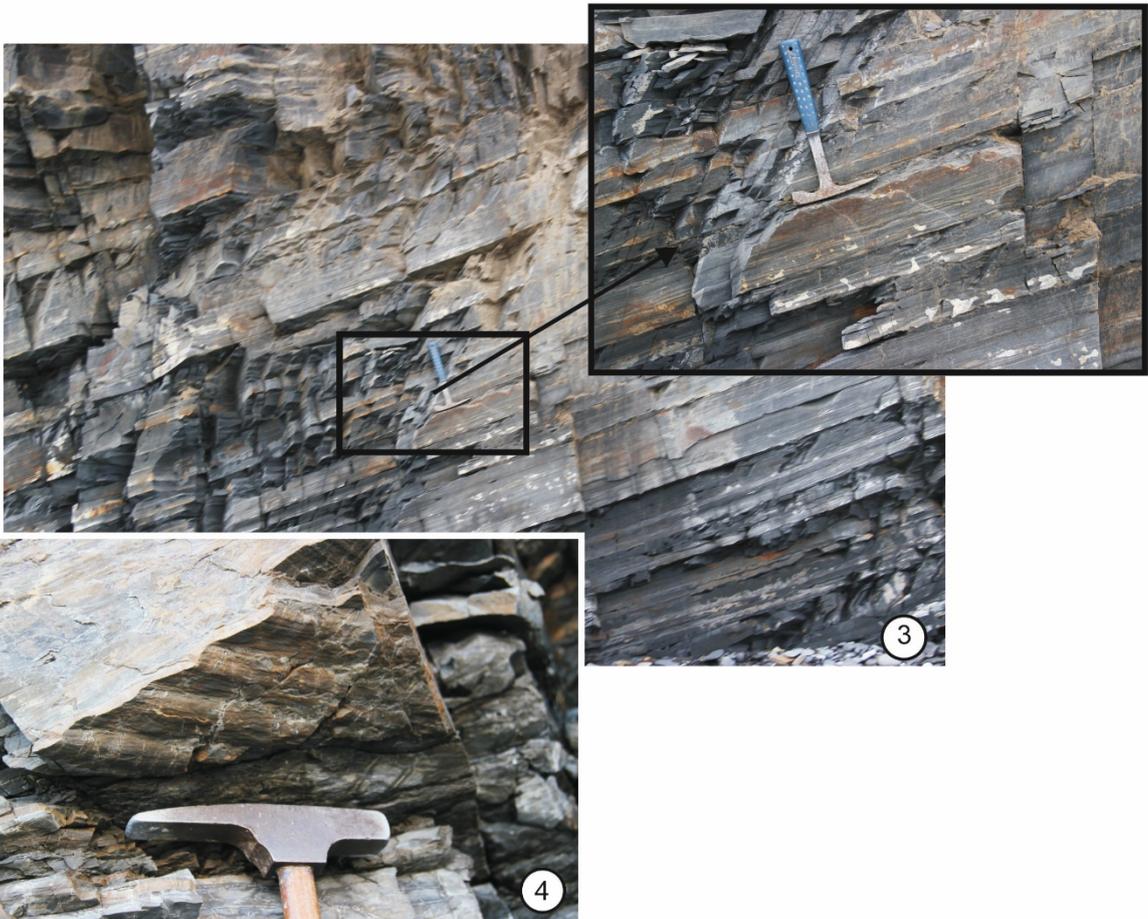


Рис. 4.3. Фотографии обнажений нерпалахской свиты (фран): 1 – общий вид обнажения красноцветных алевролитов и песчаников, запад о. Котельный, 2 – пачка сероцветных алевропесчаников в красноцветных отложениях, запад о. Котельный; 3 – тонкозернистые турбидиты, восток о. Бельковский, 4 – подошвенные знаки в турбидитах, восток о. Бельковский.

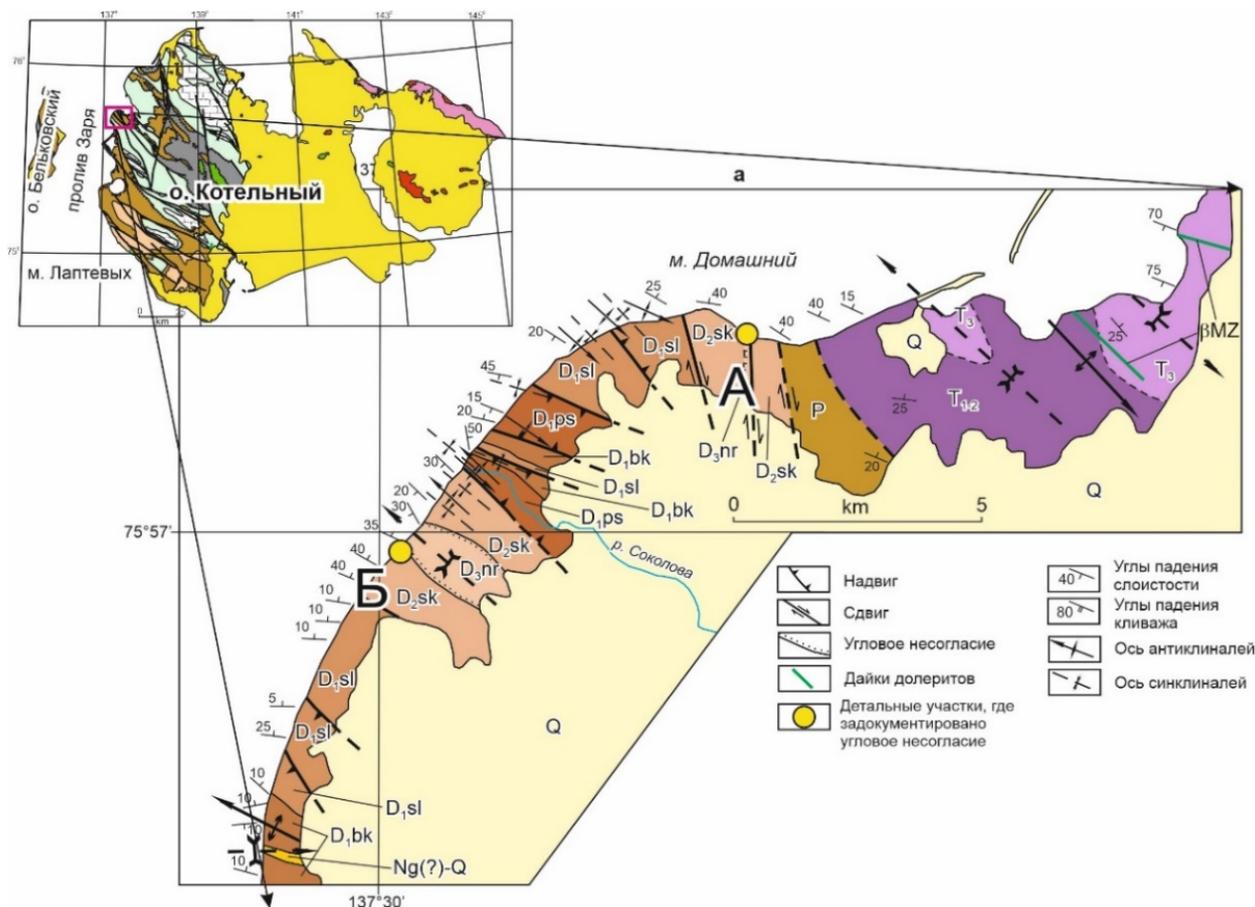


Рис. 4.4. Детальная геологическая схема с указанием обнажений, где установлено угловое несогласие между породами соколовской свиты среднего девона и нерпалахской свиты верхнего девона на западе о. Котельный (Prokoriev et al., 2018a,б).

На о. Бельковский одновозрастные отложения также представлены темно-серыми алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями более грубозернистых пород и имеют турбидитовый облик (рис. 4.3). Их мощность оценивается по-разному – 600–700 м (Косько и др., 1985) и 1200 м (Данукалова и др., 2014б).

Вышележащие турне-серпуховские отложения (тас-аринская свита) обнажаются на ограниченных участках на о. Котельный и представлены известняками, кремнистыми известняками, черными аргиллитами с прослоями доломитов и мергелей. Мощность отложений оценивается в 880 м (Косько и др., 1985) и в 1100 м (Danukalova et al., 2019).

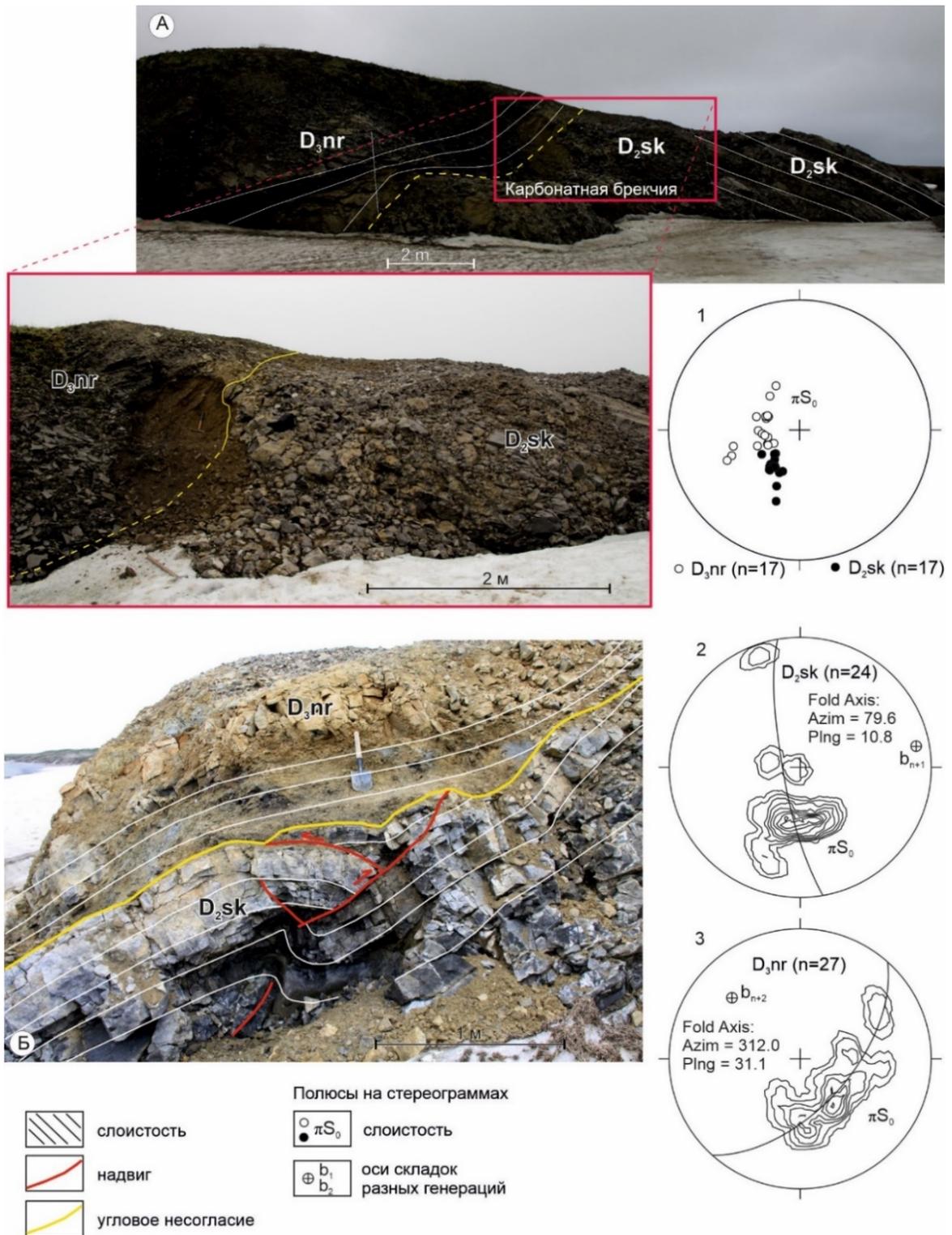


Рис. 4.5. Угловое несогласие между породами соколовской свиты среднего девона и нерпалахской свиты верхнего девона на западе о. Котельный (Prokoriev et al., 2018a,б). На стереограммах показана ориентировка полюсов слоистости пород ниже и выше несогласия. Местоположение см. на рис. 4.4.

Более молодые башкирско–пермские отложения (бельковская свита) распространены в центральной части о. Котельный, на о. Тас-Ары и в нижнем течении р. Улахан-Сосолах на юго-востоке острова и представлены алевролитами, аргиллитами и песчаниками с прослоями конгломератобрекчий и известняков (рис. 4.7).

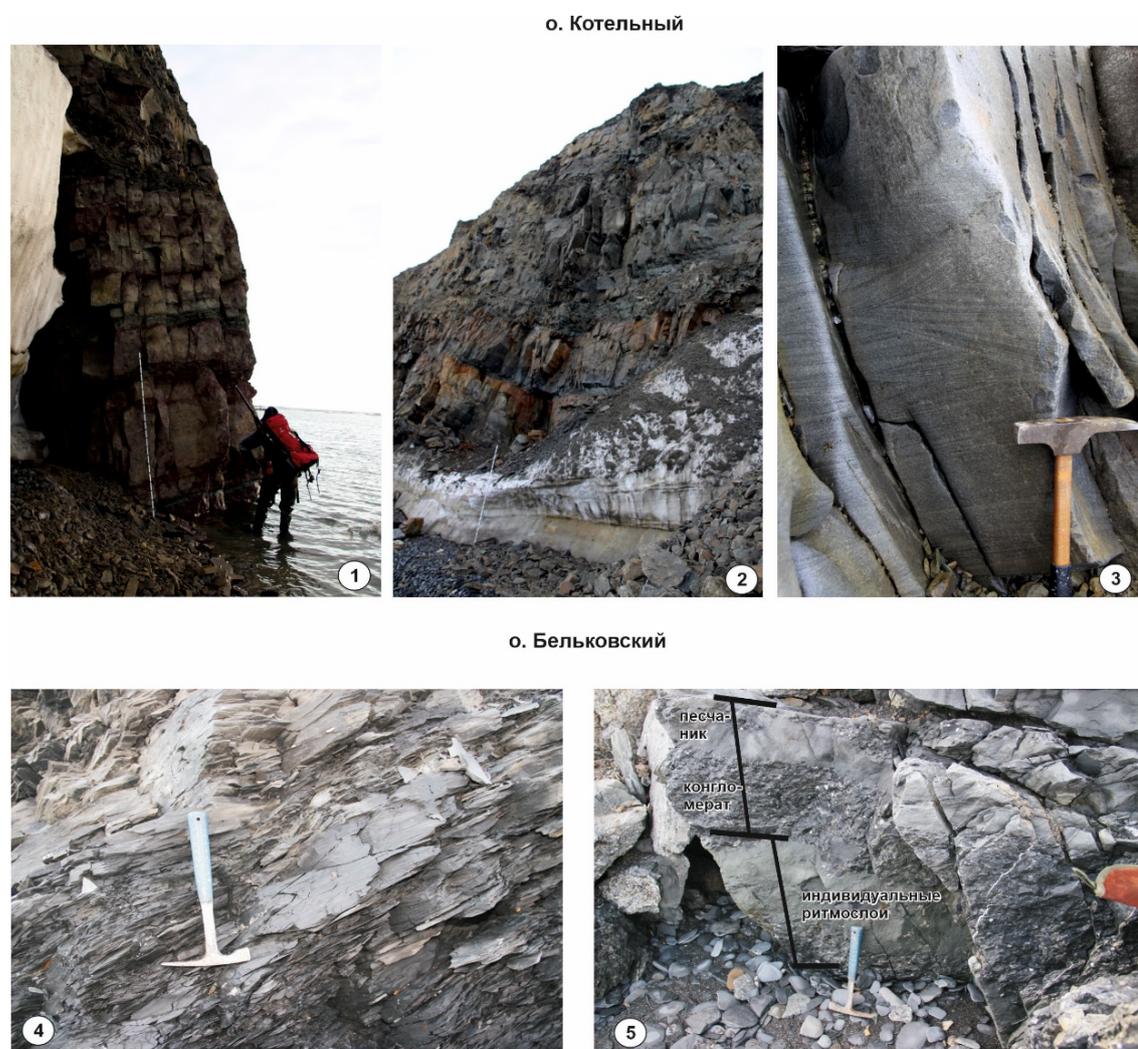


Рис. 4.6. Фотографии обнажений чекурской свиты (фамен-турне): 1 – общий вид обнажения красноватых алевролитов и песчаников, запад о. Котельный; 2 – пачка сероцветных толстослоистых песчаников, запад о. Котельный; 3 – перекрестнослоистые средне-крупнозернистые песчаники, запад о. Котельный; 4 – тонкозернистые турбидиты, восток о. Бельковский, 5 – грубозернистые турбидиты, восток о. Бельковский.

М.К. Данукалова с соавторами (Danukalova et al., 2019) в разрезе на о. Тас-Ары в нижней части последовательности, отнесенной авторами к бельковской свите, определила по комплексу фауны серпуховский (башкирский?) возраст. Однако в самой верхней части разреза, относимой также к бельковской свите, были датированы обломочные цирконы среднепермского возраста (рис. 4.8) (Danukalova et al., 2019; Ershova et al., 20186).

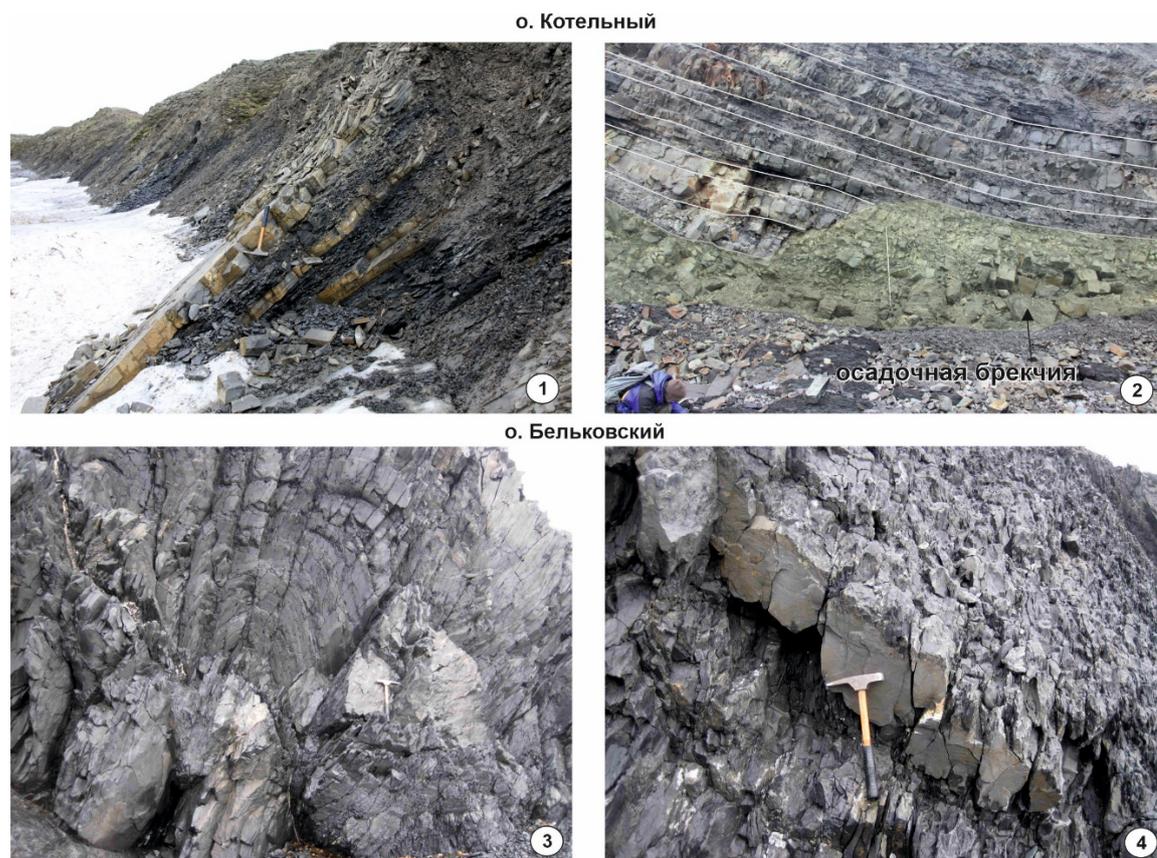


Рис. 4.7. Фотографии обнажений бельковской свиты (пермь?): 1 – общий вид обнажения переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и тонкозернистых песчанкиов , запад о. Котельный, район лагуны Станции; 2 – пачка сероцветных толстослоистых песчаников, переходящих по простиранию в осадочную брекчию, запад о. Котельный, о. Тас-Ары; 4 – тонкозернистые турбидиты, запад о. Бельковский, 5 – прослой мелкозернистого песчаника в тонкозернистых турбидитах, запад о. Бельковский.

Наши полевые структурные наблюдения показали, что охарактеризованная биостратиграфическими данными нижняя часть бельковской свиты серпуховского возраста по надвигу граничит с отложениями перми, относимыми к верхней части бельковской свиты (Prokoriev et al., 2018a).

Косько и др. (1985) также выделили нерасчлененные башкирско-пермские отложения на о. Котельный от лагуны Станции к верховьям рек Туор-Юрях и Кустах-Юрях, и в верховьях р. Тихой. Они представлены аргиллитами, алевролитами, известняками и известняковыми конгломератами. По комплексу фаунистических остатков Косько и др. (1985) предположили присутствие почти полного разреза перми, за исключением самых верхних стратиграфических уровней. Но изучение особенностей строения пермского разреза о. Котельный требует дальнейших детальных исследований.

На о. Бельковский также выделяют бельковскую свиту, которая существенно отличается от одновозрастных отложений о. Котельный. Здесь к бельковской свите отнесена мощная толща, представленная переслаиванием аргиллитов и алевролитов с подчиненными прослоями песчаников, синседиментационных брекчий, имеющая признаки турбидитового осадконакопления (рис. 4.7). В бельковской свите на о. Бельковский наиболее молодые популяции обломочных цирконов имеют кунгурский возраст (Ershova et al., 2015г), указывая на более молодой возраст осадконакопления (рис. 4.8), чем предполагалось ранее (Косько и др., 1985).

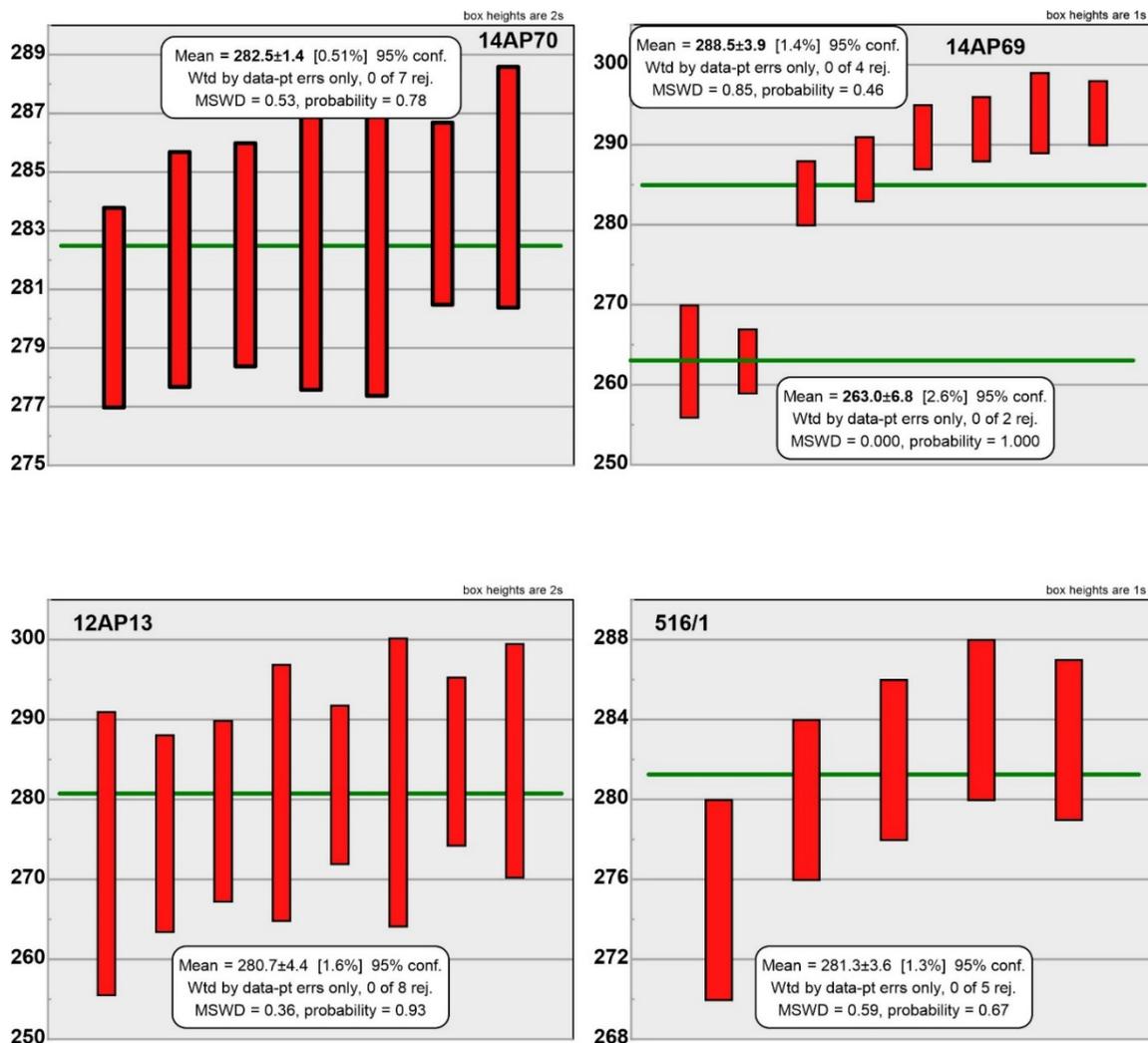


Рис. 4.8. Средневзвешенные возраст молодой популяции обломочных цирконов из пермских отложений (бельковская свита) о. Котельный (образцы 14AP70, 14AP69) (Ershova et al., 2018б) и о. Бельковский (образцы 12AP13, 516/1) (Ershova et al., 2015г, Pease et al., 2015).

4.3. Петрография девон-пермских песчаников островов

Котельный и Бельковский

4.3.1. Петрография девон-пермских отложений о. Бельковский

На о. Бельковский петрографическими исследованиями охарактеризованы песчаники нерпалахской, чекурской (верхний девон-нижний карбон) и бельковской (пермь) свит (рис. 4.9).

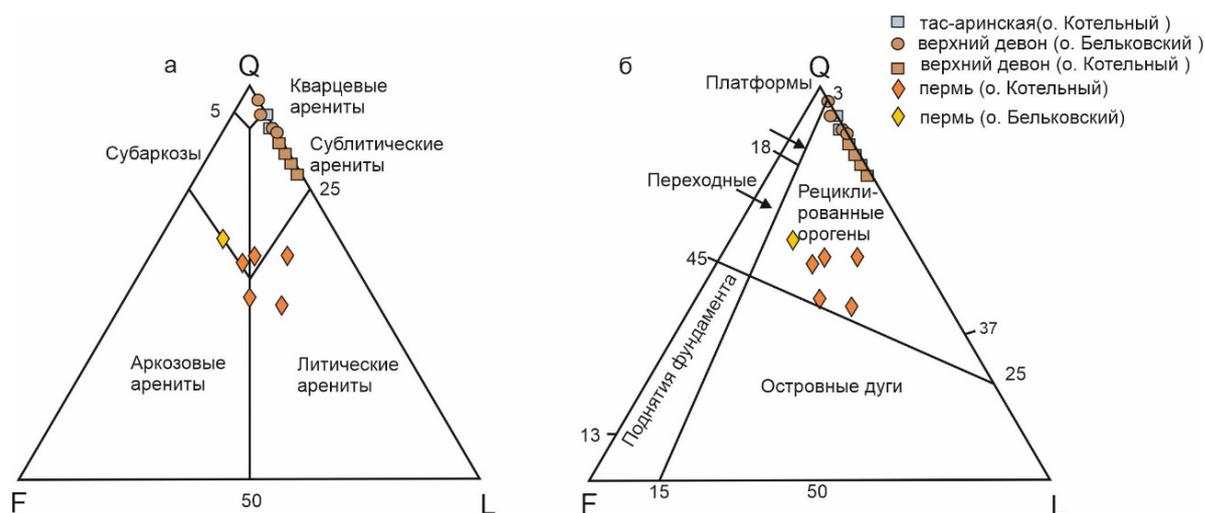


Рис. 4.9. Классификационные диаграммы QFL верхнедевонских–пермских песчаников о-ов Котельный и Бельковский: а – петрографическая характеристика (Pettijohn et al., 1987); б – диаграмма геодинамических обстановок формирования песчаников (Dickinson et al., 1983) для верхнедевонских отложений низовьев р. Лены. Q – кварц, F – полевои шпат, L – обломки горных пород.

Песчаники нерпалахской и чекурской свит представлены в различной степени сортированными мелко-среднезернистыми кварцевыми аренитами и сублитическими аренитами (рис. 4.10) с карбонатным и глинисто-карбонатным цементом. Зерна кварца составляют 76–93% от всех обломочных зерен песчаников. Преобладает монокристаллический кварц; зерна поликристаллического кварца единичны. Кварцевые зерна чаще плохо окатанные, угловатые, реже – от средне- до хорошо окатанных. Зерна полевых шпатов единичны и плохо окатанные, часто сильно изменённые – пелитизированные или серицитизированные.

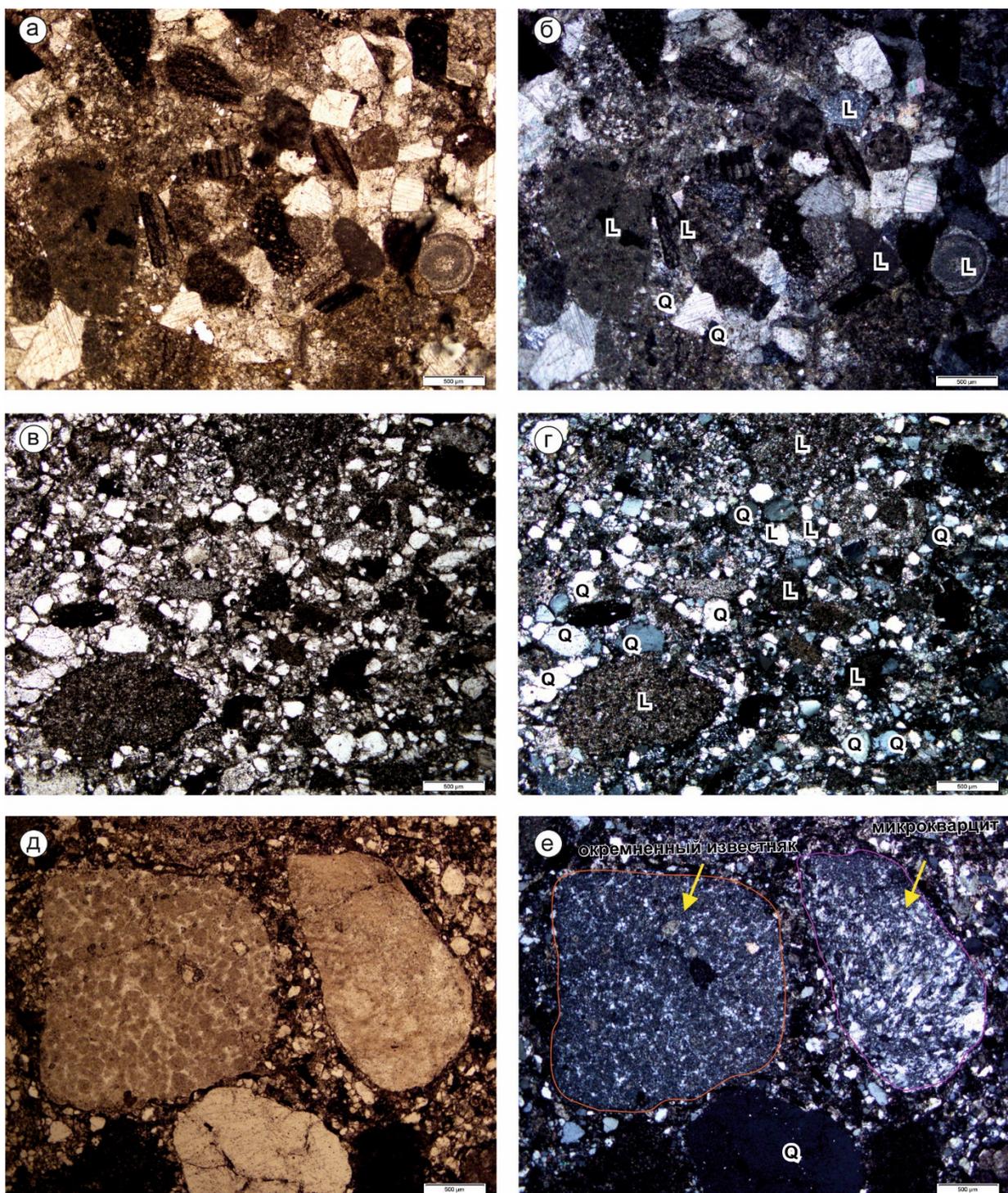


Рис. 4.10. Фотографии представительных шлифов девон-нижнекаменноугольных отложений о. Бельковский: а, б – нерпалахская свита, в, е – чекурская. Q – кварц, F – полевые шпаты, L – обломки горных пород.

Литические зерна составляют от 3 до 12% среди обломочных компонентов песчаников. Обломки в основном сложены алевролитами,

аргиллитами, кремнями, окремненными известняками и известняками, встречены единичные обломки вулканических пород. Карбонатные и кремнистые обломки составляют 70–90 % от общего количества литической кластики, тогда как зерна, сложенные алевролитами и аргиллитам, составляют не более 10–30 % от общего количества литических фрагментов (рис. 4.9). В некоторых образцах отмечаются литические зерна гравелитистой размерности, представленные обломками известняков, окремненных известняков, микрокварцитами (рис. 4.10).

На классификационной диаграмме В.Р. Дикинсона (1983) точки составов изученных песчаников расположены в поле рециклированных орогенов (рис. 4.9).

Песчаники бельковской свиты (пермь) представлены плохо сортированными мелко-среднезернистыми аркозовыми аренитами и сублитаренитами (рис. 4.11) с карбонатным и глинисто-карбонатным цементом. Зерна кварца составляют 55–67% от всех обломочных зерен песчаников.

Преобладают зерна монокристаллического кварца в основном угловатые, реже разной степени окатанности. Полевые шпаты составляют от 20 до 25%, серецитизированные и пелитизированные, угловатые и полуокатанные. Литические обломки (9–15%) преимущественно средне-, реже крупнозернистые, полуокатанные до угловатых. Среди литических зерен полимиктового состава определены обломки вулканических пород, микрокварциты, алевролиты, кремни. На классификационной диаграмме Дикинсона В.Р. (1983) точки составов изученных песчаников локализованы в поле рециклированных орогенов (рис. 4.9).

3.3.2. Петрография девон-пермских отложений о. Котельный

Песчаники нерпалахской, чекурской, и тас-аринской свит имеют схожий петрографический состав и представлены мелко-, среднезернистыми кварцевыми и сублитическими аренитами (рис. 4.9) с глинистым и карбонатно-глинистым цементом (рис. 4.12).

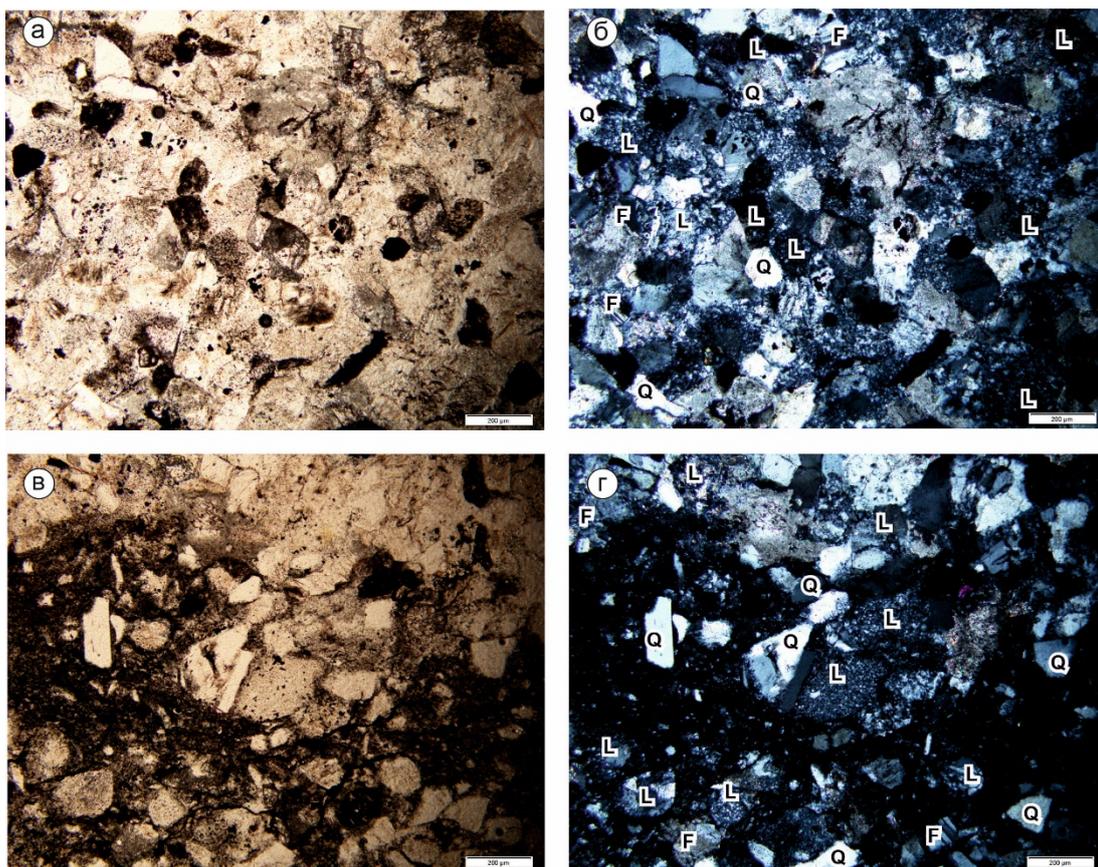


Рис. 4.11. Фотографии представительных шлифов девон-нижнекаменноугольных отложений о. Бельковский: а, б – нерпалахская свита, в, е – чекурская. Q – кварц, F – полевые шпаты, L – обломки горных пород.

Кварцевые зерна составляют 76–93%, полевые шпаты 1–21%, обломки пород 2–12% в обломочной части песчаников. Кварцевые зерна преимущественно монокристаллические, реже встречается поликристаллический кварц. Литические обломки представлены преимущественно кремнями, микрокварцитами, реже алевролитами и карбонатными породами (рис. 4.12). Литические зерна в основном среднеокатанные до угловатых и сложены алевролитами, аргиллитами, кремнями, окремненными известняками и известняками. Карбонатные и кремнистые обломки составляют 80–90% от общего количества литических обломков, тогда как зерна, сложенные алевролитами и аргиллитам, составляют не более 10–20%. На классификационной диаграмме Дикинсона

В.Р. (1983) фигуративные точки составов изученных песчаников располагаются в поле рециклированных орогенов (рис. 4.9).

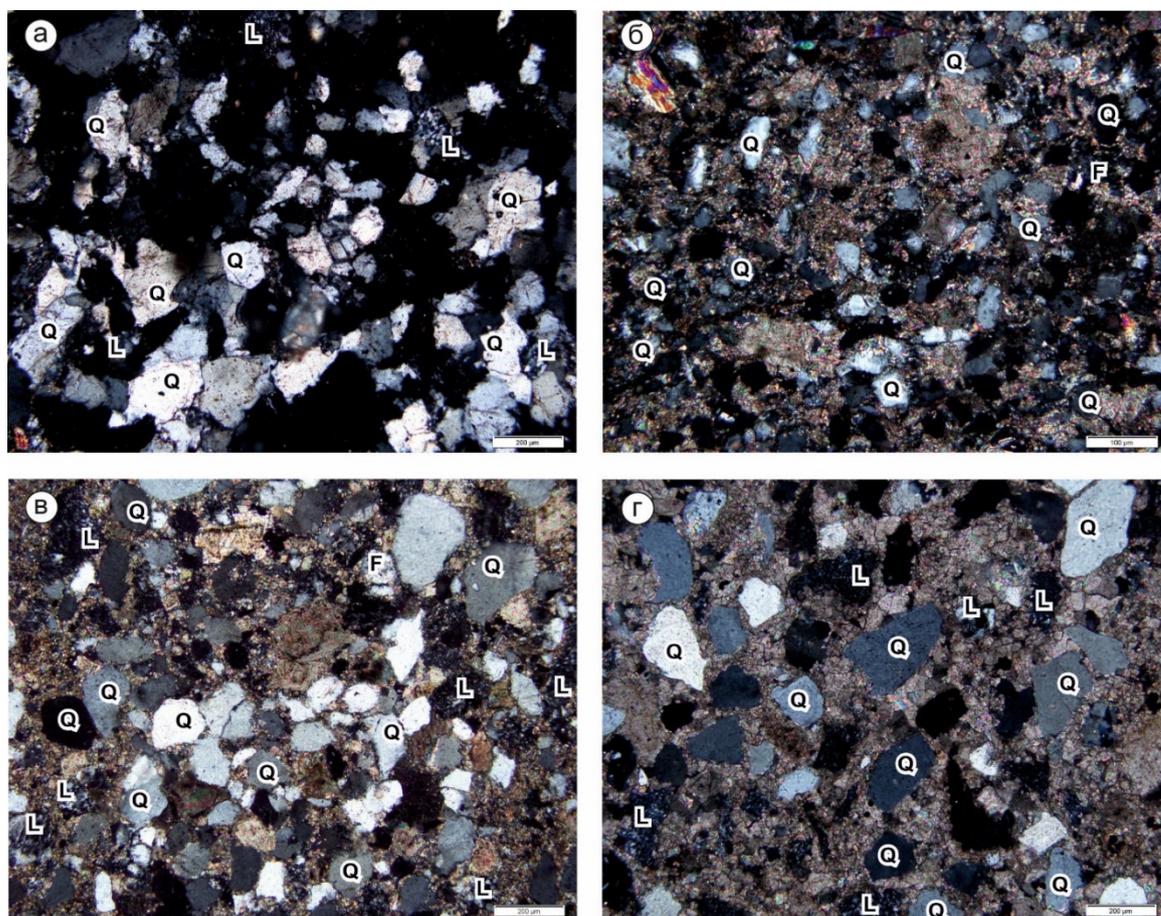


Рис.4.12. Фотографии представительных шлифов девон-нижнекаменноугольных отложений о. Котельный: а, б – нерпалахская свита, в, г – чекурская свита. Q – кварц, F – полевые шпаты, L – обломки горных пород.

Песчаники бельковской свиты (пермь) по составу относятся к мелко-, среднезернистым литическим ареникам, сублитическим ареникам и субаркозам (рис. 4.9, 4.13) с глинистым, реже глинисто-карбонатным цементом. Песчаники преимущественно мелко- и среднезернистые, плохо сортированные, зерна угловатые плохо окатанные. Кварц преимущественно монокристаллический и составляет 45–59% зерен каркаса породы, полевые шпаты единичны. Литические обломки (19–36%) разнообразны по составу и представлены обломками аргиллитов, алевролитов, микрокварцитов и вулканических пород. На классификационной диаграмме В.Р. Дикинсона

(1983) точки составов изученных песчаников лежат в поле рециклированных орогенов (рис. 3.6).

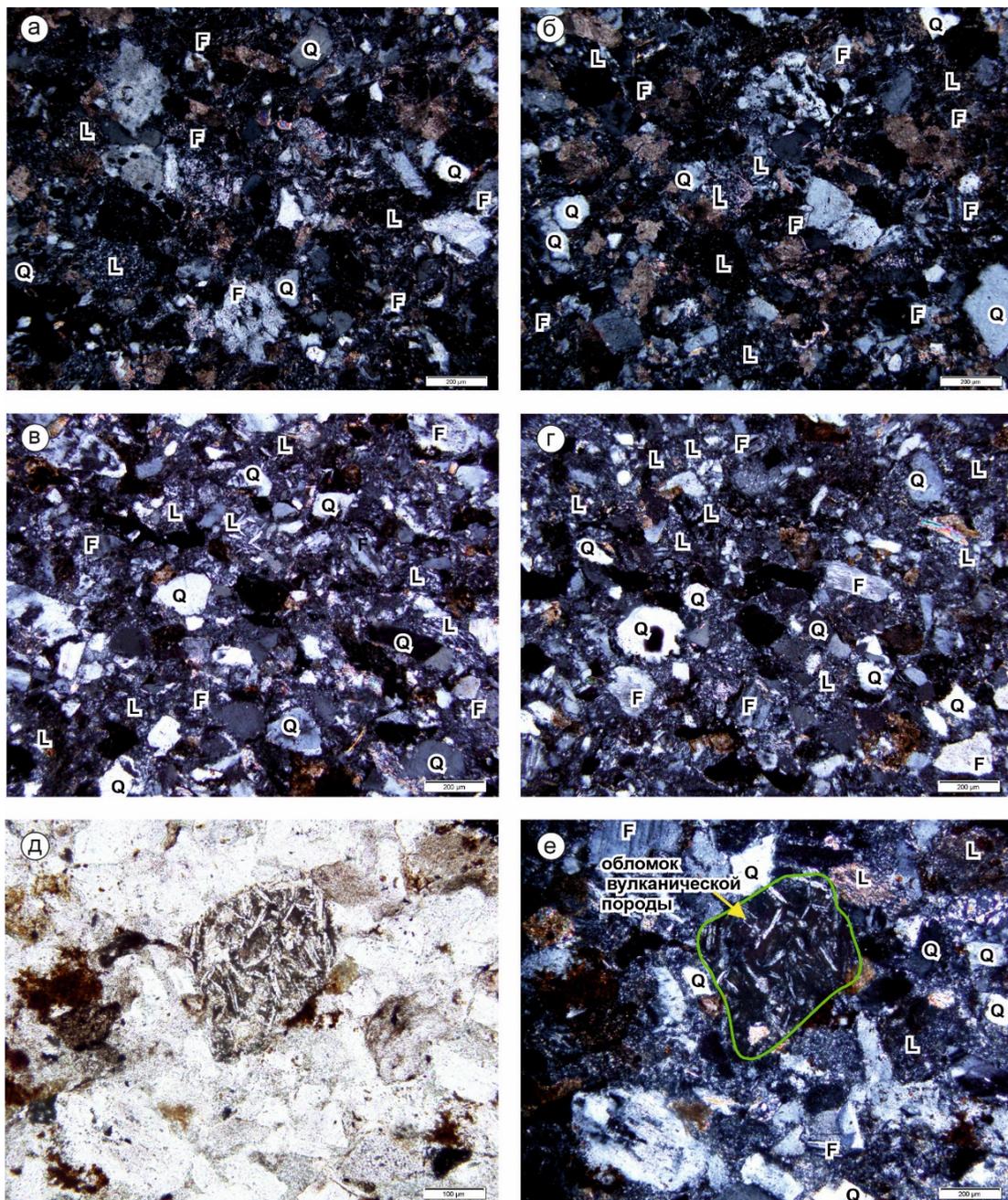


Рис. 4.13. Фотографии представительных шлифов пермских отложений западной части о. Котельный. Q – кварц, F – полевые шпаты, L – обломки горных пород.

4.5. Уран-свинцовое датирование обломочных цирконов

Уран-свинцовое датирование обломочных цирконов для палеозойских отложений арх. Новосибирские острова проводилось в течение последних 10 лет. Так, результаты датирования обломочных цирконов из кембрий (вендских?) отложений архипелага Де-Лонга представлены в работе Ershova et al., 2016б. Девон-пермские отложения о-вов Котельный и Бельковский охарактеризованы довольно подробно данными датирования обломочных цирконов (Ershova et al., 2015 в,г, 2018б; Pease et al., 2015).

В работе Ershova et al., 2018б также приводятся данные по Lu-Hf характеристикам цирконов. Возраста обломочных цирконов из десяти образцов, отобранных из шлюпочной, соколовской, нерпалахской и чекурской свит, охватывающих эмс-фаменский (турнейский?) интервал разреза о-вов Котельный и Бельковский (рис. 4.2) имеют схожее распределение возрастов обломочных цирконов (рис. 4.14), указывая на единый источник сноса обломочного материала.

Во всех датированных образцах преобладают обломочные цирконы докембрийского возраста (рис. 4.14), которые составляют от 81 до 92% от всех датированных зерен. Архейские зерна во всех образцах единичные (1–5%) и не образуют значимых возрастных пиков. Палеопротерозойские зерна составляют 15–28% от датированной популяции цирконов и образуют многочисленные небольшие пики в интервале возрастов 1600–1850 млн лет. Мезопротерозойские цирконы (19–44%) образуют многочисленные пики в интервале 1000–1600 млн лет. Неопротерозойские зерна наряду с мезопротерозойскими преобладают во всех образцах и составляют 20–32% от датированной популяции. В некоторых образцах отмечается небольшая популяция цирконов с возрастом около 800 млн лет.

Большинство неопротерозойских зерен имеют позднепротерозойский возраст – 600–550 млн лет и образуют значимые пики около 630–650, 600–620, 550–580 млн лет.

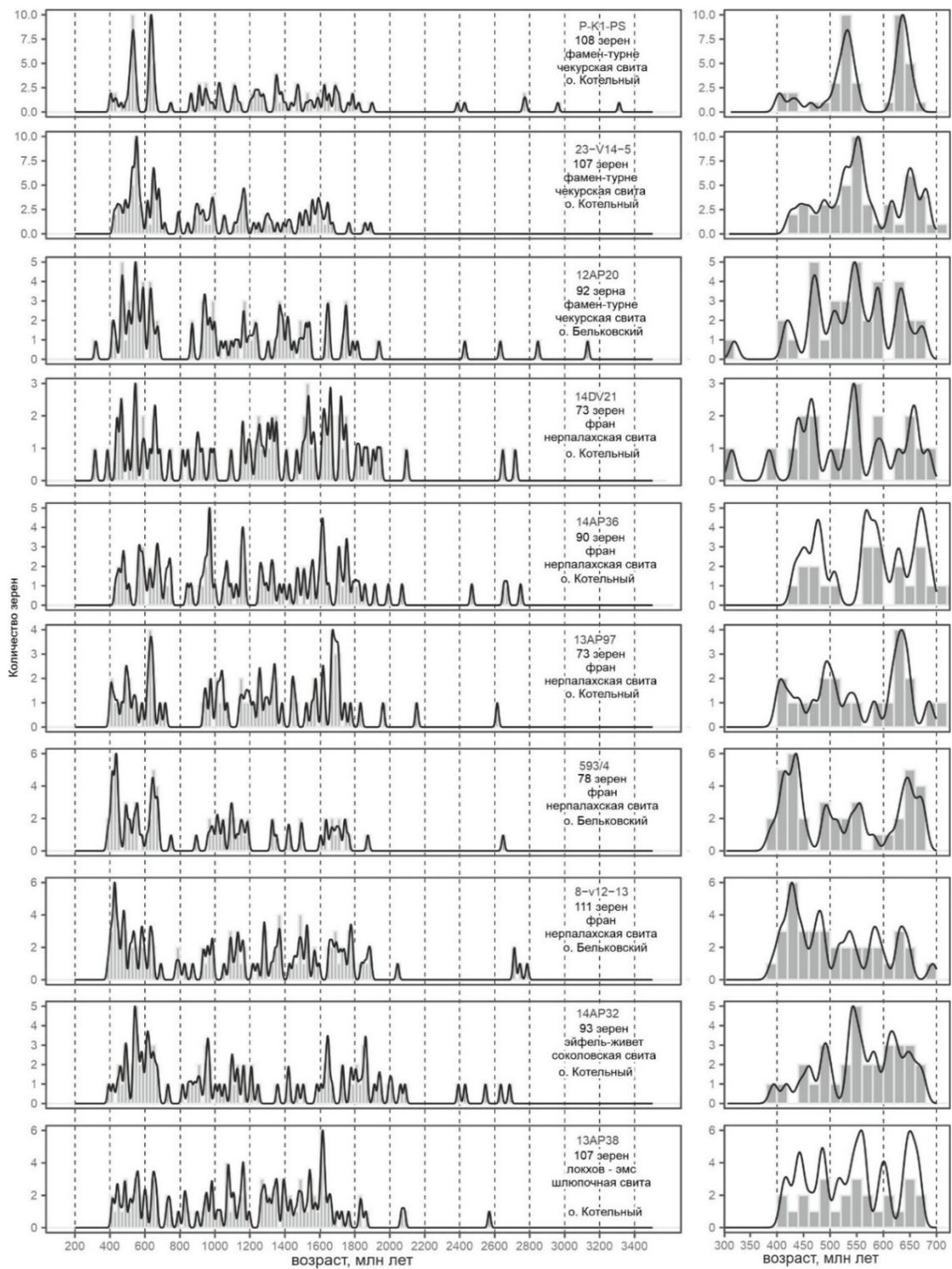


Рис. 4.14. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из девон – нижнетурнейских отложений арх. Новосибирские острова (Ershova et al., 2015 в.г, 2017; образец 593/4 из Pease et al., 2015).

Палеозойские цирконы составляют 8–19% от датированных зерен, группируясь около 520, 480, 450, 420 млн лет; при этом преобладают цирконы кембрий-ордовикских возрастов кристаллизации.

Двумя образцами охарактеризована тас-аринская свита (нижний карбон) (рис. 4.15).

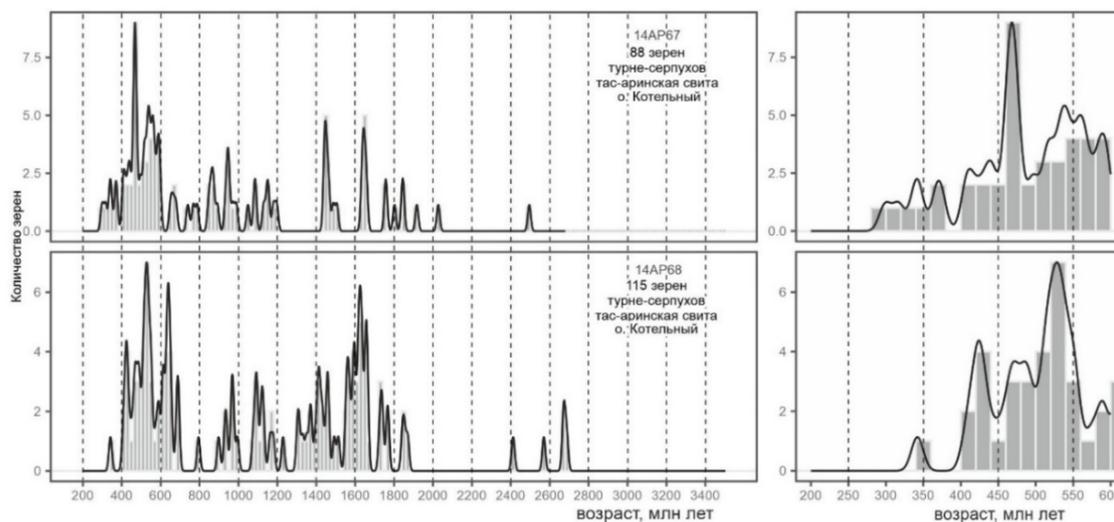


Рис. 4.15. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из турне-серпуховских отложений о. Котельный (Ershova et al., 2018б).

Во всех проанализированных образцах наблюдается сходное распределение возрастов обломочных цирконов, однако в пробе 14AP68 цирконов с докембрийскими возрастaми больше (79%), чем в образце 14AP67 (66%). Архейские зерна единичны и не формируют значимых пиков. Палеопротерозойские цирконы (16–20%) преимущественно группируются в интервале около 1650–1700 млн лет. Мезопротерозойские цирконы (34%) многочисленные в образце 14AP68 группируются около 1550–1600, 1400–1450, 1100 млн лет. В образце 14AP67 мезопротерозойские цирконы (18%) формируют две значимые популяции 1650 и 1450 млн лет. Неопротерозойские цирконы (22–32%) образуют многочисленные пики около 700, 650, 550 млн лет. Палеозойские зерна (21–34%) группируются около 530, 470 и 410 млн лет.

Пермские отложения охарактеризованы пятью пробами (рис. 4.16).

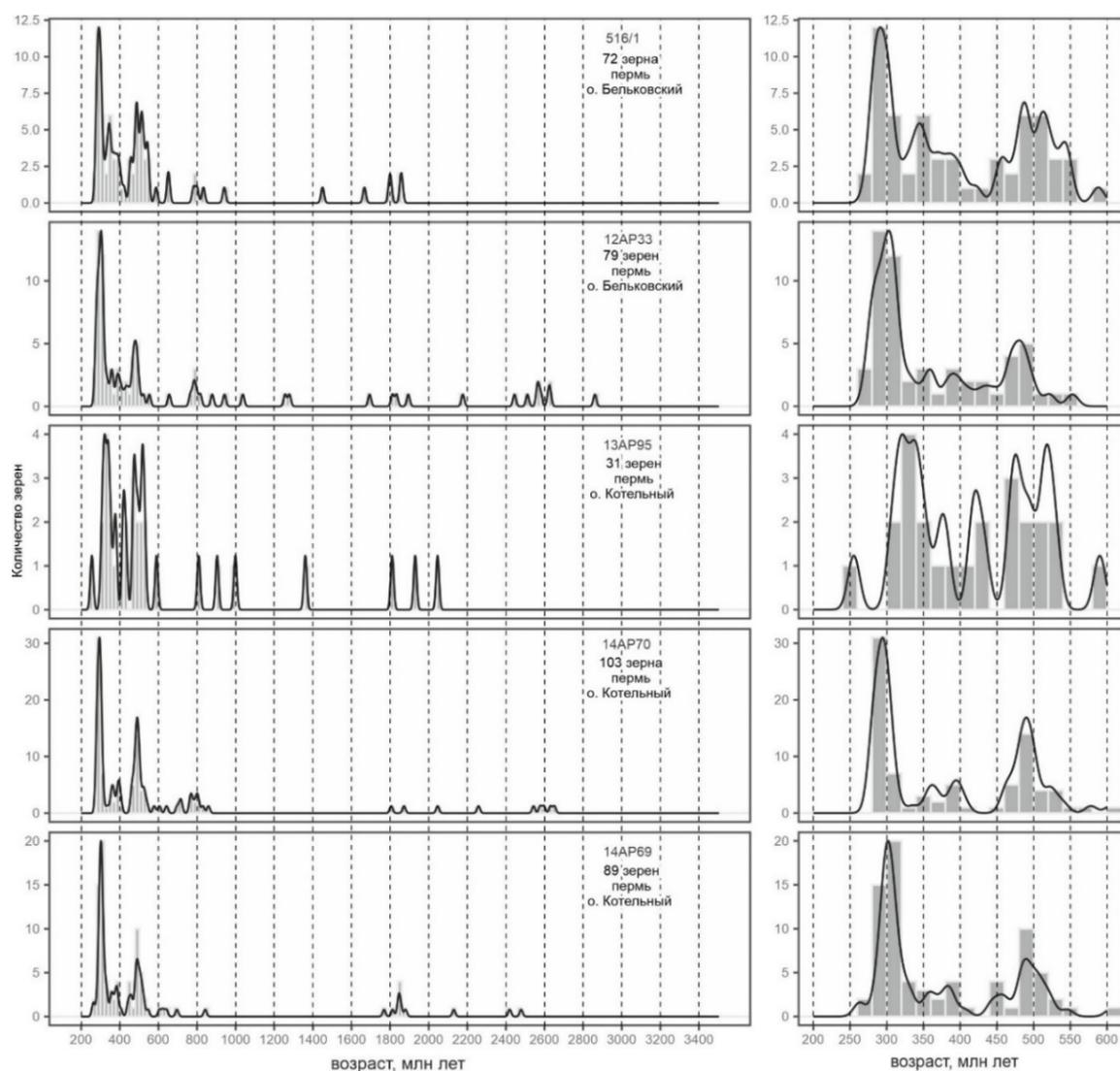


Рис. 4.16. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из пермских отложений арх. Новосибирские острова (Ershova et al., 2015 a,b; 2017, Pease et al., 2015).

Распределение возрастов обломочных цирконов из пермских отложений разительно отличается от возрастных спектров, полученных из девон-каменноугольных пород. Докембрийские цирконы немногочисленны и составляют от 18 до 25%. Архейские зерна либо отсутствуют, либо представлены единичными зернами, палеопротерозойские (4–9%) и мезопротерозойские (0–3%) цирконы не образуют значимых пиков. Неопротерозойские цирконы (9–16%) преимущественно имеют возраст кристаллизации в возрастном интервале 550–650 млн лет. Палеозойские

цирканы (75–82%) отчетливо группируются в две популяции – раннепалеозойскую (530–450 млн лет) и позднепалеозойскую (350–270 млн лет).

4.6. Lu-Hf изотопные характеристики цирконов

Lu-Hf изотопные характеристики цирконов получены для пяти образцов из девон-нижнекаменноугольных (14AP36, 14AP38, 23-v14-5-67, 14AP67) и пермских (14AP69) отложений о. Котельный (рис. 4.17). Всего было проанализировано 209 зерен. Lu-Hf изотопные характеристики цирконов из всех изученных образцов демонстрируют сходство. Для палеопротерозойских и мезопротерозойских цирконов значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ в основном положительные и реже отрицательные, варьирующие от -5 до $+10$, хотя некоторые зерна имеют отрицательные значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, достигающие -10 . Раннепротерозойская (1000–800 млн лет) популяция цирконов имеет разброс значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -15 до $+5$. Точки позднепротерозойских-кембрийских зерен на диаграмме (рис. 4.17) образуют вертикальный тренд значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, попадающий в интервал от -10 до $+10$. Ордовик-девонские цирконы в основном имеют отрицательные значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ в пределах от 0 до -10 , с небольшим количеством зерен с положительными значениями $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$.

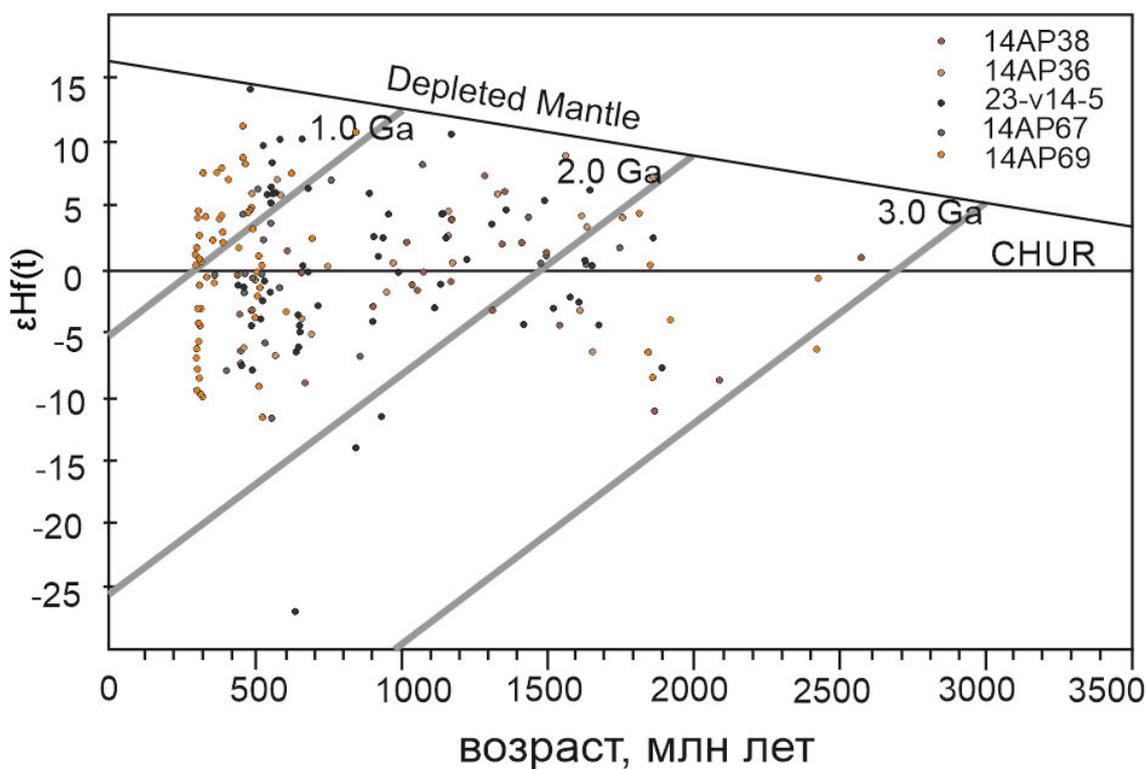


Рис. 4.17. Зависимость показателя $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от U–Pb возраста для цирконов из девон-пермских отложений о. Котельный. CHUR –

хондритовый однородный резервуар, DM – линия эволюции деплетированной мантии (Ershova et al., 2018б).

Цирконы из образца 14AP69 имеют другие значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$. Так, в семи палеопротерозойских зернах значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ изменяются от +4 до –8. Для позднепротерозойских–кембрийских цирконов значение $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ варьирует от +5 до –12, тогда как ордовик-девонские зерна в основном имеют положительные значения от +2 до +9. Для преобладающей каменноугольно-пермской популяции обломочных цирконов характерен широкий разброс значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от –10 до +8 (рис. 4.17).

4.7. Двойное (U-Th)/He и U-Pb датирование обломочных цирконов

Нами проведено двойное (U-Th)/He (ZHe) и U-Pb датирование обломочных цирконов из палеозойских отложений арх. Новосибирские острова (рис. 4.18). Все проанализированные пробы, отобранные на о-вах Анжу, претерпели перезапуск (U-Th)/He системы на границе раннего–позднего мела, что свидетельствует о существенных деформационных событиях и подъеме этой части территории архипелага при закрытии Южно-Анжуйского океана и формировании Новосибирско-Чукотской складчатой системы (Prokoriev et al., 2018a).

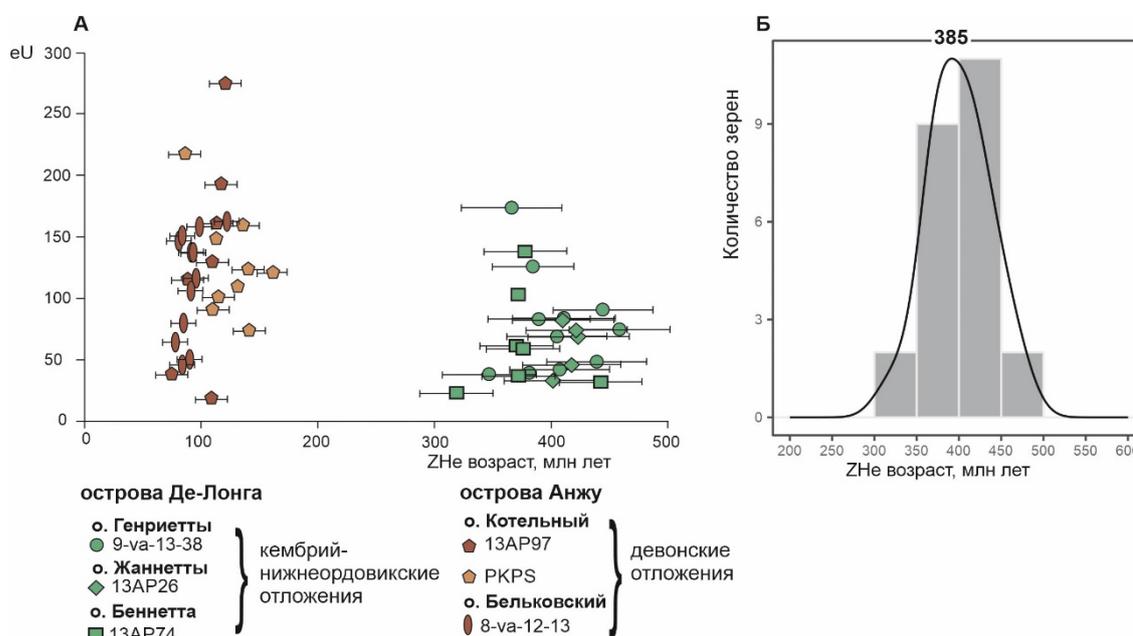


Рис 4.18. Диаграммы, иллюстрирующие результаты (U-Th)/He датирования обломочных цирконов из палеозойских отложений арх. Новосибирские острова (Prokoriev et al., 2018a): А – диаграмма eU vs. ZHe возраста обломочных цирконов по численности популяция цирконов, Б – гистограмма и кривая плотности вероятности распределения ZHe возрастов обломочных цирконов.

Для расшифровки палеозойской истории наиболее значимы результаты низкотемпературной термохронологии, полученные по о-вам Де-Лонга (рис. 4.18). Нами были продатированы цирконы из кембрий-ордовикских отложений о-вов Генриетты, Жаннетты и Беннетта. Все

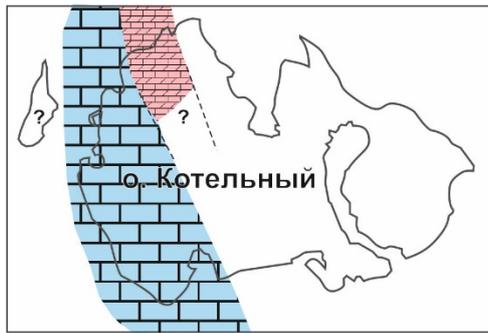
полученные $Z\text{He}$ возраста цирконов существенно моложе возраста седиментации и соответственно отражают время подъема на 5–6 км (Farley 2002). Значительное тектоническое событие, приведшее к перезапуску (U-Th)/He часов, произошло около 385 млн лет, что хорошо согласуется с возрастом углового несогласия, отмеченного на о. Котельный.

4.4. Палеогеография

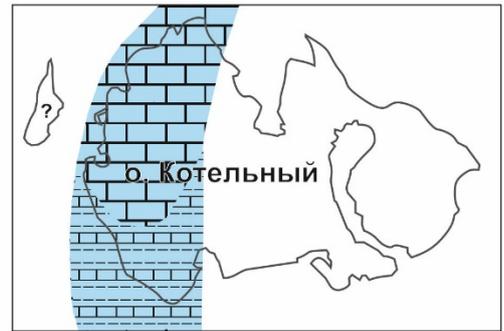
Нижнедевонские отложения обнажаются только на о. Котельный и представлены чередованием известняков и седиментационных доломитов. Это позволяет предположить, что в лохковском веке существовал мелководный морской бассейн с различной соленостью воды. В пражско-эмское время в морском бассейне накапливались коралловые известняки, пелитоморфные известняки, реже седиментационные доломиты. Обильная и разнообразная донная фауна позволяет предположить, что в это время осадконакопления происходило в мелководном морском бассейне преимущественно с нормальной соленостью. Наличие многочисленных крупных обломков колониальных кораллов позволяет предположить существование карбонатных рифов, хотя их местонахождение не установлено. Присутствие уровней черных битуминозных известняков в пражско-эмской осадочной последовательности позволяет заключить, что в бассейне были периоды ограниченной водной циркуляции, когда на границе раздела осадочных пород и воды развивалась аноксия, благоприятствующая сохранению органического вещества. Наличие комплекса барьерных рифов могло усилить ограничение циркуляции воды в мелководном бассейне и тем самым способствовать развитию гиперсоленой среды во время понижения уровня моря в лохковское время, а также ограничить циркуляцию внутри бассейна в пражско-эмское время (рис. 4.19). Фациальный переход от биокластических известняков к микритовым происходил с севера на юг (современные координаты), что, возможно, указывает на углубление бассейна в этом направлении

Средний девон как на о. Котельный, так и на о. Бельковский характеризуется накоплением мощной толщи известняков с пачками

карбонатных брекчий (рис. 4.9) Брекчии могли образоваться у подножия карбонатного склона, который представлял собой основной источник карбонатных обломков. Во франское время произошел резкий переход от преимущественно карбонатной седиментации, типичной для раннего-среднего девона, к терригенно-карбонатной и терригенной седиментации. На о. Котельный морские алевриты и глины с редкими прослоями известняков отлагались в западной части, тогда как лагунные и континентальные пестроцветные обломочные породы накапливались в восточной части бассейна (Косько, 1985). В это время на о. Бельковский происходило накопление глубоководных турбидитов, что, вероятно, свидетельствует о тектоническом событии (рифтогенез?), которое привело к образованию крутого склона и пространству аккомодации между о. Котельный и о. Бельковский (рис. 4.19). Фамен-нижнетурнейские отложения о. Котельный представлены аллювиально-дельтовой последовательностью с редкими прослоями известняков, а на о. Бельковский отлагались турбидиты с олистостромами. Позднетурнейско-серпуховские отложения о. Котельный представлены известняками и аргиллитами с разнообразными комплексами морских ископаемых фоссилий, что указывает на развитие мелководноморского бассейна с нормальной соленостью. Одновозрастные отложения на о. Бельковский не описаны, возможно, из-за редких находок фоссилий в мощной турбидитовой толще и очень сложного геологического строения острова, обусловленного мезозойской складчатостью и надвигами. Верхнекаменноугольные-пермские отложения на о. Котельный обнажаются спорадически и представлены мелководноморскими карбонатами, терригенными дельтовыми и мелководноморскими отложениями. Турбидиты продолжали формироваться в глубоководной части бассейна на о. Бельковский (рис. 4.19).



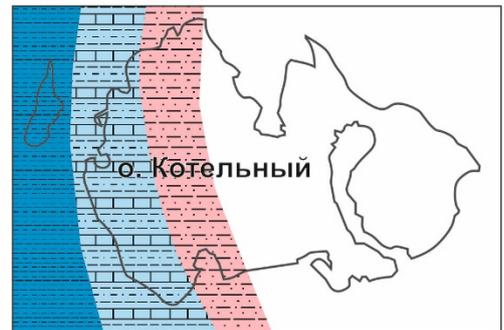
Ранний локхов



Ранний эмс



Ранний эйфель



Ранний фран



Ранний визе



Поздний карбон - ранняя пермь

Легенда

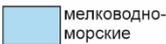
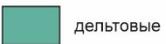
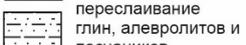
 мелководно-морские	 дельтовые	 глины	 карбонаты
 глубоководные	 лагунные	 переслаивание глин, алевролитов и карбонатов	 переслаивание глин, алевролитов и песчаников

Рис. 4.19. Палеогеографические схемы для девона-ранней перми по (Kos'ko, Korago, 2009, с изменениями).

4.8. Реконструкция источников сноса для девонских и каменноугольных отложений арх. Новосибирские острова

Распределения возрастов обломочных цирконов из девон-нижнекаменноугольных отложений очень близки (рис. 4.20), что указывает на сходные источники сноса обломочного материала.

Большинство датированных цирконов из девон-нижнекаменноугольных песчаников имеют возраст, варьирующий от 1800 до 900 млн лет. Позднепалеопротерозойско-мезопротерозойские магматические породы кислого и среднего составов и метаморфические породы имеют очень ограниченное распространение в фундаменте Сибирского кратона, что привело к введению термина «Siberian magmatic gap» между 1800–900 млн лет назад (Gladkochub et al., 2010). Это позволяет сделать вывод, что источник обломочных зерен располагался не в пределах Сибирского континента. Более того, проведенное нами датирование обломочных цирконов из девонских и каменноугольных отложений Сибири (Глава 2) показало другое распределение возрастов, чем в цирконах из палеозойских отложений арх. Новосибирские острова. Позднепалеопротерозойско-мезопротерозойский возраст обломочных цирконов в целом хорошо согласуется с магматическими и метаморфическими событиями, известными в Гренвильско-Свеконорвежском складчатом поясе и в террейнах, входящих в его состав (Bingen et al., 2008а,б, 2009; Rivers, 2008; Rivers et al., 2012). Фрагменты Гренвильско-Свеконорвежского складчатого пояса известны на палеоконтинентах Балтика и Лаврентия. Однако докембрийская история Лаврентии характеризуется так называемым Североамериканским магматическим разрывом (NAMG) (1610–1490 млн лет назад), в течение которого не было известных магматических или метаморфических событий (Ross, Villeneuve, 2003; van Schmus et al., 1993). Наше исследование показывает, что в девон–визейских отложениях Новосибирских островов значительное количество цирконов попадают в возрастной диапазон NAMG,

поэтому Лаврентия маловероятно могла выступать основным источником обломочных пород в девон-раннекаменноугольные осадочные бассейны.

Обломочные цирконы с возрастом 1950–1800 млн лет можно сопоставить с магматическими событиями свекофеннского орогенеза. Породы этого возраста описаны в северной части Восточно-Европейской платформы (палеоконтинента Балтики) (Korja et al., 2006). Положительные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ цирконов этого возраста также хорошо согласуются $\epsilon\text{Hf}(t)$ значениями свекофеннских интрузий (Andersson et al., 2001), однако 2 зерна со значениями -8 и -11 указывают на смешанные архейские и ювенильные свекофеннские источники.

Большинство позднепалеопротерозойских цирконов (1800–1600 млн лет) можно сопоставить с формированием Транскандинавского магматического пояса (ТМП) (Andersson et al., 2004; Gorbachev, 2004; Larson, Berglund, 1992). ТМП образован в течение нескольких магматических эпизодов, из которых самый ранний (около 1,85–1,83 млрд лет) ограничивается по своему распространению юго-западной окраиной свекофеннид (Persson, Wikström, 1993; Andersson, Wikström, 2001; Andersen et al., 2009). Второй и наиболее объемный эпизод магматизма датируется 1,81–1,75 млрд лет (Andersson, Wikström, 2004 и ссылки там), а третий эпизод – 1,71–1,65 млрд лет назад (Brander et al., 2011). Значения $\epsilon\text{Hf}(t)$, полученные для девон-нижнекаменноугольных обломочных пород о. Котельный, согласуются со значениями, известными для гранитов ТМП (Andersen et al., 2009), за исключением двух зерен со значениями $\epsilon\text{Hf}(t)$ -4 и -6 , которые можно сопоставить со значениями $\epsilon\text{Hf}(t)$, полученными по унаследованным цирконам в породах ТМП (Andersen et al., 2009).

Популяция обломочных цирконов в возрастном диапазоне 1300–900 млн лет может быть скоррелирована с известными магматическими и метаморфическими событиями, связанными с гренвильско-свеконорвежским орогенезом (Bingen et al., 2008a,б, 2021; Granseth, 2021; McLelland et al., 2010; Pedersen et al., 2009; Rivers et al., 2008).

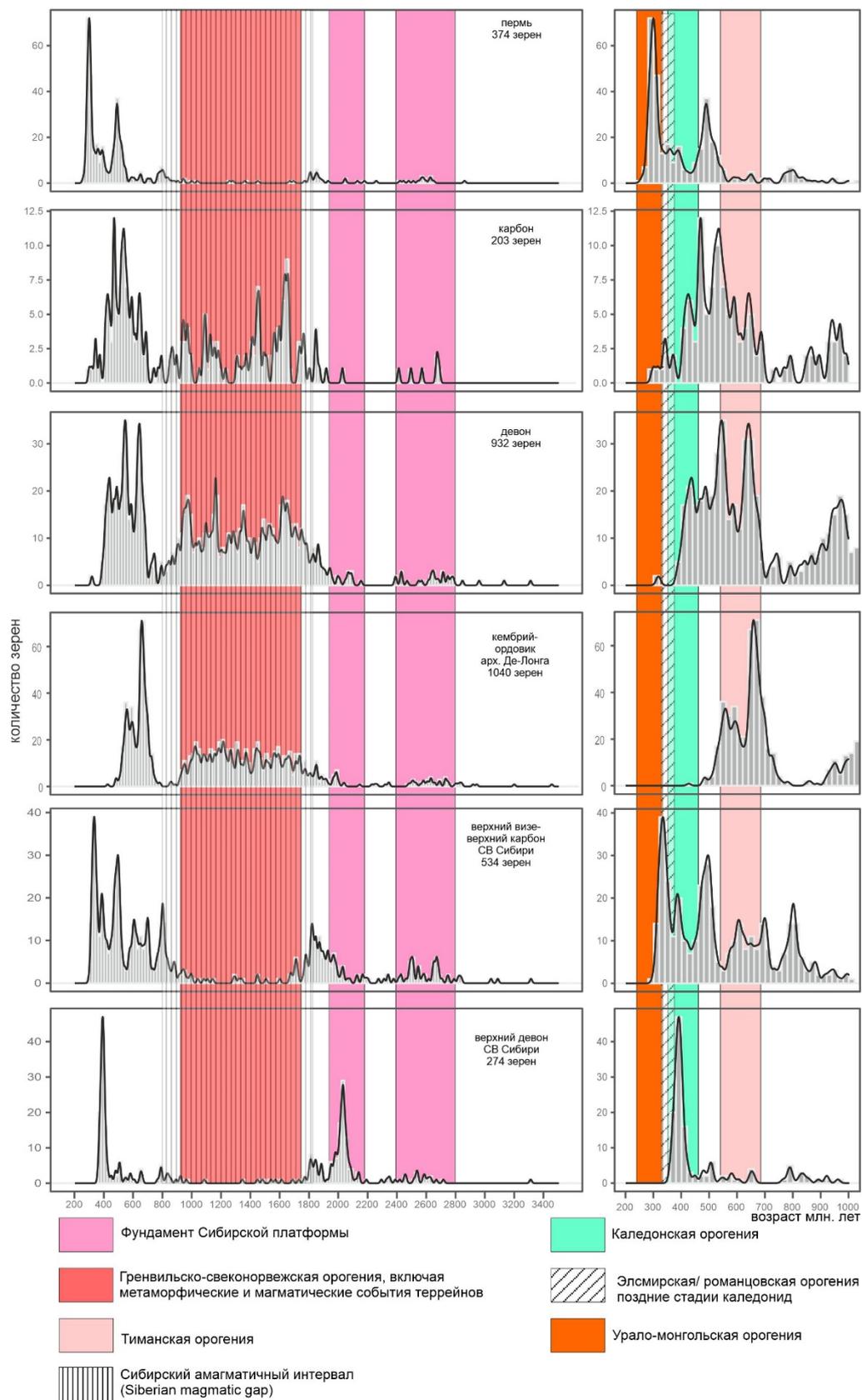


Рис. 4.20. Сравнение распределения возрастов обломочных цирконов из девон-пермских отложений арх. Новосибирские острова (Ershova et al,

2015 в,г; 2018; Pease et al., 2015), арх. Де-Лонга (Ershova et al, 2016б) и СВ Сибири (Ershova et al, 2016а).

Значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ цирконов этой популяции варьируют от -12 до $+11$, что хорошо соотносится со значениями $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, полученными для цирконов из свеко-норвежских гранитоидов (Andersen et al, 2009; Pedersen et al. 2009).

Для зерен с возрастом 650–550 млн лет наблюдается субвертикальный тренд значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ на диаграмме $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. U–Pb возраст, что характерно для цирконов, происхождение которых связано с окраинно-континентальными дугами (Griffin et al., 2002; Kemp et al., 2007). Ордовикско-силурийские цирконы встречаются во всех датированных образцах из девон-нижнекаменноугольных отложений, что может свидетельствовать о вкладе в состав осадков материала магматических и метаморфических пород, связанных с каледонским орогенезом (Bingen, Solli, 2009; Gee 2015, Gee et al., 2008). Цирконы раннего палеозоя характеризуются значениями $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от 0 до -8 , что указывает на смешение ювенильных и древнекоровых компонентов при их кристаллизации. Подобные значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ были зафиксированы в гранитоидах норвежских каледонид (Lundmark, Corfu, 2007).

Стоит отметить, что многочисленные цирконы мезопротерозойского возраста присутствуют в рифейских толщах тиманской окраины Балтики (Брусницына и др. 2021; Brustnitsyna et al., 2022 и ссылки там). Более того, мезопротерозойские и позднепротерозойские цирконы схожих возрастов преобладают в позднепротерозойских и кембрийских отложениях севера и севера-запада Восточно-Европейской платформы, а их источниками сноса выступал Тиманский ороген (Ивлева и др., 2016, 2018; Сычев и др., 2017; Ershova et al., 2019б; Miller et al., 2011; Slama, 2016; Slama, Pedersen, 2015; Zhang et al., 2015. и др.) (рис.4.21).

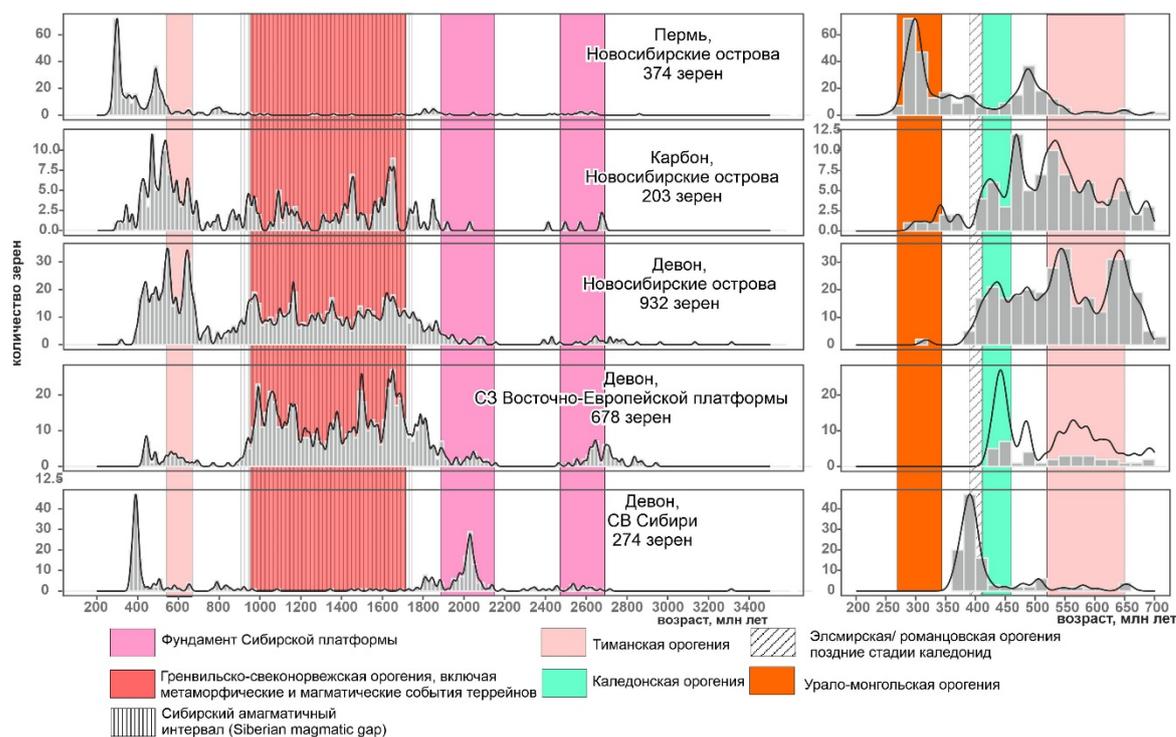


Рис. 4.21. Сравнение распределения возрастов обломочных цирконов из девон-нижнекаменноугольных отложений арх. Новосибирские острова (Ershova et al, 2015 в,г; 2018; Pease et al., 2015), верхнего девона СВ Сибири (Ershova et al, 2016а), девона СЗ Восточно-Европейской платформы (собственные данные).

Таким образом, проведенное нами исследование показывает, что возраст кристаллизации обломочных цирконов из девон-нижнекаменноугольных отложений Новосибирских островов хорошо сопоставляется с магматическими и метаморфическими событиями на континенте Балтика и в складчатых поясах его северного и восточного (в современных координатах) обрамления.

Более того, схожее распределение возрастов обломочных цирконов было получено нами из раннепалеозойских отложений о-вов Де-Лонга (Ershova et al., 2016б) (рис. 4.20), которые также имеют пери-балтийское происхождение. В целом зрелый петрографический состав песчаников указывает либо на значительный рециклинг более древних комплексов и/или на дальний перенос кластики. При этом присутствие литических зерен

карбонатного и кремнистого состава скорее свидетельствует об относительно близкорасположенном источнике сноса. Установленное нами интенсивное воздымание о-вов Де-Лонга в девоне, угловое несогласие на о. Котельный и значительные мощности (до 7–10 км) верхнедевонских отложений свидетельствуют о значительной тектонической перестройке исследуемого региона в среднем-позднем девоне. Вероятно, восточная часть архипелага была выведена на дневную поверхность и могла выступать источником сноса, а на другой (западной в современных координатах) происходило накопление мощных терригенных толщ верхнего девона. При этом, источником зерен обломочных цирконов ордовикского и силурийского возраста являлись или комплексы, в настоящее время скрытые под осадочным чехлом морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, или какие-то области, сейчас расположенные за пределами рассматриваемого региона и претерпевшие каледонский магматизм и/или метаморфизм.

4.9. Реконструкция источников сноса для пермских отложений арх. Новосибирские острова

U-Pb возраста и Lu-Hf характеристики обломочных цирконов из девон-нижнекаменноугольных отложений о-вов Бельковский и Котельный отличаются от таковых для вышележащих толщ перми (рис. 4.20), что указывает на изменение источника сноса обломочного материала в это время. Появление иного источника сноса кластики также подтверждается изменением петрографии пермских песчаников (литические и аркозовые арениты) по сравнению с девон-нижнекаменноугольными песчаниками (кварцевые арениты и сублитические арениты).

Среди обломочных цирконов из пород перми многочисленны зерна с возрастными кристаллизации, близкими к возрасту седиментации, а петрографический анализ показал присутствие обломков вулканических и метаморфических пород. Следовательно, потенциальным источником сноса был ороген с синхронной магматической активностью. Немногочисленные палеопротерозойские и неопротерозойские цирконы характеризуется значениями $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от +11 до -9, что свидетельствует о смешении ювенильных и древнекорковых компонентов при их кристаллизации. Значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ в цирконах ранне-среднепалеозойской популяции варьируют от -12 до +11, при этом большинство кристаллов имеет слабо отрицательные или положительные значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, что указывает на ювенильный магматический источник при их кристаллизации и существенно отличается от подстилающих отложений. Преобладающая каменноугольно-пермская популяция обломочных цирконов демонстрирует широкий диапазон значений ϵ_{Hf} от -10 до +8, что позволяет предположить участие как ювенильной, так и более древней коры при их кристаллизации, что типично для магматизма, связанного с окраинно-континентальными дугами (Griffin et al., 2002).

Каменноугольно-пермский магматизм широко распространен в Урало-Монгольском складчатом поясе, как и раннепалеозойские магматические и вулканические породы (Пучков, 2009; Дегтярев, 2012 и

ссылки в этих работах), которые могли являться источником цирконов этого возраста в пермских песчаниках. Этот складчатый пояс был источником обломочного материала для многих бассейнов осадконакопления. В Главе 2 показано, что он был источником сноса для каменноугольных и пермских отложений севера восточной Сибири и, несомненно, поставлял обломочный материал на Восточно-Европейскую платформу и окружающие шельфовые бассейны. Возрастные спектры обломочных цирконов в отложениях, чьим источником терригенных зерен являлись восточный (для Сибирской платформы) (Ershova et al, 2016a) и западный (для Восточно-Европейской платформы, шельфов морей Баренцева и Печерского) (Чистякова и др., 2022; Lorenz et al., 2013) фланги Урало-Монгольского складчатого пояса, очень похожи, особенно в палеозойской части распределения возрастов. Единственным отличием является присутствие в пермских песчаниках Восточно-Европейской платформы и арх. Новая Земля мезопротерозойских цирконов, которые единичны в пермских отложениях Сибири. Также для цирконов из пермских отложений Сибирской платформы характерно присутствие значимых популяций 1850–1900 млн лет и 2500–2600 млн лет, которые отражают этапы становления фундамента Сибирского континента. В образцах же из пермских отложений арх. Новосибирские острова докембрийские зерна малочисленны, и, скорее, распределение их возрастов схоже с отложениями, для которых источником сноса кластики выступала западная часть Урало-Монгольского складчатого пояса, но это требует дальнейшего подтверждения.

В целом, проведенные нами исследования девон-пермских отложений Новосибирских островов показали, что возраста цирконов из девон-каменноугольных отложений сопоставляются с магматическими и метаморфическими событиями на континенте Балтика и в складчатых поясах его северного и восточного обрамления (в современных координатах). На архипелаге проявлено деформационное событие на рубеже среднего и позднего девона, подчеркнутое угловым несогласием на о. Котельный и значительным (до 6 км) подъемом территории о-вов Де-Лонга.

Это событие коррелируется с завершающими стадиями деформационных событий каледонид и/или элсмирской/романцовской орогенией, проявленной в террейнах Северной Америки (см. Главу 6). Наши выводы указывают на то, что архипелаг Новосибирские острова имеет не перисибирское происхождение. Пермские отложения имеют другой источник сноса и являются продуктами размыва Урало-Монгольского складчатого пояса, вероятно, его западной части.

ТРЕТЬЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Источниками сноса для девонско-нижнекаменноугольных осадочных отложений арх. Новосибирские острова являлись комплексы фундамента континента Балтика и орогенов его северного и восточного обрамления (Каледонского, Гренвильско-Свеконорвежского, Тиманского). Резкая смена источников сноса терригенного материала произошла в пермское время, когда в этот осадочный бассейн стал поступать обломочный материал с Урало-Монгольского орогена после закрытия Уральского палеоокеана.

Глава 5. Архипелаг Земля Франца Иосифа (ЗФИ)

Глава. 5.1. Общие сведения о геологическом строении

Архипелаг ЗФИ расположено вдоль северо-восточной окраины Баренцева моря (рис.5.1). Баренцевоморский осадочный бассейн представляет собой один из наиболее перспективных регионов углеводородных ресурсов в Арктике. Однако если норвежская часть Баренцева моря покрыта густой сетью сейсмических профилей и вскрыта многочисленными скважинами, то российская часть изучена значительно слабее.

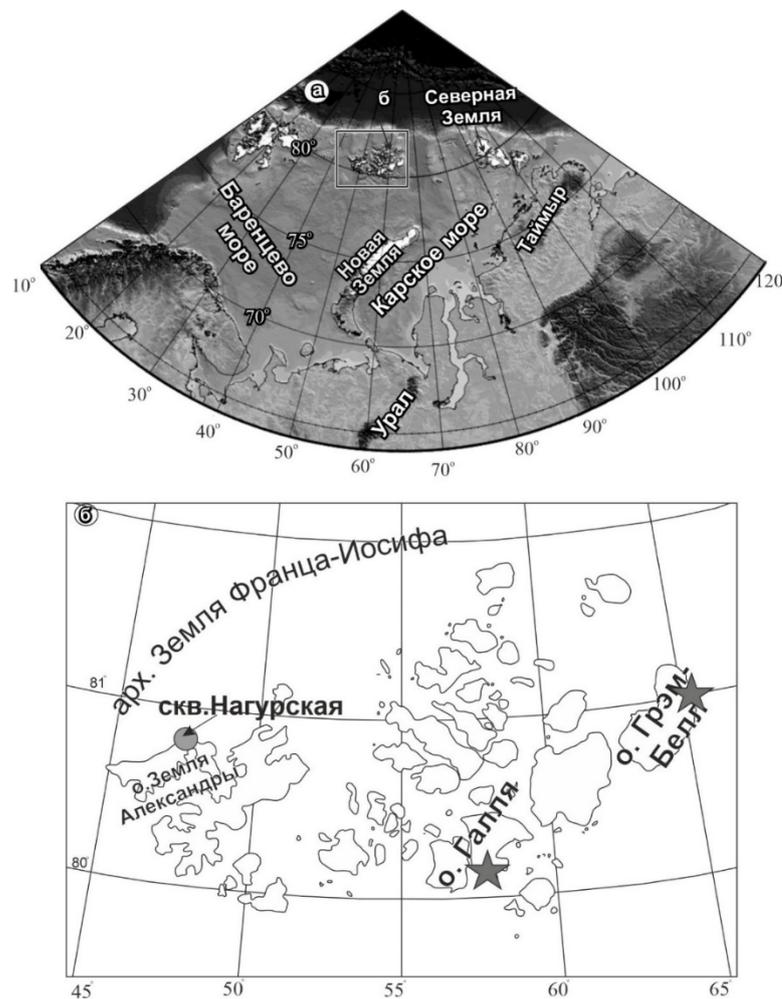


Рис. 5.1. Расположение изученных разрезов нижнеюрских конгломератов (указаны звездочкой) и положение скважины Нагурская, вскрывшей верхнепалеозойский разрез.

На сегодняшний день осадочная последовательность российской части Баренцева моря вскрыта лишь несколькими скважинами, пробуренными в южной части бассейна, и четырьмя скважинами, пробуренными на суше на архипелаге ЗФИ. Архипелаг ЗФИ представляет ключевой регион, где мезозойская

последовательность северо-востока баренцевоморского шельфа обнажена на суше для геологического изучения (рис.5.2).

Шельф Баренцева моря предположительно подстилается неопротерозойским и палеозойским фундаментом (Drachev et al., 2010; Drachev, 2016; Henriksen et al., 2011; Pease et al., 2014; Верниковский и др., 2013 и ссылки в них). Возраст и протяженность различных структурных областей фундамента на баренцевоморском до сих пор дискутируются (например Drachev, 2016; Ershova et al., 2018a; Henriksen et al., 2011 и ссылки там). Западная часть шельфа Баренцева моря подстилается каледонским фундаментом, что не вызывает значительных вопросов (например Gee et al., 2008; Drachev, 2016 и ссылки в ней).

Однако существует несколько различных тектонических моделей строения фундамента к востоку от арх. Шпицбергена, особенно его глубокопогруженной восточной части. Некоторые модели предполагают, что лишь арх. Шпицберген и акватория вокруг него представляет собой восточную границу каледонского фронта деформации, в то время как другие модели предполагают, что каледонские деформации простирались далее на восток до Новой Земли или даже дальше на восток до Карского шельфа (см. подробное обсуждение в Ershova et al., 2018a).

Мощный палеозой-мезозойский осадочный чехол шельфа Баренцева моря выполняет серию крупных глубокопогруженных впадин, разделенных локальными поднятиями (Drachev et al., 2016; Henriksen et al., 2011). В российской части Арктики на большей части шельфа Баренцева моря расположен Восточно-Баренцевский мегапрогиб, простирающийся более чем на 1000 км в субдолготном направлении и на 400–450 км в субширотном направлении (Drachev et al., 2016).

При этом домезозойская последовательность северо-восточной части Баренцева моря изучена в основном по данным сейсморазведки (Басов и др., 2009; Drachev et al., 2010; Drachev, 2016, Henriksen et al., 2011; Макарьев, 2006, 2011 и ссылки в этих работах) и вскрыта только в скважине Нагурская, пробуренной в самой западной части ЗФИ (рис. 5.1). Таким образом, новые данные по домезозойской стратиграфии ЗФИ существенно помогут расшифровать геологическую эволюцию северо-востока баренцевоморского шельфа в палеозое.

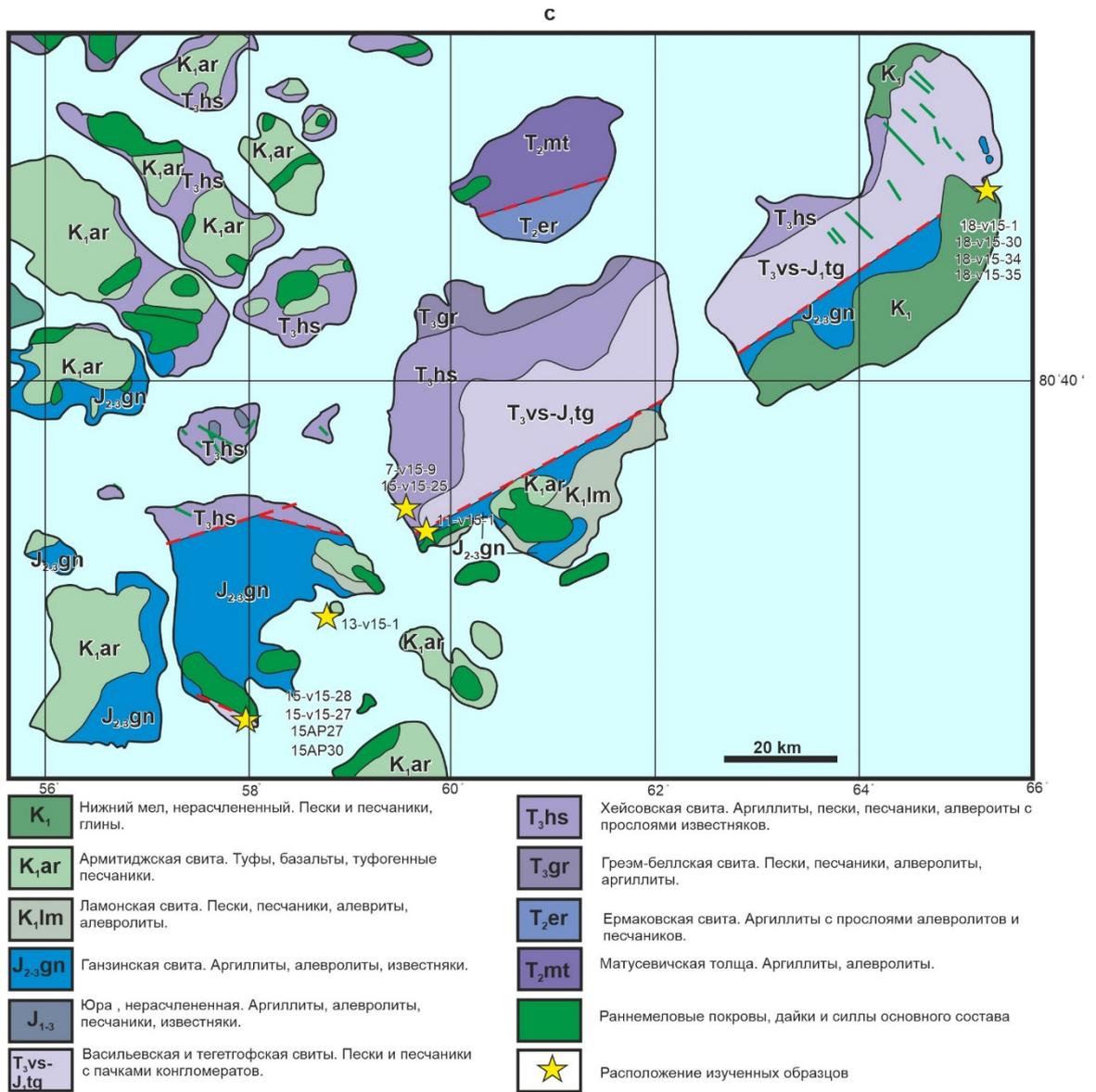


Рис. 5.2. Геологическая карта юго-восточной части арх. ЗФИ (с упрощениями по Макарьев, 2006, 2011; Ershova et al., 2022a).

5.2. Стратиграфия

В пределах архипелага на дневную поверхность выходят триас-меловые отложения (рис.5.2). Палеозойские толщи вскрыты в скважине Нагурская на о. Земля Александры (Макарьев, 2006, 2011), залегают на деформированных метаморфизованных протерозойских породах фундамента с угловым несогласием и сложены ниже-верхнекаменноугольными терригенно-карбонатными отложениями (вскрыты на глубине 1740–1895 м) (Граumberг и др., 1985; Макарьев, 2006).

А.А. Макарьев (2006) выделяет в пределах ЗФИ дежневскую, кропоткинскую и книповичскую свиты верхнего палеозоя.

Дежневская свита вскрыта в скв. Нагурская в интервале 1740–1895 м (общая мощность 102 м без учета силлов пород основного состава). Она сложена чередующимися пачками светлых кварцевых песчаников и темноцветных глинистых алевролитов, аргиллитов с пластами каменного угля. Характерной особенностью является присутствие углефицированных остатков и линзочек графитизированного угля. Возраст свиты по листовой флоре определен как ранний–средний карбон.

К кропоткинской свите относятся отложения, вскрытые в скв. Нагурская в интервале 1657–1740 м. Они со стратиграфическим несогласием залегают на терригенных отложениях дежневской свиты и представлены органогенно-обломочными крупнокристаллическими известняками. Возраст кропоткинской свиты по находкам брахиопод и фораминифер определен как поздний карбон–ранняя пермь. К сожалению, в опубликованной литературе отсутствуют описания этих находок и не приводятся их изображения.

На пляже о. Виктория, расположенном в 150 км к западу от ЗФИ, найдены многочисленные обломки доломитов и доломитизированных известняков с остатками фузулинид, среди которых отмечены виды *Profusulinella prisca* и *P. cf. gorskyi*. А.А. Макарьев (2006) считал, что эти обломки являлись либо ксенолитами разрушенных мезозойских интрузий, либо гальками размывтых юрских конгломератов, а их происхождение связывал с обособленной и скрытой под более поздними отложениями толщей известняков и доломитов, выделяемой им в самостоятельную книповичскую свиту башкирского возраста. В скв. Нагурская этот интервал разреза либо выпадает, либо ему отвечает какая-то часть дежневской

свиты. Следует заметить, что на разных островах ЗФИ в гальках четвертичных отложений были обнаружены не только башкирские фузулиниды, но также московские и даже сакмарские виды (Давыдов, 1997). Среднекаменноугольные неопределимые до рода представители подсемейства *Fusuliniinae* встречены также в гальках верхнетриасово-юрских конгломератов (Дибнер, 1970).

5.3. Уран-свинцовое датирование цирконов из нижнекаменноугольных песчаников скв. Нагурская

Нижнекаменноугольные отложения скв. Нагурская охарактеризованы двумя образцами, отобранными с глубин 1777 и 1779.1 (рис. 5.3).

Образец 1777. Восемьдесят процентов датированных зерен имеют докембрийский возраст (рис. 5.3). Архейские зерна единичны, палеопротерозойские зерна в основном кристаллизовались в возрастном диапазоне 1750–1600 млн лет. Мезопротерозойские цирконы (27%) преимущественно отвечают возрастным диапазонам 1600–1400 и 1100–1000 млн лет, в то время как неопротерозойские зерна составляют 25 % от проанализированной популяции и образуют серию пиков между 680 и 550 млн лет. Возраста палеозойских зерен группируются около 530 и 470 млн лет. В пробе присутствуют три зерна циркона с каменноугольными возрастными кристаллизации.

Образец 1779.1. Восемьдесят восемь процентов всех проанализированных зерен имеют докембрийский возраст. Архейские зерна единичные и не образуют значимых популяций, палеопротерозойские цирконы (16%) группируются в возрастном диапазоне 1700–1800 млн лет (рис. 5.3). Мезопротерозойские зерна (13%) имеют широкий разброс возрастов между 1000–1400 млн лет. Цирконы с неопротерозойскими возрастными кристаллизации (23%) образуют пики около 680, 600 и 550 млн лет. Палеозойские зерна (6%) – раннекембрийского и позднесилурийского-девонского возрастов. Два самых молодых зерна циркона имеют среднедевонский возраст кристаллизации.

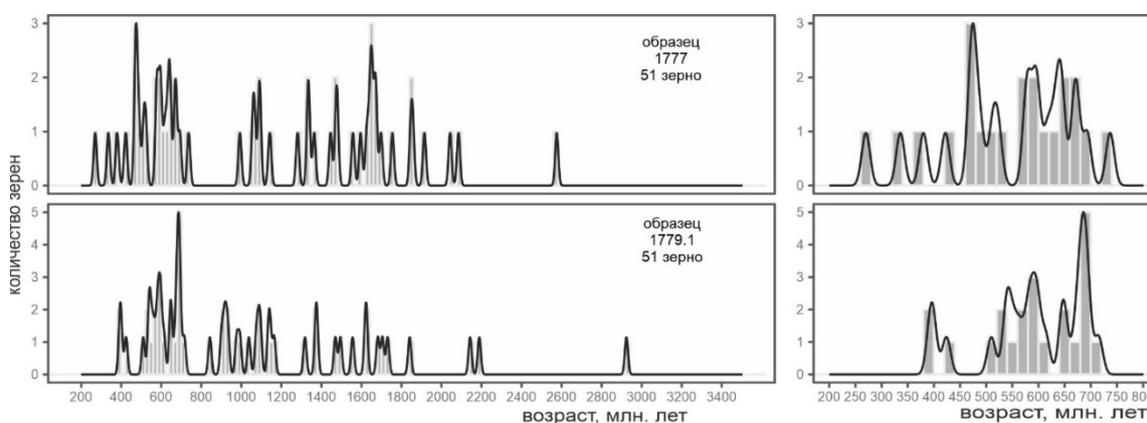


Рис. 5.3. Распределение возрастов обломочных цирконов из нижнекаменноугольных отложений скв. Нагурская.

5.4. Нижнеюрские конгломераты арх. ЗФИ и их значение при реконструкции домезозойской последовательности северо-востока Баренцева моря

Нами для реконструкции палеозойской последовательности и тектономагматических событий северо-востока баренцевоморского региона были детально исследованы петрографическими, биостратиграфическими и изотопно-геохронологическими методами гальки и валуны из нижнеюрских полимиктовых конгломератов юго-востока архипелага ЗФИ (Ершова и др., 2017б; Ershova et al., 2017, 2022a) (рис. 5.1, 5.4, 5.5).

Всего было изучено 284 гальки и валуна в четырех пробах, собранных из двух разрезов на островах Грэм- Белл и Галля (рис. 5.4.5.5).

Из большинства галек (за исключением кварцевых) были изготовлены шлифы и проведено петрографическое описание. Размеры изученных галек и валунов варьируют от 2 до 15 см, чаще всего от 5 до 10 см. По составу их можно разделить на четыре основные группы – магматические, метаморфические, осадочные и кварцевые. Гальки и валуны, сложенные обломочными породами, составляют от 0 до 26%, карбонатными – 10–22%, кремнистыми – 10–44%, интрузивными (в основном граниты) – 0–20%, эффузивными (в основном риолиты) – 7–12 %, метаморфическими – 17–25%, кварцем – 6–16 % (рис. 5.6).

Среди галек, представленных осадочными породами, по составу, выделяются три группы, сложенные обломочными горными породами, карбонатами и кремнями.

Карбонатные гальки представлены от частично до полностью перекристаллизованных разновидностей известняков и часто подвержены вторичному окварцеванию. Местами отмечены тонкие прожилки перекристаллизованного кальцита (рис. 5.7).

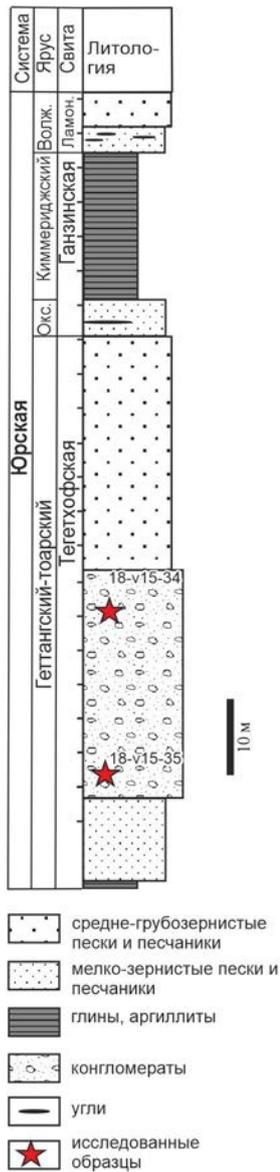


Рис. 5.4. Литологическая колонка и фотографии изученного разреза мезозойских отложений на острове Грэм-Белл и положение исследованных образцов из нижнеюрских конгломератов.

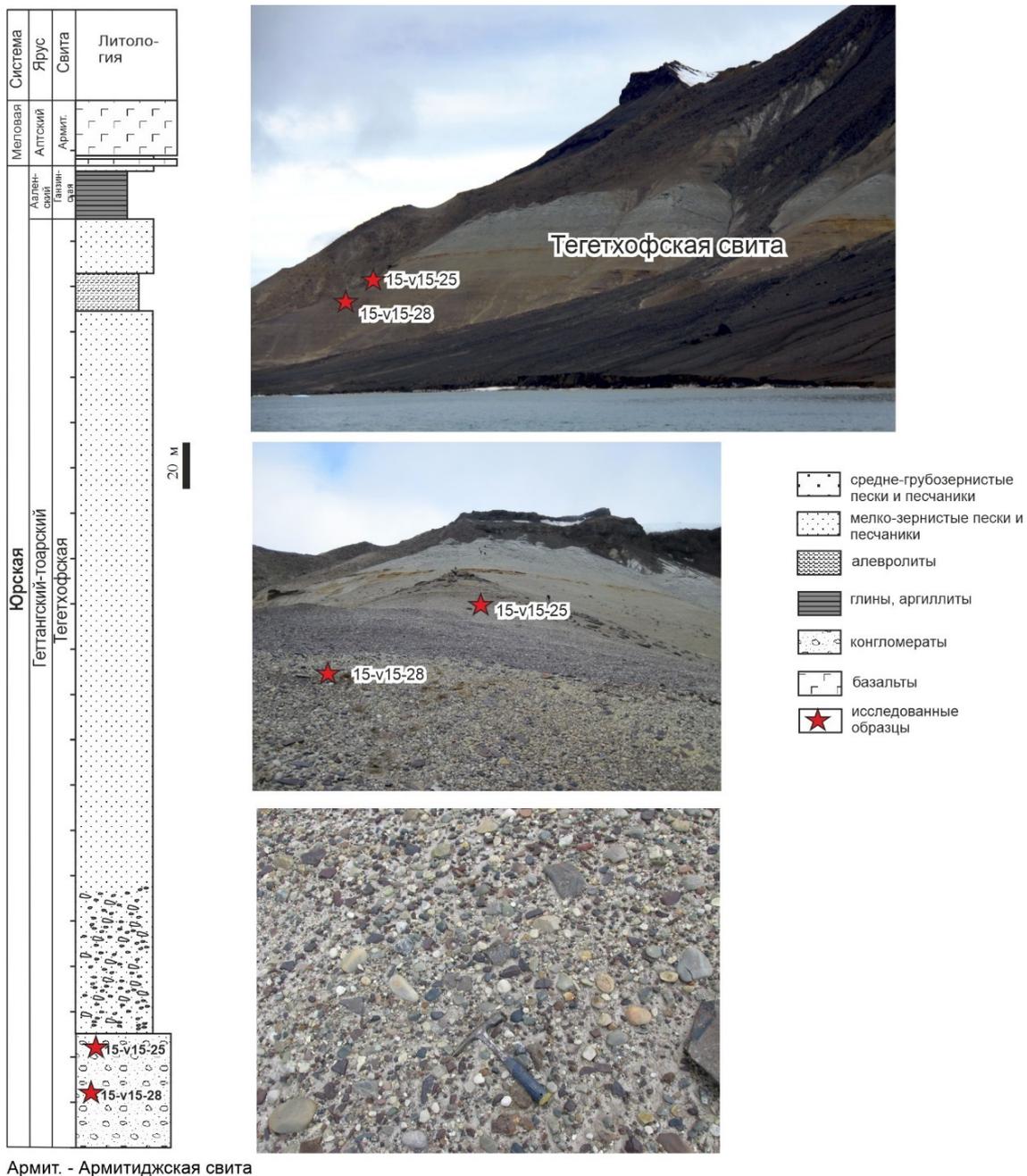


Рис. 5.5. Литологическая колонка и фотографии изученного разреза мезозойских отложений на о. Галля и положение исследованных образцов из нижнеюрских конгломератов.

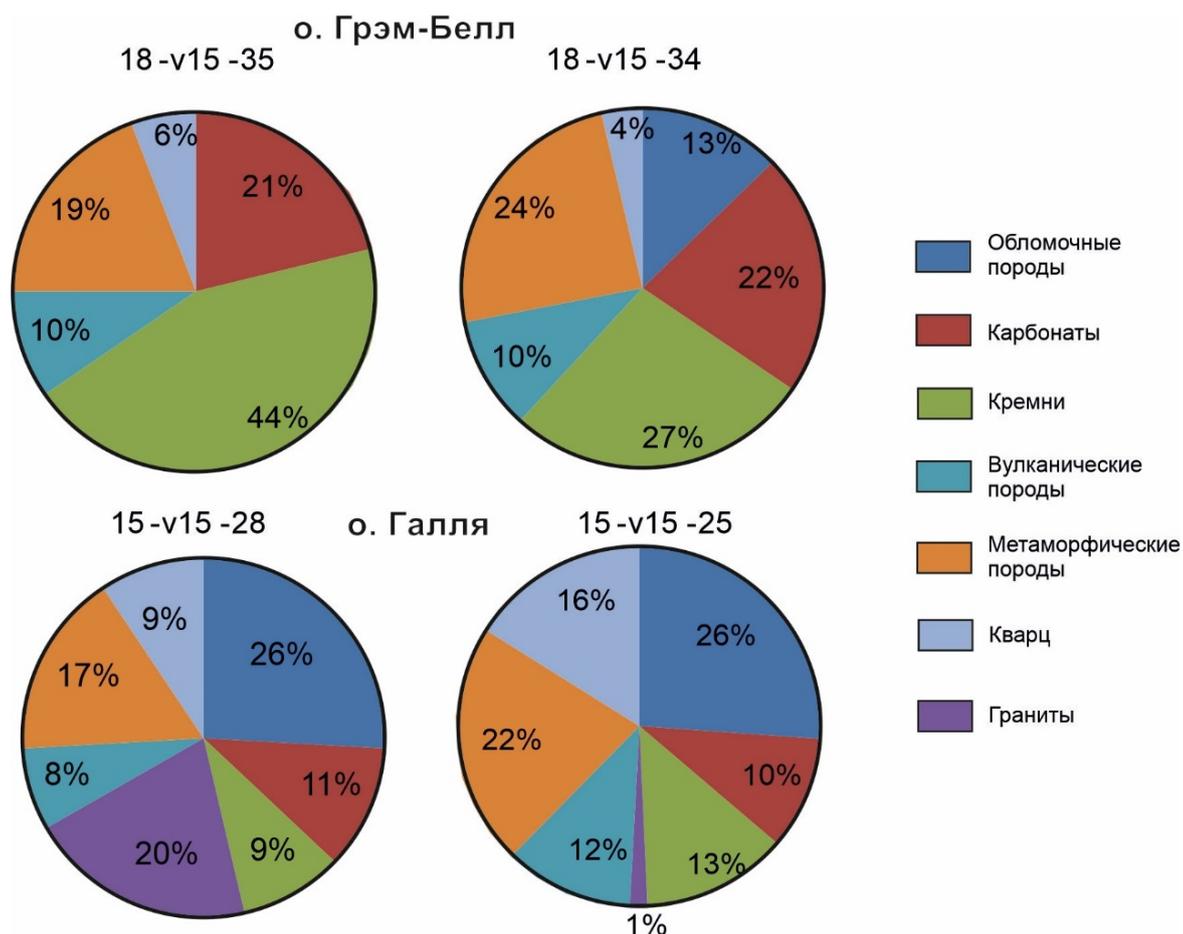


Рис. 5.6. Радиальные диаграммы, иллюстрирующие состав галек из нижнеюрских конгломератов арх. ЗФИ (Ershova et al., 2022a).

Среди карбонатных галек выделены следующие основные разновидности:

1) Плохо отсортированные фораминиферовые пак-вакстоуны, в которых встречаются следующие биокласты – фораминиферы, мшанки, водоросли, брахиоподы и таксономически неопределимые фрагменты, окруженные микритом.

2) Перекристаллизованные вакстоуны с мшанками, водорослями, иглами брахиопод и мелкими раковинами фораминифер. Большинство биокластов замещено кальцитовым спаритом, хотя некоторые из них имеют исходную микроструктуру.

3) Сильно окварцованные известняки, вероятно первичные микриты или вакстоуны, но из-за значительной вторичной проработки пород определимых биокластов в этих породах не обнаружено.

Важная информация для понимания стратиграфической последовательности среднего-верхнего палеозоя севера-востока баренцевоморского региона получена

при изучении фораминифер из галек окремненных известняков (определения фораминифер сделаны д.г.-м.н. Левен Э.Я., ГИН РАН).

Фораминиферы обнаружены в 25 шлифах, изготовленных из галек известняков. Детально изученные гальки известняков с фораминиферами различаются по структуре, особенностям состава, степени преобразованности и комплексам обнаруженных в них фораминифер. Среди них можно выделить:

1. Перекристаллизованные пак-вакстоуны. В детрите различаются фрагменты мшанок, водорослей, иглы брахиопод, а также немногочисленные и очень мелкие раковинки фораминифер. Последние большей частью имеют плохую сохранность и определяются неуверенно. С разной степенью достоверности среди них можно отметить присутствие родов *Dainella*, *Chernyshinella*, *Pseudoglomospira*, *Eolasiodiscus?*, *Eblanasia?*, *Archaeidiscidae* gen. indet. Все они, в целом, характерны для нижнего карбона. Некоторым уточнением возраста может служить единственная раковина *Biseriella minima* (Reitlinger) – вида, характерного для серпуховского и низов башкирского ярусов. Таким образом, возраст рассматриваемых известняков с большой вероятностью можно определить как серпуховский (определения д.г.-м.н. Левен Э.Я., Ershova et al., 2017).

2. Сильно измененные ожелезненные пакстоуны. Характерно присутствие многочисленных раковинок фузулинид, большая часть которых, скорее всего, принадлежит роду *Pseudostaffella*. Точнее об этом судить трудно из-за плохой сохранности. Кроме псевдоштаффелл отмечена одна раковина, которую более или менее уверенно можно отнести к роду *Profusulinella*. Основываясь на этих определениях возраст рассматриваемых известняков можно считать позднебашкирским (определения д.г.-м.н. Левен Э.Я., Ershova et al., 2017).

3. Плохосортированные пакстоуны, состоящие преимущественно из более или менее минерализованных раковин фузулинид и их обломков. Отмечаются также редкие фрагменты мшанок и водорослей, а также окатанные обломки шламовых известняков. Цемент карбонатный раскристаллизованный.

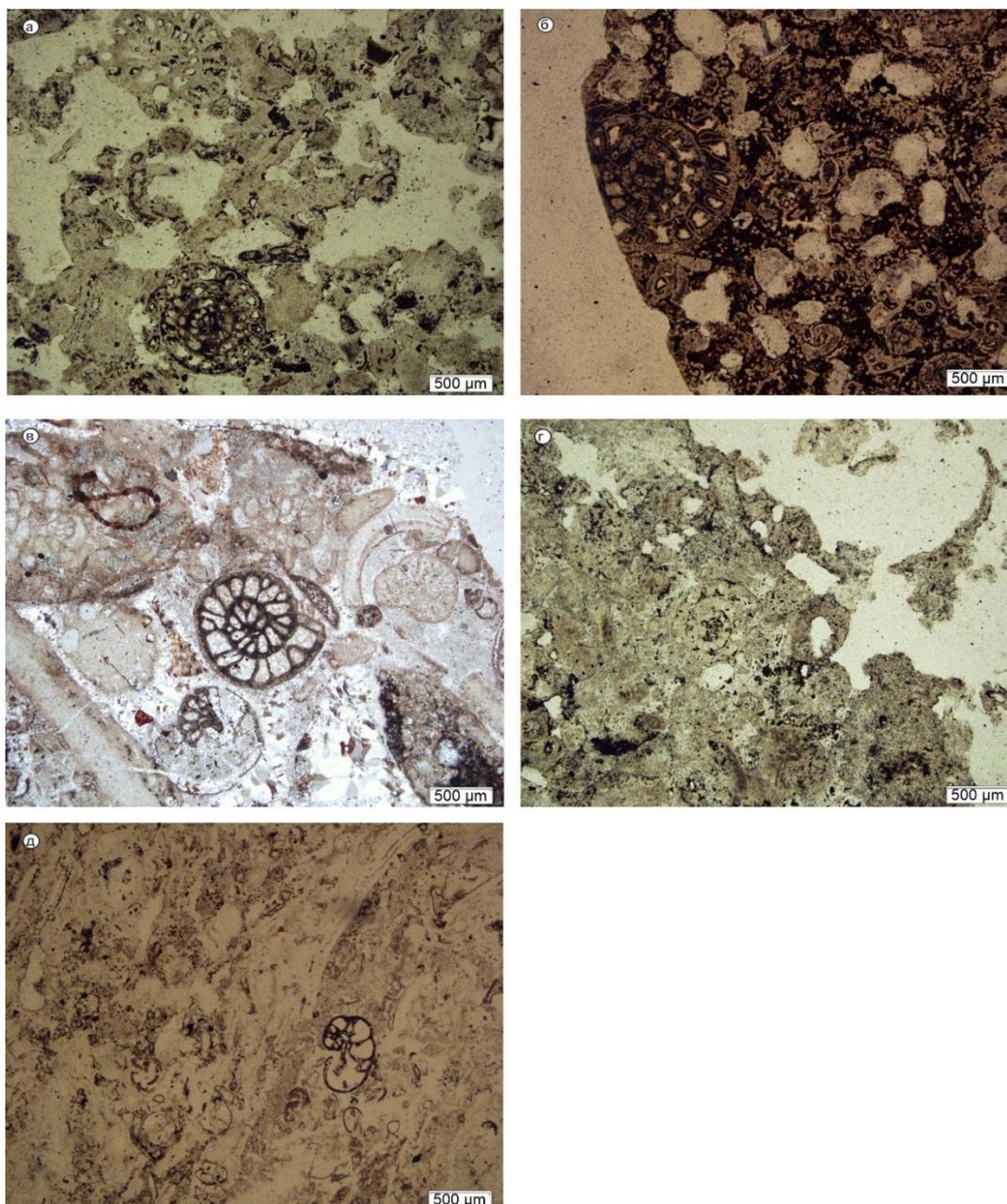


Рис. 5.7. Фотографии шлифов изученных карбонатных галек из нижнеюрских конгломератов. а – ожеженный фораминиферовый пакстоун, б – интенсивно ожеженный фораминиферовый пакстоун, в – фораминиферовый пакстоун, г – сильно перекристаллизованный фораминиферовый пакстоун, д – биокластический вакстоун.

Сохранность большей части фузулинид неудовлетворительная. Удалось идентифицировать следующие таксоны: *Eostaffella* sp., *Ozawainella* cf. *mosquensis* Rauser, *Schubertella* sp., *Quasifusulina* sp., *Pulchrella?* sp., *Kanmeraia* cf. *condensa* Solovieva, *Rauserites* ex gr. *postarcticus* (Rauser), *R. aff. parairregularis* (Grozdilova), *R. perlevis* (Grozdilova), *Rauserites* cf. *variabilis* Rosovskaya, *R. cf. petschoricus brevis*

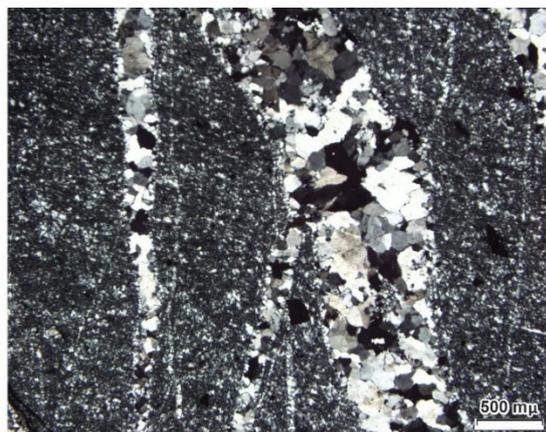
(Rauser et Beljaev), *R. cf. paraarcticus* (Rauser), *R. cf. atelicus* (Rauser), *R. cf. bashkiricus* Rosovskaya, *Rauserites* spp. (Ershova et al., 2017). Многочисленные раузеритесы, составляющие основу рассматриваемого комплекса, характерны для верхов касимовского и низов гжельского ярусов верхнего карбона Волго-Уральской области (Розовская, 1950, 1958; Раузер-Черноусова, 1958). Два из представителей этого рода – *Parairregularis* и *Perlevis* – описаны из айювинского горизонта Северного Тимана (Гроздилова, 1966), который, в целом, сопоставляется с гжельским ярусом. Род *Kanmeraia* известен из отложений касимовского, гжельского и ассельского ярусов. Вид *K. condensa* описан М.Н. Соловьевой (1984) из нижней части касимовского яруса Югорского полуострова, где ему сопутствуют многочисленные *Pulchrella*. Род *Ozawainella*, появившись в башкирское время, существовал до ранней перми включительно. Вид *O. mosquensis* наиболее характерен для отложений московского яруса, но может встречаться и выше. Род *Quasifusulina* возник в касимовском веке и существовал до конца ранней перми. Роды *Eostaffella* и *Schubertella* имеют широкое стратиграфическое распространение – от серпуховского и раннебашкирского времени до перми включительно. Основываясь на приведенных определениях возраст рассматриваемых известняков можно считать позднекасимовским или раннегжельским (определения д.г.-м.н. Левен Э.Я., Ershova et al., 2017).

Таксономический состав фузулинид, поддающихся идентификации, не отличается своеобразием и сопоставим с одновозрастными фузулинидовыми комплексами Волго-Уральской области, Тимана и Шпицбергена (Ershova et al., 2017).

Кремнистые гальки в основном состоят из кремнезема от аморфного до скрытокристаллического, тогда как микрокристаллический кварц образует более мелкие участки и прожилки (рис. 5.8). Радиолярии плохой сохранности можно было узнать по округлой форме. В некоторых образцах присутствуют первичные карбонатные биокласты очень плохой сохранности, полностью замещенные халцедоном.



Кремнистая порода, 18-v15-34/87



Кремнистая порода, 18-v15-34/9

Рис. 5.8. Фотографии шлифов представительных образцов из галек кремнистых пород.

Таким образом, изученные кремни представляют собой как первичные осадочные кремни, так и полностью окремненные карбонаты. Однако кремни, содержащие относительно хорошо сохранившиеся первично карбонатные биокласты (брахиоподы, мшанки, фораминиферы и др.), мы отнесли к окварцованным карбонатам, а не к первичным осадочным кремням. Кремни часто пронизаны кварцевыми жилами.

Среди галек, представленных обломочными породами, выделены две разновидности – сложенные песчаниками и аргиллитами. Аргиллиты имеют цвет от черного до темно-серого, состоят из глинистых минералов с редкими зернами кварца мелкой алевритовой величины, часто окремненные и пронизанные кварцевыми жилками.

Гальки, сложенные песчаниками, представлены кварцевыми аренидами и аркозовыми аренидами (рис. 5.9). Кварцевые арениды имеют сортировку от умеренной до хорошей, со средне- и хорошо окатанными зернами. Обломки представлены преимущественно мономинеральным кварцем с редкими обломками мелкозернистых кварцитов, сцементированы кремнистым, реже карбонатным цементом. Аркозовые арениды слабо или умеренно сортированы и состоят из кварца, полевого шпата и кремнистых литических зерен. Зерна угловатые или полуокатанные, сцементированы глинистым, кремнистым или карбонатным цементом.

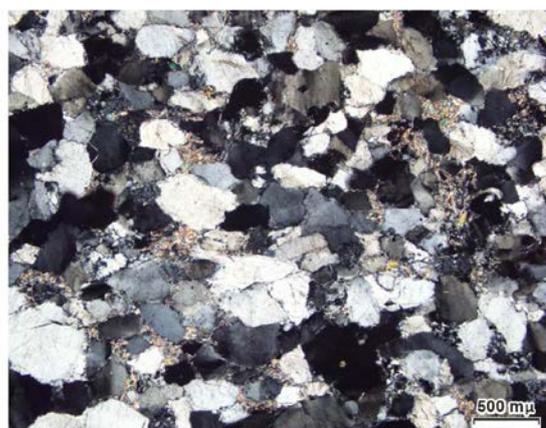
Гальки метаморфических пород в основном сложены кварцитами, реже кристаллическими сланцами (рис. 5.10). Кристаллические сланцы состоят из кварца,

мусковита, биотита и полевого шпата. Кварциты средне- и мелкозернистые, состоят из полуокатанных до хорошо окатанных зерен кварца с небольшими количествами серицита и хлорита. U-Pb датирование обломочных цирконов из трех галек, сложенных кварцитами, показало, что самый молодой возрастной кластер образует пик около 540–550 млн лет назад.

Максимальный возраст кварцитов (MDA), основанный на алгоритме расчета $YC2\sigma(3+зерна)$ (Dickinson, Gehrels, 2009), составляет от $525,2 \pm 15$ (образец 15-V15-25-1) до 506 ± 11 млн лет (образец 15-V15-28-15), что свидетельствует о их раннекембрийском или моложе возрасте (Ershova et al., 2022a).



Плохосортированный кварцевый аренит, 15-v15-25/10



Плохосортированный кварцевый аренит, 15-v15-25/12

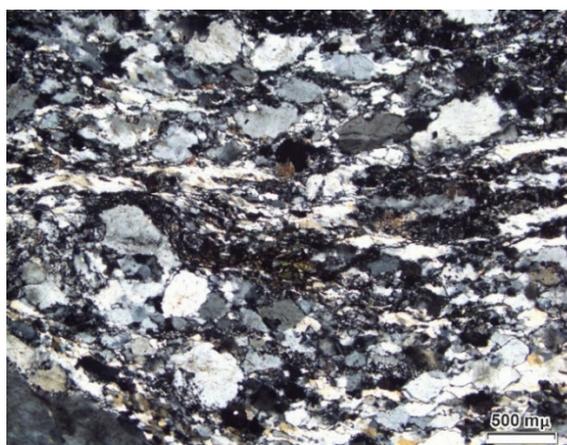


Плохосортированный акрозный аренит, 15-v15-25/10

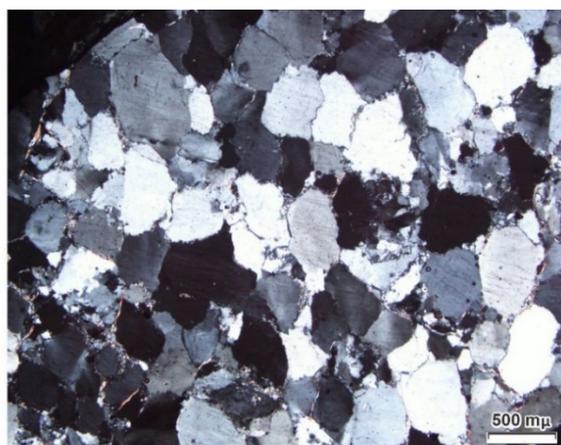


Плохосортированный акрозный аренит, 15-v15-25/50

Рис. 5.9. Фотографии шлифов представительных образцов из галек, сложенных песчаниками



Кварцит, 15-v15-28/27



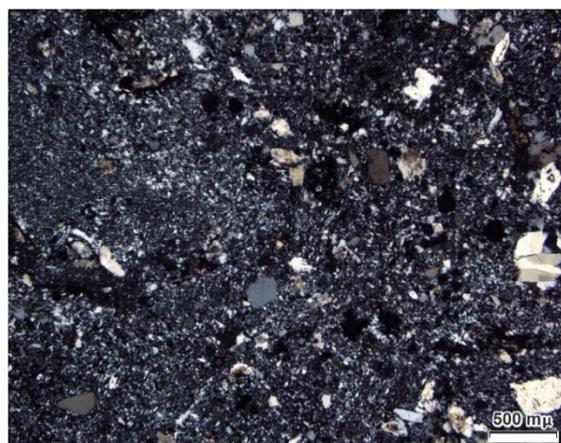
Кварцит, 18-v15-28/3

Рис. 5.10. Фотографии шлифов представительные образцов из кварцитовых галек.

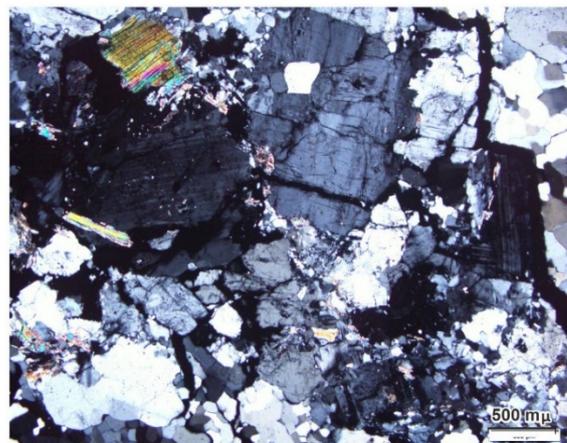
Гранитные гальки из юрских конгломератов о. Галля представлены средне- и крупнозернистыми гранитами с равнозернистой текстурой (рис. 5.11).



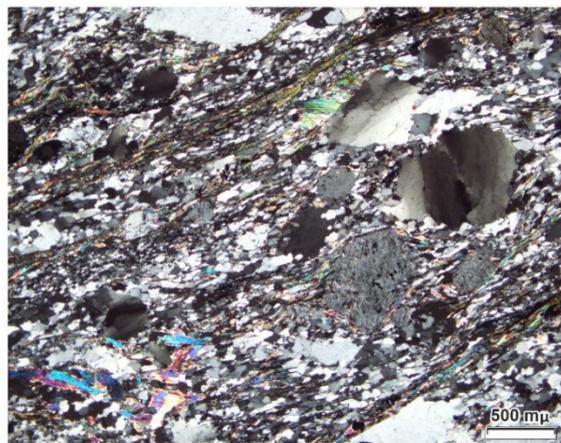
Риолит, 15-v15-28/18



Риолит, 15-v15-25/17



Гранит, 15-v15-28/4



Катаклазированный гранит, 15-v15-28/12

Рис. 5.11. Фотографии шлифов представительные образцов из галек магматических пород.

На дискриминантных диаграммах геодинамических обстановок формирования магматических пород (Pearce et al., 1984), в частности Rb – (Y + Nb) и Nb–Y, фигуративные точки преимущественно попадают в поля вулканических дуг и синколлизийных гранитоидов (Ershova et al., 2022a) (рис. 5.12).

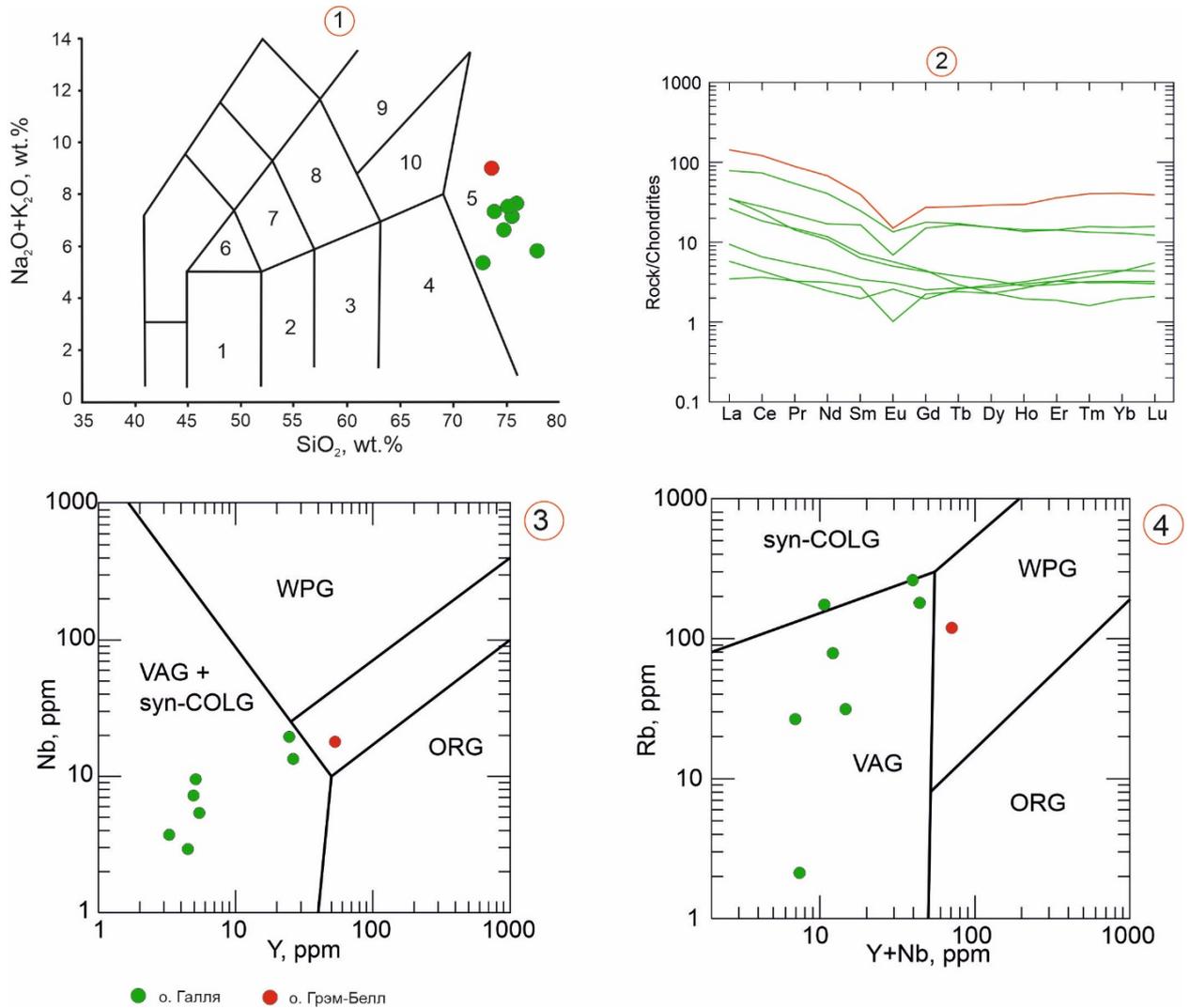


Рис. 5.12. Геохимические характеристики галек интрузивных пород: 1 – дискриминантная диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Middlemost, 1994). Поля диаграммы: 1 – габбро; 2 – габбро-диорит; 3 – диорит; 4 – гранодиорит; 5 – гранит; 6 – монцогаббро; 7 – монцодиорит; 8 – монцонит; 9 – сиенит; 10 – кварцевый монцонит; 2 – нормированные по хондриту (Sun, McDonough, 1989) распределение РЗЭ; 3, 4 – дискриминантные диаграммы геодинамических обстановок (Pearce et al., 1984) (поля гранитоидов: VAG – вулканические дуги, ORG – океанические хребты, WPG – внутриплитные, syn-COLG – синколлизийные) (Ershova et al., 2022a).

Для гранитных галек из нижнеюрских конгломератов о. Галля на основе U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов установлены позднепалеозойские возраста кристаллизации $363,0 \pm 1,1$, $345,3 \pm 0,81$, $328,4 \pm 1,1$ и 265 ± 2 млн лет (поздний девон, карбон–средняя пермь) (рис. 5.13) (Ершова и др., 2017).

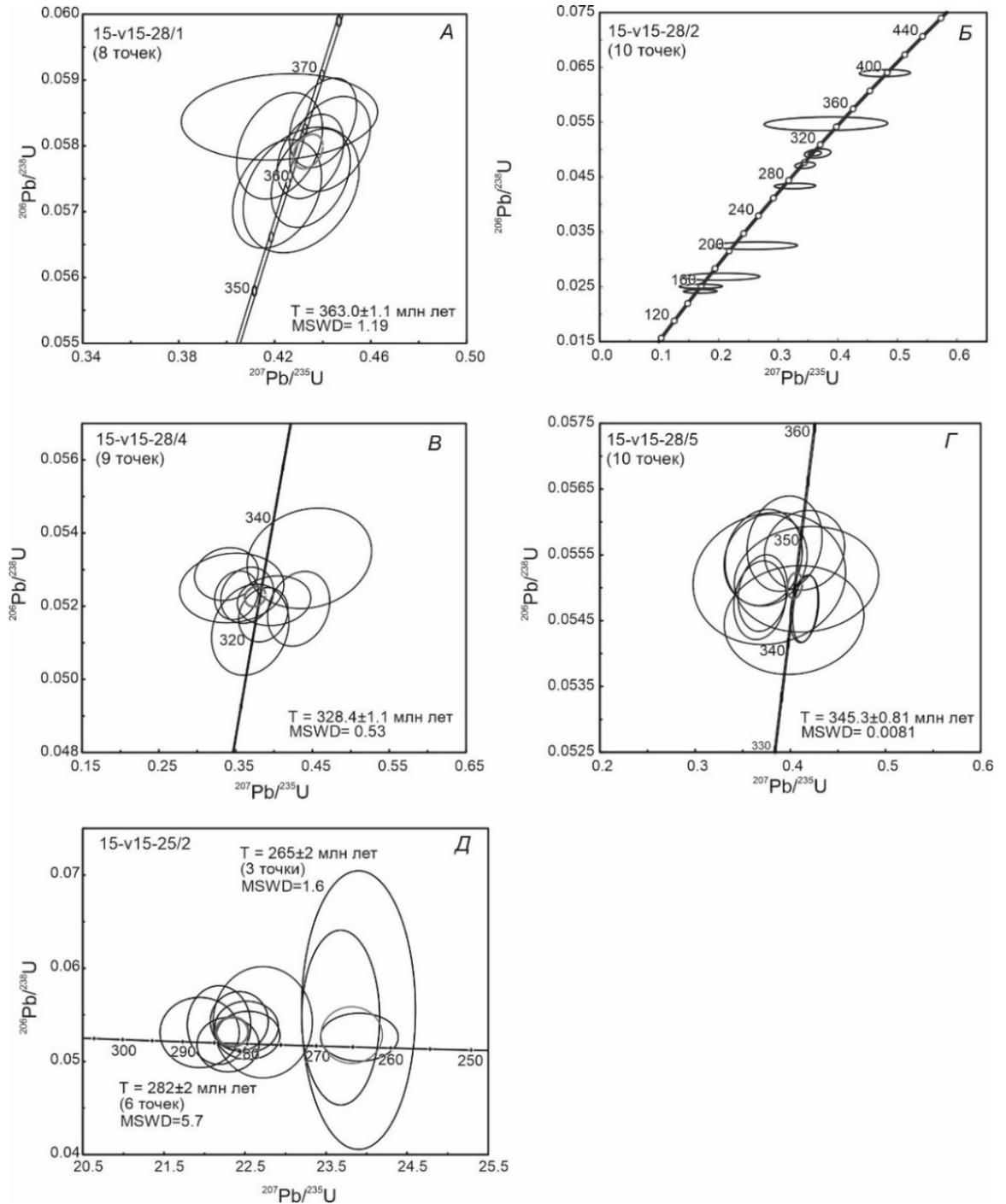


Рис. 5.13. Диаграммы с конкордией для цирконов из датированных галек магматических пород из нижнеюрских конгломератов о. Галля (Ершова и др. 2017).

Гранитная галька с о. Грэм-Белл (обр. 18-V15-34) сложена среднезернистым биотит-амфиболовым гранитом с равносторонней текстурой. На дискриминантных диаграммах геодинамических обстановок формирования магматических пород (Pearce et al 1984) фигуративная точка состава попадает в поле внутриплитных гранитоидов (Ershova et al., 2022a) (рис. 5.12). U-Pb (SHRIMP) датирование цирконов из этого образца показало, что восемь из десяти проанализированных зерен группируются в конкордатный возраст $520,2 \pm 1,3$ млн лет (ранний кембрий) (рис. 5.14).

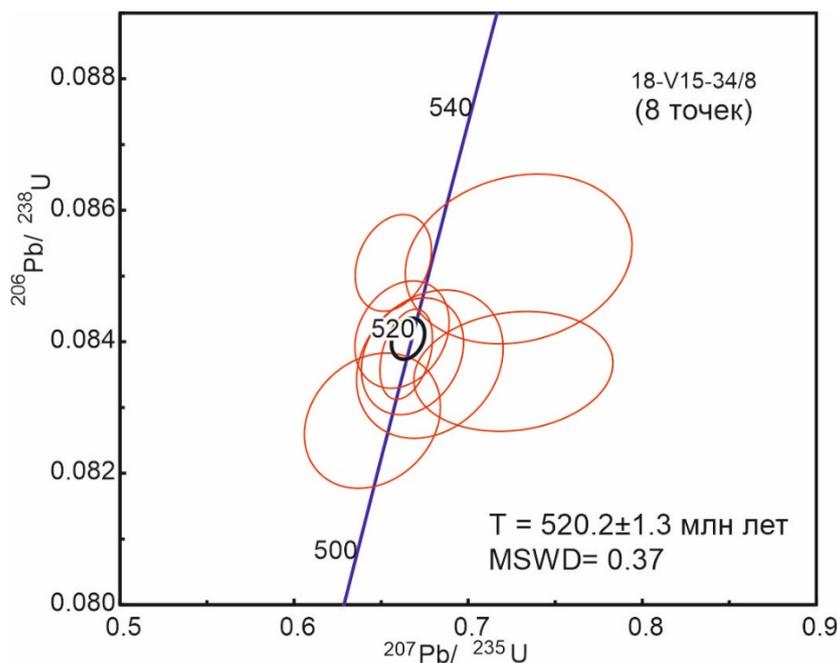


Рис. 5.14. Диаграмма с конкордией для цирконов датированной гальки из нижнеюрских конгломератов о. Грэм-Белл (Ershova et al., 2022a).

В обоих изученных разрезах присутствуют гальки кислых вулканических пород. Однако их возраст не определен, поскольку из них не удалось извлечь цирконы. Эффузивные породы относятся к риолитам с порфировой текстурой. Содержание кристаллов колеблется от 20 до 40 %, вкрапленники представлены кварцем и плагиоклазом в сферолитовой основной массе. Геохимическая характеристика изученных галек, следующая: SiO_2 – 68,1–84,1%, Na_2O – 1,86–5,56%, K_2O – 0,24–11,39%. На основе химического состава эти породы классифицируются как риолиты, трахиты и трахидациты (рис. 5.15).

Широкое развитие магматических пород позднего палеозоя на северо-востоке Баренцева моря также подтверждается распределением возрастов обломочных

цирконов из песчаников верхнего триаса–мела арх. ЗФИ (Ershova et al., 2022a). Подобное заключение основано на грубозернистом характере верхнетриасовых–нижнеюрских отложений, что указывает на близко расположенный источник сноса. Среди датированных обломочных цирконов многочисленная популяция имеет возрастной диапазон 320–360 млн лет (Ershova et al., 2022a).

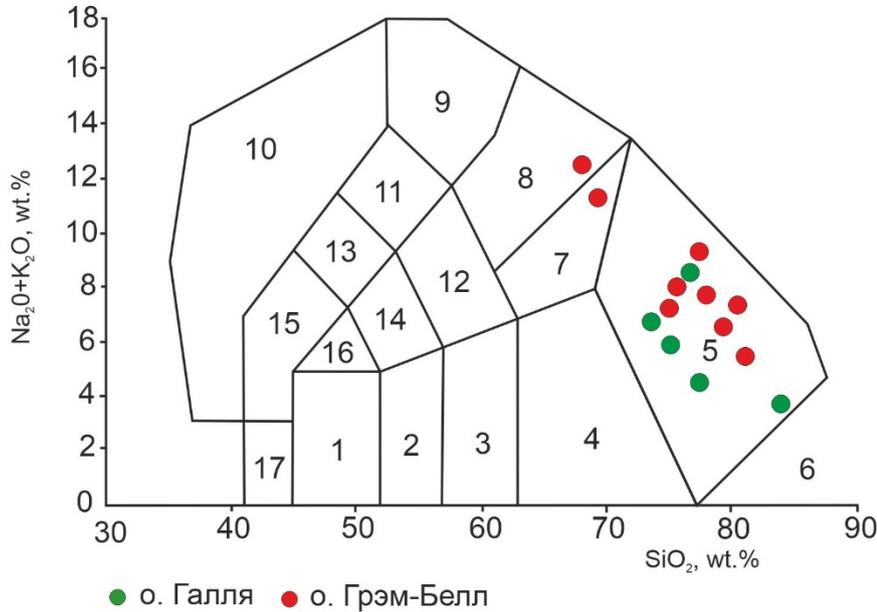


Рис .5.15. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ для галек эффузивных пород арх. ЗФИ (Middlemost, 1994). Поля диаграммы: 1 – базальт, 2 – андезибазальт, 3 – андезит, 4 – дацит, 5 – риолит, 6 – силексит, 7 – трахидацит, 8 – трахит, 9 – фонолит, 10 – фойдит, 11 – тефрифонолит, 12 – трахиандезит, 13 – фонотефрит, 14 – трахиандезибазальт, 15 – тефрит, 16 – трахибазальт, 17 – пикробазальт.

5.5. U-Pb датирование и геохимия обломочных рутилов для реконструкции домезозойской последовательности северо-востока Баренцева моря

Нами проведено также U-Pb датирование обломочных рутилов из мезозойских отложений арх. ЗФИ и дана их геохимическая характеристика (Ershova et al., 2024). Обломочные рутилы позволяют получить дополнительную информацию о возрасте метаморфизма и составе источника сноса терригенных пород, и существенно дополняют реконструкции, основанные на датировании обломочных зерен цирконов (Meinhold, 2010; Thomsen et al., 2015; Pereira et al., 2020; Rösel et al., 2019).

Геохимическая характеристика обломочных рутилов указывает на широкое развитие метапелитовых толщ в источнике сноса при подчиненном значении

метаосновных пород (рис. 5.16). Температуры кристаллизации рутилов были рассчитаны с использованием калибровки (Triebold et al., 2012) на основе термометра Томкинса (Tomkins, et al., 2007). Рассчитанные температуры образования рутила показали, что большинство зерен сформировались при амфиболитовой фации метаморфизма и в меньшей степени – из метаморфических пород зеленосланцевой и гранулитовой фаций (рис. 5.17).

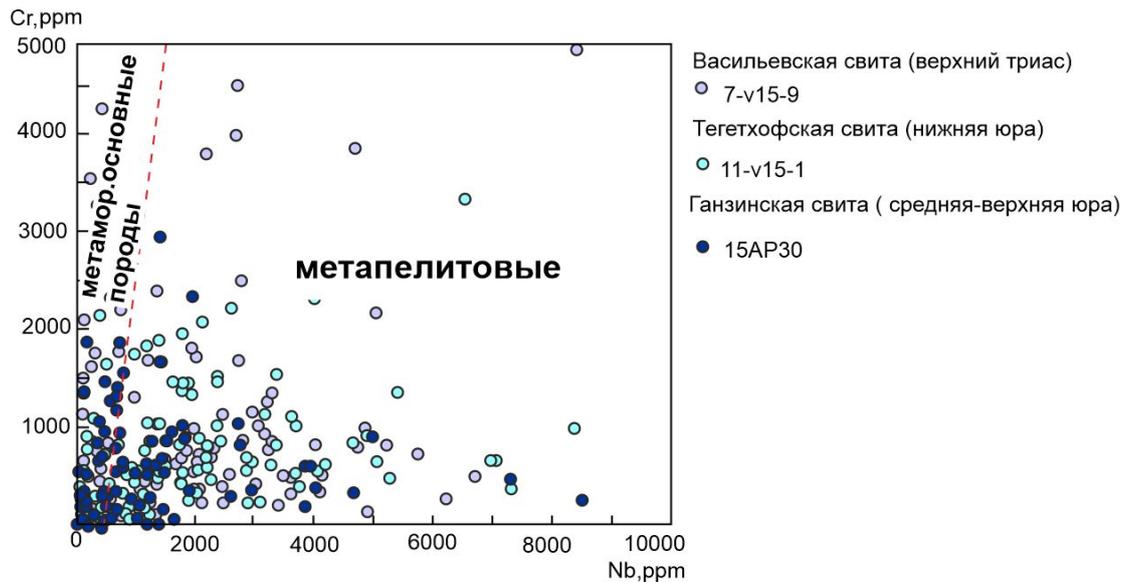


Рис. 5.16. Диаграмма отношений Cr–Nb в обломочных рутилах из верхнетриасовых–юрских пород арх. ЗФИ (по Triebold et al., 2012).

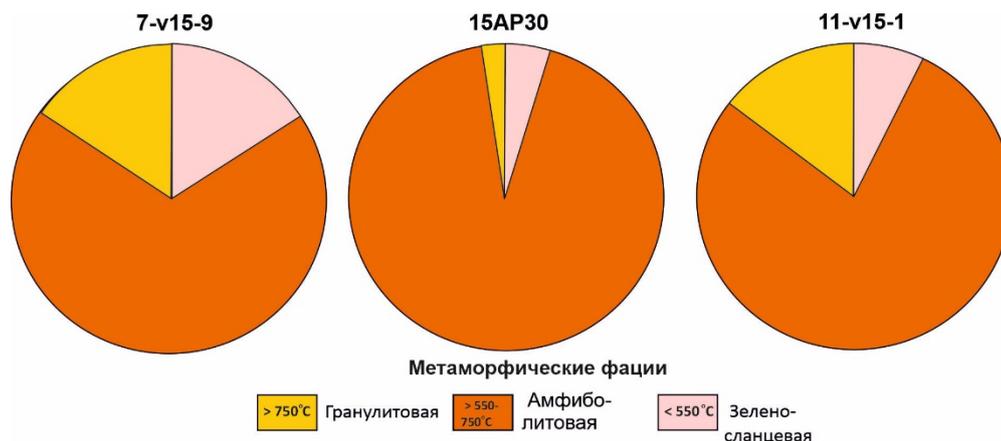


Рис. 5.17. Круговые диаграммы, показывающие процентное содержание пород различных метаморфических фаций в источнике обломочного рутила. Температуры метаморфизма по Bucher, Grapes, 2011.

Нам в настоящем исследовании наиболее интересны средне-позднепалеозойские возраста рутитов, т.к. они свидетельствуют об разновозрастных метаморфических событиях в их источнике. Так, в пробе 7-v15-9 присутствуют многочисленные обломочные рутиты среднего-позднего девона, однако в других образцах они не образуют столь значимых популяций. Наиболее многочисленные популяции обломочного рутита указывают на основные метаморфические события, произошедшие 350–320 млн лет назад и вновь между 280–260 млн лет назад (рис. 5.18).

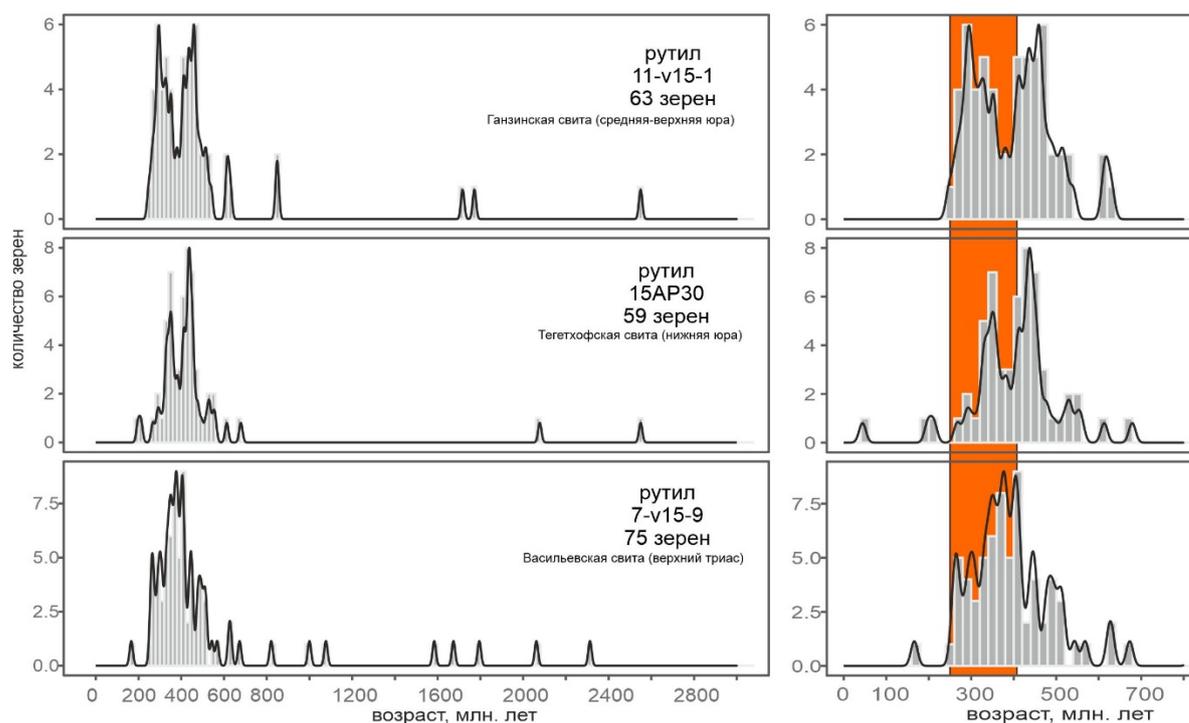


Рис. 5.18. Распределение возрастов обломочных рутитов из верхнетриасовых–юрских отложений арх. ЗФИ (Ershova et al., 2022a).

5.6. Реконструкции домезозойской последовательности северо-востока

Баренцева моря

Детальное изучение полимиктовых конгломератов позволило реконструировать состав и возраст домезозойской последовательности арх. ЗФИ и прилегающих территорий Баренцева моря. Размеры валунов и галек, а также их незрелый пестрый состав позволяют предположить, что источник сноса располагался вблизи изученных разрезов.

Раннекембрийские кварциты являются древнейшими породами и обнаружены в гальках из обоих изученных разрезов. Кроме того, возраст кристаллизации ($520,2 \pm 1,3$ млн лет назад) гранита гальки из самой восточной части арх. ЗФИ (о. Грэм-Белл) близок к MDA, рассчитанному для кварцитовых галек. Это позволяет предположить, что тиманский (венд(?)-раннекембрийский) магматизм распространялся до северо-восточной части баренцевоморского шельфа (современные координаты) (Ershova et al., 2022a). Вероятно, кембрийские кварциты составляют единый структурный этаж вместе с мезо-неопротерозойскими метаморфическими комплексами вскрытыми в скв. Нагурская. Следующим событием, которое возможно предположить на основе проведенных исследований, является позднедевонский–раннекаменноугольный гранитоидный магматизм (363–322 млн лет назад) (Ершова и др., 2017б). Это магматическое событие малоизвестно для баренцевоморского региона, хотя существуют помимо наших и другие косвенные данные о его проявлении здесь. Так, на поднятии к северу от о. Виктория при драгировании на семи станциях в древе присутствуют слабоокатанные гальки гранодиоритов и гранитов, гранито-гнейсов и амфиболитов, в количестве до 10%. Возраст неизменных разностей этих гранитоидов на основе ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования составляет от 369 до 344 млн лет (Макарьев, 2006). А.А. Макарьев (2006) предположил, что изученные обломки гранитоидов были перенесены из морского поднятия, расположенного вблизи от донных станций, что свидетельствует о развитии позднепалеозойского магматизма на шельфе к западу от арх. ЗФИ. Эти ^{40}Ar - ^{39}Ar возраста аналогичны полученным нами U-Pb датировкам галек гранитоидов из нижнеюрских конгломератов. Это является дополнительным доказательством того, что девон-раннекаменноугольный магматизм распространен более широко в исследуемом регионе, чем предполагалось ранее. Более того,

распределения возрастов обломочных цирконов и рутилов из верхнетриасовых-юрских отложений арх. ЗФИ также указывают на развитие позднепалеозойского магматизма и метаморфизма в исследуемом регионе. Однако необходимы дальнейшие исследования, чтобы придать этому предположению дополнительные аргументы.

Изученные эффузивные гальки не имеют достоверной возрастной привязки. Таким образом, мы лишь можем предположить, что они, вероятно, связаны с позднепалеозойским кислым магматизмом.

Базальные толщи карбона в скв. Нагурская представлены плохо сортированными континентальными песчаниками, которые можно предположительно считать источником изученных галек, сложенных плохо сортированными аркозовыми аренидами. Вероятно, их накопление указывает на завершение тектоно-магматической активности конца девона – начала карбона. Проведенное нами U-Pb датирование обломочных цирконов (рис. 5.3) из песчаников скв. Нагурская показало, что наиболее многочисленные популяции имеют мезопротерозойские и позднепротерозойские–раннекембрийские возраста. Популяция обломочных цирконов в возрастном диапазоне 1300–900 млн лет может быть сопоставлена с магматическими и метаморфическими событиями в Гренвильско-Свеконорвежском орогене (Bingen et al., 2008а,б; 2021, Granseth, 2021; McLelland et al., 2010; Pedersen et al., 2009; Rivers et al., 2008). Наиболее многочисленной популяцией цирконов является позднепротерозойская–раннекембрийская (около 650–520 млн лет), которая близка возрасту магматизма и метаморфизма в Тиманском орогене (Кузнецов, 2007, 2008; Gee et al., 2006; Gee, Pease, 2004; Kuznetsov et al., 2010). Также возрасты обломочных цирконов из нижнекаменноугольных отложений в скв. Нагурская близки времени кристаллизации обломочных цирконов из галек кембрийских кварцитов из нижнеюрских конгломератов (Ershova et al., 2022а), а многочисленные цирконы мезопротерозойского возраста установлены в протерозойских кварцитах скв. Нагурская (Knudsen et al., 2019). Единичные девон-каменноугольные обломочные цирконы, вероятно, указывают на одновозрастный магматизм в питающей провинции. Источником сноса для нижнекаменноугольных песчаников могли быть локальные поднятия фундамента, сложенные преимущественно протерозой-

нижнекембрийскими метаморфическими и метаосадочными породами, возможно, прорванными девон-раннекаменноугольными интрузиями.

Присутствие обнаруженных нами каменноугольных фораминифер в гальках известняков из нижеюрских конгломератов, а также находки нижепермских фузулинид в обломках известняков среди четвертичных отложений и разрез скв. Нагурская свидетельствуют о том, что, по крайней мере, с конца раннего карбона и до начала перми территория архипелага ЗФИ представляла собой карбонатную платформу (Ershova et al., 2017, 2022a).

Это коррелирует с хорошо изученным каменноугольно-нижепермским осадочным разрезом Шпицбергена (Stemmerik, Worsley, 2000; Larssen et al., 2002; Ahlborn, Stemmerik, 2015 и ссылки там), который представлен преимущественно карбонатными породами. Более того, одновозрастные фораминиферовые пакстоуны описаны на арх. Шпицберген (Ahlborn, Stemmerik, 2015). Полученные нами данные позволяют пересмотреть существующие палеогеографические реконструкции Баренцевоморья на каменноугольно-пермское время. Согласно Д. Ворслей (Worsley, 2008), территория арх. ЗФИ на протяжении большей части каменноугольного периода и перми представляла собой приподнятую область с локально развитым мелководноморским бассейном вдоль южной окраины архипелага. Однако мы можем предположить, что в позднекаменноугольно-раннепермское время по всему шельфу Баренцева моря простиралась мелководная морская карбонатная платформа. Многочисленные гальки, сложенные черными кремнями и темно-серыми до черных окремненными аргиллитами, не имеют каких-либо надежных временных привязок. Однако мы можем предположить их пермский возраст на основании схоства с одновозрастным осадочным разрезом на арх. Шпицберген (Blomeier et al., 2011, 2013; Bond et al., 2018; Dustira et al., 2013; Ehrenberg et al., 2001; Hüneke et al., 2001). Мы предполагаем, что сходная пермская последовательность также накапливались на территории арх. ЗФИ и прилегающей части Баренцева моря.

Нами на основе проведенных исследований и обобщения материала по геологическому строению региона составлена схема предполагаемой домезозойской осадочной последовательности северо-восточной части Баренцева моря (рис. 5.19).

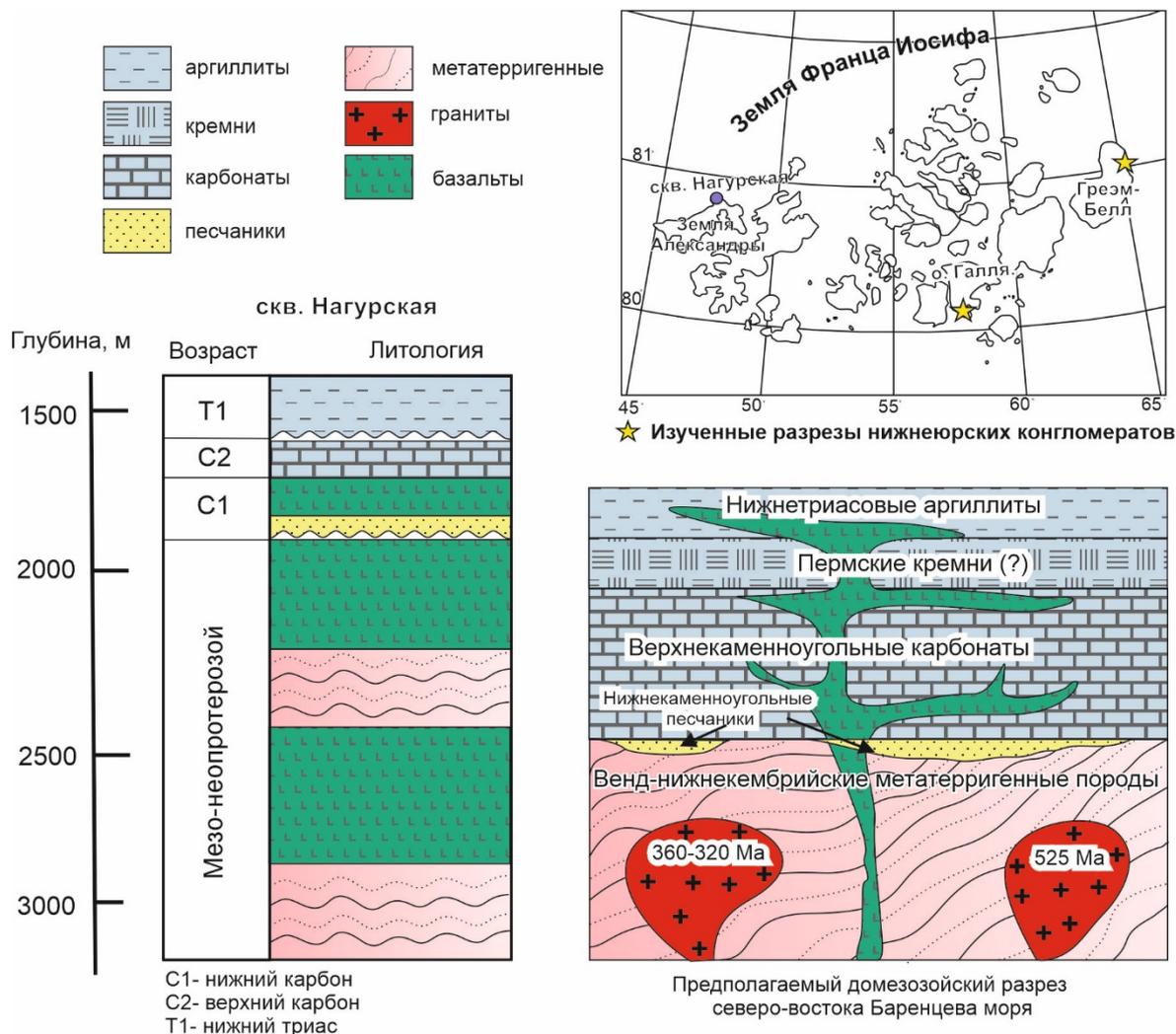


Рис. 5.19. Предлагаемая модель состава и возраста домезозойской последовательности юго-восточной части арх. Земля Франца-Иосифа и прилегающей части Баренцева моря (по Ershova et al., 2022a с изменениями).

ЧЕТВЕРТОЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Показано, что в строении домезозойского фундамента северо-востока баренцевоморского региона (арх. Земля Франца-Иосифа) участвуют протерозойские-нижнекембрийские метаморфические породы, выше залегают нижнекаменноугольные песчаники, выполнявшие межгорные впадины, перекрытые ниже-верхнекаменноугольными платформенными карбонатными отложениями и, вероятно, нижнепермскими карбонатно-кремнистыми толщами. Выявлены два этапа гранитоидного магматизма: раннекембрийский (~520 млн лет) и каменноугольный (360–320 млн лет).

Глава 6. Обзор геологического строения и средне- позднепалеозойская геодинамика европейских и североамериканских арктических регионов

Реконструкция палеогеографии и геодинамики Арктических регионов в среднем-позднем палеозое затруднена из-за наложенных мезокайнозойских тектонических процессов, магматизма и метаморфизма, а молодые океанические бассейны сейчас разделяют арктические регионы, составлявшие единые континентальные пространства в палеозое (Shephard, et al., 2013, Nikishin et al., 2021 и ссылки в этих работах). В этой главе приведены краткие сведения о геологическом строении и средне-позднепалеозойской геодинамической эволюции Арктических регионов и ряда террейнов, которые, согласно многим моделям, были составными частями Арктики в палеозое (напр., Colpron, Nelson, 2011; Ershova et.al 2018б; Metelkin et al., 2015; Miller et al., 2011; Torsvik, Cocks, 2017 и многие другие) (рис. 6.1).

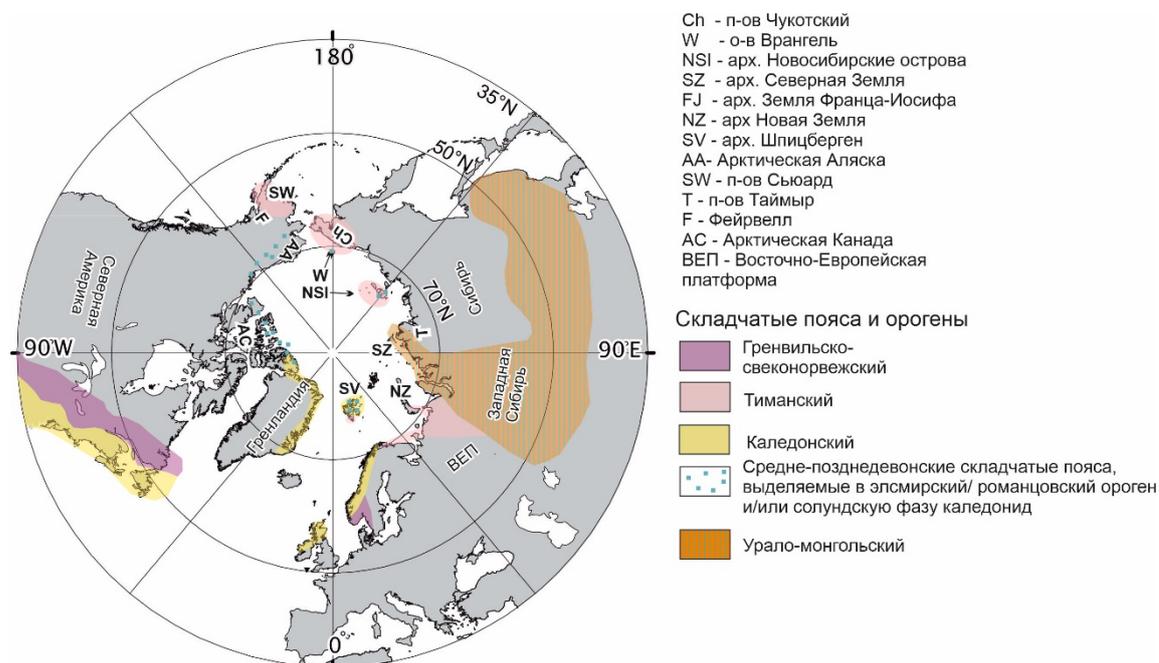


Рис. 6.1. Расположение основных регионов Арктики, описанных в главе 6, и современное распространение складчатых поясов различного возраста, являвшихся источниками обломочного материала в палеозое.

6.1. Арктическая Канада (Франклинский бассейн и бассейн Свердруп)

Арктическая материковая Канада и южная часть Канадского архипелага в среднем-позднем палеозое являлись окраиной материка Лавруссия (рис. 6.2).

Грубозернистые терригенные эдиакарские отложения основания осадочного чехла реконструируются на основе сейсмических данных на о-ве Мелвилл (Harrison, 1995). Эдиакарские шельфовые карбонаты и терригенные склоновые отложения обнажены на севере о-ва Элсмир (Dewing et al., 2004). В позднем эдиакарии предполагается переход от рифтовой к дрифтовой стадии развития региона и начало формирования франклинской пассивной окраины Лаврентии на крайнем севере (в современных координатах) (Dewing, Hadlari, in press и ссылки в этой работе). Терригенные отложения сменяются мелководноморскими карбонатами и гипсами нижнего кембрия–нижнего ордовика, накопившимися в рамповом бассейне. В раннем ордовике этот бассейн становится карбонатной платформой, которая просуществовала весь силур. Турбидиты, маркирующие начало развития гренландских каледонид, стали накапливаться в северо-восточной части глубоководного бассейна в позднем силуре (Dewing, Hadlari, in press). В позднем силуре–раннем девоне сформировались субдолготные поднятия: крупное – Бутия (Boothia Uplift) (Okulitch et al., 1986) и три более мелких – Коопермайн, Ренс Фьорд и Иглефилд (Coopermine Arch, Rens Fiord Uplift, Inglefield Uplift) (Dewing, Hadlari, in press; Smith, Okulitch, 1987) (рис. 6.3). Поднятие Бутия было источником синорогенных аллювиальных конусов выноса и турбидитов в локховское и пражское время. Формирование этих поднятий связывают с деформациями сжатия, вызванные каледонским орогенезом.

Накопление рифовых и мелководноморских карбонатов возобновилось на большей части шельфа в эмское время, которые завершают развитие франклинской окраины Лаврентии (рис. 6.2).

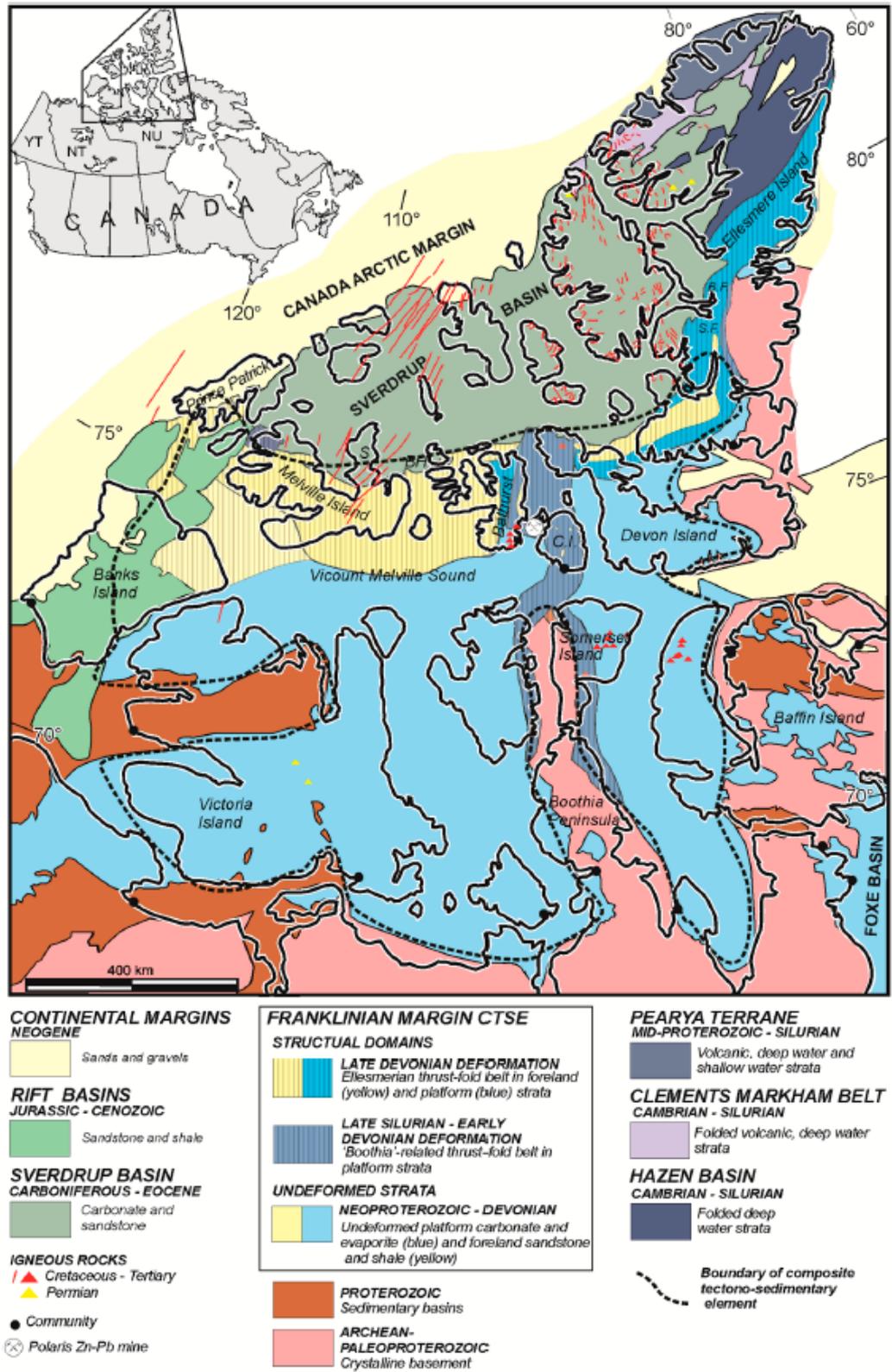


Рис.6.2. Упрощенная тектоническая схема Арктической Канады (Dewing, Hadlari, in press).

В среднем-позднем девоне франклинский бассейн был подвержен деформация, вызванными элсмирской (поздними этапами каледонской?) орогенией, вероятно, отвечающей заключительным тектоническим процессам при образовании Лавруссии и со среднего девона бассейн был преобразован в передовой прогиб с терригенной седиментацией. С эйфельского времени в бассейне накапливаются преимущественно континентальные терригенные красноцветные породы мощностью до 10 км (Trettin, 1994). При этом наиболее интенсивные складчато-надвиговые деформации характерны для северной части Канадского архипелага, а передовой прогиб располагается в его южной части (рис. 6.3). Дельтовые отложения проградировали с северо-востока на юго-запад со стороны орогена, являвшегося основным источником терригенного материала (Embry, 2019).

Геодинамические причины, вызвавшие элсмирские деформации и их протяженность в арктическом регионе, все еще изучены недостаточно (Powel, Schneider, 2022). Так, Х.П. Треттин (Trettin, 1991) полагал, что элсмирская орогения в Арктической Канаде имела три фазы – позднесилурийскую, среднедевонскую и позднедевонскую. В настоящее время большинство исследователей к элсмирской орогении относят средне-позднедевонские тектоно-магматические события, проявленные на северной части Канадского архипелага (Dewing, Hadlari, in press; Hadlari et al., 2014; Pierjohn, von Gösen, 2018; Pierjohn et al., 2013; Powel, Schneider, 2022).

Однако современные структурно-тектонические исследования на севере о-ва Элсмир указывают на существование лишь одного события сжатия юго-восточного направления (Pierjohn, von Gösen, 2018; Pierjohn et al., 2013). Гранитный магматизм, связанный с девонской тектоно-магматической активизацией, проявлен в виде немногочисленных плутонов гранитоидов в северной части Канадского архипелага.

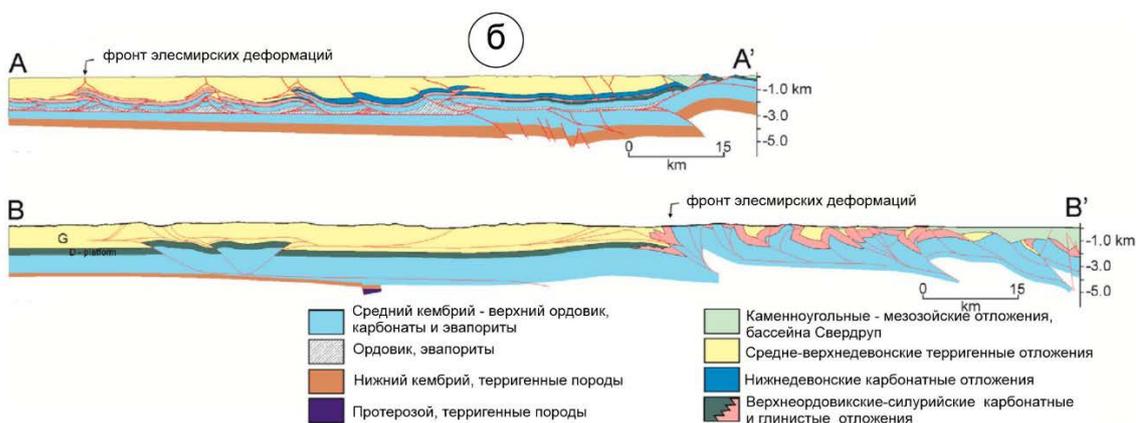
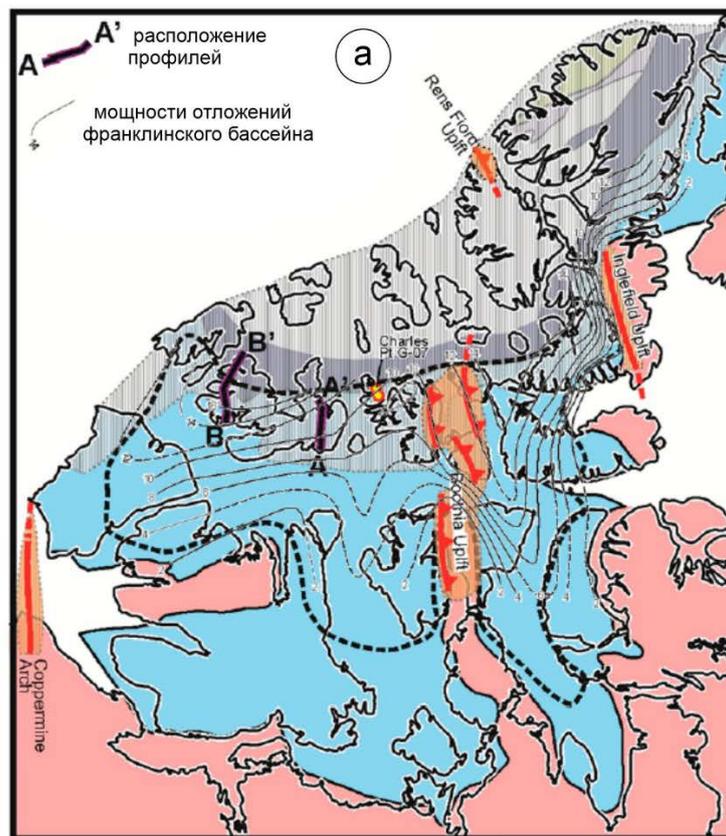


Рис. 6.3. а – карта расположения палеозойских складчатых поясов Арктической Канады. Территории, затронутые элсмирской складчатостью показаны полосатой серой заливкой; б – геологический разрез А–А' на юго-востоке о-ва Мелвилл и разрез В–В' через западную часть острова Мелвилл, иллюстрирующие структурные стили Элсмирского складчатого пояса и зону

перехода в средне-позднедевонский передовой прогиб (по Dewing, Hadlari, in press).

Так, pluton Кейп Вудс (Cape Woods) (390 ± 10 млн лет, U-Pb, сфен, Trettin et al., 1987) внедрен в раннепалеозойские отложения террейна Пирия на п-ове Вутон (Wotton Peninsula Ellesmere Island) (террейн неясной геодинамической природы, сложенный ниже-среднепалеозойскими в значительной степени метаморфизованными осадочными толщами, прорванными ордовикскими и девонскими гранитами) (Trettin, 1998; Trettin et al., 1987). Pluton Кейп Вудс рассматривается как посттектонический, свидетельствующий о коллизии террейна Пирия и Лаврентии (Hadlari et al., 2014). Четыре небольшие интрузии тоналитов и гранодиоритов, и дайки кислого состава, внедрившиеся в нижнекембрийские отложения на о-ве Аксель Хайберг (Axel Heiberg Island) кристаллизовались в фамене (360 ± 3 и 365.7 ± 0.5 млн лет назад, U-Pb по циркону) (Trettin et al., 1992). Этот этап магматизма связывают с элсмирской орогенцией (Hadlari et al., 2014). Недавние исследования метаморфических пород в разломной зоне залива Петерсен на мысе Митчелл (Petersen Bay Fault Zone, Mitchell Point) установили возраст амфиболитового метаморфизма (Kośmińska et al., 2022, Ward et al., 2015). U-Pb возраста кристаллизации монацита и титанита из метаморфических комплексов здесь составляют от 397 ± 2 до 374 ± 6 млн лет, что согласуется с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастaми слюд 400 ± 3 и 373 ± 1 млн из парагнейсов террейна Пирии (Pearya Succession I, к востоку от залива Йелвертон) (Estrada et al., 2018; Powel, Schneider, 2022).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование метаморфических пород в зонах крупных разломов севера Канадского архипелага (террейн Пирийя) указывает на широкое развитие деформаций конца позднего девона–среднего карбона 369 – 327 млн лет (Powel, Schneider, 2022). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст роговой обманки – 364 ± 2 (Trettin et al., 1992), U-Pb возраст метасоматических цирконов из посттектонических интрузий – 363 ± 2 и 355 ± 3 млн лет (Estrada et al., 2018), а также другие опубликованные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки 348 ± 3 и 341 ± 5 млн лет метаморфических комплексов террейна Пирии (Estrada et al., 2018)

совпадают с возрастом регионального растяжения и заложения бассейна Свердруп на деформированной франклинской окраине. Эти данные подтверждают предположение о том, что рифтогенез и растяжение в бассейне Свердруп сопровождались реактивацией и инверсией элсмирских надвигов в раннем карбоне (Harrison, 1995; Powel, Schneider, 2022).

Заложение серии рифтовых впадин произошло в визейское время; позже в среднем-позднем карбоне имели место еще несколько этапов растяжения. В бассейне Свердруп в это время накапливались контрастные по составу толщи от конгломератов до мелководноморских карбонатов и рифовых построек. В позднем карбоне в бассейне происходит накопление преимущественно карбонатных отложений. Пермский период характеризуется широким развитием холодноводных карбонатов и кремнистой седиментации, а в окраинных частях бассейна накапливались терригенные отложения в мелководных условиях (Embry, 2019; Beauchamp et al., 2001, 2009). Позднекаменноугольное–кунгурское время отмечено проявление нескольких импульсов магматизма основного состава, связанных с новыми этапами рифтогенеза (Koglin et al., 2023).

Основные рубежи геологической истории Арктической Канады в девоне-перми следующие (рис. 6.4):

1) Ранний девон – завершающая стадии развития пассивной окраины франклинского бассейна.

2) Завершение формирования синседиментационных субдолготных поднятий (связанных с складчатыми деформациями гренландских каледонид), выступавших источником сноса терригенного материала в локховское и пражское время; мелководный морской бассейн с карбонатной седиментацией в эмсе.

3) Средний-поздний девон – формирование передового прогиба с поступлением терригенного материала с орогена (Элсмирского?), расположенного на севере Канадского архипелага; несколько эпизодов тектономагматической активизации и метаморфизма в орогенном поясе.

4) Ранний карбон–пермь – растяжение и формирование бассейна Свердруп; несколько эпизодов растяжения и магматизма основного состава, сопровождающиеся реактивацией разломной системы, заложенной в среднем-позднем девоне. Преимущественно карбонатная и карбонатно-кремнистая седиментация.

6.2. Террейн Фейрвелл (Farewell Terrane)

Террейн Фейрвелл расположен на юге-западе п-ова Аляска (рис. 6.5). На протерозойском фундаменте здесь залегает неопротерозой– мезозойские породы в различной степени деформированные и метаморфизованные. Стратиграфическая последовательность в разных частях террейна установлена не всегда с должной точностью из-за наложенных мезозойских тектонических процессов и магматизма.

Террейн Фейрвелл разделяется на два субтеррейна: (1) Вайт Маунтейн (White Mountain) сложен нижнекембрийскими-среднедевонскими отложениями континентальной окраины; (2) Мистик (Mystic), состоит из верхнедевонского-нижнемелового комплекса (Decker et al., 1994). Примечание: Субтеррейн отвечает не двум блокам земной коры, имевших на отдельных рубежах геологической истории разное местоположение, а двум структурным этажам, разделенным угловым несогласием в терминологии, принятой в отечественной научной литературе. Здесь и далее мы будем использовать терминологию субтеррейн/террейн принятую у североамериканских геологов для описания различных частей американского сектора Арктики.

Кембрий-среднедевонская (?) осадочная последовательность субтеррейна Вайт Маунтейн характеризуется значительной пестротой фаций. Здесь выделяют: мелководные платформенные, глубоководные бассейновые фации и переходные или склоновые. Среднедевонская (?) – меловая осадочная последовательность террейна Мистик изучена недостаточно и представлена кремнистыми, глинистыми и карбонатными отложениями. Породные комплексы субтеррейнов Мистик и Вайт Маунтейн разделены угловым несогласием среднедевонского возраста, хотя некоторые авторы отмечали согласную границу между последовательностями субтеррейнов (Blodgett, Gilbert, 1983; Patton et al., 1984). Ниже приведем краткое описание палеозойских отложений террейна Фейрвелл на различных его участках.

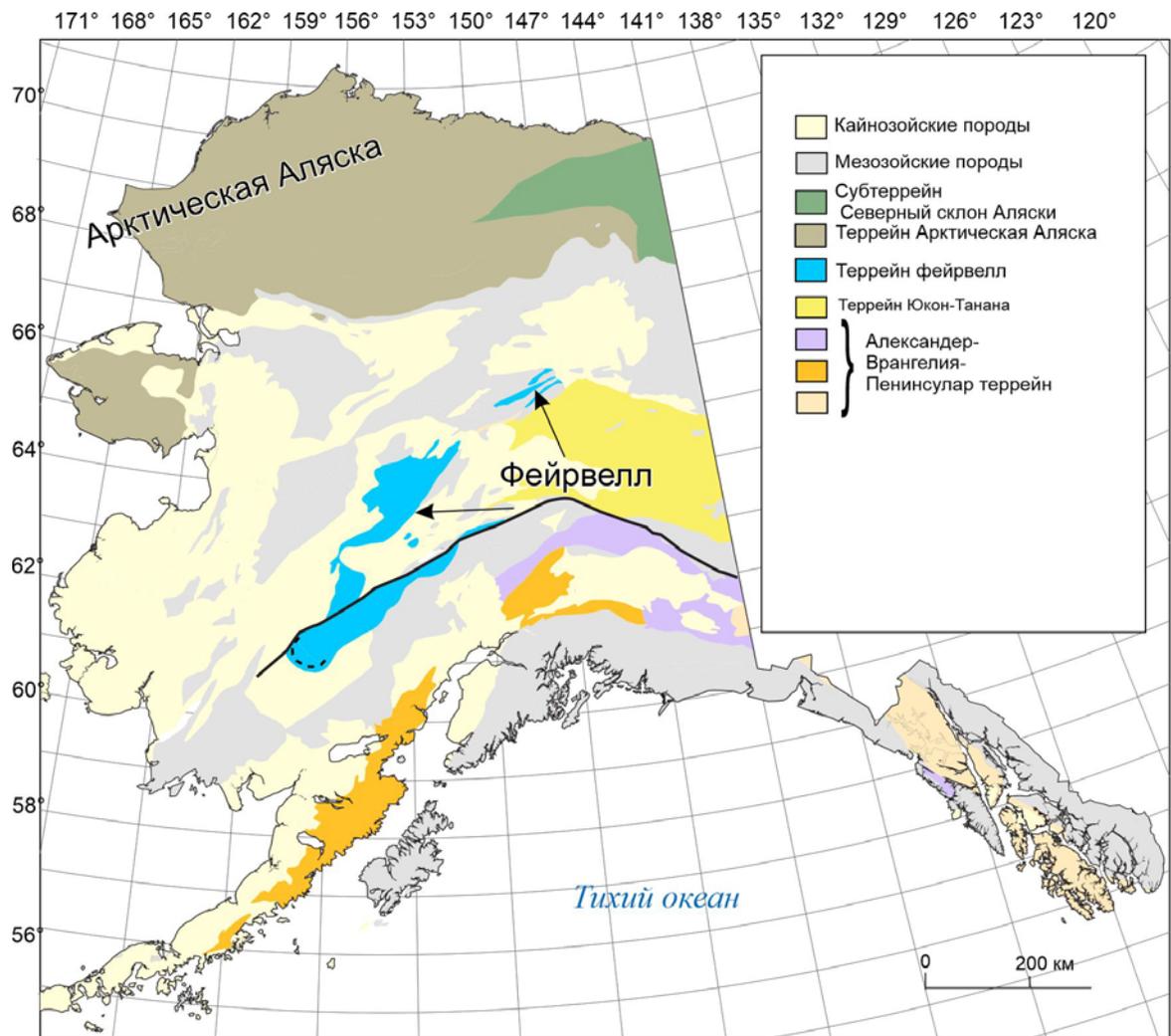


Рис. 6.5. Тектоническая схема, показывающая расположение террейнов в североамериканских Кордильерах на Аляске (по Bradley et al., 2018 с изменениями).

В Белых горах (White Mountain) обнажаются кембрийские–среднедевонские отложения субтеррейна Вайт Маунтейн, представленные кембрийско-верхнеордовикскими оолитовыми известняками, аргиллитами, алевритистыми известняками, онколитовыми водорослевыми известняками и известняковыми брекчиями, накопившимися в обстановках от мелководноморских до глубоководных; верхний силур–средний девон (эйфель) представлен известняками и доломитами карбонатной платформы. Кембрий-среднедевонские отложения субтеррейна Вайт Маунтейн перекрываются здесь верхнепалеозойскими аргиллитами и кремнями

(верхнедевонские (?)–каменноугольные), относимыми к субтеррейну Мистик (Decker et al., 1994).

Последовательность субтеррейна Вайт Маунтейн в северных горах Кускоквим (Northern Kuskokwim Mountains) представлена мелководно-морскими карбонатными отложениями (кембрий (?)–средний девон), несогласно залегающими на метаосадочных и метавулканических породах докембрийского возраста. Отложения субтеррейна Мистик тут представлены терригенно-кремнистой последовательностью пермско-мелового возраста (Decker et al., 1994).

На юго-западе Аляски (Southwestern Alaska Range) отложения субтеррейна Вайт Маунтейн состоят из пяти литостратиграфических подразделений: 1) кембрий(?)–ордовик, ритмично переслаивающиеся известняковые турбидиты, сланцы кремни; (2) нижний ордовик–нижний силур, граптолитовые черные сланцы и кремни; (3) нижний–средний силур, переслаивание глинистых известняков и граптолитовых черных сланцев; (4) средне–и верхнесилурийские турбидиты и сланцы; (5) верхнесилурийские и нижнедевонские известняки, карбонатные брекчии, песчаники и сланцы. Отложения субтеррейна Мистик здесь очень разнообразны и их взаимоотношения не всегда ясны, в целом выделяют следующие породные комплексы: (1) верхи среднего девона, тонкослоистые известняки с амфипорами и массивные доломиты, переслаивающиеся с кварцевыми песчаниками, (2) верхний девон, мелководно-морские известняки, (3) постдевонские песчаники и карбонатные конгломераты, (4) верхнекаменноугольные-нижнепермские терригенные породы, (5) миссисипские или триасовые кремни и подушечные базальты (Decker et al., 1994).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование слюд из палеопротерозойского–неопротерозойского (?) фундамента террейна Фейрвелл показало возраст их кристаллизации (перезапуска аргон-аргоновых часов) около 285 млн лет. Это позднепалеозойское метаморфическое событие, проявленное в террейне Фейрвелл, интерпретируют как деформационное (орогенное) и в научной

литературе за ним закреплен термин «ороген Браунс-Форк» (Browns Fork orogen), одновозрастный с уральской орогенцией. Верхнекаменноугольные-пермские терригенные толщи террейна Фейрвелл (субтеррейн Мистик) интерпретируют как отложения передового прогиба (Bradley et al., 2003; Keough, Ridgway, 2021 и ссылки в этих работах).

Девон-пермская геологическая история террейна Фейрвелл может быть реконструирована довольно условно, что определяется недостаточной изученностью как породных комплексов и их взаимоотношений, так и тектоно-магматических событий. Можно выделить следующие основные этапы в геологической эволюции региона в девоне-перми:

1) Ранний девон – мелководноморское, преимущественно карбонатное осадконакопление (пассивная окраина?).

2) Средний девон – деформации сжатия (?), формирование углового несогласия в основании осадочных комплексов субтеррейна Мистик.

3) Поздний девон (?) - ранняя пермь. Заложение осадочного бассейна с карбонатно-терригенно-кремнистой седиментацией. Осадочная последовательность субтеррейна Мистик, вероятно, свидетельствует о переходе от мелководно-морских (карбонатных) к глубоководным (кремнистым) отложениям, что в свою очередь может указывать на переход к океаническому бассейну (?).

4) Конец ранней перми - поздняя пермь – формирование орогена Браунс-Форк и передового прогиба.

Неполнота сведений о геологическом развитии региона привела к существованию различных моделей происхождения и расположения террейна Фейрвелл в палеозое (рис. 6.6). Так, группа исследователей (Антошкина, Соджа, 2016; Soja, Antoshkina, 1997; Blodgett, 1997; Blodgett et al., 2002) предположили на основе фаунистических комплексов, что террейн является отколовшимся фрагментом Сибирского континента. При этом Дж. Дамулин с соавторами (Dumoulin et al., 2002) на основе палеобиогеографических исследований предположили связь террейна Фейрвелл с террейном Арктическая Аляска-Чукотка.

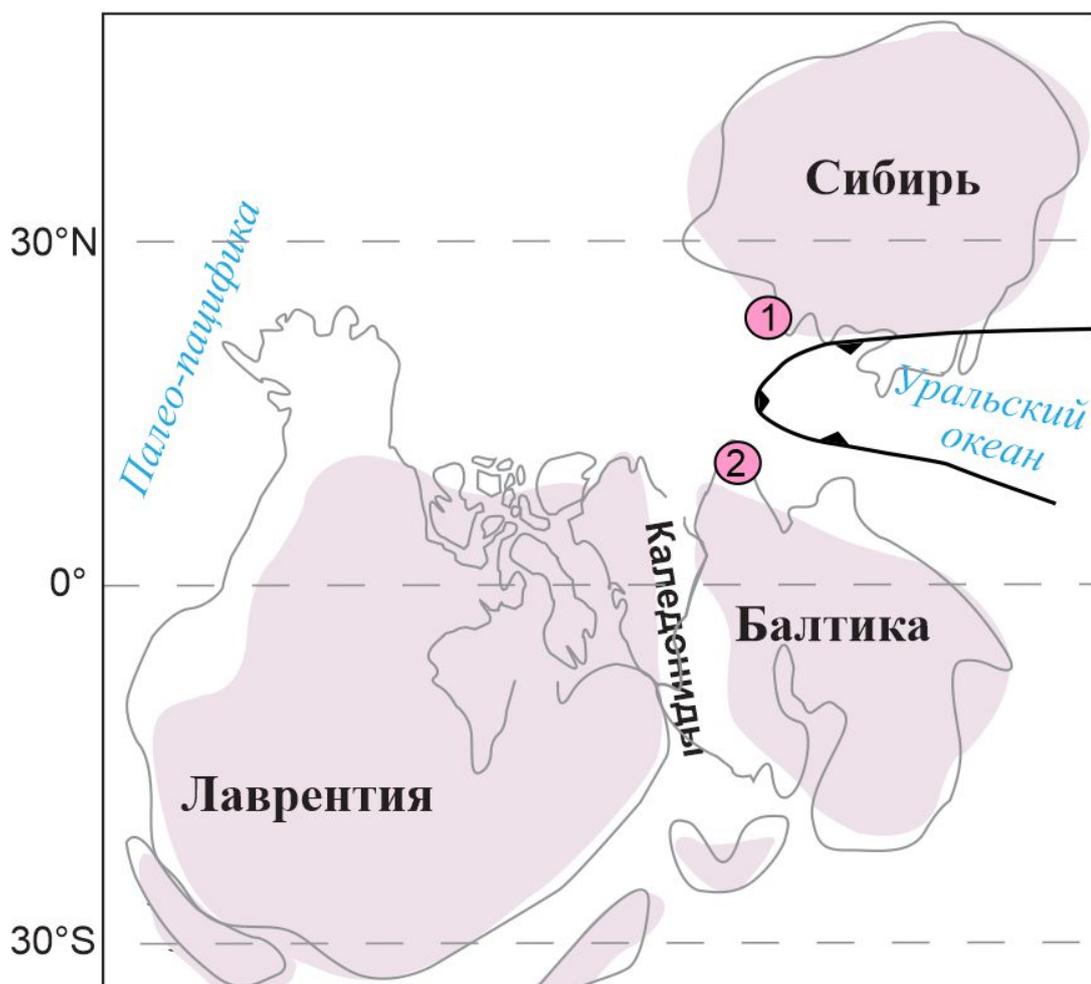


Рис.6.6. Схематическая тектоническая реконструкция для периода около 433 млн лет назад. Два варианта позиции террейна Фейрвелл показаны, как 1 и 2 (по Bradley, et al., 2018; Malkowski, Hampton, 2014).

Согласно модели, предложенной М. Колпрон и Дж. Нельсон (Colpron, Nelson, 2011), террейн Фейрвелл располагался вдоль окраины Сибири до поздней перми, а затем по системе сдвигов был перемещен на северо-запад океана Панталасса и в конце концов занял свою позицию в коллаже кордильерских террейнов. М. Малковски и Б. Хэмптон (Malkowski, Hampton, 2014) на основе литологических исследований и датирования обломочных цирконов из каменноугольно-пермских отложений предположили, что террейн Фейрвелл образовывал систему островных дуг в океаническом бассейне. В то время, как Дж. Дамулин с соавторами (Dumoulin et al., 2018в) полагают, что террейн располагался на

лаврентийской окраине Уральского океана в позднем девоне, а к перми превратился в островодужную систему по аналогии с моделью М. Малковски и Б. Хэмптона (Malkowski, Hampton, 2014). Д. Бредли с соавторами (Bradley et al., 2018), основываясь на данных датирования силурийских туфов, предположили перибалтийское происхождение террейна.

6.3. Составной террейн Арктическая Аляска-Чукотка (ААЧТ) (Arctic Alaska-Chukotka Terrane)

Составной террейн (микроплита) ААЧТ занимает север Аляски и Чукотский полуостров, а также подстилает широкие шельфы Чукотского, Восточно-Сибирского и Берингова морей (Churkin et al., 1985) (рис. 6.7). Схожесть геологического строения этих разрозненных регионов была установлена более 50 лет назад (Шульдинер, Недомолкин, 1976; Churkin, 1970; Patton, Tailleur, 1977; Fujita, 1978). В последние годы к ААЧТ некоторые авторы относят и архипелаг Новосибирские острова (напр., Akinin et al., 2015; Till et al., 2014a) (см. Главу 4).

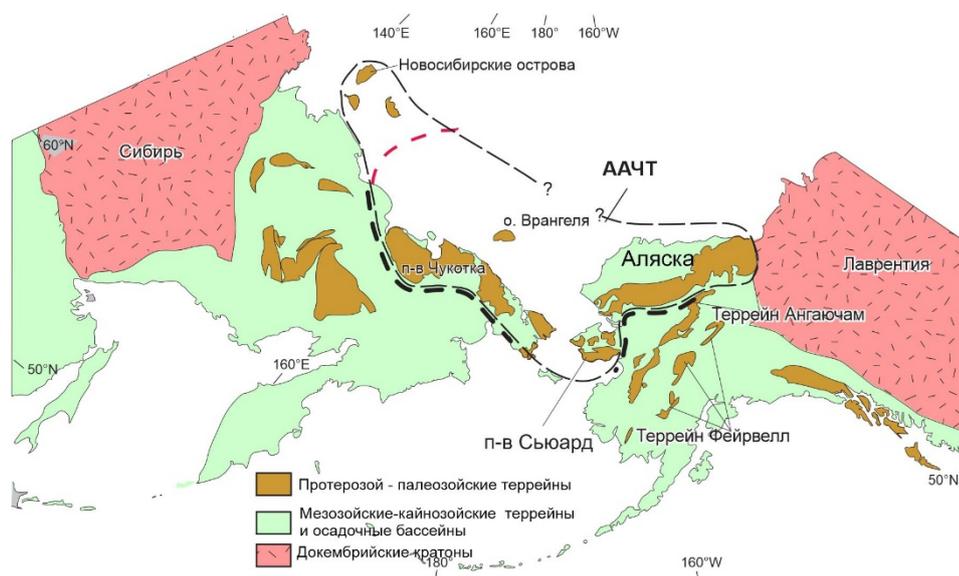


Рис. 6.7. Схема, иллюстрирующая основные регионы, входящие в составной террейн Арктическая Аляска-Чукотка (Till et al., 2014a). Красная пунктирная линия показывает границу, в пределах которой приводится его описание в этой главе.

Степень метаморфизма и деформированности палеозойских комплексов существенно разнятся в пределах ААЧТ. Так, из-за наложенных тектономагматических событий мезозоя и кайнозоя, наиболее метаморфизованные и деформированные комплексы палеозоя распространены на Чукотке и п-ве Сьюард, в центральных частях хребта Брукса (Hoiland et al., 2018a; Moore et al., 1994; Till et al., 2014a). Палеозойские отложения Северного склона Аляски и о-ва Врангеля не

подверглись значительному метаморфизму, что позволило более детально установить их стратиграфическую последовательность и обстановки формирования, чем для других частей ААЧТ.

6.3.1. Геологическое строение Северо-Американской части ААЧТ

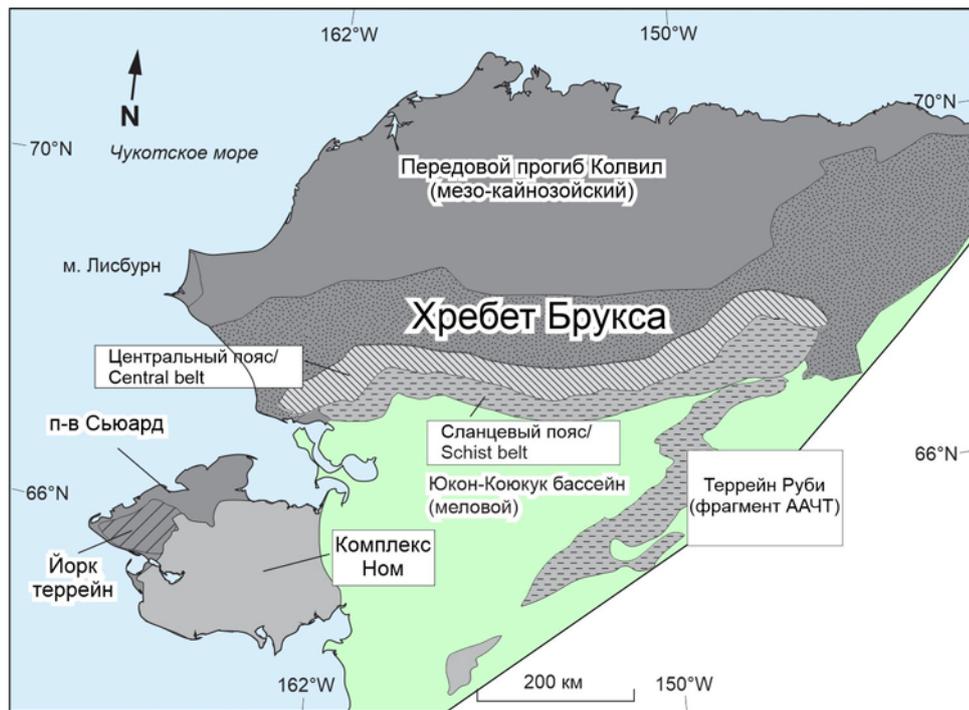
Предмиссисипский фундамент североамериканской части ААЧТ разделяют на две крупные области: пери-лаврентийский (?) террейн Северный склон Аляски (Арктическая Аляска) и юго-западные экзотические субтеррейны п-ва Сьюард (Dumoulin et al., 2014; Moore et al., 1994) (рис. 6.8). В хребте Брукса совмещены, вероятно, фрагменты палеозойских отложений разных террейнов. В его северной части на дневную поверхность выходят фрагментарно палеозойские толщи террейна Северный склон, в южных расположены высокометаморфизованные комплексы с протолитами палеозойского возраста (Central belt, Schist belt) (Hoiland et al., 2018б) (рис. 6.8).

Пери-лаврентийский (?) террейн Арктическая Аляска разделяют на шесть подтеррейнов/террейнов (Северный склон, Горы Эндикотт, Горы Де Лонг, Хаммонд, Колдфут, и Слейт-Крик; North Slope, Endicott Mountains, De Long Mountains, Hammond, Coldfoot, Slate Creek), различающихся некоторыми аспектами строения палеозойского разреза и степенью метаморфизма (рис. 6.9) (Moore et al., 1994).

Из шести субтеррейнов Северный склон имеет наибольшую протяженность, и его палеозойская осадочная последовательность наименее деформированная и, соответственно, лучше изучена. До сих пор остается дискуссионным вопрос о происхождении субтеррейна (террейна) Северный склон Аляски и его тектоническое положение в структуре ААЧТ. Так, не вызывает больших сомнений его лаврентийское происхождение. В ранних работах (Dillon et al., 1987; Norris, 1985) предполагали, что додевонские породы субтеррейна Северный склон Аляски образовывали мощную последовательность от карбонатного шельфа до глубоководных морских склонов на окраине Северной Америки. Позднее Л. Лейн с соавторами

субтеррейн Северный склон Аляски относил также к автохтону (Lane, Gehrels, 2014; Lane et al., 2016).

Согласно моделям Дж. Страусса и Т. Гибсона с соавторами (Strauss et al., 2013, Gibson et al., 2021 и ссылки в этих работах) субтеррейн интерпретируют как аллохтонный по отношению к северо-западной Лаврентии и предполагают, что он располагался в палеозое восточнее вдоль канадской Арктики или окраины Атлантики. Согласно этой модели, микроплита ААЧ образовалась в результате амальгамации экзотических юго-западных фрагментов террейна (п-ова Сьюард и Чукотка) с субтеррейном Северный склон в результате аккреционных событий девонского(?)–каменноугольного возраста (Strauss et al., 2013, Gibson et al., 2021).



Слабо- и не метаморфизованные породы девона и моложе

-  Слабо деформированные породы палеозоя, в основном перекрытые, отложениями мезо-кайнозойского передового прогиба
-  Домезозойские породы деформированные в Брукскую (мезозойскую) орогению

Слабо- и не метаморфизованные породы силура и древнее

-  Террей Йорк (York terrane)

Метаморфические пояса, протолиты девонского и более древнего возраста

-  Центральный пояс (Central belt)
-  Сланцевый пояс (Schist belt)

Рис 6.8. Схематическая карта, иллюстрирующая основные структурные единицы арктической Аляски (Till et al., 2014б).

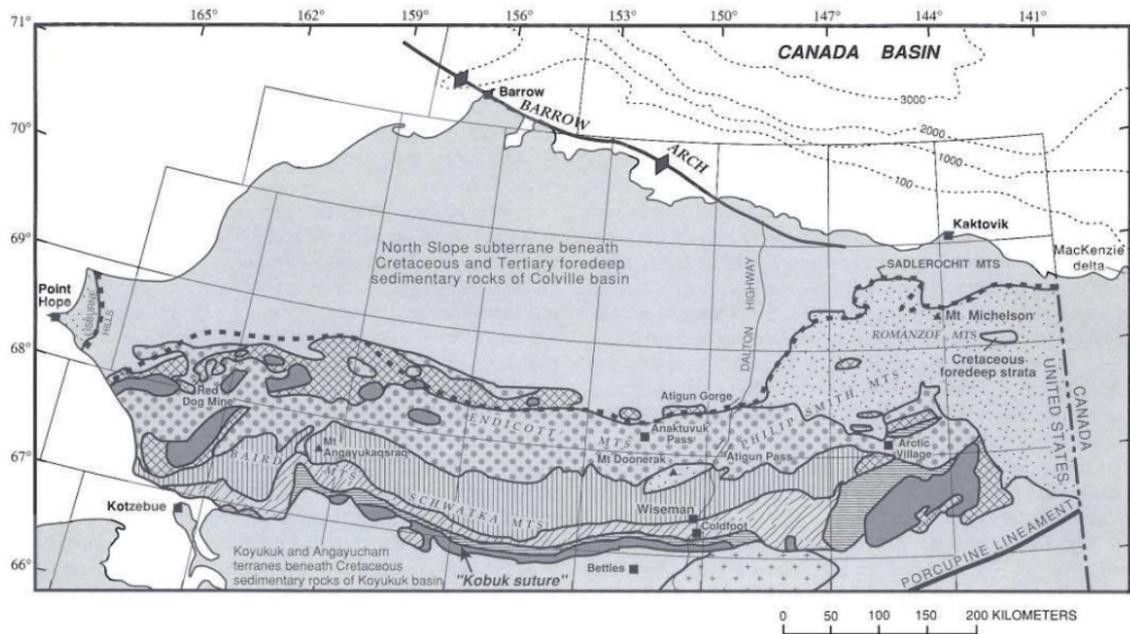
В субтеррейне Северный Склон выделяют франклинскую мегасеквенцию (толщу), включающую терригенные, вулканогенно-обломочные и карбонатные породы протерозоя–среднего девона, которая прорвана плутонами девонского возраста (Dillon et al., 1980; Moore, 1994; Macdonald et al., 2009; Strauss et al., 2013) и элсмирскую мегасеквенцию (толщу) (миссиссипий–нижний мел) (рис. 6.4).

Домиссиссипские отложения на большей части субтеррейна залегают на глубинах более 10 км, но они были пройдены множеством скважин на поднятии Барроу (Barrow arch), где залегают на значительно меньших глубинах. Разрезы скважин показывают, что ниже-среднепалеозойские породы состоят в основном из крутопадающих и слабометаморфизованных тонкослоистых аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых кварцевых песчаников. Более чем 100 метровая толща континентальных отложений, сложенная кремнисто-галечными конгломератами, песчаниками, алевролитами и углеродистыми сланцами, вскрыта в скважине Топагорук №1, где установлен флористический комплекс среднего (или, возможно, раннего) девона. Предполагают, что девонские обломочные породы в скважине Топагорук №1 накопились после основной фазы деформации, но были в свою очередь деформированы до начала накопления вышележащих пород миссиссипия (More et al., 1994).

В горах Шублик описаны известняки горы Коплестон (Mount Copleston Limestone), представленные 80 метровой толщиной карбонатов, залегающей с угловым несогласием на ордовикских отложениях и на основе комплексной биостратиграфической характеристики отнесенные к эмсу (Blodgett et al., 1992).

Недавние исследования осадочного выполнения бассейна Улунгарат (Ulungarat Basin), обнажающейся в параавтохтонне на северо-востоке хребта Брукс, показали, что вскрытый здесь разрез содержит уникальную стратиграфическую последовательность перехода от среднего девона к

раннему миссиссипию, слабо затронутую более поздними стадиями деформаций и метаморфизма (Anderson, Meisling, 2021) (рис. 6.10).



Субтеррейны ААЧТ



Рис 6.9. Схема расположения субтеррейнов в пределах Арктической Аляски (Moore et al., 1994).

Здесь с резким угловым несогласием на интенсивно деформированных ордовикских отложениях залегают эйфель-верхне(?)девонские терригенные отложениями континентального и прибрежноморского генезиса (формация Улунгарат, Ulungarat Formation, 395 м), которые перекрыты верхнедевонской-нижнекаменноугольной толщей черных водорослевых известняков, песчаников и аргиллитов (формация Мангактаак, Mangaqtaaq Formation). Отложения формаций Улунгарат и Мангактаак интерпретируются как синрифтовые (Anderson, Meisling, 2021). Растяжение, приведшее к формированию этих бассейнов,

полагают, связано с посторогенным рифтогенезом, наложенным на Романцовский ороген (Romanzof orogeny) (Anderson, Meisling, 2021).

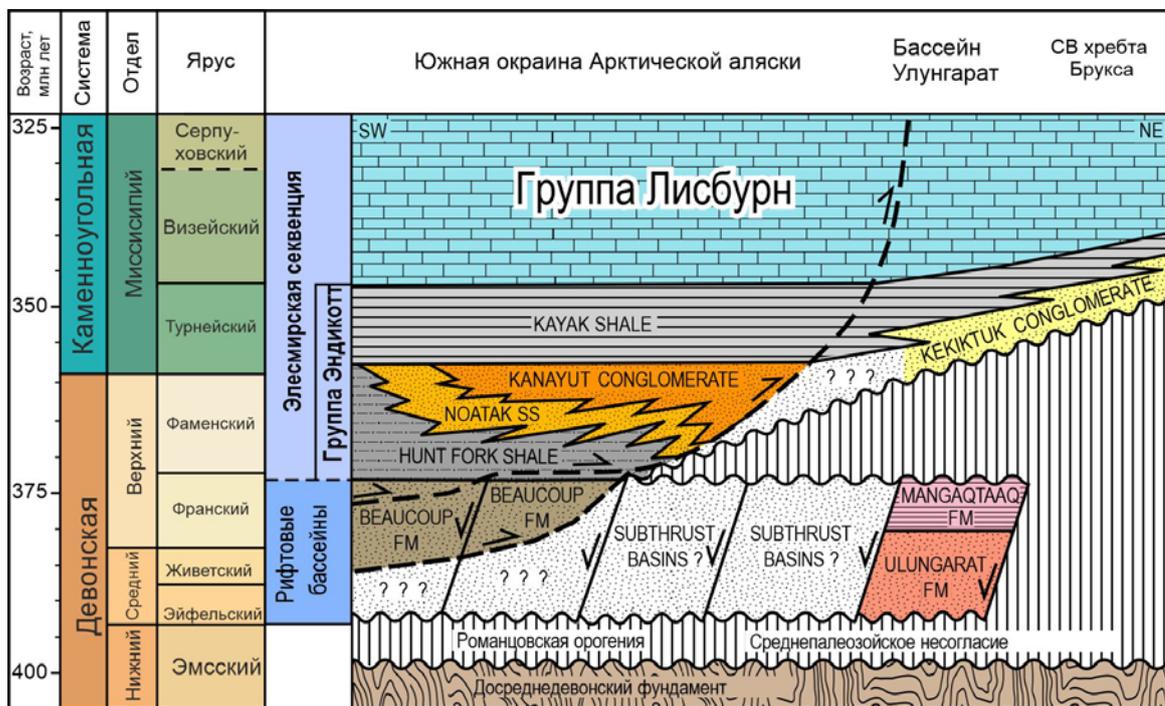


Рис. 6.10. Схематическая корреляционная схема девон-нижнекаменноугольных отложений Северного склона Аляски (Anderson, Meisling, 2021).

Два девонских орогенных события привели к деформациям франклинской мегасеквенции на севере Аляска (Grantz, 1994; Moore et al., 1994; Lane 2007). На северо-востоке хребта Брукс и в район дельты р. Маккензи, ранняя фаза деформации франклинских отложений относится к Романцовскому орогенезу (Romanzof orogeny) (Lane, 2007), но ранее рассматривалась как ранняя фаза элмирского орогенеза (Grantz, 1994). Возраст этого события самый конец раннего-начало среднего девона. Романцовская орогения привела к формированию надвиговых пластин и сжатых до изоклинальных складок северо-восточной вергентности (Lane, 2007). Палеозойские структуры Романцовского орогена прорваны батолитом Окпилак, чей U-Pb возраст кристаллизации по циркону определен как ~360 млн лет (Lane, 2007).

А. Гранц (Grantz, 1994) выделил позднеэлсмирский этап деформаций на северо-востоке Аляски, основываясь на том, что среднедевонские конгломераты в скважине Топагорук №1 деформированы и залегают под углами 35–60°. При этом степень их деформации и метаморфизма значительно меньше, чем у пород нижнего палеозоя-нижнего девона, вовлеченных в романцовскую орогению (раннеэлсмирскую орогению). Л. Лейн предположил, что эти два деформационных события пространственно не перекрывают друга друга (Lane, 2007).

На разновозрастных ранне-среднепалеозойских отложениях с угловым несогласием залегают породы группы Эндикотт (Endicott Group), чей первый трансгрессивно-регрессивный цикл состоит из не морских и мелководно-морских терригенных пород (от верхнего девона до перми?). В основании разреза залегают конгломераты формации Кекиктук и аргиллиты формации Каяк, которые перекрываются морскими карбонатами группы Лисбурн (Lisburne Group) (от миссиссипия до перми) (рис. 6.4, 6.10). Породы группы Эндикотт маркируют начало формирования пассивной окраины после средне-позднедевонского рифтогенеза (Anderson, Meisling, 2021). Континентальные и прибрежно-морские терригенные отложения (группа Эндикотт) накапливались в прибрежных условиях, а известняки группы Лисбурн формировались к северу на карбонатной платформе (современные координаты) (рис. 6.11).

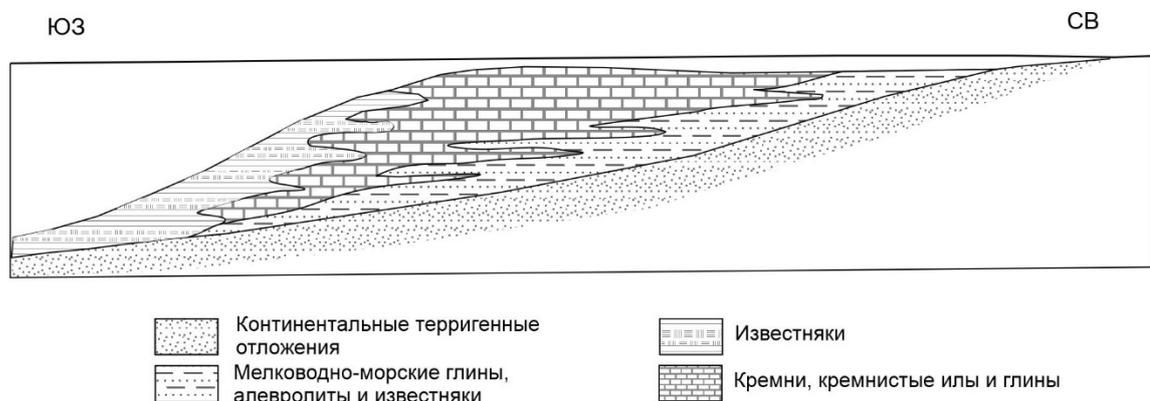


Рис.6.11. Палеофациальный профиль группы Лисбурн (Moore et al., 1994).

Пермские отложения сложены известковистыми аргиллитами, радиоляриевыми кремнями и биокластическими глауконитовыми известняками (формация Эчуки, Echooka Formation, нижняя часть группы Садлерохит, Sadlerochit Group) (нижняя пермь–нижний триас) (Moore et al., 1994) (рис. 6.4).

Субтеррейн Гор Эндикотт (Endicott Mountains) имеет схожий разрез палеозойских отложений с рассмотренной последовательностью субтеррейна Северный Склон Аляски. Основное различие разрезов заключается в присутствии средне-верхнедевонских отложений, относимых к формации Бокуп (Beaucoup Formation), которые представлены переслаиванием аргиллитов, алевролитов и известняков мощностью до 545 м. Локально в разрезах формации отмечены конгломераты, зеленые сланцы, вулканиты основного состава и вулканогенно-обломочные породы. Группа Эндикотт здесь представлена мощной (4500 м) последовательностью верхнедевонских-нижнемиссисипских терригенных морских и реже континентальных отложений. Группа Лисбурн сложена карбонатными и кремнисто-глинистыми отложениями. Пермские отложения представлены алевролитами и аргиллитами формации Сиксикпук (Siksikpuk Formation) (Moore et al., 1994).

Субтеррейны, выделяемые в пределах хребта Брукса (De Long Mountains, Hammond, Coldfoot and Slate Creek) (Moore et al., 1994), или метаморфические пояса (Schist, Central belts) (Dumoulin et al., 2014), были интенсивно деформированы и метаморфизованы в мезозое, и, возможно, в палеозое. Выходы досреднепалеозойских отложений встречаются только в метаморфических поясах, сложенных сланцами, гнейсами и филлитами, которые в настоящее время обнажаются вдоль южного склона хребта Брукса. Возраст протолитов этих метаморфических пород, их происхождение и палеогеографическая характеристика остаются неопределенными (Hoiland et al., 2018б; Moore et al., 1994; Till et al., 2008).

Полуостров Сьюард

На полуострове Сьюард обнажаются высокометаморфизованные метаосадочные и метавулканические комплексы. Высокая степень метаморфизма затрудняет реконструкцию осадочной летописи региона. Здесь выделяют субтеррейн/террейн Йорк (York terrane) (рис. 6.8) с меньшей степенью метаморфизма и высокометаморфизованный комплекс Ном (Nome Complex) (Till et al., 2014a,б).

Осадочная последовательность субтеррейна Йорк состоит из ордовик-силурийских мелководных карбонатных толщ и двух менее изученных комплексов неопределенного возраста. При этом самые верхние пачки карбонатной последовательности по комплексу кораллов соотнесены с ранним девоном (Till et al., 2014б).

Кембрийско-девонские карбонатные отложения, сходные с одновозрастными отложениями субтеррейна Йорк, обнажаются спорадически в центральной и восточной частях п-ова Сьюард и относятся к комплексу Ном. Кембрий-силурийские отложения здесь преимущественно карбонатного состава, метаморфизованные вплоть до мраморов. Доломиты, известняки и мрамора девонского возраста, или подразделение Ddm (Till et al., 1986, 2011), широко распространены в центральной и восточной частях п-ова Сьюард. Пространственные соотношения предполагают, что комплексы подразделения Ddm несогласно перекрывают более древние породы комплекса Ном (рис. 6.12).

Также реконструированы глубоководные девонские толщи в юго-восточной части п-ова Сьюард, где они представлены карбонатными брекчиями и турбидитами. Достоверно установлено, что девонские турбидиты накапливались, как минимум, в середине раннего девона и одновременно с их накоплением был развит вулканизм основного состава (рис. 6.12) (Till et al., 2014б).

Остров Святого Лаврентия

Остров Святого Лаврентия расположен на структурном поднятии северо-западного простирания в северной части Берингова моря, в 190 км к

юго-западу от оконечности п-ова Сьюард, Аляска, и в 75 км к юго-востоку от Чукотского п-ова. Здесь выходят на дневную поверхность палеозойские-мезозойские отложения, в значительной степени метаморфизованные.

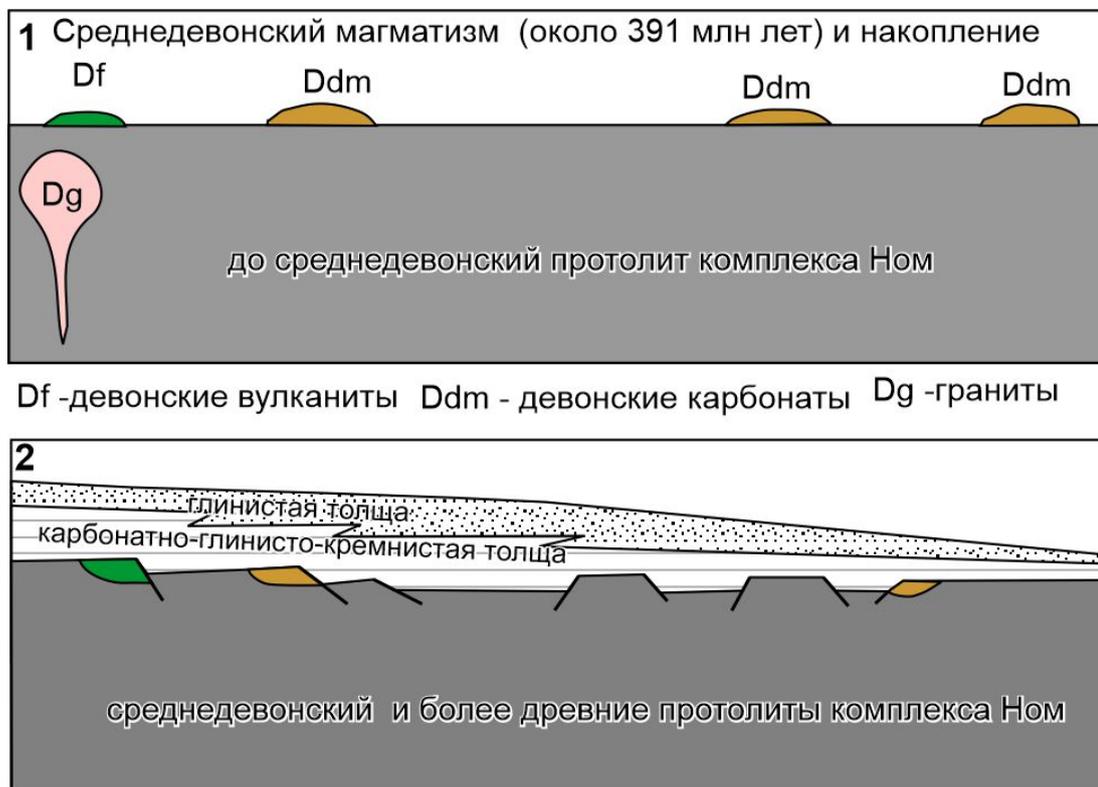


Рис. 6.12. Модель формирования девонских протолитов комплекса Ном (Till et al., 2014б).

Палеозойские отложения разделяют на две толщи. Первая сложена доломитами и доломитизированными известняками, местами брекчированными и на основании фаунистических находок установлен ее средне-позднедевонский возраст. Общая мощность толщи оценивается примерно в 1300 м (Patton et al., 2011; Amato et al., 2022). Вторая толща (400–500 м) сложена биокластическими и микритовыми известняками, известковыми аргиллитами. На основании широкого комплекса фоссилий – кораллы, брахиоподы, фораминиферы и конодонты, возраст толщи определен как поздний миссиссипий (Patton et al., 2011; Amato et al., 2022).

6.3.2. Геологическое строение ААЧТ в пределах российской Восточной Арктики Остров Врангеля

Фундаментом на о. Врангеля выступают метаморфические породы врангелевского комплекса, представленные сильно деформированными кварцевыми, альбит-актинолит-хлоритовыми, кварц-альбит-мусковит-хлоритовыми, мусковит-хлорит-полевошпатовыми, амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми и актинолит-эпидот-хлоритовыми сланцами, мраморами и кальцифирами (Соколов и др., 2019), магматическими и вулканическими породами позднего неопротерозоя (680–590 Ma) (Gottlieb et al., 2018; Luchitskaya et al., 2017).

Осадочный чехол на о. Врангеля начинается с силурийско-нижнедевонских отложений, с несогласием перекрывающих породы врангелевского комплекса (Косько и др., 2003б). Стратиграфическое положение осадочных единиц основано на окаменелостях плохой сохранности и структурных взаимосвязях, поэтому возрастные ограничения средне-верхнепалеозойской толщи не очень точны.

Верхнесилурийские-нижнедевонские отложения представлены двумя различными по составу толщами, обнажающимися в разных частях острова – существенно терригенной и карбонатной. Терригенная толща обнажается в районе г. Дрем-Хед, где преобладают переслаивающиеся алевролиты и песчаники, часто известковистые (мощность до 300 м). Карбонатная толща на левобережье р. Гусиная состоит из чередующихся пачек известняков, доломитов и терригенных пород (Косько и др., 2003б).

Средне-верхнедевонские отложения залегают на верхнесилурийско-нижнедевонских отложениях и на породах врангелевского комплекса. Отдельно стоит подчеркнуть, что контакт между силурийско-нижнедевонскими и средне-верхнедевонскими отложениями установлен только по элювиальным развалам и соотношение толщ ясно не до конца. Строение разреза, литологический состав и мощности среднего-верхнего девона меняются в пределах площади их распространения. Наиболее полный

разрез девонских отложений вскрывается на западе острова на правобережье р. Гусиная, где на дневную поверхность выходит толща кварцитов, кварцитопесчаников, глинистых сланцев и алевролитов. На северо-западе острова в районе г. Дрем-Хед нижнюю часть разреза составляют песчаники и кварцитопесчаники, в верхней части присутствуют пачки красноцветных мергелей и аргиллитов. На южных склонах Центральных гор разрез представлен валунно-галечными конгломератами в основании, песчаниками, алевролитами, хлорито-кремнистыми сланцами (500 м). В верхнем течении р. Красный флаг разрез девонских-нижнекаменноугольных отложений представлен песчаниковыми и сланцевыми пачками и единичными пластами известняков. На Восточном плато в верховьях р. Насхок девонские отложения представлены чередованием песчаников и сланцев. Мощность девонских отложений вероятно достигает 200 м (Косько и др., 2003б).

Существенно различный структурный стиль каменноугольных-триасовых и силур-нижнедевонских (верхнедевонских?) осадочных комплексов позволил предположить наличие структурного несогласия между ними (Вержбицкий и др. 2015; Моисеев и др., 2018). Согласно Вержбицкий и др. (2015) структурообразование в условиях субширотного сжатия силур-девонских отложений произошло на уровне среднего-позднего девона.

Нижнекаменноугольные толщи мощностью до 350 м сложены терригенными, карбонатными пачками и эвапоритами. Толща с размывом (?) залегает на девонских отложениях. В районе верховьев р. Хищников в основании турне-визейского (?) разреза залегает пачка валунно-галечного конгломерата, далее вверх по разрезу сменяемая переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Верхняя часть разреза представлена доломитами, известняками, глинистыми известняками и гипсами. На западе о. Врангеля в бассейне р. Гусиная нижнекаменноугольный разрез сложен пестроцветными конгломератами, песчаниками, зелеными сланцами с прослоями гипсов. Таким образом, турне-визейские отложения в пределах острова могут быть разделены на две

части – нижнюю, существенно терригенную, и верхнюю, существенно карбонатную (Косько и др., 2003б).

Визейско (?)–верхнекаменноугольные отложения на юге острова представлены 1400–1500 м толщей темно-серых микритовых и биокластовых известняков с прослоями известковистых аргиллитов, черных сланцев (Бондаренко и др., 2014). В северной и западной части острова одновозрастные отложения представлены массивными биогермными и органогенно-обломочными известняками с прослоями песчаников и конгломератов. М.И. Тучкова с соавторами (Tuchkova et al., 2018) установили существование стратиграфического несогласия в основании башкирского яруса, подчеркнутого формированием конгломератов в центральной части о. Врангеля.

Литологический состав, мощность и фации пермских отложений наследуют фациальную зональность каменноугольного бассейна, и в южной глубоководной зоне резко преобладают глинистые сланцы, а в северной, более мелководной – сланцы и известняки находятся примерно в равных соотношениях (Каменева, Черняк, 1975; Косько и др., 2003б). На юге пермские отложения согласно залегают на верхнекаменноугольных, а на севере несогласно на более древних породах. Установлено несогласие в основании средней перми на о. Врангеля (Tuchkova et al., 2018).

Чукотка

Девон-пермские отложения Чукотки в значительной степени деформированы и метаморфизованы, Степень метаморфизма увеличивается к югу по направлению к Южно-Ануйской мезозойской сuture, поэтому вдоль побережья на удалении от сuture сохранились разрозненные фрагменты слабометаморфизованных палеозойских отложений.

Вдоль пролива Лонга, а также в бассейнах рек Куул-Иннукай и Кусвеем обнажаются нижнедевонские отложения, сложенные песчаниками, аргиллитами и алевритистыми филлитами с подчиненными прослоями известняков и известковистых сланцев (Рогозов, Васильева, 1968; Шапошников и др., 1999а). Нижняя часть толщи представлена в основном

песчаниками с прослоями сланцев и редкими прослоями известняков, а верхняя часть представлена преимущественно алевролитами. По редким находкам брахиопод, фораминифер, кораллов, тентакулитов и трилобитов отложения датированы широко как нижний девон и имеют мощность около 700 м (Рогозов, Васильева, 1968). Среднедевонские отложения залегают согласно на более древних толщах и представлены 560-метровой толщей переслаивания алевролитов и песчаников, содержащей прослой карбонатных брекчий с редкими остатками брахиопод (Рогозов, Васильева, 1968). Породы верхнего девона представлены 800–1000 м песчаников с редкими прослоями аргиллитов. Возраст этих отложений определен как франский на основании комплекса фораминифер (Шапошников и др., 1999а).

Литологический состав и мощности каменноугольных пород значительно варьируют на Западной Чукотке. Полимиктовые конгломераты описаны в основании каменноугольных отложений. Остальная часть каменноугольной толщи характеризуется значительными латеральными фаціальными изменениями и представлена чередованием известняков, алевролитов, сланцев и песчаников, сформированных в шельфовых условиях (Саморуков, Матвиенко, 1984). Известняки содержат разнообразные морские окаменелости, что позволяет датировать последовательность как визейско-башкирскую. Мощность каменноугольных отложений на западе Чукотки достигает 1300 м (Шапошников и др., 1999а). Пермские отложения имеют очень ограниченное распространение и представлены 250–300 метровой толщей переслаивания песчаников, алевролитов и сланцев (Tuchkova et. al., 2014). С нижележащими толщами пермские отложения граничат, как правило, по разломам, хотя на левобережье р. Кывэквын отмечается их залегание на различных горизонтах нижнего карбона, возможно, с угловым несогласием (Шапошников и др., 1999а). По данным Саморуков, Матвиенко (1984) пермские отложения залегают с размывом, но без видимого углового несогласия на нижележащих отложениях карбона. Возраст этих отложений определен на основании ископаемой флоры плохой

сохранности как позднепермский (Саморуков, Матвиенко, 1984; Шапошников и др., 1999а,б).

Девон-каменноугольные отложения обнаружены в нескольких отдельных тектонических блоках на востоке Чукотки. Метаморфизм позднепалеозойских толщ крайне затрудняет определение фациальной принадлежности и корреляцию отложений по площади (Natal'in et al, 1999; Владимирцева и др., 2001).

Наименее метаморфизованные толщи описаны вдоль побережья Чукотского моря в районе устья р. Чегитун. Нижнедевонские отложения здесь выходят на дневную поверхность в отдельных разрозненных тектонических блоках. Представлены битуминозными и глинистыми известняками, коралловыми известняками, известковистыми сланцами и доломитами мощностью до 400 м. Среднедевонско-франские толщи представлены биокластическими, микритовыми и коралловыми известняками с подчиненными пластами кремнистых и известковистых разностей (Владимирцева и др., 2001) и перекрываются микритовыми известняками и аргиллитами, содержащие франские и, возможно, фаменские конодонты.

В среднедевонской части разреза у устья р. Чегитун, Б.А. Натальин с соавторами (Natal'in et al., 1999) описали средне-верхнедевонскую толщу тонкослоистых метакарбонатов и филлитов (мощность 800 м), пачку андезитовых туфов мощностью от 2 до 35 м и предположили, что им одновозрастна толща переслаивания базальтовых туфов, риолитов и филлитов мыса Сешан.

Позднеживетско-франские отложения известны на Беринговоморском побережье восточной Чукотки, где они представлены переслаивающимися метаморфизованными известняками и аргиллитами (мощностью до 1650 м) (Владимирцева и др., 2001).

Визейские известняки и аргиллиты залегают в основании каменноугольной последовательности Восточной Чукотки, что, вероятно, свидетельствует об отсутствии отложений турнейского яруса. Серпуховско-

башкирские толщи представлены песчаниками с прослоями алевролитов в основании, переходящими вверх по разрезу в глинисто-карбонатную толщу. Выходов пермских отложений на востоке Чукотки не установлено (Владимирцева и др., 2001).

6.3.3. Магматизм девона-карбона ААЧТ

Девонский-раннекаменноугольный магматизм довольно широко проявлен в пределах ААЧТ (рис. 6.13), при этом существуют различные представления о его геодинамической природе (Лучицкая, Соколов, 2021; Amato et al., 2014; Dillon et al., 1980; Hitzman et al., 1986; McClelland et al., 2006; Till et al., 2014б).

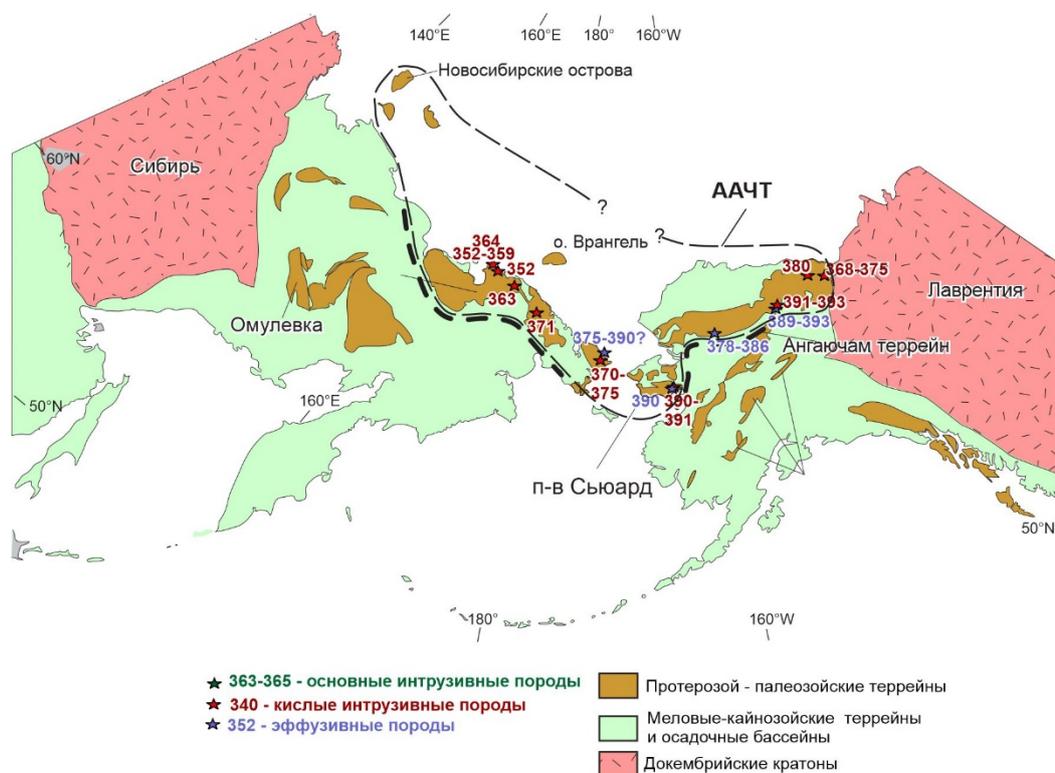


Рис. 6.13. Девон-пермские магматические образования ААЧТ.

На п-ове Сьюард описаны девонские кислые интрузивные и эффузивные образования. Рассланцованные граниты имеют возраст 390 ± 4 млн лет (Amato et al., 2009, SIMS) и 391 ± 3 млн лет (Amato et al., 2014, SIMS), метафельзиты – 390 ± 6 млн лет (Amato et al., 2014, SIMS). Д. Амато с соавторами (Amato et al., 2014) предположили, что эти магматические образования сформировались в системе дуга-задуговой бассейн. С другой стороны, согласно Till et al., 2014б, основной магматизм девона (возраст

установлен по конодонтам в известняках, переслаивающихся с базальтами) имеет рифтовую природу.

Девонские магматические породы на юго-востоке хребта Брукс (Coldfoot и Hammond Subterranean, или Schist belt и Central belt) представлены ортогнейсами, гнейсами по гранитам и сланцами по вулканитам (Aleinikoff et al., 1992; Nelson et al., 1993). Метаграниты по данным U-Pb датирования цирконов имеют следующие возрасты кристаллизации – 391 ± 1 и 393 ± 5 млн лет, метавулканиты 393 ± 2 и 389 ± 3 млн лет (Aleinikoff et al., 1992). U-Pb (SHRIMP) датирование метариолитов (Ambler sequences) на юго-западе хребта Брукса показало следующий возраст кристаллизации цирконов: 378 ± 2 , 381 ± 2 и 386 ± 2 млн лет (McClelland et al., 2006). Дж. Нельсон с соавторами (Nelson et al., 1993), основываясь на изотопно-геохимических характеристиках предположили, что девонские метаграниты образовались на активной континентальной окраине. Д. Диллон с соавторами (Dillon et al., 1980) предположили, что существовала среднепалеозойская «энсиалическая островная дуга или магматический пояс» вдоль континентальной окраины ААЧТ. Бимодальные вулканиты позднего девона (Ambler sequences) интерпретировали как рифтогенные (Hitzman et al., 1986). Т. Хадсон предположил, что девонские ортогнейсы Аляски образовались в результате анатектического плавления земной коры кислого состава в обстановке растяжения (Hudson, 1994). Фациальные особенности девонских отложений Арктической Аляски позволили предполагать широкое развитие рифтовых процессов в ААЧТ (Anderson, Meisling, 2021; Moore et al., 1994.).

Геодинамическая природа позднедевонского гранитоидного магматизма (366–380 млн лет назад) северо-востока Аляски дискуссионная (гранитоиды и риолит-порфиры Беар Маунтейн, Bear Mountain, сиениты Дейв Лорд, Dave Lord, батолит Маунтейн Фиттон, Mt. Fitton и др.) (Lane, Mortensen 2019; Ward et al., 2018). По геохимическим особенностям pluton Дейв Лорд относят к А-типу гранитоидов и интерпретируют как свидетельство андерплейтинга, регионального растяжения, вулканизма и рифтогенеза (Lane, Mortensen, 2019). В.П. Вард с соавторами (Ward et al.,

2018) полагают, что девонский магматизм этого района происходил на континентальной дуге и/или в задуговом бассейне. Также согласно модели этих авторов внедрение средне-позднедевонских гранитоидов произошло после значительного перемещения по системе крупных сдвигов террейна Северный склон Аляски вдоль сдвиговой зоны Поркепайн (Porcupine Shear Zone), после которого террейн занял свою современную позицию в пределах микроплиты ААЧ (Faehrich, et al., 2021).

В террейне Ангаючам хребта Брукса широко представлены пиллоу-базальты средне-позднедевонского возраста, которые интерпретируются как фрагмент океанической коры (задугового бассейна?) (Pallister et al., 1989; Saintilan et al., 2023) (рис. 6.14).

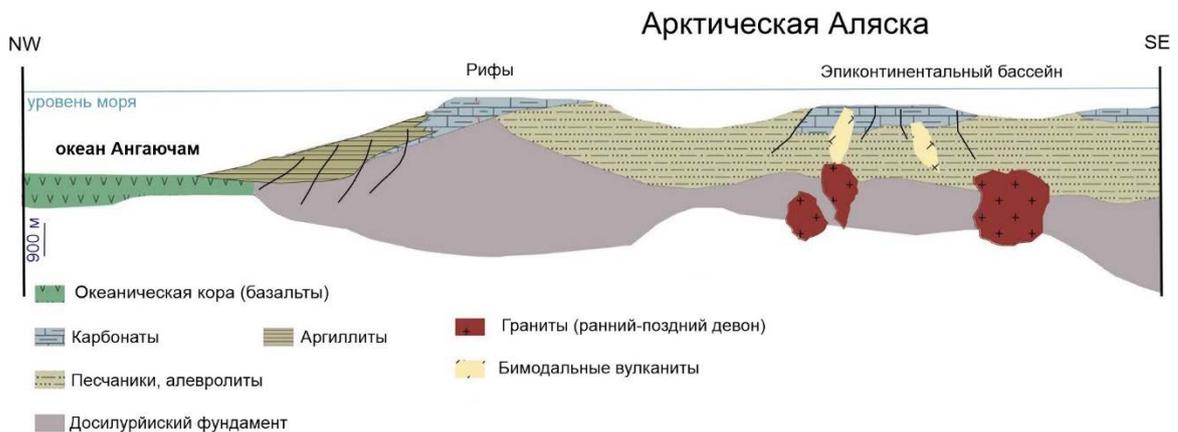


Рис. 6.14. Палеогеодинамическая обстановка района Амблер во время открытия океана Ангаючам около 375 млн лет назад (Saintilan et al., 2023).

На Чукотском п-ове известно пять выходов девонских метаморфических пород с магматическими протолитами. Два ортогнейса из Кооленского гнейсового купола имеют возрасты по циркону (TIMS) 370–375 млн лет (Natal'in, 1999). Ортогнейсы купола Велиткиной датированы в 363 ± 44 млн лет (SIMS) и купола Куэквунь – 362 ± 4 млн лет (SIMS) (Amato et al., 2014). Метаультрамафические породы Кооленского гнейсового купола показали U-Pb возраст по цирконам 385 ± 20 млн лет (SIMS), но Дж. Амато с соавторами (Amato et al., 2014) интерпретировали как возраст метаморфизма.

На северо-западе Чукотки известны выходы палеозойских интрузий – в междуречье Кувет и Куэкувунь и в районе мыса Кибера. На мысе Кибера обнажаются деформированные дайки гранитов и гранитный массив (массив Киберовский). Возраст кристаллизации деформированной дайки гранитов 364 млн лет (Lane et al., 2015), гранитного массива (352–359 млн лет) (Лучицкая и др., 2015; Lane et al., 2015). Амфибол-биотитовые кварцевые сиениты – Куэкувуньский массив (U-Pb датирование цирконов, TIMS) кристаллизовались 352 ± 6 млн лет назад. Согласно Л. Лейну с соавторами (Lane et al., 2015) деформированная гранитная дайка и гранитный массив мыса Кибера образовались в результате двух дискретных магматических событий позднего девона (364 млн лет) и раннего карбона (351 млн лет). Гранитоиды Киберовского и Куэкувуньского массивов имеют сходство с гранитами I-типа, и их геохимическая типизация предполагает надсубдукционную (окраинно-континентальную) обстановку формирования (Лучицкая и др., 2015).

6.3.4. Геологическая эволюция ААЧТ в девоне-перми

Реконструкция обстановок осадконакопления и тектономагматических событий ААЧТ во многом затруднена наложенными мезо-кайнозойскими тектоническими, магматическими и метаморфическими событиями, приведшие к значительному метаморфизму и пространственной разобщенности блоков, которые могли составлять единый континентальный фрагмент в среднем-позднем палеозое. С некоторой долей условности можно выделить следующие этапы геологической истории региона в девоне-перми (рис. 6.4):

1) Ранний девон. Сведения о геологическом развитии региона в раннем девоне весьма отрывочные, т.к. нижнедевонские отложения, вероятно, были в значительной степени эродированы, деформированы и метаморфизованы в среднем-позднем девоне и мезозое. Судя по всему, для раннего девона характерно существование бассейнов осадконакопления с карбонатно-терригенной седиментацией на большей части ААЧТ. Размеры,

конфигурация и геодинамическая природа этих бассейнов остаются неопределенными.

2) Средний-поздний девон. Наиболее трудный для интерпретации временной интервал, для которого сведения об осадочной последовательности обрывчатые, интерпретация магматизма и тектонических событий противоречива. Довольно хорошо установлено деформационное событие сжатия в конце раннего–начале среднего девона в террейне Северный склон Аляски – Романцовская орогения, за которой последовал этап растяжения и формирования рифтовых бассейнов в среднем (?) - позднем девоне и, возможно, еще одно деформационное событие сжатия (на рубеже среднего–позднего девона или позднего девона–раннего карбона элсмирское/позднеэлсмирское). Деформации сжатия, близкие по возрасту, также установлены на о-ве Врангеля (Вержбицкий и др., 2015; Моисеев и др., 2018; Соколов и др., 2017), хотя неполная биостратиграфическая характеристика девонских комплексов здесь не позволяет точно соотнести их с одним из событий, установленных на Аляске. Позднедевонский магматизм кислого и основного составов, широко проявленный на американской части ААЧТ, интерпретируется по-разному. Согласно одним исследователям, он имеет рифтовую природу, согласно другим характерен для островных дуг и окраинных поясов (см. раздел 6.3.3). Хотя однозначной интерпретации геодинамической природы магматических образований здесь не получено, присутствие бимодальных серий (Ambler sequence), рифтовых бассейнов и даже фрагментов океанической коры позднедевонского возраста (террейн Ангаючам) свидетельствует о широком развитии растяжения в позднем девоне в исследуемом регионе. Сценарий, в котором могли существовать серия дуг и задуговых бассейнов, где одновременно формировались как гранитоиды на островных дугах/окраинных поясах, так и бимодальные серии, маркирующие растяжение в задуговых бассейнах, может также объяснять магматизм среднего-позднего девона. Отдельно стоит отметить, что в последние годы некоторые исследователи предполагают существование крупных сдвиговых зон, по которым

фрагменты (?) ААЧТ перемещались в западном направлении вдоль окраины Лаврентии в среднем-позднем девоне (Ward et al., 2018). При этом тогда гранитоидный магматизм позднего девона в некоторых частях ААЧТ может рассматриваться, как аккреционный, при амальгамации различных блоков в том числе экзотических на окраине Лаврентии на завершающих этапах формирования Лавруссии. Но отсутствие офиолитовых комплексов среднего-позднего девона, скорее, свидетельствует о преобладании сдвиговых перемещений при сборке ААЧТ в девоне. Судя по всему, средний-поздний девон мог характеризоваться несколькими эпизодами аккреции различных блоков друг с другом и с Лаврентией/Лавруссией и последующим растяжением позднедевонского орогенного пояса.

3) Карбон-пермь. Ранний карбон характеризуется развитием морских бассейнов практически на всей территории ААЧТ. В целом, визе-пермская осадочная последовательность характеризуется широким развитием отложений от мелководноморских (преимущественно карбонатных) до глубоководных (глинисто-кремнистых). Конфигурацию позднепалеозойского бассейна не во всех частях ААЧТ установить можно с должной детальностью. Так, на о. Врангеля и Чукотке, в пределах субтеррейна Северный склон прогрессивное углубление бассейна в каменноугольное время происходит с севера на юг (современные координаты) (Dumoulin, Bird, 2001; Tuchkova et al., 2018; Косько и др., 2003б), вероятно, указывая направление перехода к океаническому бассейну. В целом, широкое развитие морских осадочных бассейнов преимущественно с карбонатной седиментацией в карбоне свидетельствует о затухании тектонических процессов и широком развитии шельфовых бассейнов. В пермское время формируются терригенные и терригенно-карбонатные отложения в целом наследуя фациальную зональность карбона.

6.4. Баренцевоморской регион

6.4.1. Архипелаг Новая Земля

Архипелаг Новая Земля образует восточное обрамление Баренцева моря и сложен породами, накопившимися на северо-восточной окраине континента Балтика (Лавруссия со среднего палеозоя) (современные координаты). Структура архипелага сформировалась в раннекиммерийскую тектоно-магматическую эпоху активизации (поздний триас?) (Drachev, 2016). Интенсивная деформированность слагающих архипелаг пород во многом затрудняет корреляцию разнофациальных отложений палеозоя. Хотя ранее предполагалось наличие рифей-вендских отложений в структуре архипелага (Кораго и др., 2018; Koraго et al., 2004 и ссылки в этих статьях), но датирование обломочных цирконов с северной (Lorenz et al., 2013) и южной (Pease, Scott, 2009) оконечностей архипелага показало, что предполагаемые рифей-вендские толщи на самом деле кембрийские (или моложе). Разрозненные сведения о неопротерозойском магматизме архипелага (Кораго Тимофеева, 2005; Кораго и др., 2022; Кораго и др., 2018; Corfu et al., 2010) требуют дополнительной верификации современными аналитическими методами и детальным исследованием геологической позиции магматических тел. Кембрийские отложения архипелага преимущественно песчано-алевро-глинистые в различной степени метаморфизованные. Ордовик-силурийские отложения представлены карбонатно-терригенной, преимущественно мелководноморской последовательностью.

Девонский разрез на юго-западе архипелага представлен прибрежно-морскими терригенно-карбонатными отложениями (более 1000 м). Локховские отложения сложены в основании известняковыми конгломератами, песчаниками и алевролитами, в верх по разрезу переходящими в толщу переслаивания зеленовато-серых глинистых сланцев, известняков, седиментационных доломитов и водорослевых (строматолитовых) известняков. Пражско-эмские отложения на юго-западе архипелага представлены чередованием пачек лагунных седиментационных

доломитов, водорослевых доломитизированных известняков и пачек биокластических известняков (более 500 м) (Погребницкий, 2004). Живет-эйфельские отложения сложены табулято-строматопоровыми постройками, биокластическими известняками, карбонатными брекчиями. Нижне-среднедевонские рифовые отложения на юге архипелага представлены пестрой фациальной последовательностью биогермных построек, биокластических известняков, седиментационных доломитов (600–700 м).

На северо-западе архипелага локховские отложения (до 1000 м) представлены пестроцветными песчаниками, алевролитами с подчиненными прослоями доломитов. Пражские-эмские (400 м) отложения сложены тонкозернистыми и водорослевыми доломитами. К востоку нижне-среднедевонские отложения переходят в преимущественно кремнисто-глинисто-карбонатную формацию. На самом севере архипелага одновозрастные отложения представлены песчаниками с прослоями аргиллитов, доломитистых известняков, коралловых известняков, седиментационными доломитами; на северо-западе – черными аргиллитами с крупными карбонатными отторженцами (Погребницкий, 2004).

Существенная перестройка девонского бассейна произошла во франское время, когда на архипелаге был широко проявлен базальтовый магматизм раннего франа и синхронное ему заложение рифтовых бассейнов. Нижнефранские отложения (40–220 м) на юге архипелага представлены прибрежно-морскими терригенными и вулканогенно-терригенными отложениями, залегающими несогласно на отложениях среднего девона. Песчаники красноцветные с линзами конгломератов и с покровами оливинных базальтов и туфов. Здесь верхнефранские-среднекаменноугольные отложения представлены глинистыми и биокластическими известняками и мергелями (до 2600 м). В верхнем визе-башкирском ярусе появляются редкие прослои черных аргиллитов и фтанитов. Местами в верхней части разрезов появляются гипсы и ангидриты. Московские-нижнепермские отложения представлены в нижней части кремнисто-углеродистыми сланцами и фтанитами с горизонтами фосфатных

конкреций, в средней части – мергелями и в верхней части – алевритистыми аргиллитами (мощность 220 м) (Погребицкий, 2004).

На крайнем западе архипелага вдоль побережья Баренцева моря нижнефранские отложения сложены пачками грубозернистых косослоистых песчаников и алевролитов (700–1000 м). Верхнефранские отложения сложены черными иловыми микритовыми и биокластическими известняками (400 м), а фаменские – доломитизированными известняками и доломитами, строматопоро-водорослевые биостромами (400–450 м.). Турне-визейские отложения представлены глинистыми известняками с редкими прослоями биокластических известняков. В верхней части появляются кремнистые известняки и кремни (300–400 м). Верхний визе-серпухов представлен глинистыми и биокластическими известняками, карбонатными песчаниками, в верхней части преобладают доломиты (200–500 м). Верхнекаменноугольные отложения в основном сложены известняками с линзовидными прослоями карбонатных конгломерато-брекчий. Пермские отложения представлены однообразными темно-серыми до черных аргиллитами, алевритистыми аргиллитами (400 м).

На востоке архипелага разрез верхнедевонских-нижнепермских отложений снизу вверх по разрезу представлен тремя контрастными толщами. Нижнефранские отложения прибрежноморские вулканогенно-терригенные, к востоку замещаются кремнисто-базальтовой последовательностью. Верхнефранско-нижнепермские отложения сложены пелагическими известняками и черными глинисто-кремнистыми сланцами, а ниже-верхнепермские представлены глубоководной терригенной (турбидитовой) толщей (Погребицкий, 2004).

На крайнем севере архипелага нижнефранские отложения залегают с размывом на подстилающих толщах и представлены континентальными красноцветными алевролитами и песчаниками, пестроцветными песчаниками и валунно-галечными конгломератами. Верхнефранско-серпуховские прибрежно-мелководно-морские отложения представлены строматолитовыми известняками, биокластическими известняками,

глинистыми известняками; редки прослойки песчаников и алевролитов. Здесь башкирско-пермские отложения представлены прибрежно- и мелководно-морской карбонатно-терригенной последовательностью. В основании башкирского яруса отмечается значительный размыв. Верхнекаменноугольные отложения представлены песчаниками и оолит-биокластическими известняками с линзовидными прослоями мелкогалечных конгломератов. Пермские отложения на северо-востоке Архипелага сложены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами; локально наблюдаются прослойки ангидритов. В юго-западном направлении увеличивается карбонатность разреза и уменьшается количество терригенных прослоев.

6.4.2. Архипелаг Шпицберген

Архипелаг Шпицберген представляет собой фрагмент северо-западной части баренцевоморского шельфа, выведенный на дневную поверхность в результате мезо-кайнозойских тектонических событий (Harland, 1997) (рис. 6.15). Становление фундамента Шпицбергена и окружающих частей баренцевоморского шельфа произошло в результате каледонского орогенеза (Gee, Tebenkov, 2004; Harland, 1997). В фундаменте архипелага выделяют северо-восточную, северо-западную и юго-западные провинции (террейны) (Northeastern, Northwestern, Southwestern provinces), разделенные посторогенными разломами и наложенными бассейнами, выполненными красноцветными верхнесилурийскими (?)–девонскими отложениями (рис. 6.15) (Old Red Sandstone basins). Амплитуду перемещения по разломам, разделяющим блоки фундамента, оценивают по-разному – от десятков до тысяч километров (Harland, 1997; Gee, Page, 1994; Lyberis, Manby, 1999), что определяет существование различных моделей его амальгамации. Доверхнесилурийские породы Шпицбергена представлены в различной степени деформированными мезопротерозойскими-ордовикскими метаморфическими, метаосадочными и осадочными комплексами, претерпевшими многостадийную историю деформаций и метаморфизма (Harland, 1997).

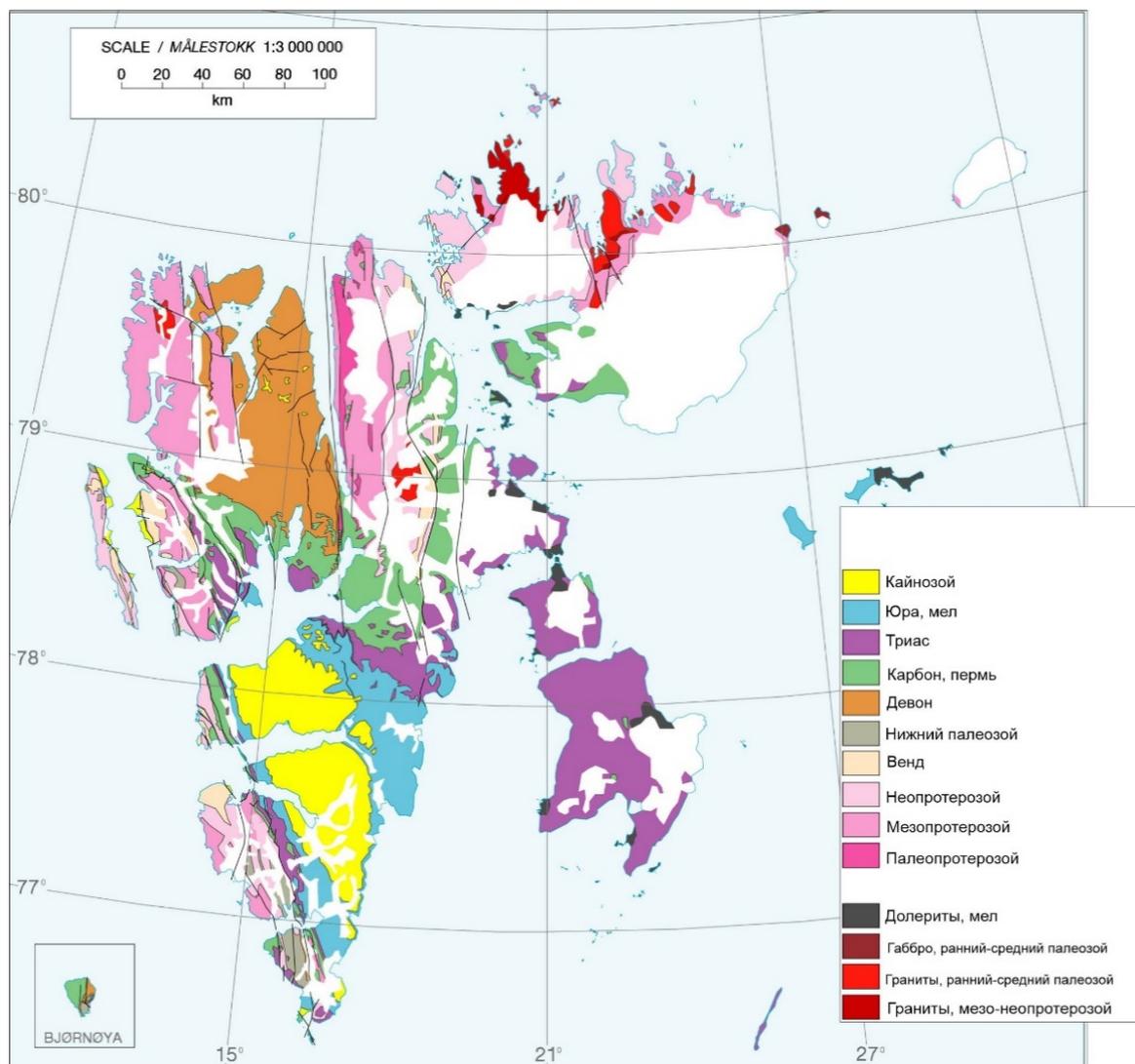


Рис. 6.15. Упрощенная геологическая карта арх. Шпицберген (<https://www.npolar.no/en/themes/the-geology-of-svalbard/>).

В позднем силуре–раннем девоне (410–440 млн лет назад) на архипелаге произошло внедрение поздних син- и постколлизийных интрузий (Johansson et al., 2002; Gee et al., 1999; Olaussen et al., 2002). В раннем девоне на территории Шпицбергена начался поздне-посткаледонский гравитационный коллапс, который привел к формированию нескольких бассейнов, где накапливались девонские терригенные отложения (Old Red Sandstone basin) (Koehl, 2020 и ссылки в этой работе).

На северо-западе Шпицбергена разрез красноцветных отложений начинается верхнесилурийской–нижнедевонской последовательностью

группы Сиктефьеллет (Siktefjellet Group). В ее основании несогласно на метаморфическом фундаменте в небольших депрессиях залегают полимиктовые конгломераты, вверх по разрезу переходящие в песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. Формирование отложений группы Сиктефьеллет происходило в бассейне типа пул-апарт (Beranek et al., 2020).

Локховские отложения группы Ред Бей (Red Bay Group) несогласно залегают на породах группы Сиктефьеллет или на кристаллическом фундаменте. Накопление отложений группы Ред Бей началось после деформационного события Хакон (Haakonian deformation), которое связывают со сдвиговыми перемещениями вдоль разломной зоны Сиктефьеллет (Siktefjellet fault zone.) (Gee, 1972). Группа Ред Бей сложена красноцветными конгломератами, брекчиями, песчаниками, алевролитами и аргиллитами (Beranek et al., 2020).

Отложения группы Ред Бей были инвертированы в результате деформационного события Монакобрин (Monacobreen deformation phase) (McCann, 2000) и, вероятно, выступали источником кластики для более молодых пород группы Андреленд (Andrée Land Group). Отложения группы Андреленд (пражский-живетский ярусы) залегают с несогласием на метаморфическом фундаменте и отложениях группы Ред Бей, выходят на дневную поверхность в северной части грабена Андреленд-Диксоленд (Andréeland-Dicksonland graben) и представлены косослоистыми и массивными песчаниками, конгломератами и алевролитистыми песчаниками, аргиллитами и известковыми алевролитами (600 м). Эти породы формировались в континентальных и прибрежноморских условиях.

Стратиграфическим аналогом отложений группы Андреленд являются породы Формации Мимер Волей (Mimer Valley Formation), которые распространены только на Диксон Лэнд (Dickson Land) и представлены сероцветными песчаниками и конгломератами, алевролитами и аргиллитами. На юге Шпицбергена девонские терригенные красноцветные отложения обнажаются в узком, протяженностью 30 км, изолированном бассейне к северу и югу от Хорнсунда, и объединены в Формацию

Мариетоппен (Marietoppen) (эйфель-фран) (Harland, 1997; Pierjohn, Dallmann, 2014). Ранее на Шпицбергене выделяли Свальбардское (Svalbardian deformation) деформационное событие сжатия и датировали его фаменом-поздним турне (Pierjohn, 2000; Pierjohn et al., 2000), сопоставляя с элсмирской орогенией Арктической Канады. Однако последние исследования (Koehl, 2020, 2022) показали неоднозначность интерпретации структурных стилей предыдущими исследователями. Во-первых, даже если деформации сжатия существовали, то они могли быть очень кратковременными и разделять два эпизода растяжения. Во-вторых, часть деформационных структур, описанных в девонских отложениях, могла быть сформирована в кайнозойский этап тектонической активности, а не в позднедевонский (Koehl et al., 2020, 2022). В-третьих, свальбардское событие сжатия происходило параллельно со складками, формирование которых связано с детачментом растяжения (extensional detachment-related folding in northwestern Svalbard), перемещение по которому происходило около 368 млн лет назад (Bockfjorden Anticline core complex, Braathen et al., 2018; Koehl et al., 2020 и ссылки в этих работах). В настоящее время не существует однозначной интерпретации геодинамической природы деформаций позднего девона на Шпицбергене.

С угловым несогласием на девонских отложениях и метаморфическом фундаменте залегают турнейские (фаменские?)–визейские отложения группы Биллефьорд (Billefjorden Group) (рис. 6.16), представленные конгломератами и красноцветными песчаниками турне (фамена?) и сероцветными континентальными песчаниками и аргиллитами визе-серпуховского(?) яруса. Тектоническая позиция отложений этой группы дискуссионна. Она перекрывает с угловым несогласием нижележащие породы, ее формирование относят либо к началу рифтогенеза, либо рассматривают как дорифтовые отложения (Olaussen et al., in press).

Позднемиссиссипский–пенсильванский (возможно и более ранний) рифтогенез привел к формированию вытянутых субдолготных бассейнов. Наиболее хорошо изученный бассейн Биллифьерден (Billefjorden Trough)

находится в центральной части архипелага. Серпуховские-московские отложения нижней части группы Гипсдален (Gipsdalen Group) представлены здесь терригенными, терригенно-карбонатными и эвапоритовыми отложениями, которые накапливались в серии субдолготных узких рифтовых бассейнов (Ahlborn, Stemmerik, 2015; Smyrak-Sikora et al., 2019, 2021). Московские–нижнепермские отложения верхней части группы Гипсдален представлены преимущественно мелководными карбонатами и эвапоритами (Bond et al., 2018).

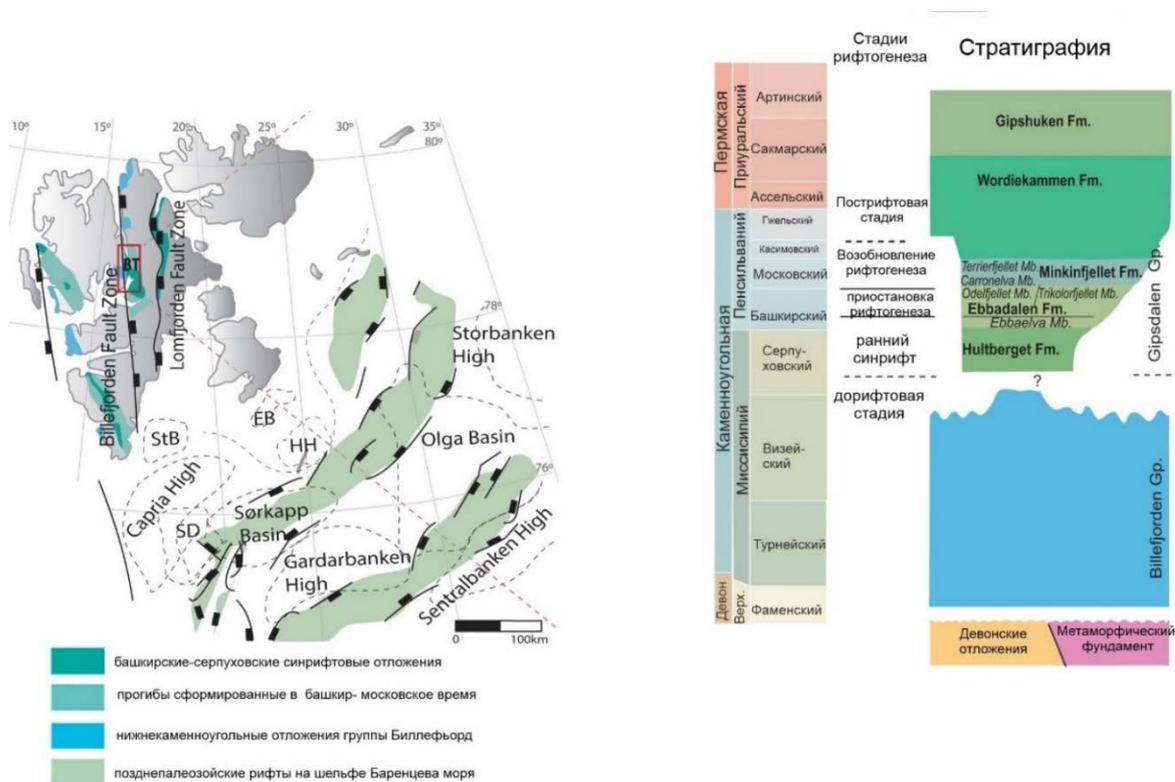


Рис. 6.16. Карта арх. Шпицберген и окружающих частей Баренцева моря с указанием местоположения основных каменноугольных бассейнов и колонка стратиграфической последовательности (Smyrak-Sikora et al., 2021).

Нижне-верхнепермская группа Темпелфьорд (Tempelfjorden Group) (артинский-чансинский ярусы) состоит преимущественно из светлых и темных спиккулитовых кремней с прослоями кремнистых аргиллитов, алевролитов и глауконитовых песчаников, кремнистых известняков, достигая мощности 400 м. Во время накопления отложений группы

Темпелфьорд Шпицберген входил в состав широкого эпиконтинентального шельфа на северной окраине Пангеи (Bond et al., 2018).

Похожее строение девон-пермских отложений вскрыто в скважинах и предполагается по сейсмическим данным в норвежской части Баренцева моря. Здесь широко развиты рифтовые бассейны карбона-перми (Gernigon et al., 2014; Hassaan et al., 2020; Henriksen et al., in press и ссылки в них), наложенные на раннюю каледонскую структуру сжатия (рис. 6.17).

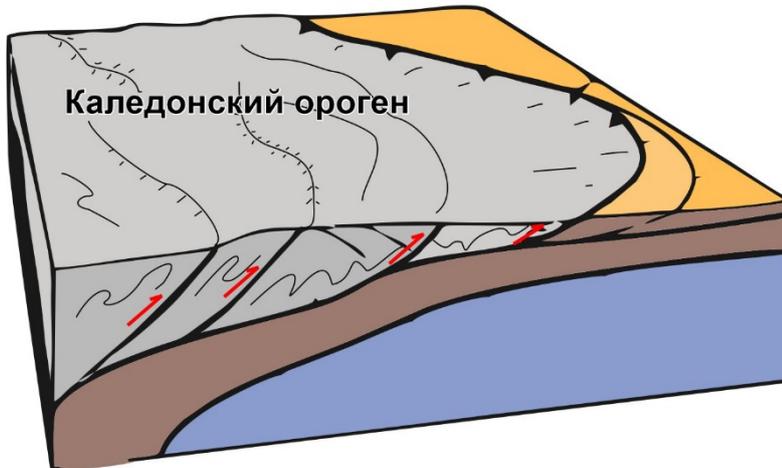
6.4.3. Геологическая эволюция северо-восточной части Баренцевоморского региона в девоне-перми

Геологическая эволюция в девоне-перми характеризуется несколькими этапами тектоно-магматической активности, проявленной по-разному в отдельных его районах:

1) Ранний-средний девон характеризуется завершением каледонской орогении на западе региона с формированием крупной складчато-надвиговой системы. На арх. Шпицберген и в скандинавских каледонидах начинается гравитационный коллапс орогена с формированием серии грабенообразных бассейнов, где накапливались различные по мощности красноцветные терригенные отложения девона. На арх. Шпицберген отмечается несколько деформационных событий сжатия, связанных с перемещением по крупным сдвиговым зонам, разделяющим девонские осадочные последовательности, а также значительное растяжение, хорошо прослеживаемое в метаморфических комплексах фундамента. К востоку и юго-востоку Баренцевоморского региона, за пределами развития каледонид, существовал мелководно-морской бассейн осадконакопления с терригенной и терригенно-карбонатной седиментацией (рис. 6.18). Существуют разные представления о площадном распространении каледонских деформаций на шельфе Баренцева моря (см. Глава 2). Достоверно установлено, что они были проявлены на западной части арх. ЗФИ (Knudsen et al., 2019), и, вероятно, прослеживались дальше на северо-восток (Ershova et al., 2018a). Морской бассейн осадконакопления

существовал на востоке, о чем свидетельствует разрез ниже-среднедевонских отложений арх. Новая Земля.

Поздний силур-ранний девон



Поздний девон-карбон

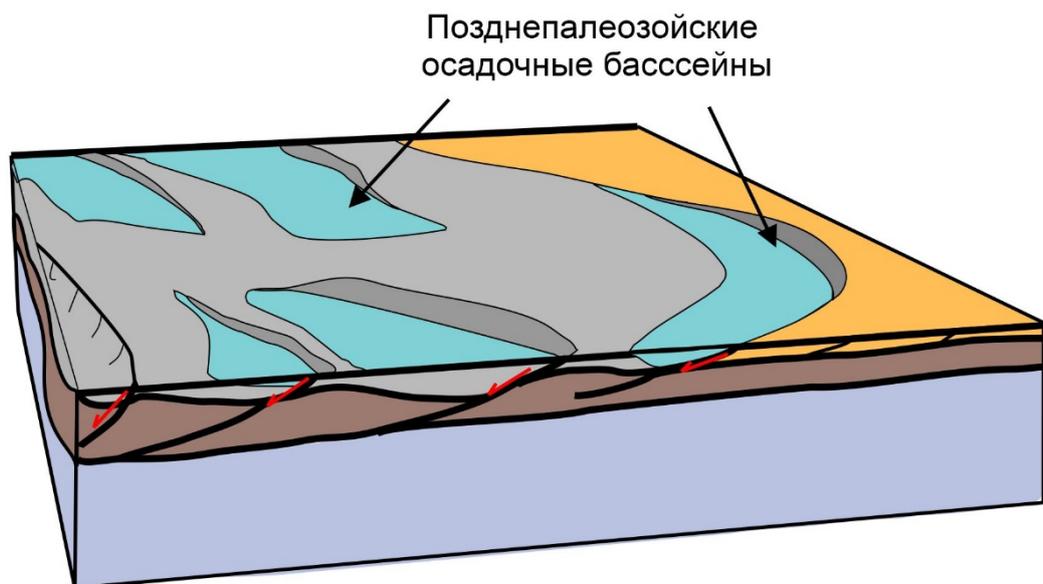


Рис. 6.17. Иллюстрация девон-каменноугольной геодинамической эволюции платформы Бьормеланд (Bjarmeland Platform), юго-восток норвежской части Баренцева моря (Gernigon et al., 2014).

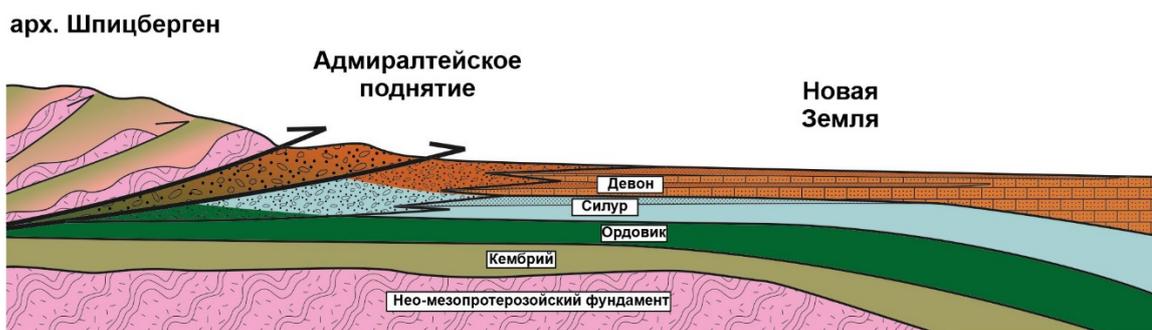


Рис. 6.18. Палеогеодинамический профиль Баренцевоморского региона в девоне (Lorenz et al., 2013).

2) Поздний девон характеризуется значительной тектономагматической активностью на востоке региона. Здесь во франское время происходит интенсивное растяжение, сопровождаемое базитовым магматизмом и, вероятно, заложением серии бассейнов осадконакопления, включая крупный Восточно-Баренцевоморский бассейн.

3) В раннем карбоне несколько этапов растяжения и формирования рифтовых прогибов отмечены в западной части региона. В это время на востоке на арх. Новая Земля происходит накопление преимущественно карбонатных отложений. В позднем карбоне и ранней перми весь рассматриваемый регион представляет собой обширный бассейн осадконакопления с карбонатной и кремнисто-карбонатной седиментацией. Наиболее глубоководные области бассейна располагались на востоке (центральная часть арх. Новая Земля). В середине пермского периода на северо-восток и юго-восток региона (север и юг арх. Новая Земля) начинает поступать терригенный материал, вероятно, с северного фланга Уральского орогена.

6.5. Северная и северо-восточная Гренландия

Восточная и северо-восточная Гренландия представляет собой серию надвиговых пластин западной вергентности, которые сформировались при столкновении Балтики с северо-восточной окраиной Лаврентии при закрытии океана Япетус (Higgins, Leslie, 2008).

Девон-пермские отложения на северо-востоке Гренландии выходят на дневную поверхность в разрозненных блоках на востоке и севере острова, их стратиграфическая последовательность не всегда детально установлена. Красноцветные отложения девона (Old Red Sandstones) в восточной Гренландии достигают мощности 8000 м, которые несогласно перекрывают деформированные палеозой и неопротерозойские породы, и накопились во внутригорных бассейнах в живетско-франское (фаменское?) время (Higgins, Leslie, 2008). Одновременно с накоплением красноцветов в среднем-позднем девоне в Гренландии происходил бимодальный магматизм, который представлен базальтовыми покровами, базитовыми дайками, риолитами, щелочными и известково-щелочными интрузиями. Возраст гранитоидов на основе K/Ar датировок слюд составляет 395 ± 10 млн лет (Haller, 1971). Один из плутонов гранитоидов внедрен в базальную пачку девонских красноцветов (гранитная интрузия мыса Франклина). Вулканизм продолжался до позднего девона (франского века), но прекратился до накопления фаменских отложений. Предполагают, что девонские интрузии могут быть широко развиты в незакартированных участках Гренландии (Guarnieri, 2020). Формирование девонских бассейнов и бимодальный магматизм связывают с коллапсом каледонского орогена. Девонские красноцветы были смяты в складки в ходе корового андерплейтинга и формирования дуплексов, компенсированных образованием detachментов растяжения («листрических сбросов») в верхней плите (Guarnieri, 2020). Надвигообразование и эксгумация девонских осадочных бассейнов происходили от 370 до 340 млн лет назад одновременно с крупными сдвиговыми перемещениями в разломной зоне Сторстрёммен (Storstrømmen Shear) (Hallet et al., 2014) и в зоне деформаций Германия Лэнд (Germania

Land) (Sartini-Rideout et al., 2006), что, возможно, указывает на транспрессионный характер деформаций позднего девона (Guarnieri, 2020) (рис. 6.19).

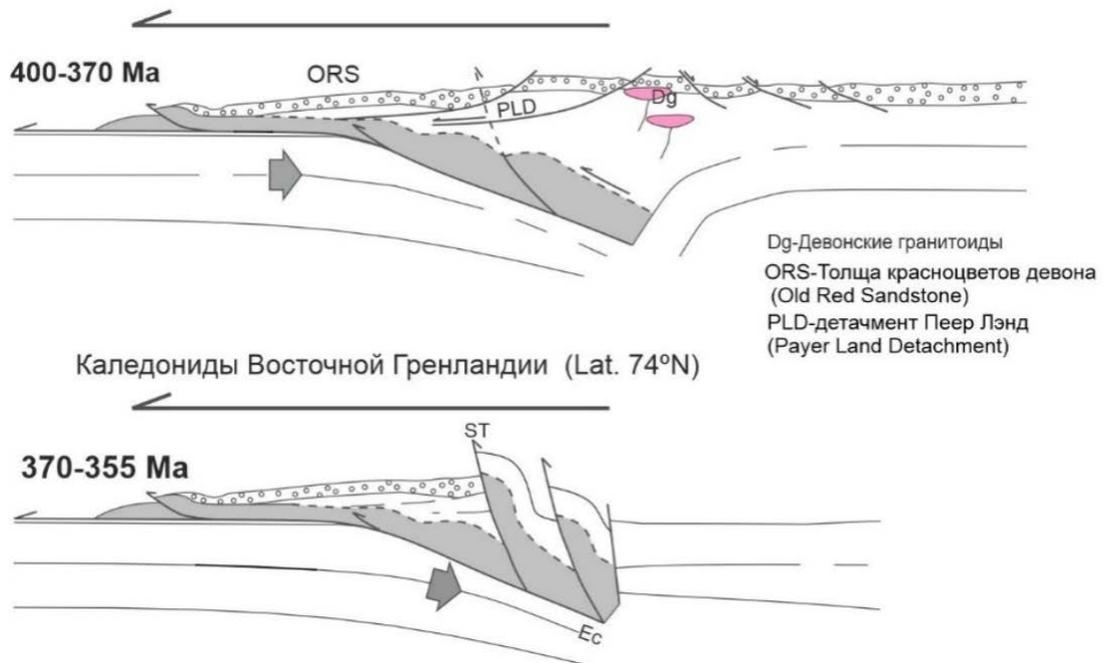


Рис. 6.19. Тектоническая эволюция девонских бассейнов восточной Гренландии (Guarnieri, 2021).

В турнейском веке (позднем фамене?) – раннем визе в результате следующего эпизода рифтогенеза были образованы полуграбены, отчетливо проявлены на востоке Гренландии и, вероятно, к северу располагались мелководные шельфовые бассейны (Stemmerik et al., 1991б, Stemmerik, Worsley, 2005). В узких изолированных грабенах и полуграбенах накапливались терригенные грубозернистые континентальные отложения (McClelland, 2016; Stemmerik, 2000; Stemmerik, Worsley 2005). Серпуховские–среднебашкирские отложения отсутствуют в Гренландии (Stemmerik, 2000). В серпуховское время произошло значительное поднятие Восточной Гренландии, приведшее к эрозии более древних комплексов (Stemmerik et al., 1991б). В средне-позднебашкирское время произошел следующий эпизод рифтогенеза и в полуграбенах накапливались континентальные терригенные отложения. В позднемосковское-гжельское время произошло региональное прогибание, уменьшение скорости

седиментации и смена терригенного на преимущественно карбонатное осадконакопление. Отложения отсутствуют на большей части восточной Гренландии (Stemmerik et al., 1991a). Ассельско-сакмарские карбонатные шельфовые отложения известны лишь в изолированном бассейне на севере Гренландии (Stemmerik, 2000). Новый эпизод рифтогенеза и прогибания бассейнов датируется артинским веком. Начиная с позднего артинского времени накапливались карбонатно-глинистые и кремнистые отложения.

Глава 7. Реконструкция источников сноса кластики и геологическая эволюция арктического региона в девоне-перми

7.1. Геологическая эволюция арктического региона в девоне

Расположение континентов и океанов в девонское время, хоть и является предметом дискуссий, но некоторые черты строения крупных континентов и их взаимоотношения реконструированы на достаточно детальном уровне (напр., Верниковский и др., 2013, Torsvik, Cocks, 2017; Cocks, Torsvik, 2011; Metelkin et al., 2016, 2022). В девонское время существовало три крупных континента – Лавруссия (Балтика и Лаврентия), образовавшаяся в результате закрытия океана Япетус в силуре-раннем девоне, Сибирь и Гондвана, разделенные океанами – Панталасским, Палеотетисом и Реик (Рейским), и отдельные крупные блоки, представлявшие фрагменты северного Китая и других регионов Азии (Torsvik, Cocks, 2017). Реконструкция палеозойской истории Арктики затруднена многочисленными рифтовыми и коллизионными событиями мезо-кайнозоя, которые в значительной степени переработали палеозойские структуры региона (напр., Nikishin et al., 2021; Shepard, 2013). Более того, значительную часть исследуемого региона занимают крупные шельфовые моря, и мощный чехол мезо-кайнозойских осадков, что не позволяет изучать прямыми геологическими методами глубокопогруженные осадочные последовательности и/или фундамент бассейнов. Палеогеографическая основа и расположение крупных континентов, которую мы принимаем за основу наших дальнейших рассуждений, основана на расположении континентов и океанов, принятом в работе Torsvik, Cocks, 2017 (рис. 7.1).

Наша работа посвящена арктическому региону, чьи отдельные блоки и террейны, согласно различным тектоническим реконструкциям, в палеозое являлись составными частями Балтики, Лаврентии, Лавруссии, Арктиды и/или Сибири. Арктида – это гипотетический материк, в состав которого разные авторы включают отдельные части арктического региона – Карский террейн, Арктическую Аляску и Чукотку, Баренцевоморский шельф, Новосибирские острова. Согласно классическим представлениям Л.П.

Зоненшайна с соавторами (Зоненшайн и др., 1990) в среднем-позднем девоне Арктида аккретировала к Евроамерике (Лавруссия в современной терминологии). Другая модель предполагает существование блоков Арктида I и Арктида II, которые дважды объединялись в единый континентальный блок и присоединялись к Родинии в неопротерозое, и к Пангеи в позднем палеозое (Metelkin et al., 2015).

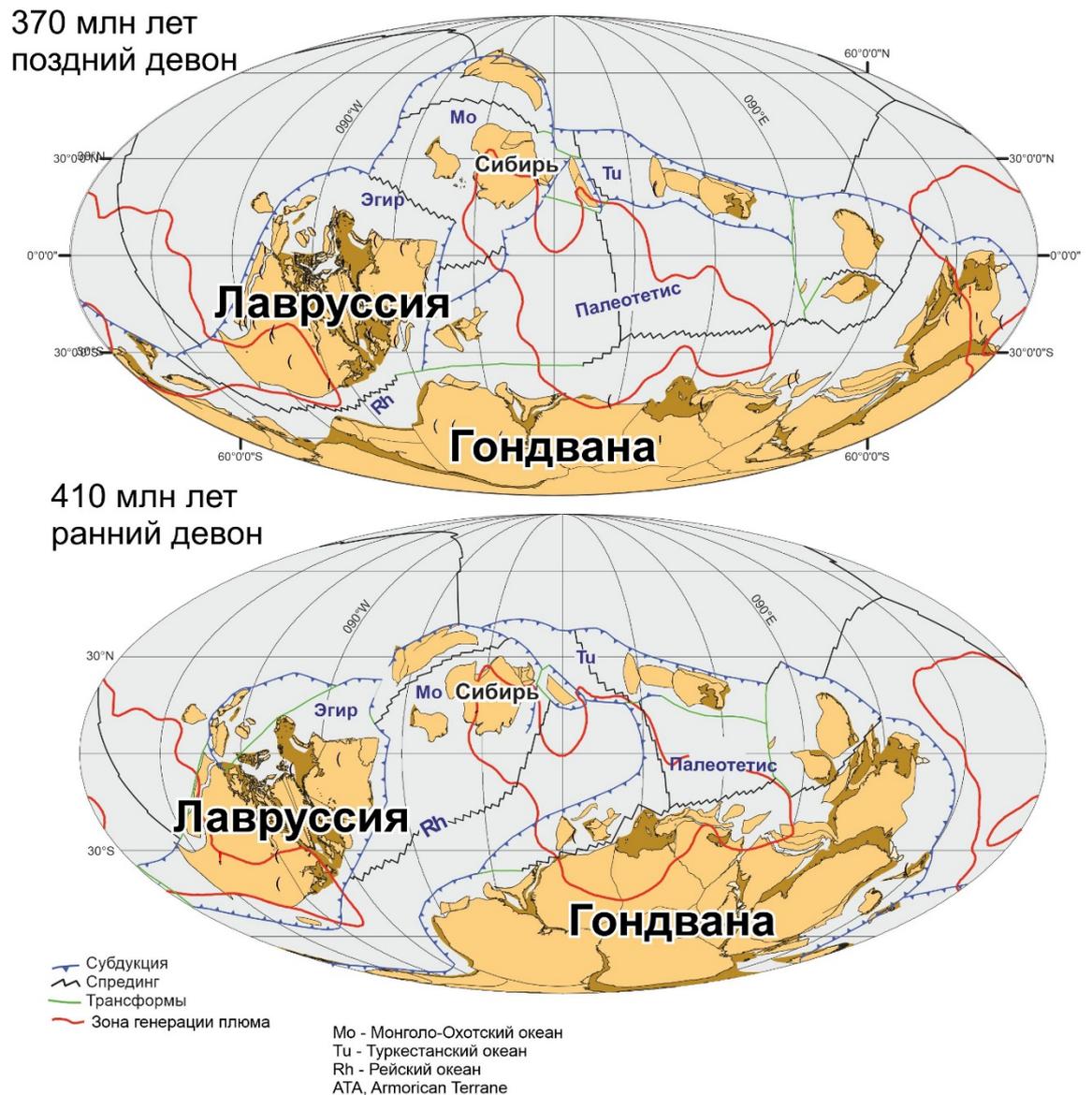


Рис 7.1. Реконструкции по (Torsvik, Cocks, 2017) на девонский период с изменениями и упрощениями.

Также Арктидой называют предполагаемый материк, в результате столкновения которого с Балтикой в позднем докембрии - раннем кембрии

сформировался Тиманский ороген (Kuznetsov et al., 2010; Кузнецов 2006, 2008). Фактически к Арктиде относят разрозненные в настоящее время континентальные фрагменты арктического региона, которые имеют некоторые сходства в палеозойской геологической истории и чье положение относительно крупных континентов (Сибирь, Лаврентия, Балтика) остается дискуссионным. Нами будет показано ниже, что реконструкция геологической эволюции арктического региона в среднем-позднем палеозое не требует привлечения гипотетического материка Арктида. Геологическая история всех рассматриваемых регионов может быть соотнесена с геологической эволюцией крупных континентов Лаврентии, Балтики и/или Сибири.

Средне-позднепалеозойская геологическая история Лаврентии и Балтики во многом определяется тектономагматическими событиями, которые связаны с закрытием океана Япетус. В Каледонском орогене выделяют несколько тектонических фаз (напр., таконская, акадская и др.), отражающие различные тектонические, метаморфические и магматические события, в том числе столкновения между дугами, террейнами и континентальными окраинами. Многие тектонические события, проявленные локально в отдельных частях орогенной системы, являются диахронными (Gee, 2015; McKerrow et al.; 2000,). При этом все кембрий-раннедевонские тектонические и магматические события, связанные с развитием океана Япетус, традиционно относят к истории каледонской орогении. Средне-позднедевонские тектономагматические процессы можно считать как посткаледонскими, так и позднекаледонскими (напр., Gee, 2015) и/или определять как другие отдельные эпизоды складчатости (романцовская и/или элсмирская орогении).

Каледонский ороген простирается к северу от типовых районов Британских островов вдоль северо-восточного края Гренландии и западной Скандинавии до шельфа Баренцева моря и арх. Шпицберген. Этот ороген, сформировавшийся при закрытии океана Япетус, сравнивают по размеру и тектоническому строению с современными Гималаями (например, Gee,

2015; Searle, 2022). Основная фаза коллизии континент-континент в типовых областях каледонид произошла в венлокское-эмское время (McKerrow et al., 2000; Gee, 2015). Девон здесь характеризуется началом гравитационного коллапса Каледонского орогена, который, вероятно, был разновозрастный в различных его частях (Gee, 2015; Fossen, 2010; McClay et al., 1986; Norton 1986; Searle, 2022; Wiest et al., 2021). В арктическом регионе образования Каледонского орогена выходят на дневную поверхность в северо-восточной Гренландии, Шпицбергене, террейне Пирия (Арктическая Канада). Вероятно, Каледонский ороген захватывает территории арх. ЗФИ (Knudsen et al., 2019) и севера арх. Новая Земля (наши данные). И если проявление каледонской орогении в вышеописанных регионах не вызывает больших сомнений, то насколько далеко за пределы современного Баренцева моря простирались связанные с ней деформационные события, а также каким был возраст этих событий, остается неясным (см. Главу 3).

В Арктической Канаде в позднем силуре–раннем девоне сформировалось поднятие Бутия (Boothia Uplift). Этот эпизод сжатия считают отголосками каледонских событий, хорошо задокументированных в террейне Пирия и северной Гренландии. Поднятие Бутия было источником синорогенных аллювиальных конусов выноса и турбидитов (Dewing, Hadlari, in press). В пределах террейна Северный склон Аляски деформационные события раннего-среднего девона выделяют как романцовскую орогению (Lane, 2007) (раннеэлсмирскую в терминологии Grantz et al., 1994), которая, вероятно, привела к формированию складчатого основания террейна. В других арктических регионах прямых свидетельств присутствия каледонских деформаций, если к ним относить тектономагматические события позднего силура – эмса, не установлено. При этом имел место ряд деформационных событий, широко проявленных в арктическом регионе в среднем-позднем девоне. Так, в Арктической Канаде поступления большого объема обломочного материала в раннем девоне интерпретируется как начало формирования молассовых отложений девона, поступавших с располагавшегося к северу (в современных координатах) орогена (Anfinson,

2012a,b, 2013; Dewing, Hadlari, in press; Embry, 2019). В пределах арх. Новосибирские острова на основе (U-Th)/He датирования установлено существование воздымания в среднем-позднем девоне (арх. Де-Лонга) и угловое несогласие в основании верхнего девона на о-ве Котельный (Prokoriev, 2018b) (см. Главу 4). На о-ве Врангеля на основе различия структурных стилей также предполагают угловое несогласие либо в основании среднего, либо верхнего девона/карбона (Вержбицкий и др., 2015; Моисеев и др., 2018; Соколов и др., 2017). (U-Th)/He датирование цирконов из девонских песчаников арх. Северная Земля показало, что в источнике сноса кластики произошло существенное воздымание (до 6 км) в позднем девоне, а грубозернистый характер осадков позволили нам сделать вывод о расположении этого поднятия вблизи архипелага. Это позволяет заключить, что, вероятно, часть Карского террейна (расположенная к западу и, возможно, к северу от архипелага) была подвержена существенным деформациям в позднем девоне, что привело к ее выводу в зону размыва. Элсмирская орогения (*sensu stricto*) была выделена на севере Арктической Канады и отвечает деформационному событию позднего девона (и начала раннего карбона?). Ее длительность, протяженность, структурные стили и геодинамические причины до сих пор являются предметом дискуссий (Dewing, Hadlari, in press; Embry, 2019; Gee, 2015; Pierjohn et al., 2008, 2015; Pierjohn, von Gösen, 2018). Близкие по возрасту позднедевонские-раннекаменноугольные деформационные события в террейне Северный склон Аляски последнее время интерпретирует как трансензионные, но отношение, если таковое имеется, этих структур к элсмирскому орогенезу не установлено (Anderson, Meisling, 2021; Fulk, 2010).

Девонский период в арктическом регионе не только ознаменовался серией событий сжатия, но и значительным растяжением. Так, гравитационный коллапс орогена привел к формированию различных по величине бассейнов растяжения на каледонском фундаменте, известных на севере Скандинавии, Шпицбергене, Гренландии. Формирование этих бассейнов происходило с конца раннего до позднего девона (см. Главу 6).

При этом гравитационный коллапс способствовал поступлению на обширные территории, прилегающие к орогену как со стороны Балтики, так и Лаврентии, большего объема терригенного материала, что ознаменовалось накоплением девонской красноцветной молассы, традиционно называемой Old red sandstone (красноцветный древний песчаник) (Gee, 2015; Searle, 2022). Нами проведен анализ распределения возрастов обломочных цирконов из девонских отложений арктического региона (рис. 7.2), который показал сходство источников сноса кластики для ряда террейнов и областей. То, что питающей провинцией для девонских отложений арх. Шпицберген и Гренландии выступали каледониды не вызывает сомнений, так как небольшие бассейны, в которых накапливались эти отложения, расположены в пределах Каледонского орогена, а источником сноса являлись окружающие поднятия. Это было установлено еще до массового использования результатов датирования обломочных цирконов для реконструкции питающих провинций осадочных бассейнов (напр., Harland, 1997). Расположение самих террейнов и источников сноса обломочного материала для других арктических областей не столь очевидно, хотя некоторое сходство в их осадочной последовательности и геологической истории было отмечено еще Л.П. Зоненшайном с соавторами (1990). Это дало возможность предположить, что ряд террейнов некогда образовывали единый континентальный блок в раннем и, возможно, позднем палеозое. При этом различное распределение возрастов обломочных цирконов из верхнедевонских отложений северо-восточной части Сибири (Глава 2) и северо-западной части Восточно-Европейской платформы (Балтики) может быть использовано для определения возможного пери-сибирского или перибалтийского происхождения отдельных блоков и террейнов Арктики (напр., территории архипелагов Новосибирские острова и Северная Земля, террейна Фейрвелл) (рис. 7.2, 7.3). Распределение возрастов обломочных зерен цирконов в средне-позднедевонских отложениях Арктической Канады, девонских толщах арх. Новосибирские острова, верхнедевонских отложениях арх. Северная Земля, арх. Новая Земля, террейна Северный

склон Аляски, п-ва Сьюард и южной части хр. Брукса весьма сходны (рис. 7.1). Для девонских отложений всех этих регионов характерно присутствие значительной популяции мезопротерозойских зерен, зачастую даже ее преобладание (рис. 7.2). Мезопротерозойские цирконы совпадают с возрастными магматическими и метаморфическими событиями, известными в Гренвильско-Свеконорвежском орогене (Bingen et al., 2008; 2021; Granseth, 2021; McLelland et al., 2010; Pedersen et al., 2009; Rivers et al., 2008). Более того, цирконы с таким возрастом кристаллизации многочисленны в мезопротерозойских песчаниках как Лаврентии, так и Балтики, в том числе в районах, которые впоследствии были вовлечены в каледонскую орогению (см. напр., Brustnitsyna et al., 2022 и ссылки в этой работе).

Следующая значимая популяция обломочных цирконов, выявленная в ряде регионов, позднепротерозойская и отвечает времени становления Тиманского орогена, чье распространение на северо-востоке Балтики хорошо установлено, но его продолжение далее на север баренцевоморского шельфа дискуссионно (Gee et al., 2006; Gee, Pease, 2004; Kuznetsov et al., 2010; Кузнецов, 2007, 2008). Тиманский сигнал в обломочных цирконах хорошо проявлен в девонских отложениях арх. Новая Земля (рис. 7.2.), при этом зерна такого возраста либо единичные, либо отсутствуют в девонских песчаниках Гренландии и Шпицбергена. Выявленная закономерность хорошо согласуется с возможным положением сuture Каледонского орогена, разделявшей Лаврентию и Балтику и, соответственно, оставляющей Гренландию и Шпицберген расположенными преимущественно на лаврентийской части, где тиманская орогения не была проявлена. Ордовик-раннедевонская популяция обломочных цирконов, которая отмечена в девонских отложениях всех рассматриваемых регионов (за исключением северо-востока Сибири), коррелирует с различными магматическими и метаморфическими событиями каледонид (Gee, 2015; McKerrow et al., 2000; Searle, 2022). При этом количество цирконов этого возрастного диапазона в девонских отложениях разных регионов значительно варьирует.

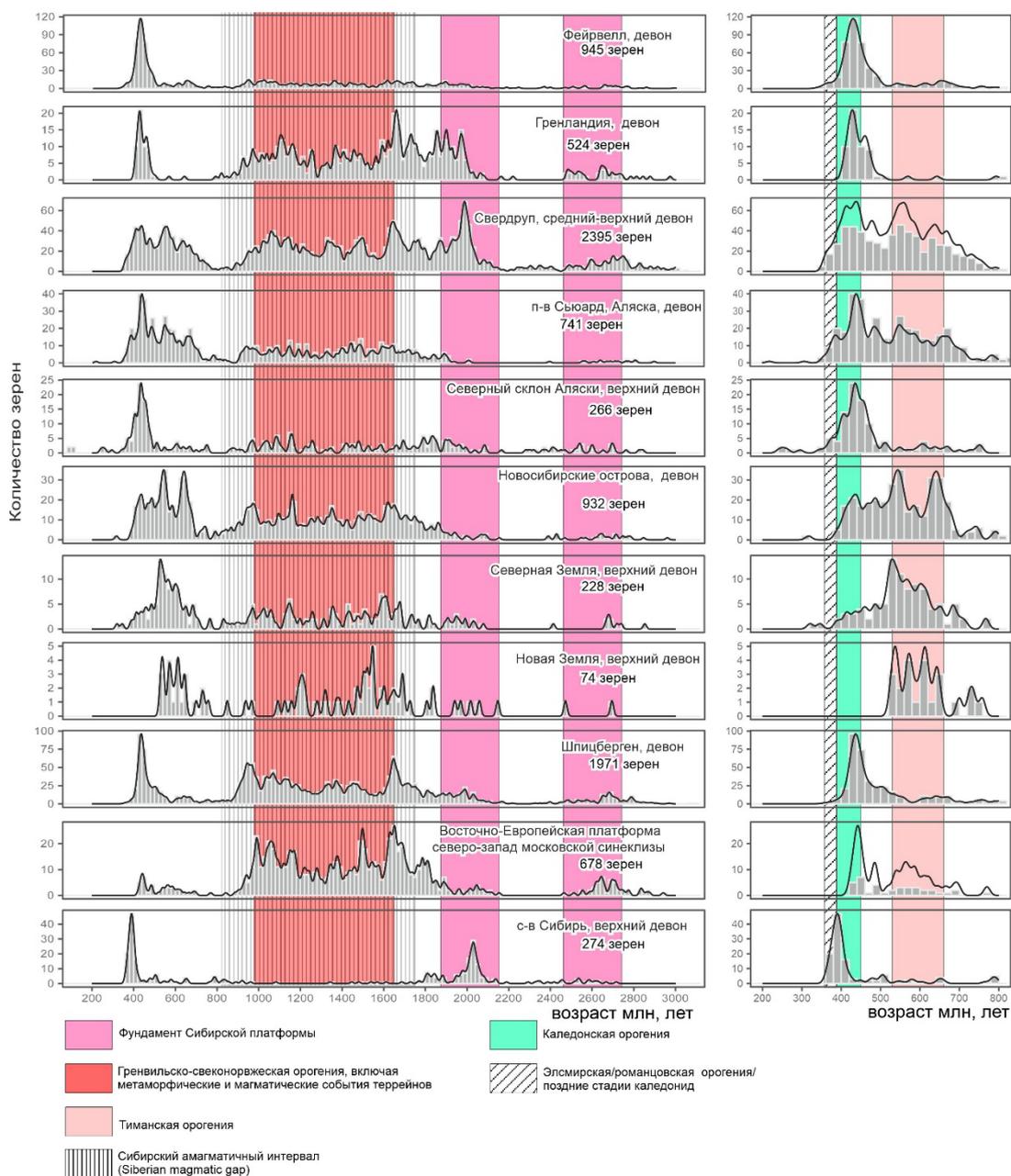


Рис. 7.2. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из девонских отложений арктического региона (наши данные, Amato et al., 2009; Anfinson et al., 2012 a,b, 2022, 2020; Dumoulin et al., 2018a,б; Holm-Denoma et al., 2019; Lorenz, 2008, 2013; Pease et al., 2015; Pettersson, 2010; Pointon et al., 2023; Slama et al., 2011).

Раннепалеозойская популяция многочисленна в отложениях девона Шпицбергена и Гренландии, но на северо-западе Восточно-Европейской

платформы в породах этого возраста встречаются лишь единичные раннепалеозойские зерна, и они отсутствуют в девонских отложениях арх. Новая Земля. Вероятно, это связано с дискретным распределением магматических пород раннего-среднего палеозоя в пределах орогена и неодновременным их выведением на дневную поверхность при разрушении горно-складчатого сооружения.

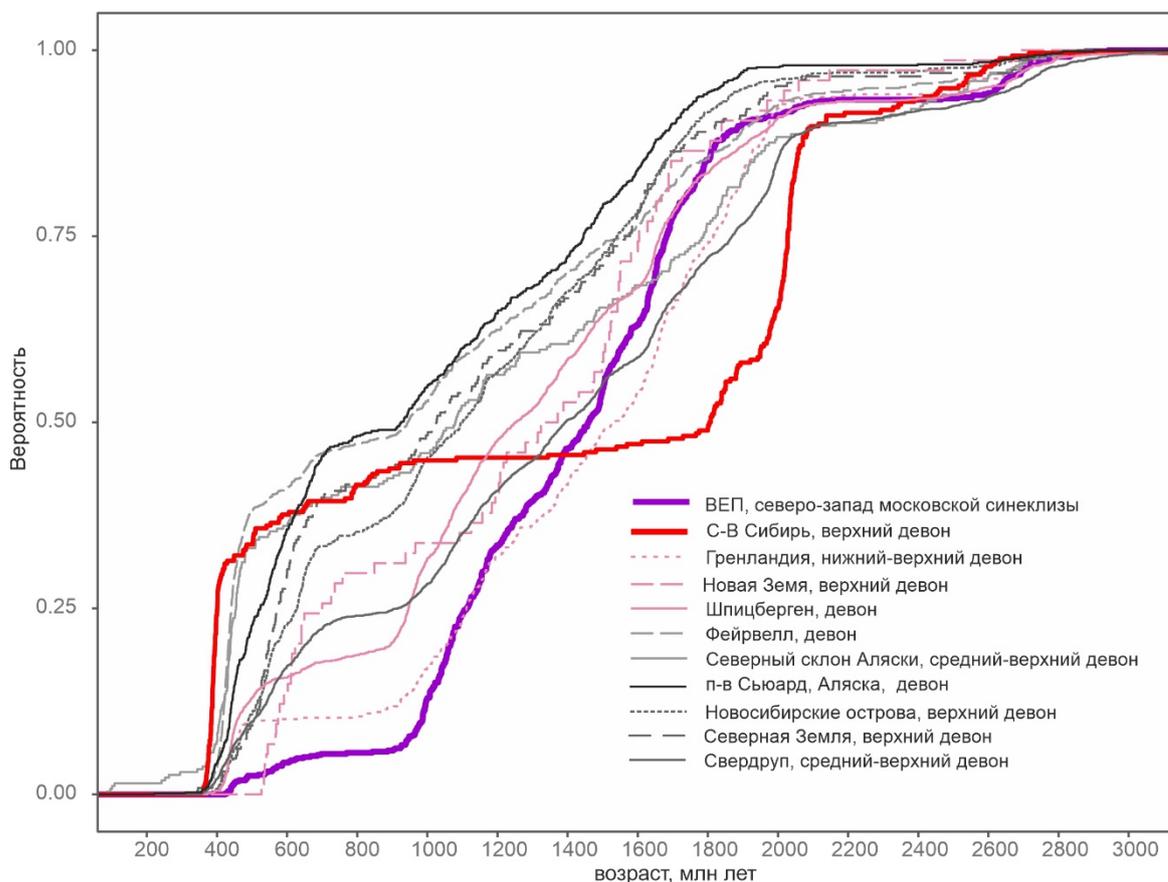


Рис. 7.3. Кумулятивные кривые для возрастов обломочных цирконов из девонских отложений арктического региона (наши данные, Amato et al., 2009; Anfinson et al., 2012 a,b, 2022; Beranek et al., 2013, 2020; Dumoulin et al., 2018; Holm-Denoma et al., 2019; Lorenz, 2008, 2013; Pease et al., 2015; Pettersson et al., 2010; Pointon et al., 2023; Slama et al., 2011).

Распределение возрастов обломочных цирконов из девонских отложений северо-востока Сибири и реконструкция источников сноса детально рассмотрены в Главе 2. Здесь лишь отметим, что там присутствуют две основные популяции обломочных цирконов – 1900–2100 и 400–380 млн лет, характерно также отсутствие значимых популяций цирконов мезо-

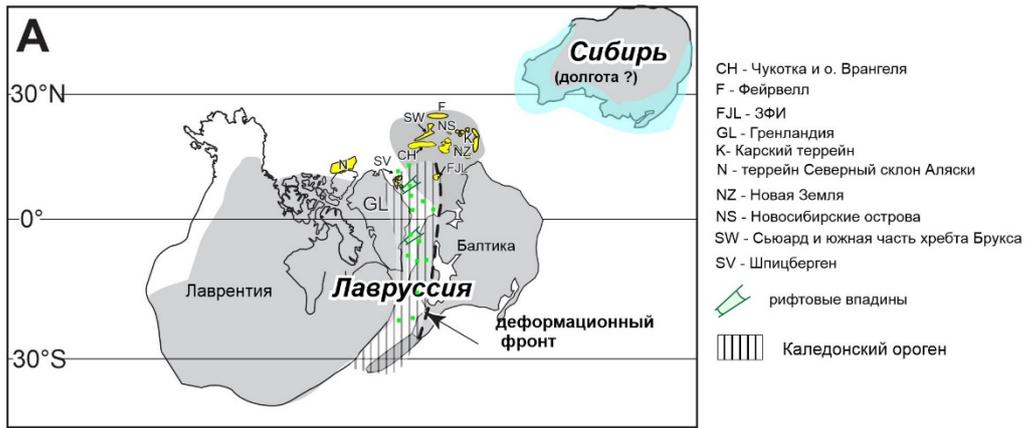
неопротерозоя и раннего палеозоя. Наши исследования показали локальный (сибирский) источник сноса для верхнедевонских отложений северо-востока Сибири.

Отмеченные закономерности в распределении возрастов обломочных цирконов в терригенных породах девона для регионов, чье расположение в среднем-позднем палеозое относительно крупных континентов не вызывает сомнений, позволяет сделать предположение о положении ряда арктических террейнов, происхождение и местоположение которых в среднем-позднем палеозое дискуссионно. Так, распределение обломочных цирконов из девонских отложений североамериканских террейнов Фейрвелл и Северный склон Аляски, п-ва Сьюард, арх. Новосибирские острова и Северная Земля; Шпицбергена, Гренландии и арх. Новая Земля весьма сходно (рис. 7.2). Мы предполагаем, что все эти разрозненные сейчас блоки получали обломочный материал с Каледонского орогена и, вероятно, располагались недалеко от фронта деформаций и/или в пределах окраинных частях самого орогена. Установить, с какой из сторон – лаврентийской или балтийской – находились отдельные блоки только на основании распределения возрастов обломочных цирконов не всегда представляется возможным, т.к. провинанс-сигнал орогена из разных его частей весьма сходен. С некоторой долей условности можно заключить, что присутствие значительной популяции обломочных цирконов позднего неопротерозоя (тиманский сигнал) свидетельствует о пери-балтийском расположении территории арх. Северная Земля, арх. Новосибирские острова и п-ва Сьюард в девоне. В девонских отложениях террейнов Северный склон Аляски и Фейрвелл единичны цирконы позднего неопротерозоя, что может указывать либо на их пери-лаврентийское происхождение и/или на то, что источниками сноса выступали преимущественно фрагменты орогена, сложенные пери-лаврентийскими блоками. Для террейна Северный склон Аляски этот вывод согласуется с современными представлениями о его вероятном расположении вблизи северо-востока Гренландии в среднем-позднем палеозое (McClelland et al., 2021, 2023; Strauss et al., 2013 и ссылки в этих работах). Для террейна

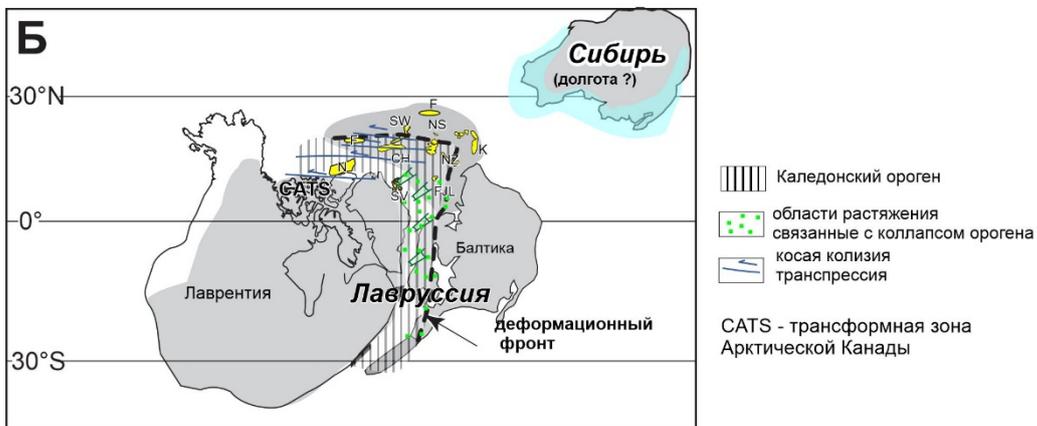
Фейрвелл характерно сходное с Северной Аляской распределение возрастов обломочных цирконов, хотя его экзотичное к Лаврентии происхождение было предположено на основе изучения фауны (Антошкина, Соджа, 2016; Soja, Antoshkina, 1997; Blodgett, 1998; Blodgett et al., 2002). Предположение о пери-сибирском происхождении террейна Фейрвелл, выдвинутое некоторыми исследователями (напр., Colpron, Nelson, 2011), не подтверждается, т.к. верхнепалеозойские отложения террейна содержат отличный от сибирского провнанс-сигнал. Это позволяет сделать вывод, что модели тектонического происхождения террейна Фейрвелл, предложенные Дж. Дамулин с соавторами (Dumoulin et al., 2018) и Д. Бредли с соавторами (Bradley et al., 2018) о пери-лаврентийском или пери-балтийском происхождении более отвечают имеющимся данным о его геологическом строении.

Последовательность событий девона и расположение различных террейнов показаны на рис. 7.4. В целом, ранний девон знаменуется завершением главной фазы каледонской орогении, с формированием крупного орогена, аналогичного современному Гималаям. К концу раннего девона в разных частях орогена происходит гравитационный коллапс (Fossen, 2010; McClay et al., 1986; Wiest et al., 2021), приведший к формированию рифтовых систем и началу поступления большого объема обломочного материала в окружающие бассейны, располагавшиеся как на Лаврентии, так и на Балтике. В раннем-среднем девоне орогеническое событие произошло в террейне Северный склон Аляски (романцовская орогения), в это же время начал поступать большой объем обломочного материала в Арктическую Канаду с формированием многокилометровой молассы с провенанс-сигналом каледонского орогена.

Ранний девон



Средний девон



Поздний девон

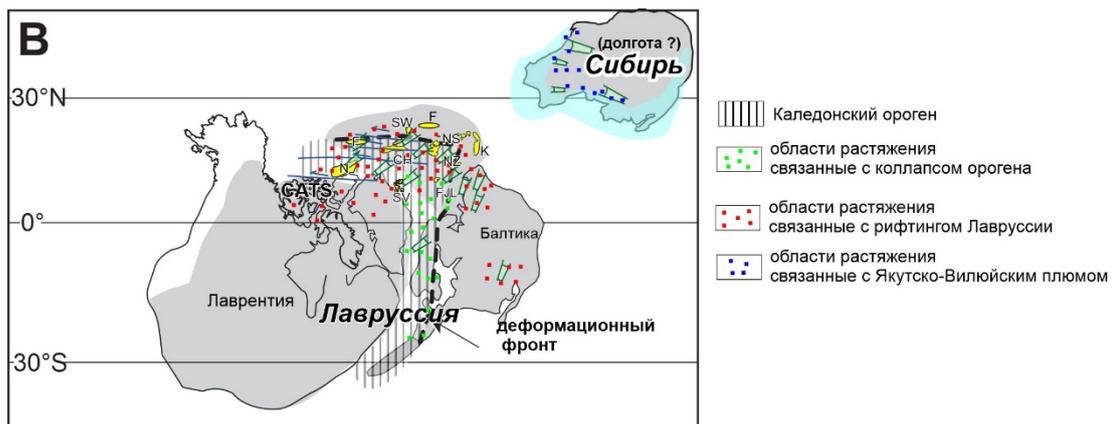


Рис. 7.4. Палеогеодинамические реконструкции исследуемого региона для девонского времени.

Для российской части Арктики в среднем и позднем девоне также было характерно поступление кластики с каледонским провенанс-сигналом на арх. Новосибирские острова и арх. Северная Земля. При этом на арх.

Новосибирские острова отмечается деформационное событие на рубеже среднего и позднего девона на о-ве Котельный и синхронный значительный подъем территории о-ов Де-Лонга. На о. Врангеля также отмечаются деформации сжатия девонского времени. Таким образом, источником обломочного материала, который в девоне поступал в Арктическую Канаду и на террейн Северный склон Аляски, арх. Северная Земля и арх. Новосибирские острова, являлся Каледонский ороген. Мы предполагаем, что и более поздние, чем в классическом понимании каледонской орогении деформационные события, отмеченные в рассматриваемых регионах, были связаны с тектоническими событиями на его северном и восточном продолжении (в современных координатах).

Во многом разные проявления деформационных событий, близких по возрасту и известных в различных и удаленных ныне друг от друга регионах Арктики, получили свои собственные названия на ранних стадиях изучения регионов – романцовская орогения или ранняя и поздняя стадии элсмирской орогении на Аляске, элсмирская орогения в Арктической Канаде. Это произошло до начала обобщения строения и геодинамической эволюции уже не отдельных территорий Арктики, а всего региона в целом. На современном этапе геологического изучения Арктики появляется все больше идей о взаимосвязанности этих событий и попыток их соотнести со значительно более изученной историей центральных частей Каледонского орогена. Так Д. Джи (Gee, 2015) предположил, что элсмирская и романцовская орогении, вероятно, относятся к позднекаледонским событиям в арктическом регионе. Он отметил, что элсмирские события по времени коррелируют с продолжавшимися тектонотермальными событиями во внутренних районах каледонид, а также на северо-востоке Гренландии и в Скандинавии, где они были проявлены в эпизодах УНР метаморфизма вплоть до 360 млн лет назад.

Вероятно, территория арх. Новосибирские острова и Северная Земля, Арктическая Канада и Аляска представляли собой окраинную часть Каледонской орогенной системы, схожей с современным восточным окончанием Гималаев, где широко проявлены сдвиговые перемещения

(напр., Noda, 2013; Sun, 2016; Wang, Barbot, 2023). Такая модель отчасти подтверждается предполагаемым широким развитием сдвиговых перемещений вдоль окраины Лаврентии в среднем-позднем палеозое вдоль CATS (Canadian transform system) (McClelland et al., 2021, 2023), на Шпицбергене (Friend et al., 1997) и в Гренландии (Guarnieri, 2021). При этом В. Маклелланд с соавторами (McClelland et al., 2021) предполагают, что эта сдвиговая система существовала вдоль окраинной части Каледонского орогена и вдоль нее перемещались террейны (Пирия и ряд других) в раннем-среднем палеозое. Более того, природу элсмирской орогении Арктической Канады они интерпретируют как транспрессионную, связанную с этой крупной сдвиговой зоной.

Одновременно с деформациями сжатия в разных частях рассматриваемого региона отмечаются структуры растяжения, рифтовые бассейны и бимодальный магматизм (рис. 7.4). Как отмечено выше, растяжение в пределах центральных частей Каледонского орогена традиционно связывают с гравитационным коллапсом (Fossen 2010; McClay et al., 1986; Norton 1986; Wiest et al., 2021). Однако не все рассматриваемые регионы располагались в зоне интенсивных деформаций каледонского возраста и связать значительное растяжение в девоне для этих регионов с коллапсом орогена не всегда представляется возможным. Так, рифтогенез позднего девона широко проявлен на арх. Новая Земля, побережье Белого моря и юго-востоке Баренцева моря, а также в пределах Тимано-Печорского бассейна, где он не может быть связан с гравитационным коллапсом Каледонского орогена (Nikishin et al., 1996; Prishchepa et al., in press). Эти рифтовые события и синхронный магматизм интерпретируются как проявление Кольско-Днепровской крупной изверженной магматической провинции (Ernst, 2014; Ernst et al., 2020, 2021). Растяжение на северо-востоке баренцевоморского региона в позднем девоне привело к открытию к востоку от Новой Земли небольшого бассейна с океанической корой (?), существовавшего весь поздний палеозой, на что указывает фациальный переход с запада на восток от мелководноморских до глубоководных

отложений в позднем девоне–перми (Кораго и др., 2022; Погребицкий, 2004). Этот бассейн мог частично разделять юго-восточную часть Карского террейна от баренцевоморского региона. Но на самом северо-востоке Баренцева моря в районе прогиба Святой Анны интерпретация сейсмических данных показывает, что среднепозднепалеозойские комплексы прослеживаются непрерывно в Северо-Карский бассейн, свидетельствуя об отсутствии здесь потери сплошности континентальной коры (Дараган-Суцова, 2013; Конторович, Конторович, 2019). То есть, раскрывшийся к востоку от Новой Земли бассейн не привел к полному отделению Карского террейна от баренцевоморского региона.

Широкое развитие рифтовых процессов и связанного с ним магматизма в позднем девоне отмечено и на востоке Сибирской платформы (современные координаты) (напр., Ernst, 2014; Ernst et al., 2020, 2021 и ссылки в этих работах) (см. Глава 2), где эти тектономагматические события были связаны с Якутско-Виллюйским плюмом. При этом для Сибирской платформы, в отличие от Лавруссии, не известны синхронные или близкие по возрасту деформации сжатия.

Так как основной и бимодальный магматизм, растяжение и рифтовые бассейны отмечены как в пределах Лавруссии, так и Сибири, то одновозрастный магматизм и растяжение не могут служить единственным критерием при определении расположения террейнов Арктики и континентов в позднем девоне.

Рифтогенез позднего девона достоверно установлен в террейне Северный склон Аляски (Anderson, Meisling, 2021), предполагается на п-ве Сьюард (Аляска) (Till et al., 2014), возможно проявлен на Чукотке (Natal'in et al., 1999). На о. Бельковский (арх. Новосибирские острова) резкая смена карбонатов среднего девона глубоководными верхнедевонскими отложениями также может быть свидетельством возможных рифтовых процессах. При этом во всех этих регионах также были развиты близкие по возрасту деформации сжатия среднего-позднего девона. Геодинамический режим, который отчасти может объяснить взаимоотношение различных

одновозрастных или близких по возрасту событий растяжения и сжатия – сдвиговые траспрессионные и транстенсионные перемещения, при которых могут чередоваться или быть одновременными как режимы сжатия, так и растяжения. Такое предположение подтверждается наличием крупных сдвиговых перемещений вдоль северной Лаврентии в позднем палеозое (McClelland et al., 2021, 2023). Для более детальных реконструкций позднедевонской истории арктического региона, несомненно, требуются дальнейшие изучения магматизма, этапов вздымания и структурно-тектонические исследования.

На современном этапе изучения возможно заключить, что большая часть рассматриваемых террейнов располагалась либо на периферических частях Каледонского орогена и/или в зоне перехода от орогена к передовому прогибу и далее к платформенным областям. И в среднем-позднем девоне продолжающийся гравитационный коллапс орогена, вероятно, ассоциированный с крупными сдвиговыми перемещениями и/или влиянием плюмовых событий привели к существованию как бассейнов растяжения (рифтовых), так и областей, испытывающих поднятия. Мезозойские и кайнозойские складчато-надвиговые деформации и последующие раскрытия молодых океанических бассейнов привели к значительному разобщению сложно построенной зоны периферических частей Каледонского орогена, что во многом затрудняет более детальные реконструкции для девонского этапа эволюции арктического региона.

7.2. Геологическая эволюция арктического региона в карбоне

Если девонский период ознаменовался многочисленными тектономагматическими событиями в исследуемом регионе, то каменноугольный период характеризуется затуханием активных тектонических событий. Так, каменноугольные отложения террейна Северный склон Аляски, арх. Новосибирские острова, Чукотки и о-ва Врангеля представляют собой осадки мелководно-морских шельфовых бассейнов. На западе баренцевоморского региона и в Арктической Канаде отмечаются несколько эпизодов растяжения, приведших к заложению системы рифтовых бассейнов и бассейна Свердруп (см. Глава 6). Поздний карбон здесь характеризуется широким развитием мелководноморских бассейнов с преимущественно карбонатной седиментацией.

На севере и востоке Сибирской платформы в раннем карбоне существовал эпиконтинентальный мелководный бассейн, переходящий к северу и востоку в пассивную континентальную окраину.

На арх. Северная Земля нижнекаменноугольные отложения отсутствует, что может свидетельствовать как о существовании здесь континентальной суши в это время, так и о более позднем размыве отложений. Однако тектономагматическая активность в Карском террейне началась в визейское время, на что указывает начало проявления гранитоидного магматизма вдоль его южной окраины (современные координаты) (Верниковский, 1996; Курапов, 2018; Kurapov et al., 2021a; Lorenz et al., 2007; Vernikovskiy et al., 2020 и ссылки в этих работах). Активная окраина вдоль Карского террейна существовала в течение всего карбона до закрытия бассейна, разделявшего Сибирский континент и Карский террейн в ранней перми (см. Главы 2 и 3). Это позволяет предположить, что большая часть Карского террейна представляла собой приподнятую область. На арх. Северная Земля терригенные верхнекаменноугольные-нижнепермские континентальные отложения выполняют небольшие впадины, наложенные на позднепалеозойский ороген (см. Главу 3).

Распределение возрастов обломочных цирконов из каменноугольных отложений арктического региона позволяет сделать несколько выводов о тектонических событиях в источниках сноса и расположении террейнов в это время (рис. 7.5).

Все изученные регионы на основе распределения возрастов обломочных цирконов можно разделить на 4 группы. Первая включает арх. Шпицберген, северо-восток Гренландии, террейн Северный склон Аляски, п-ов Сьюард и о. Св. Лаврентия, арх. Новосибирские острова, бассейн Свердруп. Для этой группы характерны унаследованные с девонского времени распределения возрастов обломочных цирконов и, соответственно, источников сноса обломочного материала, среди которых преобладали структуры Каледонского орогена и/или переотложенные продукты его размыва. Стоит отдельно подчеркнуть, что для этих регионов характерна преимущественно карбонатная седиментация с подчиненным привнесом терригенного материала. Это указывает на общую пенеппенизацию окружающих бассейны поднятий и отсутствие на них значительных тектонических событий.

Ко второй группе можно отнести каменноугольные отложения северо-востока Сибирского континента (современные координаты), для которых установлена резкая смена источников сноса в позднем визе-серпухове (рис. 7.5) (см. Главу 2). Если для верхнедевонских-нижневизейских отложений источником сноса выступали локальные поднятия севера-востока Сибирской платформы, то с серпуховского времени начал поступать обломочный материал, источник сноса которого располагался на значительном удалении от бассейна осадконакопления. Значительное количество обломочных цирконов с возрастными, близкими к возрасту осадконакопления, указывает на синхронную магматическую активность в питающей провинции. Нами было предположено существование крупной речной системы Палео-Хатанги в карбоне на севере Сибирского континента, которая переносила обломочный материал с запада на северо-восточную пассивную окраину Сибири (современные координаты). Вероятным источником сноса являлась западная окраина континента, вдоль которого происходили аккреционные и коллизионные события, связанные с закрытием Урало-Монгольского палеоокеана. Третья группа представлена каменноугольными отложениями арх. Новая Земля, где помимо характерных для девонских отложений обломочных цирконов мезопротерозоя, неопротерозоя и раннего-среднего палеозоя присутствует значимая популяция каменноугольных зерен, что говорит о синхронном с седиментацией магматизме.

Источником этих зерен, вероятно, являлись близкие по возрасту гранитоиды, которые известны на активной окраине Карского террейна (Kurarov et al., 2021a и ссылки в этой работе) и предположены в фундаменте северо-восточной части Баренцева моря (Глава 5) (Ershova et al., 2022a).

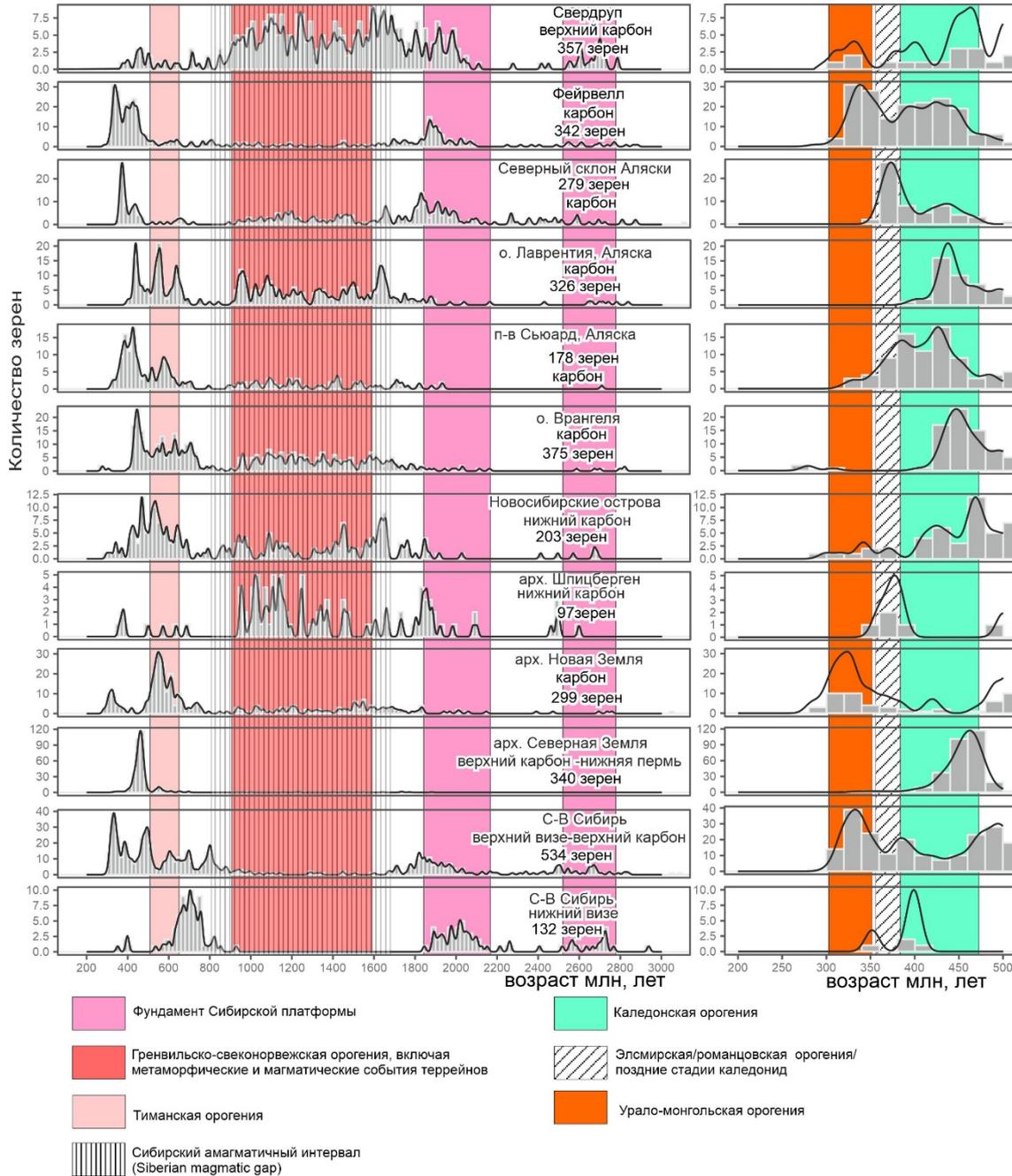


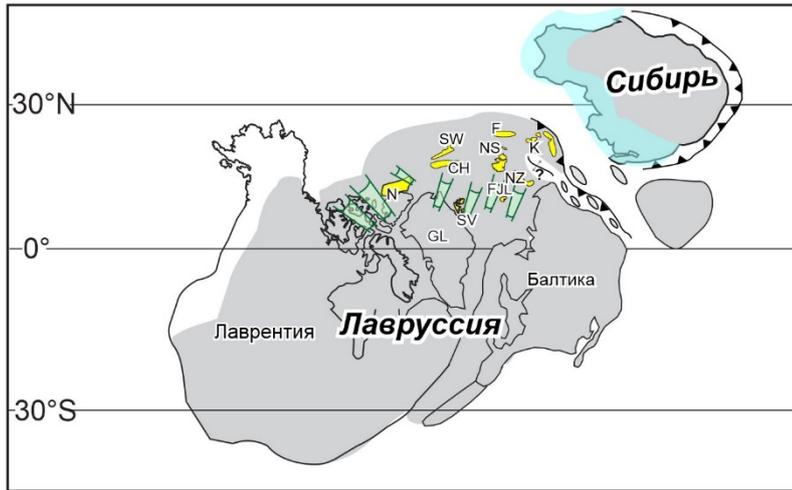
Рис. 7.5. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из каменноугольных отложений арктического региона (наши данные; Amato et al., 2009; Anfinson et al., 2012 a,b, 2022, 2020; Dumoulin et al., 2018; Holm-Denoma et al., 2019; Lorenz, 2008, 2013; Miller et al., 2009; Pease et al., 2015; Pettersson et al., 2010; Pointon et al., 2023; Slama et al., 2011).

Для террейна Фейрвелл отмечается похожая закономерность. Здесь к докембрий-раннепалеозойским популяциям обломочных цирконов, характерным для девонских отложений, добавляется каменноугольная, что свидетельствует о синхронном магматизме в источнике сноса. Расположение питающей провинции для каменноугольных отложений террейна Фейрвелл и геодинамические причины каменноугольного магматизма на настоящий момент определить сложно из-за недостатка сведений о строении каменноугольного разреза.

К четвертой группе относятся верхнекаменноугольные-нижнепермские отложения арх. Северная Земля, для которых источниками сноса обломочных зерен цирконов выступали локальные близко расположенные поднятия, преимущественно сложенные ордовикскими и кембрийскими породами.

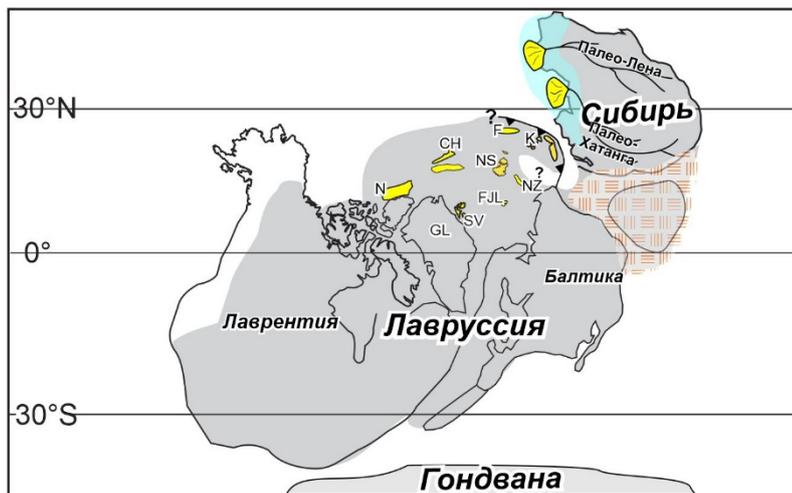
Схема тектонического развития арктического региона в карбоне показана на рис. 7.6.

ранний карбон



- CH - Чукотка и о. Врангеля
- F - Фейрвелл
- FJL - ЗФИ
- GL - Гренландия
- N - террейн Северный склон Аляски
- NZ - Новая Земля
- NS - Новосибирские острова
- SW - Сьюард и южная часть хребта Брукса
- SV - Шпицберген
- K - Карский террейн
-  Урало-Монгольский ороген

поздний карбон



ранняя пермь

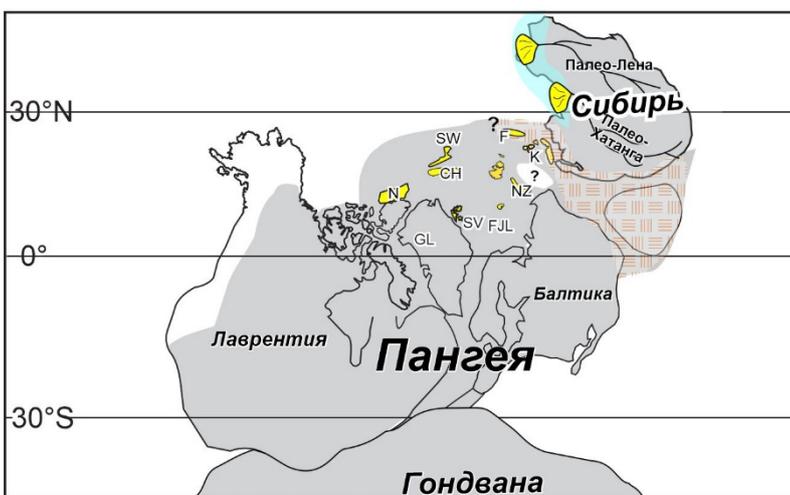


Рис. 7.6. Палеогеодинамические реконструкции на карбон-пермь

7.3. Геологическая эволюция арктического региона в перми

В пермское время в северной части Лавруссии (баренцевоморский регион, Арктическая Канада, Аляска, Чукотка) располагались широкие шельфовые бассейны преимущественно с карбонатной и кремнисто-карбонатной седиментацией. Существенных тектонических событий в этих регионах не отмечается. В бассейне Свердруп известно несколько эпизодов растяжения и реактивации сбросов (Embry et al., 2019). Интенсивные тектономагматические и метаморфические события происходили на южной окраине Карского террейна и на северо-западе Сибири, где к концу ранней перми закрылся разделявший их океанический бассейн. Каменноугольные–раннепермские гранитные массивы Таймыра располагаются исключительно в пределах Северо-Таймырской тектонической зоны (южная часть Карского террейна), а средне- позднепермские постколлизийные гранитные массивы описаны как в Северо-, так и в Центрально-Таймырской тектонических зонах (Kurapov et al., 2021a и ссылки в этой работе). Локализация надсубдукционных гранитоидов указывает, что субдуцирующая плита погружалась под южную окраину Карского блока (в современных координатах) (рис 7.7). В раннеартинское время (около 288 млн лет назад) в пределах Карского блока внедрились последние надсубдукционные гранитоиды. В позднеартинское–раннекунгурское время происходит столкновение Карского террейна с Сибирью, подчеркнутое региональным метаморфизмом в Северо- и Центрально-Таймырской тектонических зонах и значительным подъемом территории (Khudoley et al., 2018; Kurapov et al., 2021a; Верниковский, 1996).

Насколько далеко на восток протягивались структуры позднепалеозойского орогена Таймыра оценить трудно, т.к. они перекрыты кайнозойскими структурами м. Лаптевых и Евразийского бассейна. Наши исследования на арх. Северная Земля показали значительное воздымание территории северо-востока о. Октябрьской Революции в раннем карбоне. Это позволило предположить, что позднепалеозойская сутура должна была протягиваться далее на северо-восток от ее современного окончания на севере п-ова Таймыр (см. Главу 2). Близкие по возрасту магматические и метаморфические события известны в террейне Фейрвелл как орогенция Браунс-Форк (Browns Fork orogeny) с возрастом регионального метаморфизма около 285 млн лет (см. Главу 6). Верхнекаменноугольные-пермские

терригенные толщи террейна Фейрвелл относят к бассейну форланда этого орогена (Bradley et al., 2003; Keough et al., 2021 и ссылки в этих работах).

Самый конец поздней перми характеризуется началом интенсивного траппового магматизма, связанного с Сибирской крупной изверженной провинцией, который широко проявлен на Таймыре и Сибирской платформе, севере Западной Сибири (Augland et al., 2019; Афанасенков и др., 2016; Добрецов, 2005; Погребницкий, Шануренко 1998). Позднепермский-раннетриасовый магматизм основного состава также известен на арх. Новая Земля (Погребницкий, 2004), арх. Новосибирские острова (Kuzmichev, Pease, 2007) и Чукотке (Ledneva et al., 2011).

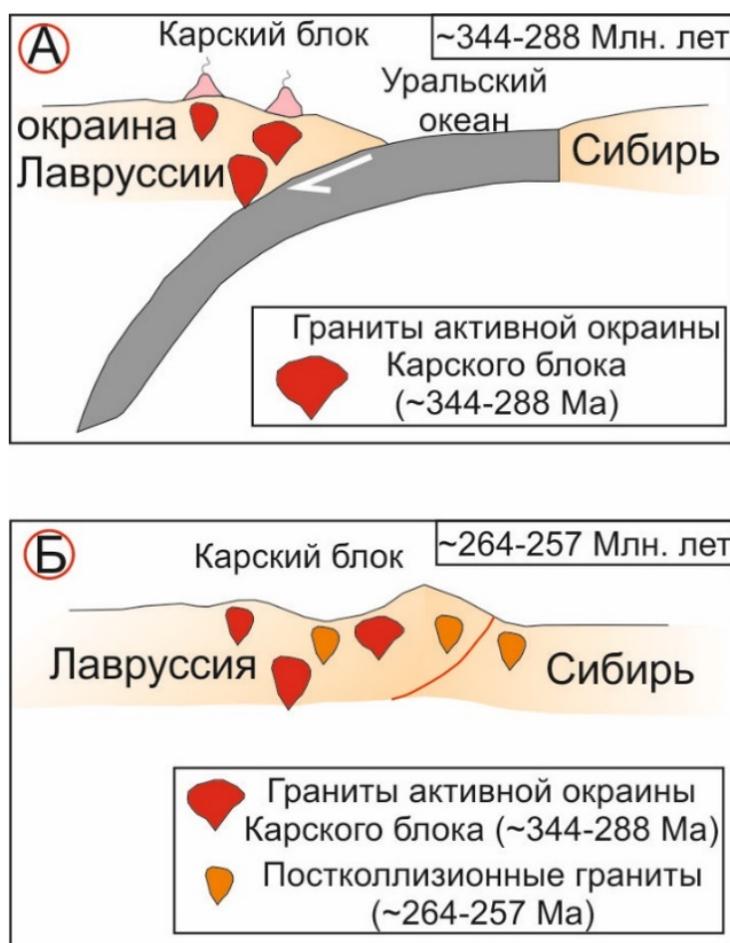


Рис. 7.7. Схематические геодинамические реконструкции на карбон-пермь для Карского террейна и северо-восточной окраины Сибири (Kurarov et al., 2021a).

Все рассматриваемые регионы на основе распределения возрастов обломочных цирконов можно разделить на две группы (рис. 7.8).

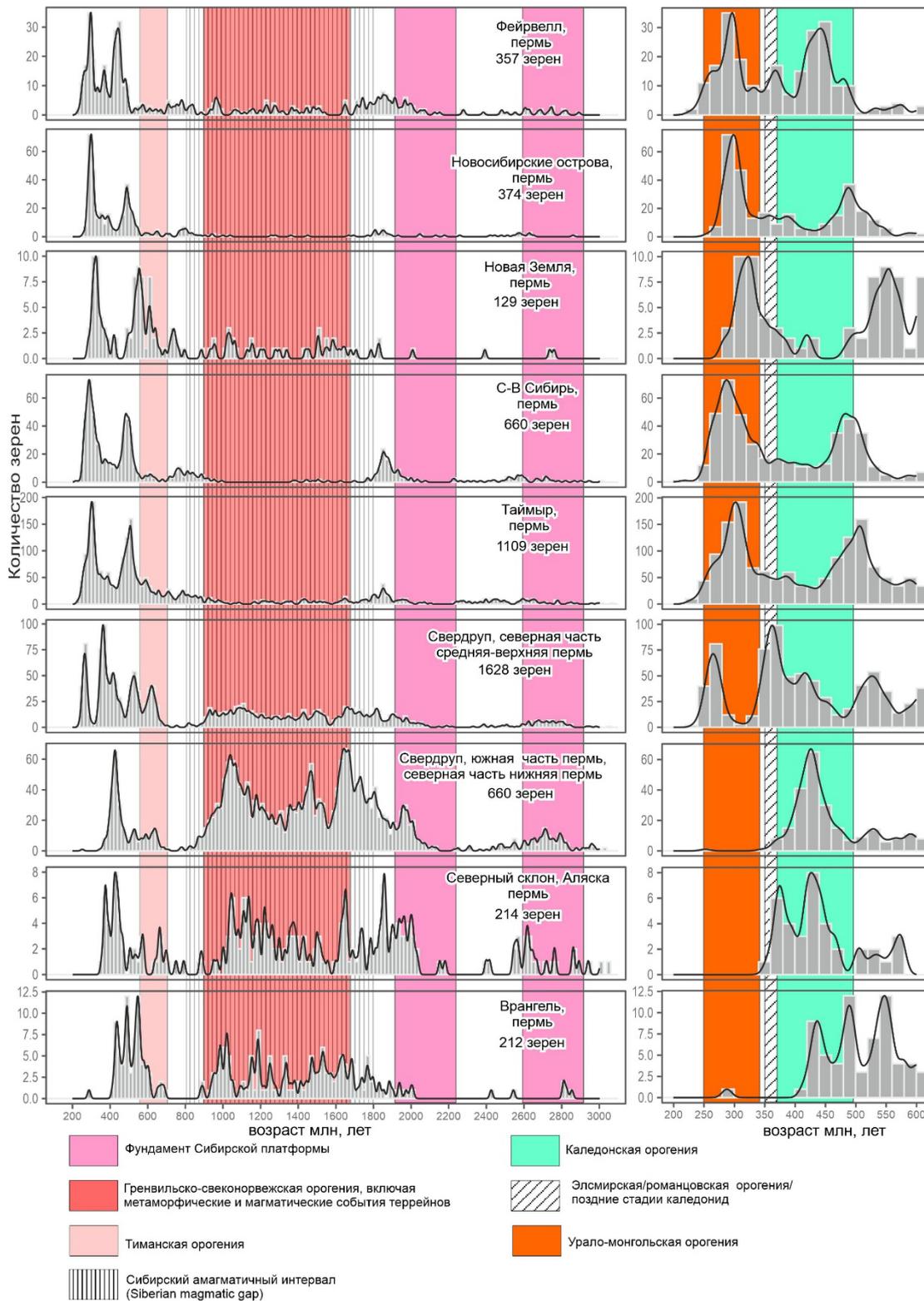


Рис. 7.8. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из пермских отложений арктического региона (наши данные; Anfinson, et al., 2016; Alonso-Torres et al., 2018; Dumoulin et al., 2018; Holm-Denoma et al., 2019; Lorenz, 2013; Malkowski, Hampton, 2014; Miller et al., 2009; Pease et al., 2015; Pointon et al., 2023; Прияткина и др., 2020).

Первая включает о. Врангеля, террейн Северный склон Аляски и бассейн Свердруп (южная часть?) (нижняя-средняя пермь). Для этой группы характерно унаследованное с девонского-каменноугольного времени распределение возрастов обломочных цирконов и, соответственно, источников сноса обломочного материала. Для второй группы, включающей Таймыр, северо-восток Сибири, архипелаги Новая Земля и Новосибирские острова, террейн Фейрвелл и бассейн Свердруп (северная часть) (средняя-верхняя пермь) характерно, помимо отсутствия типичных для более древних девон-каменноугольных отложений докембрийских и раннепалеозойских популяций, наличие значимых популяций каменноугольных-пермских зерен, что свидетельствует о синхронном с седиментацией магматизме. Источником этих зерен, вероятно, являлись различные области Урало-Монгольского орогена.

Для Сибирской платформы мы предположили, что крупная речная система Палео-Хатанги, подобная предложенной для каменноугольного времени, представляла собой основной путь переноса обломочного материала вдоль западной и северной окраины Сибири. При этом одним из основных источников сноса обломочных зерен наряду с западной окраиной, вероятно, стал выступать Таймыро-Североземельский ороген, когда в ранней перми произошло полное закрытие океанического бассейна между Карским террейном и Сибирским континентом и получили широкое развитие пермские интрузии гранитоидов.

Для севера бассейна Свердруп отмечается появление нового источника сноса в средней перми и поступление цирконов с каменноугольными-пермскими возрастными кристаллизациями (Alonso-Torres et al., 2018; Anfinson et al., 2020; Pointon et al., 2022). Д. Алонсо-Торрес с соавторами (Alonso-Torres et al., 2018) предположили, что это свидетельствует о существовании системы континентальных дуг вдоль северной Лаврентии в перми-триасе. М. Поинтон с соавторами (Pointon et al., 2022) считают, что источником сноса каменноугольно-пермских зерен являлся континентальный блок, располагавшийся к северо-востоку (современные координаты), который претерпел позднепалеозойскую тектономагматическую активизацию.

Для северной части архипелагов Новая Земля, Новосибирские острова и террейна Фейрвелл характерно близкое распределение обломочных цирконов с

двумя основными популяциями – раннепалеозойской и каменноугольно-пермской. Для пермских отложений арх. Новосибирские острова отмечается резкая смена питающих провинций по сравнению с девон-каменноугольными отложениями, которая характеризуется появлением двух основных популяций обломочных цирконов – раннепалеозойской (530–450 млн лет) и позднепалеозойской (350–270 млн лет). Схожее распределение возрастов обломочных цирконов отмечено во многих регионах, источником сноса обломочного материала для которых являлся Урало-Монгольский ороген. Мы полагаем, что арх. Новосибирские острова как в девоне-карбоне, так и в перми располагался в северо-восточной части баренцевоморского региона и в пермское время сюда начал поступать обломочный материал с уралид, их, вероятно, таймырской ветви.

Это заключение подтверждается схожестью в распределении возрастов обломочных цирконов из пермских отложений Новосибирских островов и северной части арх. Новая Земля, для пермских отложений которых источником сноса, скорее всего, выступали поднятия Карского террейна и Таймыра. Такой же источник сноса, вероятно, можно предполагать и для пермских отложений террейна Фейрвелл. В целом, поступление значительного объема обломочного материала в карбоне-перми в арктический регион мы связываем с размывом структур Урало-Монгольского орогена, но более детальные реконструкции требуют дальнейших исследований и более широкого датирования цирконов в других, не охваченных нашими и предшествующими исследованиями областях.

Проведенные исследования и обзор геологического строения арктического региона позволили сформулировать следующее защищаемое положение:

ПЯТОЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Территория арх. Новосибирские острова и Карский террейн в девонское и раннекаменноугольное время располагались вблизи северной окраины Лавруссии на северо-восточном (в современных координатах) продолжении Каледонского орогена; в позднекаменноугольное–пермское время после закрытия Таймырской ветви Уральского палеоокеана Карский террейн в составе Лавруссии причленился к северной окраине Сибири.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые на основе современного комплекса изотопно-геохронологических методов охарактеризованы палеозойские отложения арх. Новосибирские острова, Карского террейна, северо-востока Сибирской платформы, арх. Земля Франца-Иосифа и предложена новая модель девон–пермской геологической эволюции арктического региона.

1) Для севера Сибирской платформы установлены основные источники сноса обломочного материала и реконструирована речная система позднего палеозоя. Распределение возрастов обломочных цирконов и петрографический состав указывают на местный источник сноса для верхнедевонских песчаников северо-востока Сибирской платформы, а присутствие значимой популяции цирконов с возрастом около 400–390 млн лет характеризует основной магматический импульс на северо-востоке Сибири, связанный с развитием Якутско-Виллюйской крупной изверженной провинции.

2) Для нижневизейских отложений северо-востока Сибири источником сноса являлись окружающие локальные поднятия, но с позднего визе-серпухова начал поступать обломочный материал, питающая провинция которого располагалась на удалении от бассейна осадконакопления. Значительное количество обломочных цирконов с возрастными, близкими к возрасту осадконакопления, указывает на синхронную магматическую активность в источнике сноса, который, вероятно, находился вдоль западной окраины континента и представлял собой аккреционно-коллизивную систему, сформированную при закрытии Уральского палеоокеана. Нами была реконструирована каменноугольная крупная речная система «Палео-Хатанга», которая переносила обломочный материал с запада на северо-восточную часть пассивной окраины Сибири (современные координаты). Наши исследования и обобщение данных предшественников дают возможность предположить, что подобная крупная речная система представляла собой основной путь переноса терригенных осадков вдоль западной и северной окраин Сибири и в пермское время, а позже, после полного закрытия океанического бассейна между Карским террейном и Сибирским континентом, одним из источников сноса терригенного материала стал выступать Таймыро-Североземельский орогенный пояс.

3) Для Карского террейна (север п-ва Таймыр и арх. Северная Земля) установлено распределение возрастов обломочных цирконов из кембрий-нижнепермских отложений и реконструированы источники сноса обломочного материала, что значительно расширило имеющиеся представления о геодинамической эволюции этого региона. U-Pb и (U-Th)/He датирование обломочных цирконов из палеозойских отложений арх. Северная Земля позволило установить, что источником сноса для девонских отложений был Каледонский ороген, который, вероятно, протягивался значительно восточнее баренцевоморского региона (современные координаты), чем предполагалось ранее, и являлся источником терригенных пород архипелага. Для верхнекаменноугольных и пермских отложений архипелага питающими провинциями являлись локальные поднятия в его пределах. Для Карского террейна на основе низкотемпературной термохронологии установлено три основных эпизода воздымания – около 465, 380 и 340 млн лет назад.

4) Для арх. Новосибирские острова на основе U-Pb датирования обломочных цирконов из кембрийских–пермских отложений реконструированы источники сноса обломочного материала. Для девон-каменноугольных отложений таким источником было восточное продолжение Каледонского орогена, а пермские отложения являются продуктами размыва уралид. На архипелаге проявлено деформационное событие на рубеже среднего и позднего девона, свидетельством которого является угловое несогласие на о-ве Котельный и значительный (до 6 км) подъем территории о-ов Де-Лонга, установленный на основе данных низкотемпературной термохронологии.

5) Составлена схема предполагаемой домезозойской последовательности северо-восточной части Баренцева моря (арх. Земля Франца-Иосифа). Мезо-неопротерозойские и раннекембрийские кварциты являются древнейшими образованиями изученного региона и формируют фундамент. Следующий реконструированный эпизод геологической истории – позднедевонский–раннекаменноугольный гранитоидный магматизм (363–322 млн лет назад). Осадочный чехол начал формироваться с базальных толщ песчаников раннего карбона, вскрытых в скв. Нагурская. Присутствие каменноугольных фораминифер в гальках известняков из нижнеюрских конгломератов, а также находки

раннепермских фузулинид в обломках известняков среди четвертичных отложений и данные по разрезу скв. Нагурская свидетельствуют о том, что, по крайней мере, с конца раннего карбона и до начала перми территория арх. ЗФИ представляла собой карбонатную платформу. Мы предположили, что в позднекаменноугольно-раннепермское время по всему шельфу Баренцева моря простиралась мелководная морская карбонатная платформа с эпизодами кремнистой седиментации в пермское время.

6) На основе данных низкотемпературной термохронологии, структурно-тектонических исследований, изучения магматизма установлены и подтверждены несколько эпизодов тектономагматической активности в изученном регионе в среднем-позднем палеозое: средне-позднедевонское и каменноугольное воздымание Карского террейна; этапы развития активной окраины Карского террейна в карбонеперми; средне-позднедевонское воздымание арх. Новосибирские острова; девонский магматизм и рифтогенез северо-востока Сибири.

7) Сравнение распределения возрастов обломочных цирконов из девонских отложений архипелагов Северная Земля, Новосибирские острова, Шпицберген и Новая Земля, северо-запада Восточно-Европейской платформы позволило установить, что источником сноса обломочного материала в девоне был Каледонский ороген и изученные регионы располагались на окраине Лавруссии в позднем палеозое.

8) Анализ результатов проведенных нами исследований и обобщение литературных данных позволили предложить модель развития арктического региона в девон–пермское время. Геодинамическая эволюция в девоне контролировалась тектоническими событиями периферических частей Каледонского орогена – гравитационным коллапсом и вызванным им растяжением, влиянием Якутско-Виллюйской и Кольско-Днепровской крупных изверженных провинций. Осадконакопление в раннем девоне происходило преимущественно в мелководноморских шельфовых бассейнах, а в среднем и позднем девоне получили развитие рифтовые бассейны, связанные с коллапсом Каледонского орогена и/или действием плюмов. На востоке Баренцева моря, Карском террейне, в Арктической Канаде, арх. Новосибирские острова (?) осадконакопление контролировалась поступлением большого объема обломочного материала с Каледонского орогена в передовые

прогибы. В карбоне–перми на фоне затухания тектонической активности в Лавруссии широкое развитие получили шельфовые бассейны на большей части пери-Лаврусийских блоков. При этом активные аккреционные и коллизионные процессы происходили только вдоль западной и северной окраин Сибирского континента и южной окраины Карского террейна при закрытии Уральского палеоокеана. В позднем карбоне-перми поступавший с орогена обломочный материал переносился крупной речной системой Палео-Хатанги на восток, что положило начало формированию многокилометровой толщи севера Верхоянской пассивной окраины.

Список работ по теме диссертации:

1. Brustnitsyna E., **Ershova V.**, Khudoley A., Maslov A., Andersen T., Stockli D. and Kristoffersen M. Age and provenance of the Precambrian Middle Timan clastic succession: Constraints from detrital zircon and rutile studies // *Precambrian Research* – 2022. – Vol. 371, – P. 106580.
2. Drachev S.S, **Ershova V.B.** North Kara and Vize-Ushakov Composite Tectono-Sedimentary Elements, Kara Sea // *Geological Society, London, Memoirs.* – 2024. – Vol. 57.
3. Drachev S.S., **Ershova V.B.**, Shkarubo S.I. Laptev Rift System Composite Tectono-Sedimentary Element, East Siberian Arctic // *Geological Society, London, Memoirs.* – 2024. – Vol. 57, p. M57-2023–17.
4. **Ershova V.**, Anfinson O., Prokopiev A., Khudoley A., Stockli D., Faleide J.I., Gaina C., Malyshev N. Detrital Zircon (U-Th)/He Ages from Paleozoic Strata of the Severnaya Zemlya Archipelago: Deciphering Multiple Episodes of Paleozoic Tectonic Evolution within the Russian High Arctic // *Journal of Geodynamics.* – 2018. –Vol. 119. P. 210-220.
5. **Ershova V.**, Drachev S., Prokopiev A., Khudoley A., Vasiliev D., Aleksandrova, G. Cenozoic deposits of western Kotel'nyi Island (New Siberian Islands): key insights into the tectonic evolution of the Laptev Sea // *International Geology Review* – 2022 –Vol. 65(10), P. 1664–1681.
6. **Ershova V.**, Leven E., Prokopiev A. Foraminifera from the carbonate cobbles and pebbles of Early Jurassic conglomerates of Franz Joseph Land as direct evidence of the existence of a Late Palaeozoic carbonate succession in the northeastern Barents Sea // *Norwegian Journal of Geology.* – 2017. – Vol. 97 (4). – P. 255-261.
7. **Ershova V.**, Prokopiev A., Andersen T., Khudoley A., Kullerud K., Thomsen T.B. U–Pb and Hf Isotope Analysis of Detrital Zircons from Devonian–Permian Strata of Kotel'ny Island (New Siberian Islands, Russian Eastern Arctic): Insights Into The Middle–Late Paleozoic Evolution of the Arctic // *Journal of Geodynamics.* – 2018. – Vol. 119. – P. 210-220.
8. **Ershova V.**, Prokopiev A., Khudoley A., Andersen T., Kullerud K., Kolchanov D. U–Pb age and Hf isotope geochemistry of detrital zircons from Cambrian

- sandstones of the Severnaya Zemlya archipelago and Northern Taimyr (Russian high arctic) // *Minerals*. –2020. – Vol. 10 (1), статья № 36.
9. **Ershova V.**, Prokopiev A., Stockli D. 2024. Provenance of Detrital Rutiles from the Triassic–Jurassic Sandstones in Franz Josef Land (Barents Sea Region, Russian High Arctic): U-Pb Ages and Trace Element Geochemistry // *Geosciences*. –2024. – Vol. 14 – Paper 41.
 10. **Ershova V.**, Prokopiev A., Stockli D., Zubkova D., Shmanyak, A. Provenance and Stratigraphy of the Upper Carboniferous—Lower Permian Strata of October Revolution Island (Severnaya Zemlya Archipelago): Implications for Geological History of the Russian High Arctic // *Minerals*. – 2022. – Vol. 12. – P. 1325.
 11. **Ershova V.B.**, Ivleva A.S., Podkovyrov V.N., Khudoley A.K., Fedorov P.V., Stockli D., Anfinson O., Maslov A.V., Khubanov V. Detrital zircon record of the Mesoproterozoic to Lower Cambrian sequences of NW Russia: implications for the paleogeography of the Baltic interior // *GFF*. – 2019. – Vol. 141. – P. 279-288.
 12. **Ershova V.B.**, Khudoley A., Drachev S.S., Prokopiev A.V., Shimanskiy S.V. 2024. Olenek-Anabar Composite Tectono-Sedimentary Element, Northern East Siberia // *Geological Society, London, Memoirs*. – 2024. – Vol. 57. – Paper M57-2023–2024.
 13. **Ershova V.B.**, Khudoley A.K., Prokopiev A.V. Early Viséan paleogeography of northern Siberia: new evidence of rift to drift transition along the eastern margin of Siberia // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2014. – Vol. 91. – P. 206-217.
 14. **Ershova V.B.**, Khudoley A.K., Prokopiev A.V., Tuchkova M.I., Fedorov P.V., Kazakova G.G., Shishlov S.B., O’Sullivan. Trans-Siberian Permian rivers: A key to understanding Arctic sedimentary provenance// *Tectonophysics*. – 2016. – Vol. 691PA. – P. 220-233.
 15. **Ershova V.B.**, Lorenz H., Prokopiev A.V., Sobolev N.N., Khudoley A.K., Petrov E.O., Estrada, S., Sergeev S., Larionov A., Thomsen, T.B. The De Long Islands: A missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic. *Gondwana Research* // *Gondwana Research*. – 2016. – Vol. 35. – P. 305-322.
 16. **Ershova V.B.**, Prokopiev A.V., Khudoley A.K. Hidden middle Devonian magmatism of northeastern Siberia: Age constraints from detrital zircon U–Pb data // *Minerals*. – 2020 – Vol. 10 (10), статья № 874. – P. 1-12.

17. **Ershova V.B.**, Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Sobolev N.N., Petrov E.O. U/Pb dating of detrital zircons from Upper Paleozoic deposits of Bel'kovsky Island (New Siberian Islands): critical testing of Arctic tectonic models // *International Geology Review*. – 2015. – Vol. 57(2). – P. 199-210.
18. **Ershova V.B.**, Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Sobolev N.N., Petrov E.O., 2015. Detrital zircon ages and provenance of the Upper Paleozoic successions of Kotel'ny Island (New Siberian Islands Archipelago) // *Lithosphere*. – 2015. – Vol. 7. – P. 40-45.
19. **Ershova V.B.**, Prokopiev A.V., Nikishin V.A., Khudoley A.K., Nikishin A.M, Malyshev N.A. New data on Upper Carboniferous Lower Permian deposits of Bol'shevik Island, Severnaya Zemlya Archipelago // *Polar Research*. – 2015. – Vol.34 – Paper 24558.
20. **Ershova V.B.**, Prokopiev A. V., Khudoley A. K. Devonian–Permian sedimentary basins and paleogeography of the Eastern Russian Arctic: An overview, *Tectonophysics* – 2016 – Vol. 691PA. – P. – 234-255.
21. **Khudoley A.**, Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // *Precambrian Research*. – 2015.– Vol. 259. – P. 78-94.
22. Khudoley A.K., Frolov S.V., Akhmanov G.G., Bakay E.A., Drachev S.S., Egorov A.Y., **Ershova V.B.**, Korobova N.I., Shevchuk N.S., Rogov M.A. Anabar–Lena Composite Tectono-Sedimentary Element, northern East Siberia // *Geological Society, London, Memoirs*. – 2024. – Vol. 57 – P. M57-2021–29.
23. Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A., O'Sullivan P., **Ershova V.B.**, Proskurnin V.F., Tuchkova M.I., Rogov M.A., Kyser T.K., Malyshev S.V., Schneider G.V. Late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression // *Journal of Geodynamics*. – 2018. – Vol. 119. – P. 221-241.
24. Kurapov M., **Ershova V.**, Khudoley A., Luchitskaya M., Stockli D., Makariev A., Makarieva E., Vishnevskaya I. Latest Permian–Triassic magmatism of the Taimyr

- Peninsula: New evidence for a connection to the Siberian Traps large igneous province // *Geosphere*. – 2021. – Vol. 17. – P. 2062–2077.
25. Kurapov M., **Ershova V.**, Khudoley A., Makariev A., Makarieva E. The first evidence of Late Ordovician magmatism of the October Revolution Island (Severnaya Zemlya archipelago, Russian High Arctic): geochronology, geochemistry and geodynamic settings // *Norwegian Journal of Geology*. –2020. – Vol. 100, Paper.– 202016.
26. Kurapov M., **Ershova, V.**, Khudoley A., Luchitskaya M., Makariev A., Makarieva E., Vishnevskaya I. Late Palaeozoic magmatism of Northern Taimyr: new insights into the tectonic evolution of the Russian High Arctic // *International Geology Review*. – 2021. – Vol. 63. – P. 1990–2012.
27. Kurapov M.Yu., Konopelko D.L., Biske Y.S., Proskurnin V.F., Petrov, S.V., Proskurnina M.A., Berzon Y.Yi., **Ershova, V.B.**, Berzin S.V., Stepanov, S.Yu. Geodynamic Settings of Late Paleozoic–Early Mesozoic Granitoid Magmatism at the Arctic Continental Margins: Insights from New Geochronological and Geochemical Data from the Taimyr Peninsula // *Minerals*. – 2024. – Vol. 14, 423.
28. Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A., Zastrozhnov D., **Ershova, V.**, Chamberlain K., Shatsillo A., Proskurnin V. The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: a comparison of U–Pb–Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform // *International Geology Review*. – 2017 – Vol. 59 (13). – P. 1632-1656.
29. Prokopiev A.V., **Ershova V.B.**, Anfinson O., Stockli D., Powell J., Khudoley A.K., Vasiliev D.A., Sobolev N.N., Petrov E.O. Tectonics of the New Siberian Islands Archipelago: Structural Styles and Low-Temperature Thermochronology // *Journal of Geodynamics*. – 2018. – Vol. 121. – P. 155–184.
30. Prokopiev A.V., **Ershova V.B.**, Khudoley A.K., Vasiliev D.A., Baranov V.V., Kalinin M.A. Pre-mid-Frasnian angular unconformity on Kotel'ny Island (New Siberian Islands Archipelago): evidence of Mid-Paleozoic Deformation in the Russian High Arctic // *Arktos* – 2018. – Vol. 4. – P. 1–8.
31. Брусницына Е.А., **Ершова В.Б.**, Худолей А.К., Андерсон Т., Маслов А.В. Возраст и источники сноса пород четласской серии (рифей) Среднего Тимана

- по результатам U–Th–Pb (LA-ICP-MS) датирования обломочных цирконов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2021. – Т. 29, № 6. – С. 3-23.
32. Вилесов А.П., **Ершова В.Б.**, Соловьева А.Д. Литологическая и седиментологическая характеристика разреза палеозойского комплекса западно-таймырского потенциально нефтегазоносного района (по данным бурения) // Профессионально о нефти. – 2022. – Т. 7(4). – С. 14-27.
33. **Ершова В. Б.**, Худолей А. К., Прокопьев А. В. Реконструкция питающих провинций и тектонических событий в карбоне в северо-восточном обрамлении сибирской платформы по данным U–Pb датирования обломочных цирконов // Геотектоника. – 2013. – № 2. – С. 32-41.
34. **Ершова В.Б.**, Васильева К.Ю., Вилесов А.П., Михайлова К.Ю., Верещагин О.С. Особенности формирования вторичных коллекторов в карбонатных отложениях палеозоя западно-таймырского потенциально нефтегазоносного района. ПРОнефть. // Профессионально о нефти – 2022. – Т. 7(4). – С. 68-82.
35. **Ершова В.Б.**, Прокопьев А.В., Худолей А.К., Проскурнин В.Ф., Андерсен Т., Куллеруд К., Степунина М.А., Колчанов Д.А. Новые результаты U–Pb датирования обломочных цирконов из метаосадочных толщ северо-западного Таймыра // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 474, № 4. – С. 458-461.
36. **Ершова В.Б.**, Прокопьев А.В., Худолей А.К., Фефилова Л.К. 2012. Отложения палеокарстовых пустот как индикаторы палеогеографических обстановок в каменноугольный период на северо-востоке Сибирской платформы // Доклады РАН. – Т.442, № 4. – С. 511-515.
37. **Ершова В.Б.**, Прокопьев А.В., Худолей А.К., Шнейдер Г.В., Андерсен Т., Куллеруд К., Макарьев А.А., Маслов А.В., Колчанов Д.А. Результаты U–Pb LA-ICP-MS датирования обломочных цирконов из метатерригенных пород фундамента Северо-Карского бассейна // Доклады Академии Наук. – 2015. – Т. 464, № 4. – С. 444-447.
38. Зуева И.Н., Чалая О.Н., Глязнецова Ю.С., Лифшиц С.Х., Прокопьев А.В., **Ершова В.Б.**, Васильев Д.А., Худолей А.К. Геохимические особенности битумопроявлений в нижне-среднедевонских отложениях северо-западной

- части о. Котельный (архипелаг Новосибирские острова) // Георесурсы. – 2019 – № 21(3) – С. 31-38.
39. Ивлева А.С., Подковыров В.Н., **Ершова В.Б.**, Анфинсон О., Худолей А.К., Федоров П.В., Маслов А.В., Здобин Д.Ю. 2016. Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из верхневендских-нижнекембрийских отложений Ленинградской области // Доклады Академии Наук. –2016. – Т. 468, № 4. – С. 441–446.
40. Ивлева А.С., Подковыров В.Н., **Ершова В.Б.**, Хубанов В.Б., Худолей А.К., Сычев С.Н., Вдовина Н.И., Маслов А.В. U-PB LA-ICP-MS-возраст обломочных цирконов из отложений нижнего рифея и верхнего венда лужско-ладожской моноклинали // Доклады Академии наук – 2018. – Т. 480, № 4. – С. 439-443.
41. Курапов М.Ю., **Ершова В.Б.**, Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Худолей А.К., Лучицкая М.В., Прокопьев А.В. Каменноугольный магматизм Северного Таймыра: результаты изотопно-геохимических исследований и геодинамические следствия // Геотектоника. – 2018. – № 2. – С. 76-90.
42. Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Костицын Ю.А., Летников Ф.А., **Ершова В.Б.**, Федерягина Е.Н., Иванов А.В., Ножкин А.Д., Школьник С.И., Бродникова Е.А. Высококалиевый вулканизм на рубеже 640 млн лет на Юго-Западе Сибирской платформы (Бирюсинское Присаянье) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2021. – Т. 496, № 1. – С. 55-62.
43. Малышев С.В., Худолей А.К., Прокопьев А.В., **Ершова В.Б.**, Казакова Г.Г., Терентьева Л.Б. Источники сноса каменноугольно-нижнемеловых терригенных отложений северо-востока Сибирской платформы: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 3. – С. 537-552.
44. Перетолчин К.А., **Ершова В.Б.**, Худолей А.К., Нилов С.П. Тектоническая история зоны сочленения таймырского складчато-надвигового пояса и структур гыданского полуострова // Профессионально о нефти. – 2022. – Т. 7(4). – С. 83-93.
45. Прокопьев А.В., **Ершова В.Б.**, Миллер Э.Л., Худолей А.К. Раннекаменноугольная палеогеография северной части Верхоянской

- пассивной окраины по данным U-Pb датирования обломочных цирконов: роль продуктов размыва Центрально-Азиатского и Таймыро-Североземельского складчатых поясов // Геология и геофизика. – 2013. – № 10. – С. 1530-1542
46. Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В., Шнейдер Г.В., Проскурнина М.А., Прокопьев А.В., **Ершова В.Б.** Архипелаг Северная Земля // Тектоностратиграфический атлас Восточной Арктики. – Санкт-Петербург: Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского. – 2020. – С. 101-103.
47. Соболев Н.Н., Толмачева Т.Ю., Петров Е.О., Кораго Е.А., Прокопьев А.В., **Ершова В.Б.**, Юдин С.В. Архипелаг Новосибирские острова// Тектоностратиграфический атлас Восточной Арктики. – Санкт-Петербург: Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского. – 2020. – С. 109-111.
48. Соболев Н.Н., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Шманяк А.В., Петров Е.О. Первые сведения о геологии острова Жаннетты (архипелаг Де-Лонга, Новосибирские острова) // Доклады РАН. – 2014. Т. 459, № 5. С. 595–600.
49. Сычев С.Н., Ивлева А.С., Петров С.Ю., Петрова М.Н., **Ершова В.Б.**, Веселовский Р.В., Коннов А.Г. Реконструкция источников сноса терригенных пород базальных уровней уралид Байдарацкого аллохтона (Полярный Урал): результаты U-Pb изотопного датирования обломочных цирконов // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2017. – № 2. – С. 16-24.
50. Хотылев А.О., Майоров А.А., Худолей А.К., **Ершова В.Б.**, Калмыков Г.А., Хубанов В.Б., Червяковская М.В. Гранитоидные массивы Красноленинского свода в Западной Сибири: состав, строение, возраст и условия формирования // Геотектоника. – 2021. – № 2. – С. 70-93.

Список литературы:

1. Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы нижнего карбона Верхоянья. М., Наука. –1986. – 193 с.
2. Антошкина А. И, Соджа К. М. Использование органических остатков-индикаторов для уточнения палеогеографического положения двух террейнов Аляски в пределах Уральского морского пути в позднем силуре // Вестник Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. – 2016. – № 2(254). – С. 14-23.
3. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В., Бордунов С.И., Луговая О.В., Чикишев А.А., Яковишина Е.В. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. – 2016. – № 2. – С. 23-42.
4. Беззубцев В. В., Залялеев Р. Ш., Сакович, А. Б. Геологическая карта Горного Таймыра. М-б 1 : 500 000: Объяснительная записка. Красноярск, 1986. 177 с.
5. Бетехтина О.А., Горелова С.Г., Дрягина Л.Л., Данилов В.И., Батяева С.П., Токарева П.А. Верхнепалеозойские породы Ангариды. Фауна и Флора, Новосибирск, Наука. – 1988. – С. 265
6. Бискэ Ю. С. Складчатые области Северной Евразии. Уральская складчатая система. Санкт-Петербург: Издательство СПбГУ. – 2004. – 56 с.
7. Бобров В. Н. (Ред.). Легенда Оленёкской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1: 200 000 (изд. 2-е). М., – 2000.
8. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Розен О.М., Шипилов Э.В., Верниковский В.А., Драчев С.С., Костюченко С.Л., Кузьмичев А.Б., Секретов С.Б. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. Масштаб: 1:2500000. Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН. Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН. Центр ГЕОН МПР РФ. Федеральная служба геодезии и картографии России. Москва. –1998.
9. Богуш О.И., Герасимов Е.К., Юферев О.В. Нижний карбон низовьев Лены. М., Наука. – 1965. – 75 с.
10. Большианов Д. Ю., Васильев Б. С., Виноградова Н. П., Гавриш А. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-51 – Оленёкский

- зал., S-52 – дельта р. Лены. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, – 2014. – 274 с.
11. Бондаренко С.А., Виноградов В.А., Горячев Ю.В., Гусев Е.А., Зайончек, А.В., Кийко О.А., Лопатин Б.Г., Опекунов А.Ю., Ромащенко О.Г., Супруненко, О.И., Сухов К.С., Усов А.Н., Черных А.А. Геологическая карта России, масштаб 1:1000 000, Лист R1, 2. Картфабрика ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. – 2014.
 12. Брусницына Е.А., Ершова В.Б., Худолей А.К., Андерсон Т., Маслов А.В. Возраст и источники сноса пород четласской серии (рифей) Среднего Тимана по результатам U–Th–Pb (LA-ICP-MS) датирования обломочных цирконов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2021. – Т. 29, № 6. – С. 3-23.
 13. Будников В.И. Закономерности осадконакопления в карбоне и перми Сибирской платформы. Москва, Недра. – 1976. – 134 с.
 14. Булгакова М.Д. Крестяхские конгломераты устьяр. Лена и условия их образования // Литология и полезные ископаемые. – 1967. – № 3. – С. 127-134.
 15. Булгакова М.Д. Палеогеография Якутии в раннем- среднем палеозое. Якутск, 1996.
 16. Булгакова М.Д., Коробицын А.В., Семенов В.П., Ивенсен В.Ю. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхоянья. Новосибирск: Наука. – 1976. – 133 с.
 17. Бургуто А. Г., Дорофеев В. К., Рекант П. В., Шкарубо С. И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-53 – о. Столбовой, S-54 – Ляховские о-ва. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2016. – 304 с.
 18. Вержбицкий В., Косенкова Н., Ананьев В., Малышева С., Васильев В., Мурзин Р., Комиссаров Д., Рослов Ю. Геология и углеводородный потенциал Карского моря // Oil & Gas Journal. – 2012. – № 1-2. – С. 48.
 19. Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И. Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская Восточная Арктика) // Геотектоника. – 2015. – № 3. – С. 3.
 20. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Ларионов, А.Н. Поздненеопротерозойские адакиты Енисейского кряжа (Центральная Сибирь): Петрогенезис, геодинамика и U/Pb возраст // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58, № 10. – С. 1459-1478.

21. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. № 1. – С. 5–21.
22. Верниковская А.Е., Даценко В.М., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Лаевский Ю.М., Романова И.В., Травин А.В., Воронин К.В., Лепехина Е.Н. Эволюция магматизма и карбонатит-гранитная ассоциация в неопротерозойской активной континентальной окраине Сибирского кратона: термохронологические реконструкции // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 448, № 5. – С. 555.
23. Верниковский В. А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
24. Верниковский В. А., Верниковская А. Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 35-52.
25. Верниковский В.А., Вингейт М.Т., Кадильников П.И., Казанский А.Ю., Ларионов А.Н., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Родионов Н.В., Романова И.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 1. – С. 63-90.
26. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 8. – С. 1083-1107.
27. Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 4. – С. 502-519.
28. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б. Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // ДАН. – 2011. – Т. 436. № 5. – С. 647-653.

29. Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева, С.З. Докембрийские граниты Фаддеевского террейна (Северный Таймыр): новые геохимические и изотопно-геохронологические (U-Pb, Sm-Nd) данные // Доклады Академии наук. – 1998. – т. 363, № 5. – С. 653—657.
30. Вилесов А.П., Ершова В.Б., Соловьева А.Д. Литологическая и седиментологическая характеристика разреза палеозойского комплекса западно-таймырского потенциально нефтегазоносного района (по данным бурения) // Профессионально о нефти. – 2022. Т. 7(4). – С. 14-27.
31. Владимирцева Ю.А., Дыканюк Е.А., Манукян А.М., Степина Т.С., Сурмилова Е.П. Геологическая карта России, масштаб 1:1 000 000. Лист Q2. Картфабрика ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. (на русском). – 2001.
32. Гайдук В. В. Виллойская среднепалеозойская рифтовая система. АН СССР, Сиб. отд-ние, Якут. фил., Ин-т геологии. - Якутск : ЯФ СО АН СССР, 1988. – 126 с.
33. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Склярков Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд, У. Базитовый магматизм сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника. – 2012. – № 4. – С. 28.
34. Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В., Мазукабзов А.М., Константинов К.М., Юдин Д.С., Корнилова Т.А. Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии // Доклады Академии наук. – 2009. – Т. 425. № 5. – С. 642–648.
35. Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. – 2008. – № 1. – С. 12–26.
36. Грамберг И.С., Погребницкий Ю.Е. (ред.). Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики Л.: Недра. – 1984. – С. 280.
37. Грамберг И.С., Ушаков В.И. (ред.) Северная Земля. Геологическое строение и минерагения. ВНИИОкеангеология. СПб. – 2000. – 188 с.
38. Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Э.Г., Шеходанов В.А., Армишев А.М. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Советская геология. – 1985. – №1. – С. 95–98.

39. Граусман В.В. Геологический разрез Усть-Оленекской скв. 2370 (инт. 3605-2700) // Тихоокеанская геология. – 1995. – т. 14, № 4. – С. 137—140.
40. Гроздилова Л.П. Фораминиферы верхнего карбона Северного Тимана. Микрофауна СССР. Сб. 14. Тр. ВСЕГЕИ. Вып. 250. –Л.: Недра. – 1966. С. 254–362.
41. Давыдов В.И. Биостратиграфия по фузулинидам верхнепалеозойских отложений о. Колгуев и островов архипелага Земли Франца Иосифа. В кн.: Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. Доклады Первого Международного симпозиума, декабрь 1994 г. – СПб.: ВНИГРИ. – 1997. – С. 40–59.
42. Данукалова М. К. Кузьмичев А. Б. Мелководные и глубоководные отложения карбона Новосибирских островов: реконструкция позднепалеозойской окраины Сибирского палеоконтинента // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: Материалы I Тектонического совещания, Москва, 30 января – 03 февраля 2018г. Том 1. Москва: Издательство ГЕОС. – 2018. – С. 135-138.
43. Данукалова М. К. Кузьмичев А. Б. Палеогеография позднего палеозоя Лаптевоморского региона (восточный Таймыр, новосибирские острова, кряж Прончищева): обоснование единого бассейна осадконакопления на окраине сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Выпуск 15. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. – 2017. – С. 79-80.
44. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Аристов В.А. Обстановка формирования верхнедевонских отложений острова Бельковский (Новосибирские острова): рифтогенный прогиб или окраина континента? // Геотектоника. – 2014б. – № 5. – С. 54.
45. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Коровников И.В. Кембрий острова Беннетта (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2014а. – Т. 22, № 4. – С. 3.
46. Данукалова М.К., Толмачева Т.Ю., Мянник П., Суяркова А.А., Кульков, Н.П., Кузьмичев А.Б., Мельникова Л.М. Новые данные о стратиграфии ордовикско-силурийских отложений центральной части острова Котельный (Новосибирские острова) и сопоставление с одновозрастными разрезами Восточной Арктики // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2015. – Т. 23, № 5. – С. 22.

47. Дараган-Суцова Л.А., Петров О.В., Дараган-Суцов Ю.И., Васильев М.А. Строение Северо-Карского шельфа по результатам сейсмостратиграфического анализа // Геотектоника. – 2014. – № 2. – С. 61.
48. Дараган-Суцова, Л. А., Петров, О. В., Дараган-Суцов, Ю. И., Васильев, М. А. Особенности геологического строения Северо-Карского шельфа по сейсмическим данным // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 54. – С. 5-16.
49. Дегтярёв К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана // Труды ГИН. Вып. 602. – 2012. – 289 с.
50. Дибнер А.Ф. Возрастной объем терригенных отложений карбона и перми архипелага Северная Земля по палинологическим данным. Геология архипелага Северная Земля. Л.: Севморгео, 1982. – С. 124-129
51. Дибнер В.Д. Земля Франца-Иосифа и о. Виктория // Геология СССР. Острова Советской Арктики М: Недра.– Т 26. – 1970.
52. Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. № 9. – С. 870-890.
53. Дорорфеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Новосибирские острова. Геологическое строение и минералогия. СПб.: ВНИИОкеангеология. – 1999. – 130 с.
54. Драчев С.С., Савостин Л.А. Офиолиты о. Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Геотектоника. – 1993. - №3. – С. 98-107.
55. Егизаров Б.Х. Геологическое описание архипелага Северная Земля. Геология Советской Арктики. М. Госгеолтехиздат, 1957. С. 388-423.
56. Егизаров Б.Х. Геологическое строение архипелага Северная Земля. Л., 1958а. 139 с.
57. Егизаров Б.Х. Девонские отложения западной части архипелага Северная Земля // Труды НИИГА. – 1958б. – Т.67. вып. 7. – С. 13-35.
58. Егизаров Б.Х. Северная Земля / Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание. М. Недра. – 1970. – С. 237-323.
59. Егизаров Б.Х. Северная Земля / Стратиграфия СССР. Кн.2. Девонская система. М.: Недра. – 1973. – С.148-152.

60. Егоров А.Ю., Сурмилова Е.П., Галабала О.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (новая серия). Лист S-50–52 – Быковский. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. – 2001. – 189 с.
61. Ершова В. Б., Худолей А. К., Прокопьев А. В. Реконструкция питающих провинций и тектонических событий в карбоне в северо-восточном обрамлении сибирской платформы по данным U-Pb датирования обломочных цирконов // Геотектоника. – 2013. – № 2. – С. 32-41.
62. Ершова В.Б., Васильева К.Ю., Вилесов А.П., Михайлова К.Ю., Верещагин О.С. Особенности формирования вторичных коллекторов в карбонатных отложениях палеозоя западно-таймырского потенциально нефтегазоносного района. PRОнефть. // Профессионально о нефти – 2022. – Т. 7(4). – С. 68-82
63. Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Соболев Н.Н., Петров Е.О., Худолей А.К., Фалейда Я.И., Гайна К., Белякова Р.В. Новые данные о строении фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа (Арктика) // Геотектоника. – 2017б. – № 2. – С. 21–31.
64. Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Худолей А.К., Проскурнин В.Ф., Андерсен, Т., Куллеруд К., Степунина М.А., Колчанов Д.А. Новые результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из метаосадочных толщ северо-западного Таймыра // Доклады Академии наук. – 2017а. – Т. 474. № 4. – С. 458-461.
65. Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Худолей А.К., Фефилова Л.К. Отложения палеокарстовых пустот как индикаторы палеогеографических обстановок в каменноугольный период на северо-востоке Сибирской платформы. // Доклады Академии наук. – 2012. – т.442, № 4. – С. 511-515
66. Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Худолей А.К., Шнейдер Г.В., Андерсен Т., Куллеруд К., Макарьев А.А., Маслов А.В., Колчанов Д.А. Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования обломочных цирконов из метатерригенных пород фундамента Северо-Карского бассейна // Доклады Академии наук. – 2015. – т. 464, № 4. – С. 444-447.
67. Жданова А.И., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю. Первые палеомагнитные данные по долеритам о. Жаннетты (Новосибирские острова, Арктика) // Доклады Академии наук. – 2016. – Т. 468, № 6. – С. 667. – DOI 10.7868/S0869565216180249.

68. Зайцев А. И. Смелов А. П. Первые данные по изотопному составу стронция и возрасту кимберлитов трубки Манчары (Центральная Якутия) // Отечественная геология. – 2010. – № 5. – С. 51-59.
69. Злобин М. Н. Силурийские и девонские отложения Восточного Таймыра // Тр. НИИГА. – 1962. – т. 130. – С. 27–35.
70. Злобин М.Н. Силурийские и девонские отложения Восточного Таймыра // Труды НИИГА, Т. 130. Ленинград. – 1962. – С. 27-35.
71. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. II-е изд., Москва: Недра. – 1990. – 344 с.
72. Зуева И.Н., Чалая О.Н., Глязнецова Ю.С., Лифшиц С.Х., Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Васильев Д.А., Худолей А.К. Геохимические особенности битумопроявлений в ниже-среднедевонских отложениях северо-западной части о. Котельный (архипелаг Новосибирские острова) // Георесурсы. – 2019 – № 21(3) – С. 31-38.
73. Иванов К. С. О возрасте гранитоидов Нялинской площади фундамента Западной Сибири // Труды Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого. – 2012б. – № 159. – С. 207-210.
74. Иванов К. С., Ерохин Ю. В., Ронкин Ю. Л. Хиллер В. В., Родионов Н. В., Лепихина, О. П. Первые сведения о раннепротерозойском сиалическом фундаменте на востоке Западно-Сибирской платформы (результаты исследования Тынъярского риолит-гранитного массива) // Геология и геофизика. – 2012а. – Т. 53, № 10. – С. 1304-1312.
75. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Коротеев В.А. Первые сведения о раннепалеозойских гранитоидах в фундаменте Западной Сибири // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 453, № 6. – С. 650.
76. Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Ершова В.Б., Анфинсон О., Худолей А.К., Федоров П.В., Маслов А.В., Здобин Д.Ю. 2016. Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из верхневендских-нижнекембрийских отложений Ленинградской области // Доклады Академии Наук. – Т 468, № 4. – С. 441–446.
77. Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Ершова В.Б., Хубанов В.Б., Худолей А.К., Сычев С.Н., Вдовина Н.И., Маслов А.В. U-Pb LA-ICP-MS-возраст обломочных цирконов из отложений нижнего рифея и верхнего венда лужско-ладожской моноклинали // Доклады Академии наук – 2018. – Т. 480, № 4. – С. 439-443.

78. Каменева Г.И., Черняк Г.Е. Каменноугольные и пермские отложения острова Врангеля // Верхний палеозой Северо-Востока, СССР. Научно-исследовательский институт геологии Арктики, Ленинград. – 1975. – С. 76–79.
79. Карякин Ю.В., Оксман В.С., Прокопьев А.В., Тарабукин, В.П., Дейкуненко, А.В. Позднепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения Селенняхского хребта и их геодинамическая природа // Доклады Академии наук. – 2000. – Т. 370. № 5. – С. 646-650.
80. Качурина Н. В., Макарьев А. А., Макарьева Е. М., Гавриш А. В., Орлов В. В., Дымов В. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серии Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская. Лист Т-45–48 – м. Челюскин. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2013. – 568с.
81. Клец А.Г. Верхний палеозой окраинных морей Ангариды. Новосибирск: Акад. изд-во “ГЕО”. – 2005. – 241 с
82. Ковач В.П. Гранитоидные комплексы центральной части Алданской гранулитогнейсовой области (геология и петрология). Автореферат диссертации кандидата геолого-минералогических наук. СПб. ИГГД РАН. – 1994. – 24 с.
83. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Глебовицкий В.А., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Ковач В.П., Азимов П.Я. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования кристаллических комплексов восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Проблемы тектоники Центральной Азии. – М.: ГЕОС. – 2005. – С. 137-170.
84. Конторович В. А., Конторович А. Э. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности шельфа Карского моря // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 489, № 3. – С. 272-276.
85. Кораго Е. А. Столбов Н. М., Проскурнин, В. Ф. Магматические комплексы островов западного сектора Российской Арктики // 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. Сборник научных трудов. СПб: Изд-во: ВНИИОкеангеология. – 2018. – С. 74–100.
86. Кораго Е. А., Тимофеева Т. Н. Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона). СПб.: ВНИИОкеангеология. – 2005. – 225 с.

87. Кораго Е.А., Верниковский В.А., Соболев Н.Н., Ларионов А.Н., Сергеев С.А., Столбов Н.М., Проскурнин В.Ф., Соболев П.С., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Травин А.В. Возраст фундамента островов Де-Лонга (архипелаг Новосибирские острова): новые геохронологические данные // Доклады Академии наук. – 2014. – Т. 457, № 3. – С. 315.
88. Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Щеколдин Р.А., Ильин В.Ф., Гусев Е.А., Крылов А.А., Горбунов Д.А. Геологическое строение архипелага Новая Земля (Запад Российской Арктики) и особенности тектоники Евразийской Арктики // Геотектоника. – 2022. – № 2. – С. 21-57.
89. Косько М. К., Непомилуев, В. Ф., Бондаренко, Н. С. Государственная геологическая карта СССР, масштаба 1: 200 000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXI, XXXII, XXXIII; S-53-IV, V, VI; S-53-XI, XII; S-54-I, II, III; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка. М. – 1985. – 161 с.
90. Косько М. К., Соболев Н. Н., Кораго Е. А., Проскурнин В.Ф., Столбов Н.М. Геология Новосибирских островов – основа интерпретации геофизических данных по Восточно-Арктическому шельфу России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2013. – Т. 8, № 2. – С. 6.
91. Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г., Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Сесил М.П., Смирнов А.Н., Ушаков В.И., Хандожко Н.В., Харрисон Дж.К., Шульга Ю.Д. Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология. СПб: ВНИИОкеанология. – 2003. – С.137.
92. Кропачев А. П., Борковая Е. А., Федорова Н. П. Среднепалеозойские олистостромы Сетте-Дабана // Сов. геология. – 1988. – №5. – С. 67–76.
93. Кропачев А.П., Кропачева Г.С., Иогансон А.К., Гурьев Г.А. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений севера Сетте-Дабана (Южное Верхоянье) // Советская геология. – 1980. – № 9. – С. 56—67
94. Кузнецов Н. Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды, ороген Протоуралид-Тиманид и продукты его размыва в Арктике // Доклады Академии наук. – 2006. – Т. 411, № 6. – С. 788-793.
95. Кузнецов Н. Б. Кембрийский ороген протоуралид Тиманид: структурные доказательства коллизионной природы // Доклады Академии наук. – 2008. – Т. 423, № 6. – С. 774-779.

96. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция Протоуралид-Тиманид. Сыктывкар, Геопринт. – 2005. – 100 с.
97. Кузьмин В.К., Проскурнин В.Ф., Ларионов А.Н. О позднерифейском возрасте гранитоидов снежинского комплекса, Северо-Восточный Таймыр, по данным цирконометрии // Записки Российского минералогического общества. – 2007. – Ч. 136, вып. № 1. – С. 42-49.
98. Кузьмичев А.Б., Склярлов Е.В., Бараш И.Г. Пиллоу-базальты и глаукофановые сланцы на острове Большой Ляховский (Новосибирские острова) - фрагменты литосферы Южно-Анжуйского палеоокеана // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – №12. – С. 1367-1381.
99. Кузьмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б. Апт-альбские отложения на о. Котельный (Новосибирские острова): Новые данные о строении разреза и игнимбритовом вулканизме // Стратиграфия и геологическая корреляция. – 2009а. – Т. 17. – №5. – С. 69-94.
100. Кузьмичев А.Б., Захаров В.А., Данукалова М.К. Новые данные о стратиграфии и условиях верхнеюрских и нижнемеловых отложений о. Столбовой (Новосибирские острова) // Стратиграфия и геологическая корреляция. – 2009б. – т.17. – №4. – С. 55-74.
101. Кузьмичев А.Б., Лебедев В.А. О возрасте океанических базальтов на о. Большой Ляховский (Новосибирские острова): к вопросу о западной границе Южно-Анжуйского океана в юрское время // Доклады Академии наук. – 2008. – Т. 421, № 5. – С. 653-657.
102. Купцова А.В., Худолей А.К., Дэвис В., Рейнбирд Р.Х., Молчанов А.В. Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из верхнепротерозойских отложений восточного склона анабарского поднятия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2015. – Т. 23. № 3. – С. 13.
103. Курапов М.Ю., Ершова В.Б., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Худолей А.К., Лучицкая М.В., Прокопьев, А.В. Каменноугольный магматизм Северного Таймыра: результаты изотопно-геохимических исследований и геодинамические следствия // Геотектоника. – 2018. – (2). – С. 76–90.
104. Кутыгин Р.В. Нижний карбон Восточной Сибири и Верхоянья // Отечественная геология. – 2009. – № 5. – С. 66-74.

105. Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Костицын Ю.А., Летников Ф.А., Ершова В.Б., Федерягина Е.Н., Иванов А.В., Ножкин А.Д., Школьник С.И., Бродникова Е.А. Высококалиевый вулканизм на рубеже 640 млн лет на Юго-Западе Сибирской платформы (Бирюсинское Присяянье) // Доклады Академии наук. – 2021. – Т. 496, № 1. – С. 55-62.
106. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. – 2018. – № 1. – С. 28-51.
107. Лучицкая М.В., Соколов С.Д. Этапы гранитоидного магматизма и формирование континентальной коры Восточной Арктики // Геотектоника. – 2021. – № 5. – С. 73-97. – DOI 10.31857/S0016853X21050040.
108. Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Котов А.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Катков С.М. Позднепалеозойские гранитоиды Чукотки: особенности состава и положение в структуре арктического региона России // Геотектоника. – 2015. – № 4. – С. 3.
109. Любер А.А., Вальц И.Э. Атлас микроспор и пыльцы палеозоя СССР // Труды ВСЕГЕИ. – 1941. – Вып. 139. – С. 108.
110. Макарьев А.А. (ред.). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист U-37-40 - Земля Франца-Иосифа (северные острова). Объяснительное письмо. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. – 2006 – 272 с.
111. Макарьев А.А. (ред.). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист U-41–44 —Земля Франца-Иосифа (восточные острова). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. – 2011. – 220 с.
112. Макарьев А.А., Макарьева Е.М. Новые данные о возрасте отдельных геологических образований островов и побережья восточной части Карского моря // Разведка и охрана недр. – 2012. – № 8. – С. 71–77.
113. Малышев Н.А., Никишин В.А., Никишин А.М., Обметко В.В., Клещина Л.Н. Ордовикский эвапоритовый бассейн Урванцева на севере Карского моря // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 448, № 4. – С. 433.
114. Малышев Н.А., Никишин В.А., Никишин А.М., Обметко В.В., Мартиросян В.Н., Клещина Л.Н., Рейдик Ю.В. // Новая модель геологического строения и

- истории формирования Северо-Карского осадочного бассейна. // Доклады Академии наук. 2012. – Т. 445. № 1. – С. 50.
115. Малышев С.В., Худoley А.К., Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Казакова Г.Г., Терентьева Л.Б. Источники сноса каменноугольно-нижнемеловых терригенных отложений северо-востока Сибирской платформы: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 3. – С. 537-552.
116. Марковский В.А., Падерин П.Г. Шнейдер Г.В., Лазарева Л.Н., Кузьмин В.Г., Лазуренко В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:200 000. Серия Североземельская. Листы Т-47-VI, XI, XII; Т-48-I, VII-X; Т-47-XVI-XVIII, XXII, XXIII; Т-48-XIII-XVIII (о. Большевик). Объяснительная записка. МПР России ПГО «Севморгеология». М. – 1999 – 158 с.
117. Масайтис В. Л., Богомолов Е. С., Лебедев П. Б., Сергеев С. А. Среднепалеозойская вулканическая провинция Сибирской платформы и Sr-Nd изотопная систематика базальтоидов // Региональная геология и металлогения. – 2006. – № 28. – С. 153-157.
118. Матухин Р. Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы. Новосибирск. – 1991 – 129 с.
119. Матухин Р. Г., Меннер, В. В., Соколов, П. Н., Решетняк, Д.Р. Стратиграфическая основа девонской системы Сибирской платформы. Новосибирск. – 1995. – 80 с.
120. Матухин Р.Г., Абушик А.Ф., Валюквичюс Ю.Ю. Пограничные толщи и граница силура и девона на Северной Земле. Границы крупных подразделений фанерозоя Сибири. Новосибирск – 1982. – С.77-95
121. Матухин Р.Г., Меннер В.В., Марковский В.А. Силур и девон архипелага Северная Земля. Актуальные проблемы региональной геологии Баренцево-Карского шельфа и прилегающей зоны. Спб. – 1997. – С.45
122. Матухин Р.Г., Меннер В.Вл. (ред). Стратиграфия силура и девона архипелага Северная Земля. Новосибирск. – 1999. – 174 с.
123. Матухин Р.Г., Меннер В.Вл. Самойлович Ю.Г. Органогенные постройки в силуре и нижнем девоне Северной Земли. Геология позднего докембрия и палеозоя Сибири. Новосибирск. – 1990. – С. 74-76

124. Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Травин А.В., Жданова А.И. Геология и возраст основного магматизма на О. Жаннетты (архипелаг Де-Лонга) – Значение для палеотектонических реконструкций в Арктике // Доклады Академии наук. – 2016. – Т. 467, № 1. – С. 61-66.
125. Мельников Н.В. (ред.) Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Гео. – 2005. – 428 с.
126. Меннер В.В., Сидяченко А.И. Верхний девон района нижнего течения р. Лены // Докл. АН СССР. – 1975. – т. 220, № 1. – С. 178—181.
127. Меннер В.В., Матухин Р.Г., Куршс В.М. и др. Литолого-фациальные особенности силурийско-девонских отложений Северной Земли и северо-запада Сибирской платформы. Литология и палеография Сибирской платформы. Новосибирск. – 1979. – С. 39-55
128. Меннер В.В., Смирнова М.А., Черкесова С.В. Строение и возраст русановской свиты (архипелаг Северная Земля). Геология архипелага Северная Земля. Л. – 1982. – С. 120-123
129. Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Верниковский В.А., Джи Д., Торсвик Т. Первые палеомагнитные данные по раннему палеозою архипелага Северная Земля и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – С. 1816.
130. Метелкин Д.В., Чернова А.И., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю. раннепалеозойская тектоническая история Новосибирского террейна (Восточная Арктика) // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 477. № 3. – С. 316-320.
131. Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е., Малышев, Н.А. Этапы структурной эволюции осадочного чехла о. Врангеля, Восточная Арктика // Геотектоника. – 2018. – № 5. – С. 22-38.
132. Молин В.А. Вирбицкас А.Б. Варюхина Л.М., Калашников Н.В., Пухонто С.К., Фефилова Л.А., Гуськов В.А., Канев Г.П. Палеонтологический атлас пермских отложений Печорского угольного бассейна. Ленинград, Издательство «Наука». – 1983. – С. 318 .
133. Морозов А.Ф., Петров О.В. Геологическая карта: Геологическая карта России и прилегающих акваторий, масштаб: 1:2500000, составлена: ВНИИ Океанология, ФГБУ «ВСЕГЕИ». – 2004 г.

134. Никишин В. А. Внутриплитные и окраинноплитные деформации осадочных бассейнов Карского моря. Автореферат диссертации на соискание уч. степени канд. Геол.-мин.наук. – Москва. – 2013. – 21с.
135. Никишин, В.А., Малышев Н.А., Никишин А.М., Голованов Д.Ю., Проскурнин В.Ф., Соловьев А.В., Кулёмин Р.Ф., Моргунова Е.С., Ульянов Г.В., Фокин П.А. О выделении кембрийского Тимано-Североземельского орогена и периодизации геологической истории Северо-Карского осадочного бассейна на основе новых датировок детритовых цирконов // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 473. № 5. – С. 585-589.
136. Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Баянова Т.Б., Зиновьев С.В., Козлов П.С., Попов Н.В., Дмитриева Н.В. Поздневендские постколлизийные лейкограниты Енисейского кряжа // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 474, № 5. – С. 605-611.
137. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И. Поздненеопротерозойские островодужные вулканические ассоциации в аккреционном поясе юго-западного обрамления Сибирского кратона (Предивинский террейн Енисейского кряжа) // Геохимия. – 2020. – Т. 65, № 9. – С. 861-885.
138. Ножкин, А.Д. Попов Н.В., Дмитриева Н.В., Стороженко А.А., Васильев Н.Ф. Неопротерозойские коллизийные S-гранитоиды Енисейского кряжа: петрогеохимические особенности, U-Pb, Ar-Ar и Sm-Nd изотопные данные // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 5. – С. 881-889.
139. Ошуркова М.В. Морфология, классификация и описание позднепалеозойских форм-родов миоспор. СПб., Издательство ВСЕГЕИ. – 2003. – С. 377.
140. Панова Л.А. Ошуркова М.В. Романовская Г.М. Практическая палинотрапиграфия, Недр, Ленинград. – 1990. – С. 348.
141. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоидов северо-востока Азии. Наука: Новосибирск, 1984.
142. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 7-41.

143. Перетолчин К. А., Ершова, В. Б., Худoley А. К., Нилов С. П. Тектоническая история зоны сочленения Таймырского складчато-надвигового пояса и структур Гыданского полуострова // РРОнефть. Профессионально о нефти. – 2022. – Т. 7, № 4. – С. 83-93.
144. Погребницкий Ю. Э., Лопатин В. Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист S 44-46 - Усть-Тарей. Объясн. записка. Санкт-Петербург: Картфабрика ВСЕГЕИ. – 2000. – 251 с.
145. Погребницкий Ю. Э., Шануренко Н. К. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист S-47-49 - оз. Таймыр. Объяснительная записка. Санкт-Петербург: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1998. 231 с.
146. Погребницкий Ю.Е. (ред)/ Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минералогия. СПб: ВНИИОкеангеология. – 2004. – 174 с.
147. Полянский О. П., Прокопьев А. В., Бабичев А. В., Коробейников С.Н., Ревердатто, В.В. Рифтогенная природа формирования Вилюйского бассейна (Восточная Сибирь) на основе реконструкций осадконакопления и механико-математических моделей // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 2. – С. 163-183.
148. Прияткина Н. С., Худoley А. К., Купцова, А. В. Источники сноса неопротерозойских и верхнепалеозойских терригенных комплексов Восточного Таймыра: петрографические, геохимические и геохронологические данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2020. – Т. 28, № 6. – С. 76-91.
149. Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Миллер Э.Л., Худoley А.К. Раннекаменноугольная палеогеография северной части Верхоянской пассивной окраины по данным U-Pb датирования обломочных цирконов: роль продуктов размыва Центрально-Азиатского и Таймыро-Североземельского складчатых поясов // Геология и геофизика. – 2013. – № 10. – С. 1530-1542
150. Прокопьев А.В., Полянский О.П., Королева О.В., Васильев Д.А., Томшин М.Д., Ревердатто В.В., Новикова С.А. Среднепалеозойский и среднетриасовый импульсы траппового магматизма на востоке Сибирской платформы: результаты первых 40 Ar/39Ar-датировок долеритовых // Доклады Академии наук. – 2020. – Т. 490, № 1. – С. 7-11.
151. Прокопьев А.В., Торо Х., Смелов А.П., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Граханов С.А., Олейников О. Б. Усть-Ленский метаморфический комплекс (северо-восток

- Азии): первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные // Отечественная геология. – 2007. – № 5. – С. 26—30.
152. Прокопьев А.В., Худолей А.К., Королева О.В., Ершова В.Б., Васильев Д.А., Зайцев А.И. Новые данные о девонском вулканизме на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Материалы Всероссийской научно-практической конференции, Якутск, 31 марта – 02 апреля 2015 года. – Якутск: Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова. – 2015. – С. 382-385.
153. Прокопьев А.В., Худолей А.К., Королева О.В., Казакова Г.Г., Лохов Д.К., Малышев С.В., Зайцев А.И., Роев С.П., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Васильев Д.А. Раннекембрийский бимодальный магматизм на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 1. – С. 199-224
154. Проскурнин В. Ф., Гавриш А. В., Межубовский В. В., Трофимов В. Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-48 – оз. Таймыр (восточная часть). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. – 2009. – 253 с.
155. Проскурнин В. Ф., Гавриш А. В., Межубовский В. В., Трофимов В. Р. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-49 – Хатангский залив. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2013. – 275 с.
156. Проскурнин В. Ф., Гавриш А. В., Шнейдер Г. В., Нагайцева Н. Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-47 – оз. Таймыр (зап. часть). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2015. – 424 с.
157. Проскурнин В. Ф., Шкарубо С. И., Заварзина Г. А., Нагайцева Н. И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-50 – Усть-Оленёк. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2017. – 264 с.

158. Проскурнин В. Ф., Шнейдер Г. В., Гавриш А. В., Нагайцева Н. Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-46 – Таря. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2016. – 490 с.
159. Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Петрушков Б.С., Верниковская А.Е., Гавриш А.В., Багаева А.А., Матушкин Н.Ю., Виноградова Н.П., Ларионов А.Н. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизионных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 1. – С. 23-40.
160. Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В., Шнейдер Г.В., Проскурнина М.А., Прокопьев А.В., Ершова В.Б. Архипелаг Северная Земля // Тектоностратиграфический атлас Восточной Арктики. – Санкт-Петербург: Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского. – 2020. – С. 101-103.
161. Проскурнин, В.Ф. (редактор). Легенда Таймыро-североземельской серии листов государственной геологической карты российской федерации МАСШТАБА 1:1 000 000 (третье поколение) в 3 книгах. ВСЕГЕИ. – 2008
162. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайн Полиграф Сервис – 2010. – С.280.
163. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ. – 2000. – С. 146.
164. Раузер-Черноусова Д.М. Опыт сверхдробного расчленения разреза верхнекаменноугольных отложений в районе Куйбышевской ГЭС // Труды Геологического института. – 1958. – Вып. 13. – С. 121–138.
165. Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. – 2009. – 268 с.
166. Рогозов Ю.Г., Васильева Х.М. Девонские отложения побережье пролива Лонга (Центральная Чукотка) // Ученые записки НИИГА. – 1968. – 18. – С. 151–157.

167. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. – 2003. – № 3. – С. 3-21.
168. Розовская С.Е. Род *Triticites*, его развитие и стратиграфическое значение // Труды Палеонтологического института. – 1950. – Т. 26. – С. 1–90.
169. Розовская С.Е. Фузулиниды и биостратиграфическое расчленение верхнекаменноугольных отложений Самарской луки // Труды Геологического института. – 1958. – Вып. 13. – С. 57–120.
170. Руденко В.С., Прокопьев А.В., Оксман В.С., Кемкин И.В., Брагин Н.Ю. и др. Первые находки позднепалеозойских радиолярий на территории Восточной Якутии (северо-восток России) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1998. – Т. 6, № 1. – С. 88–95.
171. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. – 2007. – № 6. – С. 23-51.
172. Саморуков Н.М., Матвиенко В.Т. Геологическая карта СССР М 1:200 000, R59-XXIII, XXIV, Северо-Восточное производственное геологическое объединение, Москва. – 1984.
173. Самусин А. И., Белоусов К. Н. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Новосибирские острова. Листы S-53-XVI, XVII, XXII, XXIII; S-54-XIV, XV, XVI; S-54-XX, XXI, XXII; S-54-XXIII, XXIV; S-54-XXVII, XXVIII; S-54-XXIX, XXX. Объяснительная записка. М. – 1985. – 129 с.
174. Сенников Н.В., Хабибулина Р.А., Гонта Т.В., Обут О.Т. Лито-, биостратиграфия и условия образования базального горизонта Верхоянского терригенного комплекса в Северном Хараулахе // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61. – № 12. – С. 1692-1715.
175. Соболев Н. Н. Стратиграфия девонских отложений Горного Таймыра // Недра Таймыра. – СПб.: ВСЕГЕИ. – 1997. – С. 45–59. (Сб. науч. тр., вып. 2).
176. Соболев Н. Н. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений Горного Таймыра. – СПб.: ВСЕГЕИ. – 1999. – С. 11. (Сб. науч. тр., вып. 3)
177. Соболев Н.Н., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Шманяк А.В., Петров Е.О. Первые сведения о геологии острова Жаннетты (архипелаг Де-Лонга, Новосибирские острова) // Доклады Академии наук. – 2014. Т. 459. № 5. С. 595–600.

178. Соболев Н.Н., Толмачева Т.Ю., Петров Е.О., Кораго Е.А., Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Юдин С.В. Архипелаг Новосибирские острова// Тектоностратиграфический атлас Восточной Арктики. – Санкт-Петербург: Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского. – 2020. – С. 109-111.
179. Соколов С. Д., Тучкова М. И., Леднева Г. В., Лучицкая М.В., Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Моисеев А.В. Тектоническая позиция Южно-Аннуйской сутуры// Геотектоника. – 2021. – № 5. – С. 51-72. – DOI 10.31857/S0016853X21050088.
180. Соколов С.Д. Ороген // Большая Российская Энциклопедия. – 2014. <https://bigenc.ru/c/orogen-6d8576>
181. Соколов С.Д., Силантьев С.А., Моисеев А.В., Тучкова М.И., Вержбицкий, В.Е. Амфиболиты метаморфического фундамента о. Врангеля: возраст, природа протолита и условия метаморфизма // Геохимия. – 2019. – Т. 64. № 12. – С. 1222-1246
182. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Аннуйской сутуры (северо-восток Азии) // Геотектоника. – 2015. – № 1. – С. 3-26.
183. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Моисеев А.В., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Гущина М.Ю. Тектоническая зональность острова Врангеля (Арктика// Геотектоника. – 2017. – № 1. – С. 3-18. – DOI 10.7868/S0016853X17010088.
184. Соловьева М.Н. Нижняя граница верхнего карбона по фауне фораминифер Югорского полуострова. Верхний карбон СССР. –М.: Наука. – 1984. – С. 121–155.
185. Соловьева М.Ф. Фораминиферы опорного разреза нижнего карбона Восточного Таймыра // Черкесова, С.В., Черняк, Г.Е. (ред.), Опорный разрез нижнекаменноугольных отложений Восточного Таймыра. Л.: НИИГА. – 1972. – С. – 16–37.
186. Соловьева М.Ф., Соболевская, Р.Ф., Красиков, Э.М. Новые данные о нижнекаменноугольных отложениях реки Ленивой (Центральный Таймыр) // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. Л.: НИИГА. – 1978. – С. 33–37.
187. Старцева К.Ф., Ершов А.В., Никишин В.А. История развития углеводородных систем в северной части Карского моря по данным 2D-

- моделирования // Вестник Московского университета. – 2015. – Серия 4 Геология (2). – С. 22–30.
188. Сурков В.С., Гришин М.П. Строение рифейских осадочных бассейнов Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1997. – № 11. – С. 1712–1715.
189. Сухов С.С. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы: в 2 т. Т.1: Стратиграфия. Новосибирск: ИНГГ СО РАН. – 2016. – 497 с.
190. Сычев С.Н., Ивлева А.С., Петров С.Ю., Петрова М.Н., Ершова В.Б., Веселовский Р.В., Коннов А.Г. Реконструкция источников сноса терригенных пород базальных уровней уралид Байдарацкого аллохтона (Полярный Урал): результаты U-Pb изотопного датирования обломочных цирконов // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2017. – № 2. – С. 16-24.
191. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Ред. Парфенов, Л.М., Кузьмин, М.И. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”. – 2001. – 571 с.
192. Труфанов Г. В., Белоусов К. Н., Непомилуев В. Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXIV, XXXV, XXXVI; Т-56-XXXIII; S-54-IV, V, VI, X, XI, XII; S-55-I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII; S-56-III, VII. Объяснительная записка. М. – 1986. – 106 с.
193. Урванцев Н.Н. Северная Земля. Краткий очерк исследования. Л.. – 1933. – 53 с.
194. Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. Биостратиграфия и брахиоподы верхнего палеозоя Таймыра. Л.: Недра. – 1963. – 139 с. (Тр. НИИГА. Т. 134).
195. Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. Каменноугольные отложения полуострова Таймыр // Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука. – 1967. – С. 216– 219.
196. Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. Схема стратиграфии нижнекаменноугольных отложений полуострова Таймыр // Труды НИИГА. – Т. 3.– 1960. – С. 11–23
197. Уфлянд А. К., Натапов Л. М., Лопатин В. М., Чернов Д.В. О тектонической природе Таймыра // Геотектоника. – 1991. – № 6. – С. 76-93.
198. Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики: учебник – 3-е изд. – М. : КДУ. – 2010. – 560 с.

199. Хотылев А.О., Майоров А.А., Худолей А.К., Ершова В.Б., Калмыков Г.А., Хубанов В.Б., Червяковская М.В. Гранитоидные массивы Красноленинского свода в Западной Сибири: состав, строение, возраст и условия формирования // Геотектоника. – 2021. – № 2. – С. 70-93.
200. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. – 2016. – №1. — С. 237-254.
201. Черкесова С.В. (ред). Стратиграфия и фауна нижнедевонских отложений тарейского опорного разреза (Таймыр). – 1994. – .245 с.
202. Черкесова С.В., Каратайте-Талимаа, Матухин Р.Г (ред.). Стратиграфия и фауна нижнедевонских отложений Тарейского опорного разреза (Таймыр). Санкт-Петербург. Недра. – 1994. – С. 245.
203. Чернова А.И., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Травин А.В. Палеомагнетизм и геохронология вулканогенно-осадочных пород о. Генриетты (архипелаг Де-Лонга, Северный Ледовитый океан) // Доклады Академии наук. – 2017б. – Т. 475. № 4. – С. 423-427.
204. Чернова А.И., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Верниковский В.А., Травин А.В. Геологическое строение и палеомагнетизм острова Жаннетты (архипелаг Де-Лонга, Восточная Арктика) // Геология и геофизика. – 2017а. – Т. 58. № 9. – С. 1261-1280.
205. Чистякова А.В., Иванов А.В., Брянский Н.В., Веселовский Р.В., Голованова Т.И., Голубев В.К. Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования обломочного циркона из верхнепермских песчаников разреза боевая гора (оренбургская область, южное предуралье) // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13 – №9. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0600>
206. Шапошников Г.Н., Александрова Т.П., Ганешин Г.С., Егоров С.В., Ильин К.Б., Стральникова С.И. Геологическая карта России, масштаб 1:1000 000, Лист R58(60). Санкт-Петербург, Картфабрика ВСЕГЕИ – 1999а. – С.128.
207. Шапошников Г.Н., Александрова Т.П., Ганешин Г.С., Егоров С.В., Ильин К.Б., Стральникова С.И. Геологическая карта России, масштаб 1:1000 000, объяснительная записка. Лист R(60) - 2. Санкт-Петербург, Картфабрика ВСЕГЕИ – 1999б. – С.128.

208. Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. – 1998. – С. 306.
209. Шишлов С.Б. Стратиграфия и районирование верхнепалеозойской терригенной толщи Таймырского полуострова // Недра Таймыра. – СПб.: ВСЕГЕИ. – 1997. – С. 60–72. (Сб. науч. тр., вып. 2).
210. Шишлов С.Б., Дубкова К.А. Обстановки осадконакопления и эволюция палеогеографической ситуации при формировании верхнепалеозойских терригенных отложений Таймыра // Литология и полезные ископаемые. – 2021. – № 538. – С. 552.
211. Шкарубо С.И. (ред.). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Т-37–40 — Земля Франца-Иосифа (южные острова). СПб: ВСЕГЕИ. –2004.
212. Шульдинер В.И., Недомолкин В.Ф. Кристаллический фундамент Эскимосского массива // Советская геология. – 1976. – № 10. – С. 33–47.
213. Язиков А. Ю., Изох Н. Г., Сараев С. В., Бахарев Н.К., Гонта Т.В., Соболев Е.С. Новые данные по биостратиграфии и седиментологии верхнедевонских отложений О. Столб (дельта р. Лена) // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 8. – С. 1013-1027.
214. Язиков А.Ю., Соболев Е.С. Брахиоподы и амmonoидеи нижнего карбона (миссиссипий) низовьев р. Лены (Республика Саха (Якутия) // Интерэкспо ГЕО-Сибирь2013. IX Междунар. науч. конгр., 15-26 апреля 2013 г., Новосибирск: Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология»: сб. материалов в 3 т. Т. 1. Новосибирск: СГГА. – 2013. – С. 8-12.
215. Ahlborn M., Stemmerik L. Depositional evolution of the Upper Carboniferous – Lower Permian Wordiekammen carbonate platform, Nordfjorden High, central Spitsbergen, Arctic Norway // Norwegian journal of geology. – 2015. – Vol. 95(1). – P. 91-126.
216. Akinin V.V., Gottlieb E.S., Miller E.L., Polzunenkov G.O., Stolbov, N.M., Sobolev, N.N. Age and composition of basement beneath the De Long archipelago,

- Arctic Russia, based on zircon U–Pb geochronology and O–Hf isotopic systematics from crustal xenoliths in basalts of Zhokhov Island // *Arktos*. – 2015. – Vol. 1. – P. 1-10
217. Aleinikoff J.N., Moore, T.E., Walter, M., Nokleberg, W.J. U–Pb ages of zircon, monazite, and sphene from Devonian metagranites and metafelsites, Central Brooks range, Alaska // *Geologic studies in Alaska by the U.S. Geological Survey*. – 1992. – Vol. 2068. – P. 59–70.
218. Alonso-Torres D., Beauchamp B., Guest B., Hadlar T., Matthews W. Late Paleozoic to Triassic arc magmatism north of the Sverdrup Basin in the Canadian Arctic: Evidence from detrital zircon U-Pb geochronology // *Lithosphere*. – 2018. – Vol. 10. – P. 426–445.
219. Amato J.M., Aleinikoff J.N., Akinin V.V., McClelland W.C., Toro J. Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic–Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska–Chukotka terrane: An overview with new U-Pb ages // *Reconstruction of a Late Proterozoic to Devonian Continental Margin Sequence, Northern Alaska, Its Paleogeographic Significance, and Contained Base-Metal Sulfide Deposits*. Geological Society of America. – 2014. – Vol. 506 – P. 29-58.
220. Amato J.M., Dumoulin J.A., Gottlieb E.S., Moore T.E. Detrital zircon ages from upper Paleozoic–Triassic clastic strata on St. Lawrence Island, Alaska: An enigmatic component of the Arctic Alaska–Chukotka microplate // *Geosphere*. – 2022. – Vol. 18, no. 5. – P. 1492–1523.
221. Amato J.M., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E., Farmer G.L., Gottlieb E.S., Till A.B. Late Proterozoic–Paleozoic evolution of the Arctic Alaska–Chukotka terrane based on U-Pb igneous and detrital zircon ages: Implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions // *Geological Society of America Bulletin*. – 2009. – Vol. 121. – P. 1219–1235.
222. Andersen T., Andersson U. B., Graham S., Åberg G., Simonsen S. L. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Palaeoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon // *Journal of the Geological Society of London*. – 2009. – Vol. 166. – P. 233–247.
223. Andersen T., Andersson U.B., Graham S., Åberg G., Simonsen S.L. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of

- Palaeoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon // *Journal of the Geological Society*. – 2009. – Vol. 166. – P. 233–247.
224. Andersen T., Elburg M.A., Magwaza B.N. Sources of bias in detrital zircon geochronology: Discordance, concealed lead loss and common lead correction // *Earth-Science Reviews* – 2019. – Vol. 197 – Paper 102899.
225. Andersen T., Kristoffersen M., Elburg M.A. How far can we trust provenance and crustal evolution information from detrital zircons? A South African case study // *Gondwana Research*. – 2016. – Vol.34. – P.129–148.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.03.003>
226. Andersen T., Kristoffersen M., Elburg M.A. Visualizing, interpreting and comparing detrital zircon age and Hf isotope data in basin analysis - a graphical approach // *Basin Research*. –2018. – Vol. 30. – P. 132–147.
227. Anderson A.V., Meisling K.E. Ulungarat Basin: Record of a major Middle Devonian to Mississippian syn-rift to post-rift tectonic transition, eastern Brooks Range, Arctic Alaska // *Geosphere*. – 2021. – Vol. 17, no. X. – P. 1– 25.
228. Andersson U. B., Sjöström H., Högdahl K. H. O., Eklund O. The Transscandinavian Igneous Belt, evolutionary models. In *The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: A Review of its Character and Evolution* // *Geological Survey of Finland*. – 2004. – Special Paper 37. – P. 104–112.
229. Andersson U.B., Wikström A. Growth-related 1.85-1.55 Ga magmatism in the Baltic Shield; a review addressing the tectonic characteristics of Svecofennian, TIB 1-related, and Gothian events - A discussion // *GFF*. – 2001. – Vol. 123 (1). – P. 55-61.
230. Anfinson O.A., Embry A.F., Stockli, D.F. Geochronologic Constraints on the Permian–Triassic Northern Source Region of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Islands // *Tectonophysics*. – 2016. – Vol. 691. – P. 206–219.
231. Anfinson O.A., Leier A.L., Dewing K., Guest B., Stockli D.F., Embry, A.F. Insights into the Phanerozoic tectonic evolution of the northern Laurentian margin: Detrital apatite and zircon (U-Th)/He ages from Devonian strata of the Franklinian Basin, Canadian Arctic islands // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 2013. – Vol. 50 (7). – P. 761-768.
232. Anfinson O.A., Leier A.L., Embry A.F., Dewing K. Detrital zircon geochronology and provenance of the Neoproterozoic to Late Devonian Franklinian Basin, Canadian

- Arctic Islands // Geological Society of America Bulletin. – 2012a. – Vol. 124. – P. 415–430.
233. Anfinson O.A., Leier A.L., Gaschnig R., Embry A.F., Dewing K. U–Pb and Hf isotopic data from Franklinian Basin strata: insights into the nature of Crockerland and the timing of accretion, Canadian Arctic Islands // Canadian Journal of Earth Sciences. – 2012b. – Vol. 49. – P. 1316–1328.
234. Augland L.E., Ryabov V.V., Vernikovskiy V.A., Planke S., Polozov A.G., Callegaro S., Jerram D.A., Svensen, H.H. The main pulse of the Siberian Traps expanded in size and composition // Scientific Reports. – 2019. – Vol. 9. – 18723.
235. Barber D.E., Stockli D.F., Galster F., 2019. The Proto-Zagros Foreland Basin in Lorestan, Western Iran: Insights From Multimineral Detrital Geothermochronometric and Trace Elemental Provenance Analysis // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – Vol. 20. P. - 2657–2680.
236. Barnes C. J., Walczak K., Janots E., Schneider D., Majka J. Timing of Paleozoic Exhumation and Deformation of the High-Pressure Vestgötabreen Complex at the Motalafjella Nunatak, Svalbard // Minerals. – 2020. – Vol. 10. – P.125.
237. Barrère C., Ebbing J., Gernigon L. 3D density and magnetic crustal characterization of the southwestern Barents Shelf: implications for the offshore prolongation of the Norwegian Caledonides // Geophysical Journal International. – 2011. – Vol. 184. – P. 1147–1166.
238. Barrère D. R., Ebbing J., Gernigon L. Offshore prolongation of Caledonian structures and basement characterization in the western Barents Sea from geophysical modeling // Tectonophysics. – 2009. – Vol. 470. – P. 71–88.
239. Beauchamp B., Harrison J.C., Utting J., Brent T.A., Pinard S. Carboniferous and Permian subsurface stratigraphy, Prince Patrick Island, Northwest Territories, Canadian Arctic // Geological Survey of Canada Bulletin. – 2001. – Vol. 565. – 93 p.
240. Beauchamp B., Henderson C.M., Grasby S.E., Gates L., Beatty T., Utting J., James N.P. Late Permian sedimentation in the Sverdrup Basin, Canadian Arctic: The Lindstrøm and Black Stripe formations // Canadian Society of Petroleum Geologists Bulletin. – 2009. – Vol. 57. – P. 167–191.
241. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling:

- Examples from eastern Australian granitoids // *Journal of Petrology*. – 2006. – Vol. 47. – P. 329–353.
242. Beranek L.P., Gee D.G., Fisher C.M. Detrital zircon U-Pb-Hf isotope signatures of Old Red Sandstone strata constrain the Silurian to Devonian paleogeography, tectonics, and crustal evolution of the Svalbard Caledonides // *GSA Bulletin*. – 2020. – Vol. 132. – P. 1987–2003.
243. Bingen B., Andersson J., Söderlund U., Möller Ch. The Mesoproterozoic in the Nordic countries // *Episodes*. – 2008a. – Vol. 31. – P. 29–34.
244. Bingen B., Nordgulen Ø., Viola G. A four-phase model for the sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia // *Norwegian journal of geology*. – 2008b. – P. 43–72.
245. Bingen B., Solli A., 2009. Geochronology of magmatism in the Caledonian and Sveconorwegian belts of Baltica: synopsis for detrital zircon provenance studies // *Norwegian Journal of Geology*. – 2009. – Vol. 89. – P. 267–290.
246. Bingen B., Viola G., Möller C., Vander Auwera, J., Laurent A., Yi K. The Sveconorwegian orogeny // *Gondwana Research*. – 2021. – Vol. 90. – P. 273–313.
247. Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // *Chemical Geology*. – 2003. – Vol. 200(1–2). – P. 155–170.
248. Blodgett R.B. Emsian (late Early Devonian) fossils indicate a Siberian origin for the Farewell terrane // Clough, J.G., and Larson, F., eds., *Short notes on Alaska geology, 1997: Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys Professional Report 118*. – 1998. – P. 53–61.
249. Blodgett R.B., Clough J.G., Harris A.G., Robinson M.S. The Mount Copleston Limestone, a new Lower Devonian formation in the Shublik Mountains, northeastern Brooks Range, Alaska // *US Geological Survey Bulletin*. – 1992. – Vol. 1999. – P. 3–7.
250. Blodgett R.B., Gilbert W.G. The Cheeneetnuk Limestone, a new Early(?) to Middle Devonian formation in the McGrath A-4 and A-5 quadrangles, west-central Alaska // *Alaska Division of Geological & Geophysical Surveys Professional Report 85*, 6 p., 1 sheet, scale 1:63,360, - - 1983.
251. Blodgett R.B., Rohr D.M., Boucot A.J. Paleozoic linkages between some Alaskan accreted terranes and Siberia based on megafossils // *Geologic Society of America Special Paper*. – 2002. – Vol. 360. – P. 273–290.

252. Blomeier D., Dustira A., Forke, H., Scheibner, C. Environmental change in the Early Permian of NE Svalbard: from a warm-water carbonate platform (Gipshuken Formation) to a temperate, mixed siliciclastic-carbonate ramp (Kapp Starostin Formation) // *Facies*. – 2011. – Vol. 57(3). – P. 493–523
253. Blomeier D., Dustira A.M., Forke H., Scheibner C. Facies analysis and depositional environments of a storm-dominated, temperate to cold, mixed siliceous-carbonate ramp: The Permian Kapp Starostin Formation in NE Svalbard // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. – 2013. – Vol. 93 (2). –P. 75-93.
254. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchko, V.N., Volozh Yu.A. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Research*. – 2008. – Vol. 160. – P. 23–45.
255. Bond D.P.G., Blomeier D.P.G., Dustira A.M., Wignall P.B., Collins D., Goode T., Groen R.D., Buggisch W., Grasby S.E. Sequence stratigraphy, basin morphology and sea-level history for the Permian Kapp Starostin Formation of Svalbard, Norway // *Geological Magazine*. – 2018. – Vol. 155. –P. 1023–1039.
256. Bowring S.; Grotzinger J., Isachsen C., Knoll, A.; Pelechaty S., Kolosov P. Calibrating rates of early Cambrian evolution // *Science*. – 1993. – Vol. 261. – 1293–1298.
257. Braathen A., Osmundsen P.T., Maher H., Ganerød M. The Keisarhjelmen detachment records Silurian-Devonian extensional collapse in Northern Svalbard // *Terra Nova*. – 2018. – Vol. 30. – P. 34–39.
258. Bradley D.C., Dumouli J.A., Bradle D.B. U-Pb geochronology and tectonic implications of a Silurian ash in the Farewell terrane, Alaska. Dumoulin, J.A., ed., *Studies by the U.S. Geological Survey in Alaska, vol. 15* // U.S. Geological Survey Professional Paper. – 2018. – Vol. 1814–F. – 13 p.
259. Bradley D.C., Dumoulin J., Layer P., Sunderlin D., Roeske S., McClelland W.C., Harris A.G., Abbott G., Bundtzen T.K., Kusky T. Late Paleozoic orogeny in Alaska's Farewell terrane // *Tectonophysics*. – 2003. – Vol. 372. – P. 23–40.
260. Brander L., Appelquist K., Cornell D., Andersson U. B. Igneous and metamorphic geochronologic evolution of granitoids in the central Eastern Segment, southern Sweden // *International Geology Review*. – 2012. – Vol. 54. – P. 509–546.

261. Breivik A. J., Mjelde R., Grogan P., Shimamura H., Murai Y., Nishimura Y. Caledonide development offshore-onshore Svalbard based on ocean bottom seismometer, conventional seismic, and potential field data // *Tectonophysics*. – 2005. – Vol. 401(1-2). – P. 79-117.
262. Brustnitsyna E., Ershova V., Khudoley A., Maslov A., Andersen T., Stockli D., Kristoffersen, M. Age and provenance of the Precambrian Middle Timan clastic succession: Constraints from detrital zircon and rutile studies // *Precambrian Research*. – 2022. – Vol. 371. – P. 106580.
263. Bucher K., Grapes R. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*; Springer Berlin Heidelberg: Berlin, Heidelberg, 2011; ISBN 978-3-540-74168-8.
264. Burrow C.J., Ivanov A.O., Ershova V.B. Acanthodians from the Silurian–Devonian boundary beds of Novaya Zemlya Archipelago, Russia // *GFF*. – 2018. – Vol. 140 (3), – P. 241-248. DOI: 10.1080/11035897.2018.1474381.
265. Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. Detrital Zircon Record and Tectonic Setting // *Geology*. – 2012. – Vol. 40. – P. 875–878.
266. Cherniak D.J. Pb Diffusion in Rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2000. – Vol. 139. – P. 198–207.
267. Churkin M. Jr., Whitney J.W., Rogers J.F. The North American–Siberian connection, a mosaic of craton fragments in a matrix of oceanic terranes // Howell, D.G., ed., *Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region*. Earth Science Series 1: Houston, Texas, Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. – 1985. – P. 79–84.
268. Churkin M., Jr. Fold belts of Alaska and Siberia and drift between North America and Asia // *Proceedings of the Geological Seminar on the North Slope of Alaska*. American Association of Petroleum Geologists. – 1970. – P. G1–G17.
269. Cocks L.R.M., Torsvik T.H. The Palaeozoic geography of Laurentia and western Laurussia: A stable craton with mobile margins // *Earth-Science Reviews*. – 2011. – Vol. 106. – P. 1–51.
270. Colpron M., Nelson J.L. A Palaeozoic NW Passage and the Timanian, Caledonian and Uralian connections of some exotic terranes in the North American Cordillera // *Geological Society of London Memoir*. – 2011. – Vol. 35. – P. 463–484

271. Corfu F., Gasser D., Chew D.M. New perspectives on the Caledonides of Scandinavia and related areas: introduction // Geological Society, London, Special Publications. – 2014. – Vol. 390. – P. 1–8, doi: 10.1144/SP390.28.
272. Corfu F., Svensen H., Neumann E.-R., Nakrem H.A., Planke S. U-Pb and geochemical evidence for a Cryogenian magmatic arc in central Novaya Zemlya, Arctic Russia // Terra Nova. – 2010. – Vol. 22. – P. 116–124.
273. Courtillot V., Kravchinsky V.A.; Quidelleur X., Renne P.R.; Gladkochub D.P. Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): Eruption at the time of Late Devonian extinction events? // Earth and Planetary Science Letters. – 2010. – 300. – P. 239–245.
274. Danukalova M.K., Kuzmichev A.B., Ganelin V.G., Gatovsky Yu.A., Kossovaya O.L., Isakova T.N., Weyer D., Astashkin N.G., Eriklintsev V.V. The Key Section for the Upper Palaeozoic of the New Siberian Islands (Tas-Ary Peninsula, Kotel'ny Island) // Stratigraphy and Geological Correlation. – 2019. – Vol. 27. – P. 729–782, doi: 10.1134/S0869593819070013.
275. Danukalova M.K., Kuzmichev A.B., Sennikov N.V., Tolmacheva T.Yu. Ordovician turbidites and black shales of Bennett Island (De Long Islands, Russian Arctic), and their significance for Arctic correlations and palaeogeography // Geological Magazine. – 2020. – Vol. 157. – P. 1207–1237, doi: 10.1017/S0016756819001341.
276. Davydov V.I. Biotic paleothermometry constrains on Arctic plates reconstructions: Carboniferous and Permian (Zhokhov Island, De-Longa Group Islands, New Siberian Archipelago): Biotic Thermometry Constrains PZ3 Arctic // Tectonics. – 2016. – Vol. 35. – P. 2158–2170.
277. Decker J., Bergman S. C, Blodgett R. R, Box S. E., Bundtzen T. K., Clough J/ G., Coonrad W., Gilbert W. G., Miller M. L., Murphy J. M., Robinson M. S., and Wallace, W. K. Geology of southwestern Alaska // Plafker G., Berg H. C., eds. The Geology of Alaska. Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America. – 1994. – Vol. G-1.
278. Dewing K., Hadlari T. Franklinian Composite Tectono-Sedimentary Element, Canadian Arctic Islands // Geological Society, London, Memoirs. – 2024 (in press). – Vol. 57. – M57-2016–4.
279. Dewing K., Harrison J.C., Pratt B.R., Mayr U. A probable Late Neoproterozoic age for the Kennedy Channel and Ella Bay formations, northeastern Ellesmere Island

- and its implications for passive margin history of the Canadian Arctic // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 2004. – Vol. 41. – P. 1013–1025.
280. Dickinson W. R. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose // *Journal of Sedimentary Petrology*. – 1970. – V. 40. – P. 695-707.
281. Dickinson W. R., Berad L. S., Brakenridge G. R., Erjavec J. L., Ferguson R. C., Inman K. F., Knepp R. A., Lindberg F. A., Ryberg P. T. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation-to-tectonic-setting // *GSA Bulletin*. – 1983. – Vol. 94(2) – P. 222-235
282. Dillon J. T., Harris A. G., Dutro J. T. Jr. Preliminary description and correlation of lower Paleozoic fossil-bearing strata in the Snowden Mountain area of the south-central Brooks Range, Alaska // *in* Tailleux, I., and Weimer, P., eds., *Alaskan North Slope geology: Bakersfield, California, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, and Alaska Geological Society, Book 50*. – 1987. – P. 337-345.
283. Dillon J. T., Pessel G. H., Chen J. H., Veach N. C. Middle Paleozoic magmatism and orogenesis in the Brooks Range, Alaska // *Geology*. – 1980. – Vol. 8. – P. 338-343.
284. Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // *Precambrian Research*. – 2020. – Vol. 348. – 105869.
285. Drachev S.S. Fold belts and sedimentary basins of the Eurasian Arctic // *Arktos*. – 2016. – Vol. 2. – P. 21.
286. Drachev S.S., Ershova V.B. North Kara and Vize-Ushakov Composite Tectono-Sedimentary Elements, Kara Sea // *Geological Society, London, Memoirs*. - 2024– Vol. 57. – P. M57-2023–13.
287. Drachev S.S., Ershova V.B., Shkarubo S.I. Laptev Rift System Composite Tectono-Sedimentary Element, East Siberian Arctic // *Geological Society, London, Memoirs*. – 2024. – Vol. 57, p. M57-2023–17.
288. Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin, A.M. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview // *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference, series 7*. – 2010. – P. 591–619.
289. Dumoulin J. A., Jones J. V., III, Bradley D. C., Till A. B., Box S. E., O'Sullivan P. B. U-Pb Isotopic Data and Ages of Detrital Zircon Grains and Graptolite Fossil Data from Selected Rocks from the Western Alaska Range, Livengood area, and Seward Peninsula, Alaska // *U.S. Geological Survey data release*. – 20186.

290. Dumoulin J.A., Bird K.J. Stratigraphy and Lithofacies of Lisburne Group Carbonate Rocks (Carboniferous – Permian) in the National Petroleum Reserve – Alaska // Houseknecht, D.W. ed., Petroleum Plays and Systems in the National Petroleum Reserve - Alaska, SEPM Society for Sedimentary Geology. – 2001. – Vol. 21. – P. 0.
291. Dumoulin J.A., Harris A.G., Repetski J.E. Carbonate rocks of the Seward Peninsula, Alaska: Their correlation and paleogeographic significance // Dumoulin, J.A., and Till, A.B., eds., Reconstruction of a Late Proterozoic to Devonian Continental Margin Sequence, Northern Alaska, Its Paleogeographic Significance, and Contained Base-Metal Sulfide Deposits // Geological Society of America. – Special Paper 506. – 2014. – P. 59–110.
292. Dumoulin J.A., Harris, A.G., Gagiev M., Bradley D.C., Repetski J.E. Lithostratigraphic, conodont, and other faunal links between lower Paleozoic strata in northern and central Alaska and northeastern Russia // Geological Society of America Special Paper. – 2002. – Vol. 360. – P. 291–312.
293. Dumoulin J.A., Jones J.V., III, Box S.E., Bradley D.C., Ayuso R.A., O’Sullivan, P. The Mystic subterrane (partly) demystified: New data from the Farewell terrane and adjacent rocks, interior Alaska // Geosphere. – 2018b. – Vol. 14, no. 4. – P. 1501–1543.
294. Dumoulin J.A., Jones, J.V., III, Bradley D.C., Till A.B., Box S.E., O’Sullivan P. Neoproterozoic-early Paleozoic provenance evolution of sedimentary rocks in and adjacent to the Farewell terrane (interior Alaska) // Geosphere. – 2018a. – Vol. 14, no. 2. – P. 1–28.
295. Dustira A. M., Wignall P. B., Joachimski M., Blomeier D., Hartkopf-Fröder C., Bond D. P. G. Gradual onset of anoxia across the Permian–Triassic Boundary in Svalbard, Norway // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2013. – Vol. 374. – P. 303–313.
296. Ehrenberg S. N., Pickard N. A. H., Henriksen L. B., Svånå T. A., Gutteridge P., Macdonald D. A depositional and sequence stratigraphic model for cold-water, spiculitic strata based on the Kapp Starostin Formation (Permian) of Spitsbergen and equivalent deposits from the Barents Sea // AAPG Bulletin. – 2001. – Vol. 85. – P. 2061–2087.
297. Eide E. A., Osmundsen P. T., Meyer G. B., Kendrick M. A., Corfu F. The Nesna Shear Zone, north–central Norway: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ record of Early Devonian–Early Carboniferous ductile extension and unroofing // Norwegian Journal of Geology. – 2002. – Vol. 82. – P. 317–339.

298. Elburg M.A., Andersen T., Bons, P.D., Simonsen S.L., Weisheit A. New constraints on Phanerozoic magmatic and hydrothermal events in the Mt Painter Province, South Australia // *Gondwana Research* – 2013. – Vol. 24. – P. 700–712.
299. Embry A., Beauchamp B. *Sverdrup Basin // The Sedimentary Basins of the United States and Canada*. Elsevier. – 2019. –P. 559–592.
300. Ernst R.E. *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press: Cambridge. – 2014. –P. 666.
301. Ernst R.E., Bond D.P.G., Zhang S., Buchan K.L., Grasby S.E., Youbi N., El Bilali H., Bekker A., Doucet L.S. *Large Igneous Province Record Through Time and Implications for Secular Environmental Changes and Geological Time-Scale Boundaries // Ernst, R.E., Dickson, A.J., and Bekker, A. eds. Geophysical Monograph Series, Wiley. – 2021. – P. 1–26.*
302. Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. *Integrated paleomagnetism and U²³⁸Pb geochronology of mafic dikes of the Eastern Anabar shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // Journal of Geology. – 2000. – Vol. 108. – P. 381–401.*
303. Ernst R.E., Rodygin S.A., Grinev O.M. *Age correlation of Large Igneous Provinces with Devonian biotic crises // Global and Planetary Change. – 2020. – Vol. 185. – 103097.*
304. Ershova V. B., Khudoley A.K., Prokopiev A.V., Tuchkova M.I., Fedorov P.V., Kazakova G.G., Shishlov S.B., O’Sullivan P. *Trans-Siberian Permian rivers: A key to understanding Arctic sedimentary provenance // Tectonophysics. – 2016a. – Vol. 691. – P. 220–233.*
305. Ershova V., Anfinson O., Prokopiev A., Khudoley A., Stockli D., Faleide J.I., Gaina C., Malyshev N. *Detrital zircon (U-Th)/He ages from Paleozoic strata of the Severnaya Zemlya Archipelago: Deciphering multiple episodes of Paleozoic tectonic evolution within the Russian High Arctic // Journal of Geodynamics. – 2018a. – Vol. 119. – P. 210–220.*
306. Ershova V., Drachev S., Prokopiev A., Khudoley A., Vasiliev D., Aleksandrova, G. *Cenozoic deposits of western Kotel’nyi Island (New Siberian Islands): key insights into the tectonic evolution of the Laptev Sea // International Geology Review. – 2023. – Vol. 65. – P. 1664–1681.*

307. Ershova V., Leven, E., Prokopiev, A. Foraminifera from the carbonate cobbles and pebbles of Early Jurassic conglomerates of Franz Joseph Land as direct evidence of the existence of a Late Palaeozoic carbonate succession in the northeastern Barents Sea // *Norwegian Journal of Geology*. – 2017. – Vol 97 Nr. 4. – P. 255-261.
308. Ershova V., Prokopiev A., Andersen T., Khudoley A., Kullerud K., Thomsen T.B. U–Pb and Hf Isotope Analysis of Detrital Zircons from Devonian–Permian Strata of Kotel'ny Island (New Siberian Islands, Russian Eastern Arctic): Insights Into The Middle–Late Paleozoic Evolution of the Arctic // *Journal of Geodynamics*. – 20186. – Vol. 119. – P. 210-220.
309. Ershova V., Prokopiev A., Stockli D., Kurapov M., Kosteva N., Rogov M., Khudoley A., Petrov, E.O. Provenance of the Mesozoic Succession of Franz Josef Land (North-Eastern Barents Sea): Paleogeographic and Tectonic Implications for the High Arctic // *Tectonics*. – 2022a. – Vol. 41.
310. Ershova V., Prokopiev A., Stockli D., Zubkova D., Shmanyak, A. Provenance and Stratigraphy of the Upper Carboniferous—Lower Permian Strata of October Revolution Island (Severnaya Zemlya Archipelago): Implications for Geological History of the Russian High Arctic // *Minerals*. – 20226. – Vol. 12. – P. 1325.
311. Ershova V., Prokopiev, A., Stockli, D. Provenance of Detrital Rutiles from the Triassic–Jurassic Sandstones in Franz Josef Land (Barents Sea Region, Russian High Arctic): U-Pb Ages and Trace Element Geochemistry // *Geosciences*. – 2024a. – Vol. 14. – Paper 41.
312. Ershova V., Stockli D., Khudoley A., Gaina C. When big river started to drain to ArcticBasin: view from the Sverdrup Well (Kara Sea) // *Geophys. Res. Abstr. EGU2019–9720*. – 2019
313. Ershova V.B., Ivleva A.S., Podkovyrov, V.N., Khudoley, A.K., Fedorov, P.V., Stockli, D., Anfinson, O., Maslov, A.V., Khubanov, V. Detrital zircon record of the Mesoproterozoic to Lower Cambrian sequences of NW Russia: implications for the paleogeography of the Baltic interior // *GFF*. – 20196. – Vol. 141. – P. 279–288.
314. Ershova V.B., Khudoley A., Drachev S.S., Prokopiev A.V., Shimanskiy S.V. 2024. Olenek-Anabar Composite Tectono-Sedimentary Element, Northern East Siberia // *Geological Society, London, Memoirs*. – 2024b. – Vol. 57. – Paper M57-2023–2024.

315. Ershova V.B., Khudoley A.K., Prokopiev A.V. Early Visian paleogeography of northern Siberia: new evidence of rift to drift transition along the eastern margin of Siberia // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2014. – Vol. 91. – p. 206-217.
316. Ershova V.B., Lorenz H., Prokopiev A.V., Sobolev N.N., Khudoley A.K., Petrov E.O., Estrada S., Sergeev S., Larionov A., Thomsen T.B. The De Long Islands: A missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic // *Gondwana Research*. – 2016. – Vol. 35. – P. 305–322.
317. Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K. 2015a. Integrated provenance analysis of Carboniferous deposits from Northeastern Siberia: Implication for the late Paleozoic history of the Arctic // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2015a. – Vol. 109. – P. 38-49.
318. Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K. Hidden Middle Devonian Magmatism of North-Eastern Siberia: Age Constraints from Detrital Zircon U–Pb Data // *Minerals*. – 2020. – Vol. 10. – P. 874.
319. Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Sobolev N.N., Petrov E.O. Detrital zircon ages and provenance of the Upper Paleozoic successions of Kotel’ny Island (New Siberian Islands Archipelago) // *Lithosphere*. – 2015b. – Vol. 7. – P. 40-45.
320. Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Sobolev N.N., Petrov E.O. U/Pb dating of detrital zircons from Upper Paleozoic deposits of Bel’kovsky Island (New Siberian Islands): critical testing of Arctic tectonic models // *International Geology Review*. – 2015г. – Vol. 57(2). – P. 199-210.
321. Ershova V.B., Prokopiev A.V., Nikishin V.A., Khudoley A.K., Nikishin, A.M, Malyshev N.A. New data on Upper Carboniferous Lower Permian deposits of Bol’shevik Island, Severnaya Zemlya Archipelago, *Polar Research*, 2015b
322. Ershova V.B., Prokopiev, A.V., Khudoley A.K., Andersen, T., Kullerud K., Kolchanov D.A. U–Pb Age and Hf Isotope Geochemistry of Detrital Zircons from Cambrian Sandstones of the Severnaya Zemlya Archipelago and Northern Taimyr (Russian High Arctic) // *Minerals*. – 2019a. – Vol.10, №36. – 15 p.
323. Ershova V.B., Prokopiev A. V., Khudoley A. K. Devonian–Permian sedimentary basins and paleogeography of the Eastern Russian Arctic: An overview, *Tectonophysics* – 2016b – Vol. 691PA. P. – 234-255.
324. Estrada S., Mende K., Gerdes A., Gartner A., Hofmann M., Spiegel, C., Damaske D., Koglin N. Proterozoic to Cretaceous evolution of the western and central Pearya

- Terrane (Canadian High Arctic)// *Journal of Geodynamics*. – 2018. – Vol. 120. – P. 45-76.
325. Faehnrich K., McClelland W.C., Colpron M., Nutt C.L., Miller R.S., Trembath M. Strauss J.V. Pre-Mississippian Stratigraphic Architecture of the Porcupine Shear Zone, Yukon and Alaska, and Significance in the Evolution of Northern Laurentia Abu-Alam, T. S. (ed.) // *Lithosphere*. – 2021. – 7866155.
326. Farley K.A, Wolf R.A, Silver L.T. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages // *Geochimica Cosmochimica Acta*. – 1996. – Vol. 60. – P.4223-4229
327. Farley K.A. (U-Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2002. – Vol. 47. – P. 819–844.
328. Farley K.A. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite // *Journal of Geophysical Research*. – 2000. – Vol.105. – P. 2903–2914.
329. Fedo C.M., Sircombe K.N., Rainbird R.H. Detrital Zircon Analysis of the Sedimentary Record // In *Zircon*; Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Eds. – 2003. –P. 277–304. ISBN 978-1-5015-0932-2.
330. Fossen H. Extensional tectonics in the North Atlantic Caledonides: a regional view // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2010. – Vol. 335. – P. 767–793.
331. Frei D., Gerdes A. Precise and accurate in situ U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICPMS // *Chemical Geology*. – 2009. – Vol. 261. – P. 261–270.
332. Frei D., Hollis J.A., Gerdes A., Harlov D., Karlsson D., Vasques P., Franz C., Johansson L., Knudsen C. Advanced in situ trace element and geochronological microanalysis of geomaterials by laser ablation techniques // *Geological Survey of Denmark and Greenland Survey Bulletin*. – 2006. – Vol.10. – P. 25–28
333. Friend P.F., Harland W.B., Rogers D.A., Snape I., Thornley R.S.W. Late Silurian and Early Devonian stratigraphy and probable strike-slip tectonics in northwestern Spitsbergen // *Geological Magazine*. – 1997. – Vol. 134. – P. 459–479.
334. Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia (1998) // *Precambrian Research*. – 1998. – Vol. 89 (1-2). – P. 1-23

335. Fujita K. Pre-Cenozoic tectonic evolution of northeast Siberia // *Journal of Geology*. – 1978. – Vol. 86. – P. 159–172.
336. Fulk B.R. Seismic analysis of the Ikpikpuk-Umiat Basin, NPRA, North Slope, Alaska [M.S. thesis]. San Diego State University, 2010. 49 p.
337. Gac S., Klitzke P., Minakov A., Faleide J.I., Scheck-Wenderoth M. Lithospheric strength and elastic thickness of the Barents Sea and Kara Sea region // *Tectonophysics*. – 2016. – Vol. 691(A). – P. 120–132.
338. Gee D. G., Bogolepova O. K., Lorenz, H. The Timanide, Caledonide and Uralide orogens in the Eurasian high Arctic, and relationships to the palaeocontinents Laurentia, Baltica and Siberia // *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, *Memoirs*. – 2006. – Vol. 32. – P. 507-520.
339. Gee D., Johansson A., Larionov A.N., Tebenkov A. A Caledonian granitoid pluton at Djupkilsodden, central Nordaustlandet, Svalbard: age, magnetic signature and tectonic significance // *Polarforschung*. – 1999. – N. 66 (1/2). – P. 19-32.
340. Gee D., Tebenkov A.M. Svalbard: a fragment of the Laurentian margin // *The Neoproterozoic Timanide orogeny of eastern Baltica* // Geological Society. London. *Memoris*. – 2004. – N. 30. – P. 191-206.
341. Gee D.G. Caledonides of Scandinavia, Greenland, and Svalbard // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. Elsevier. – 2015.
342. Gee D.G. Late Caledonian (Haakonian) movements in northern Spitsbergen // *Norsk Polarinstitutt Årbok*. – 1972. – Vol. 1970. – P. 92–101.
343. Gee D.G., Page L.M. Caledonian terrane assembly on Svalbard: New evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating in Ny Friesland // *American Journal of Science*. – 1994. – Vol. 294. – P. 1166–1186.
344. Gee D.G., Pease V. (Editors) *The Neoproterozoic Timanide orogen of eastern Baltica: Introduction*// Geological Society of London, *Memoirs*. – 2004. – Vol. 30. – P. 1–3.
345. Gee D.G.; Fossen H.; Henriksen N.; Higgins A.K. From the Early Paleozoic Platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland. *Episodes* 2008. – Vol. 31. – P. 44–51.
346. Gehrels G. Detrital Zircon U-Pb Geochronology: Current Methods and New Opportunities, In Busby, C. and Azor, A. eds., *Tectonics of Sedimentary Basins*, Chichester, UK, John Wiley & Sons, Ltd. – 2012. – P. 45–62.

347. Gehrels G. E., Valencia V., Pullen A. Detrital zircon geochronology by laser-ablation multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center // in T. Loszewski and W. Huff, eds., *Geochronology: Emerging opportunities: Paleontology Society Short Course, Paleontology Society Papers. A.* – 2006. – Vol. 11. – P. 10.
348. Gehrels G.E. Analysis tools: <http://www.geo.arizona.edu/alc/Analytical%20Methods.htm> (accessed November 29, 2009).
349. Gehrels G.E., Valencia V., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry// *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* – 2008. – Vol. 9, Q03017.
350. Gernigon L., Brönnner M. Late Palaeozoic architecture and evolution of the southwestern Barents Sea: insights from a new generation of aeromagnetic data // *Journal of the Geological Society.* – 2012. – Vol. 169. – P. 449-459.
351. Gernigon L., Brönnner M., Roberts D., Olesen O., Nasuti A. and Yamasaki, T. Crustal and basin evolution of the southwestern Barents Sea: From Caledonian orogeny to continental breakup: Evolution of the Barents Sea // *Tectonics.* – 2014. – Vol. 33. – P. 347–373.
352. Gibson T.M., Faehnrich K., Busch J.F., McClelland W.C., Schmitz M.D., Strauss J.V. A detrital zircon test of large-scale terrane displacement along the Arctic margin of North America // *Geology.* – 2021. – Vol. 49. – P. 545–550.
353. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov, E.V., and Stanevich, A.M. A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // *American Journal of Science.* – 2010. – Vol. 310. – P. 812–825.
354. Gorbatshev R. The Transscandinavian Igneous Belt – introduction and background. In *The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: A Review of its Character and Evolution* // Geological Survey of Finland, Special Paper 37. – 2004. – P. 9–15.
355. Gottlieb E.S., Pease V., Miller E.L., Akinin, V.V. Neoproterozoic basement history of Wrangel Island and Arctic Chukotka: integrated insights from zircon U–Pb, O and Hf isotopic studies // *Geological Society, London, Special Publications.* – 2018. – Vol. 460. – P. 183–206.

356. Granseth A., Slagstad T., Roberts N.M.W., Hagen-Peter G., Kirkland C.L., Møkkelgjerd S.H.H., Røhr T.S., Coint N., Sørensen B.E. Multi-isotope tracing of the 1.3–0.9 Ga evolution of Fennoscandia; crustal growth during the Sveconorwegian orogeny // *Gondwana Research*. – 2021. – Vol. 91. – P. 31–39.
357. Grantz A., Steve D.M., Patrick E.H. Geology of the Arctic continental margin of Alaska // Plafker, G., Berg, H. C. (eds) *The Geology of Alaska*. Geological Society of America. *The Geology of North America G-1*. – 1994. – P. 17–48
358. Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes // *Lithos*. – 2002. – Vol. 61. – P. 237-269.
359. Guarnieri P. Devonian–Early Carboniferous thrust tectonics in the Old Red Sandstone Molasse Basin, North-East Greenland // *Terra Nova*. – 2021. – Vol. 33. – P. 521–528.
360. Hadlari T., Davis W.J., Dewing K. A pericratonic model for the Pearya terrane as an extension of the Franklinian margin of Laurentia, Canadian Arctic // *Geological Society of America Bulletin*. – 2014. – Vol. 126. – P. 182–200.
361. Haller J. *Geology of the East Greenland Caledonides*. Interscience Publishers, 1971. 415p.
362. Hallett B. W., McClelland W. C., Gilotti J. A. The timing of strike-slip deformation along the Storstrømmen Shear Zone, Greenland Caledonides: U-Pb zircon and titanite geochronology // *Geoscience Canada*. – 2014. – Vol. 41(1). – P. 19–45.
363. Harland W.B. *The Geology of Svalbard* // *Geological Society London, Memoir*. – 1997. – Vol.17. – P. 521.
364. Harrison J. C. *Melville Island's Salt-Based Fold Belt, Arctic Canada* // *Geological Survey of Canada Bulletin*. – 1995. – Vol. 472. – P. 331.
365. Harrison T. M., Zeitler P. K. *Fundamentals of Noble Gas Thermochronometry* // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2005. – Vol.58 (1). – P. 123–149.
366. Hassaan M., Faleide J.I., Gabrielsen R.H., Tsikalas F. Carboniferous graben structures, evaporite accumulations and tectonic inversion in the southeastern Norwegian Barents Sea // *Marine and Petroleum Geology*. – 2020. – Vol. 112. – P. 104038.
367. Henriksen E., Kvamme L., Rydningen T.A. *Hammerfest Basin Composite Tectono-Sedimentary Element, Barents Sea* // *Geological Society, London, Memoirs*. – 2024 in press. – Vol. 57.

368. Henriksen E., Ryseth A. E., Larssen G. B., Heide T., Ronning K., Sollid K., Stoupakova A. V. Tectonostratigraphy of the greater Barents Sea: implications for petroleum systems // Geological Society, London, Memoirs. – 2011. – Vol. 35. – P. 163–195.
369. Higgins A. K., Leslie A. G. Architecture and evolution of the East Greenland Caledonides—An introduction // A. K. Higgins, J. A. Gilotti, & M. P. Smith (Eds.), The Greenland Caledonides: Evolution of the Northeast Margin of Laurentia. Geological Society of America Memoir. – 2008. – Vol. 202. – P. 29–53.
370. Hitzman M.W., Proffett J.M., Schmidt J.M., Smith T.E. Geology and mineralization of the Ambler District, northwestern Alaska // Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists. – 1986. – Vol. 81. – P. 1592–1618.
371. Hoiland C. W., Miller E. L., Pease V. Greenschist facies metamorphic zircon overgrowths as a constraint on exhumation of the Brooks Range metamorphic core, Alaska // Tectonics. – 2018a. – Vol. 37. – P. 3429–3455.
372. Hoiland C.W., Miller E.L., Pease V., Hourigan J.K. Detrital zircon U–Pb geochronology and Hf isotope geochemistry of metasedimentary strata in the southern Brooks Range: constraints on Neoproterozoic–Cretaceous evolution of Arctic Alaska // Geological Society, London, Special Publications. – 2018b. – Vol. 460. – P. 121–158.
373. Holm-Denoma C.S., Pianowski L.S., Niglio L. U-Pb detrital zircon geochronology of cores and cuttings from selected wells in Arctic Alaska, U.S. Geological Survey data release.
374. Hudson T. Crustal melting events in Alaska // Plafker, G., and Berg, H.C., eds., The Geology of Alaska: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America. – 1994. – Vol. G-1. – P. 657–670.
375. Huhma H., Mänttari I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Layahe Y., Luukkonen. E., Pietikäinen. K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M., Whitehouse M. The age of the Archaean greenstone belts in Finland // Geological Survey of Finland Special Paper. – 2012. – Vol. 54. – P.74–175,
376. Hüneke H., Joachimski M., Buggisch W., Lützner H. Marine carbonate facies in response to climate and nutrient level: The upper carboniferous and permian of central spitsbergen (Svalbard) // Facies. – 2001. – Vol. 45(1). – P. 93–135.

377. Ingersoll R.V., Bullard T.F., Ford R.L., Grimm J.P., Pickle J.D., Sares S.W. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson pointcounting method // *Journal of Sedimentary Research*. – 1984. – Vol. 54(1). – P. 103–116.
378. Izokh N.G., Yazikov A.Yu. Discovery of Early Carboniferous conodonts in Northern Kharaulakh Ranges (lower reaches of the Lena River, northeastern Siberia, Arctic Russia) // *Revue de micropaleontologie*. – 2017. – Vol. 60. – P. 213-232.
379. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon // *Chemical Geology*. – 2004. – Vol. 211. – P.47–69.
380. Johansson Å., Larionov A.N., Tebenkov A.M., Ohta Y., Gee D.G. Caledonian granites of western and central Nordaustlandet, northeast Svalbard // *GFF*. – 2002. – Vol. 124. – P. 135–148.
381. Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., Foster G.L., Paterson B.A., Woodhead J.D., Hergt J.M., Gray C.M., Whitehouse M.J. Magmatic and Crustal Differentiation History of Granitic Rocks from Hf-O Isotopes in Zircon // *Science*. – 2007. – Vol. 315. – P. 980-983.
382. Keough B.M., Ridgway K.D. Tectonic Growth of the Late Paleozoic-Middle Mesozoic Northwestern Margin of Laurentia and Implications for the Farewell Terrane: Stratigraphic, Structural, and Provenance Records From the Central Alaska Range // *Tectonics*. – 2021. – Vol. 40.
383. Khudoley A. K., Frolov S. V., Akhmanov G. G. Egorov A. Yu, Ershova V. B., Korobova N. I., Shevchuk N. S., and Rogov M. A. Anabar–Lena Composite Tectono-Sedimentary Element, northern East Siberia // *Geological Society*. – London, *Memoirs*. – in press. – Vol. 57.
384. Khudoley A., Ershova V.; Sears J.; Prokopiev A.; MacLean J.; Kazakova G.; Malyshev S.; Molchanov A.; Kullerud K., Toro J., Miller E. Proterozoic supercontinental restorations: Constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // *Precambrian Research*. – 2015. – Vol. 259. – P. 78–94.
385. Khudoley A.K., Guriev G.A. Influence of syn-sedimentary faults on orogenic structure: examples from the Neoproterozoic–Mesozoic east Siberian passive margin // *Tectonophysics*. – 2003. – Vol. 365. – P. 23– 43.

386. Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A.; O'Sullivan P.; Ershova V.B., Proskurnin V.F., Tuchkova M.I., Rogov M.A., Kyser, T.K., Malyshev S.V., Schneider G.V. 2018. Late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression // *Journal of Geodynamics*. – 2018. – Vol. 119. – P. 221–241.
387. Kiselev A.I., Kochnev B.B., Yarmolyuk V.V., Rogov V.I., Egorov K.N. The Early Paleozoic basite magmatism in the northeastern Siberian Craton // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2016. – Vol. 7. – P. 233–250.
388. Kiselev A.I.; Ernst R.E.; Yarmolyuk V.V.; Egorov K.N. Radiating rifts and dyke swarms of the middle Paleozoic Yakutsk plume of eastern Siberian craton // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2012. – Vol. 45. – P. 1–16.
389. Klitzke P., Faleide J.I., Scheck-Wenderoth M., Sippel J. A lithosphere-scale structural model of the Barents Sea and Kara Sea region // *Solid Earth*. – 2015. – Vol. 6. – P. 153–172.
390. Knudsen C., Gee D.G., Sherlock S.C., Yu L. Caledonian metamorphism of metasediments from Franz Josef Land // *GFF*. – 2019. – Vol. 141. – P. 295–307.
391. Knudsen C., Hopper J. R., Bierman P. R., Bjerager M., Funck T., Green P. F., Ineson J. R., Japsen P., Marcussen C., Sherlock S. C., Thomsen T. B. Samples from the Lomonosov Ridge place new constraints on the geological evolution of the Arctic Ocean // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2018. – Vol. 460(1). – P. 397–418.
392. Kochnev B. B., Khudoley A. K., Priyatkina N. S., Andrew Dufrane S., Pokrovsky B. G., Kuznetsov A. B., Kaurova O.K.; Marusin V.V. Neoproterozoic evolution of the northwestern margin of the Siberian Platform // *Precambrian Research*. – 2022. – Vol. 382. – 106877.
393. Koehl J.-B.P. Devonian–Mississippian Collapse and Core Complex Exhumation, and Partial Decoupling and Partitioning of Eurekan Deformation as Alternatives to the Ellesmerian Orogeny in Spitsbergen. Preprint, 2020.
394. Koehl J.-B.P., Marshall J.E.A., Lopes G. The timing of the Svalbardian Orogeny in Svalbard: a review // *Solid Earth*. – 2022. – Vol. 13, P. 1353–1370.
395. Koglin N., Estrada S., Läufer A., Ruppel A., Jacques G. Alkaline picritic volcanism on northern Ellesmere Island associated with initial rifting of the Sverdrup

- Basin, Canadian Arctic // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 2023. – 60. – P. 1164–1187.
396. Korago E.A., Kovaleva G.N., Lopatin B.G., Orgo V.V. The Precambrian rocks of Novaya Zemlya. In: Gee D.G. & Pease, V.L. (eds) *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica* // Geological Society, London, *Memoirs*. – 2004. – Vol. 30. – P. 135–143.
397. Korja A., Lahtinen R., Nironen M. The Svecofennian orogen: A collage of microcontinents and island arcs // Geological Society, London, *Memoirs*. – 2006. – Vol. 32. – P. 561-578
398. Kos'ko M.K., Korago E.A. Review of geology of the New Siberian Islands between the Laptev and the East Siberian Seas, northeast Russia. In: Stone, D.B., Fujita, K., Layer, P.W., Miller, E.L., Prokopiev, A.V., Toro, J. (Eds.). *Geology, Geophysics and Tectonics of Northeastern Russia: A Tribute to Leonid Parfenov*. European Geosciences Union, Stephan Mueller Publication Series 4. – 2009. – P. 45–64.
399. Kosanke R.M. Pennsylvanian spores of Illinois and their use in correlation // *Bull. Ill. geol. Surv.* – 1950 – Vol. 74. – P. 1-128.
400. Kosmińska K., Majka J., Manecki M., Schneider D. First evidence of the Ellesmerian metamorphism on Svalbard // *Geophysical Research Abstracts*. – 2016. – 18. – EGU2016-1219.
401. Kościńska K., Gilotti J.A., McClelland W.C., Coble M.A., Thomas J.B. P–T–t Path of Unusual Garnet–Kyanite–Staurolite–Amphibole Schists, Ellesmere Island, Canada—Quartz Inclusion in Garnet Barometry and Monazite Petrochronology // *Journal of Petrology*. – 2022. – Vol. 63.
402. Kurapov M., Ershova V., Khudoley A., Luchitskaya M., Makariev A., Makarieva E., Vishnevskaya I. Late Palaeozoic magmatism of Northern Taimyr: new insights into the tectonic evolution of the Russian High Arctic // *International Geology Review*. – 2021a. – Vol. 63. – P. 1990–2012.
403. Kurapov M., Ershova V., Khudoley A., Luchitskaya M., Stockli D., Makariev A., Makarieva E., Vishnevskaya I. Latest Permian–Triassic magmatism of the Taimyr Peninsula: New evidence for a connection to the Siberian Traps large igneous province // *Geosphere*. – 2021b. – Vol. 17. – P. 2062–2077.

404. Kurapov M., Ershova V., Khudoley A., Makariev A., Makarieva E. The first evidence of Late Ordovician magmatism of the October Revolution Island (Severnaya Zemlya archipelago, Russian High Arctic): geochronology, geochemistry and geodynamic settings // *Norwegian Journal of Geology*. – 2020.
405. Kurapov M.Yu., Konopelko D.L., Biske Y.S., Proskurnin V.F., Petrov, S.V., Proskurnina M.A., Berzon Y.Yi., Ershova, V.B., Berzin S.V., Stepanov, S.Yu. Geodynamic Settings of Late Paleozoic–Early Mesozoic Granitoid Magmatism at the Arctic Continental Margins: Insights from New Geochronological and Geochemical Data from the Taimyr Peninsula // *Minerals*. – 2024. – Vol. 14, 423.
406. Kuzmichev A. B., Danukalova M. K., Proskurnin V. F. Bagaeva A.A., Beresyuk N.I., Gromov P.A. 2019. The pre-Vendian (640-610 Ma) granite magmatism in the Central Taimyr fold belt: the final stage of the Neoproterozoic evolution of the Siberian paleocontinent active margin // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2019. – Vol. 10, No. 4. – P. 841-861.
407. Kuzmichev A.B. Danukalova M.K. The Laptev Sea orocline: How to tie loose ends of Arctic fold belts // *Earth-Science Reviews*. – 2023. – Vol. 238. – P. 104330.
408. Kuzmichev A.B. Pease V.L. Siberian trap magmatism on the New Siberian Islands: constraints for Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // *Journal of the Geological Society*. – 2007. – Vol. 164. – P. 959–968.
409. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // *Tectonophysics*. – 2009. – Vol. 463. – P. 86–108.
410. Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // *Gondwana Research*. – 2010. – Vol. 17. – P. 583–601.
411. Lane L.S. Devonian–Carboniferous paleogeography and orogenesis, northern Yukon and adjacent Arctic Alaska // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 2007. – Vol. 44. – P. 679–694.
412. Lane L.S., Cecile M.P., Gehrels G.E., Kos'ko M.K., Layer P.W., Parrish R.R. Geochronology and structural setting of Latest Devonian – Early Carboniferous

- magmatic rocks, Cape Kiber, northeast Russia Corfu, F. (ed.) // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 2015. – Vol. 52. – P. 147–160.
413. Lane L.S., Gehrels G.E. Detrital zircon lineages of late Neoproterozoic and Cambrian strata, NW Laurentia // *Geological Society of America Bulletin*. – 2014. – Vol. 126. – P. 398–414.
414. Lane L.S., Gehrels G.E., Layer, P.W. Provenance and paleogeography of the Neruokpuk Formation, northwest Laurentia: An integrated synthesis // *Geological Society of America Bulletin*. – 2016. – Vol. 128. – P. 239–257.
415. Lane L.S., Mortensen J.K. U–Pb geochronology, Nd–Sm geochemistry, structural setting, and tectonic significance of Late Devonian and Paleogene intrusions in northern Yukon and northeastern Alaska // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 2019. – Vol. 56. – P. 585–606.
416. Larson S. Å., Berglund J. A chronological subdivision of the Transscandinavian Igneous Belt – three magmatic episodes? // *GFF*. – 1992. – Vol. 114. – P. 459–461.
417. Larsen G. B., Elvebakk G., Henriksen L. B., Kristensen S.E., Nilsson I., Samuelsberg T.J., Svånå T.A., Stemmerik L., Worsley D. Upper Palaeozoic lithostratigraphy of the Southern Norwegian Barents Sea. – 2002. – Vol. 76 pp <http://www.npd.no/Norsk/Produkter+og+tjenester/Publikasjoner/Oversikt+sokkelpublikasjoner/npd+bulletin.htm>,
418. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilin V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on ³⁹Ar/⁴⁰Ar geochronology and trace element geochemistry // *Geology*. – 2001. – vol. 29, no. 2. – P. 167-170.
419. Ledneva G.V., Pease V.L., Sokolov, S.D. Permo-Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeiitic basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia): Links to the Siberian LIP // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2011. – Vol. 40. – P. 737–745.
420. Lorenz H., Gee D.G., Korago E., Kovaleva G., McClelland W.C., Gilotti J.A., Frei D. Detrital zircon geochronology of Palaeozoic Novaya Zemlya - a key to understanding the basement of the Barents Shelf // *Terra Nova*. – 2013. – Vol. 25. – P. 496–503.

421. Lorenz H., Gee D.G., Simonetti A. Detrital zircon ages and provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: a tie to Baltica // *Norwegian Journal of Geology*. – 2008a. – Vol. 88(4). – P. 235–258.
422. Lorenz H., Gee D.G., Whitehous M. New geochronological data on Palaeozoic igneous activity and deformation in the Severnaya Zemlya Archipelago, Russia, and implications for the development of the Eurasian Arctic margin // *Geological Magazine*. – 2007. – Vol. 144. – P. 105–125.
423. Lorenz H., Mannik P., Gee D., Proskurnin V. Geology of the Severnaya Zemlya Archipelago and the North Kara Terrane in the Russian high Arctic // *International Journal of Earth Science*. – 2008b. – Vol. 97. – P. 519–547.
424. Luchitskaya M.V., Moiseev A.V., Sokolov S.D., Tuchkova M.I., Sergeev S.A., O’Sullivan P.B., Verzhbitsky V.E., Malyshev, N.A. Neoproterozoic granitoids and rhyolites of Wrangel Island: Geochemical affinity and geodynamic setting in the Eastern Arctic region // *Lithos*. – 2017. – Vol. 292–293. – P.15–33.
425. Ludwig K.R. *Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, 2003, p.70.
426. Ludwig K.R. *SQUID 1.00, a user’s manual*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley. – (2000)
427. Lundmark A.M., Corfu F. Age and origin of the Årdal dike complex, SW Norway: False isochrons, incomplete mixing, and the origin of Caledonian granites in basement nappes // *Tectonics*. – 2007. – Vol. 26 (2). – P. 1-13. doi:10.1029/2005TC001844
428. Luvizotto G.L., Zack T., Meyer, H.P., Ludwig, T., Triebold S., Kronz A., Münker C., Stockli D.F., Prowatke S., Klemme S., Jacob D.E., von Eynatten H. Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis // *Chemical Geology*. – 2009. – Vol. 261. – P. 346–369. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.04.012>
429. Lyberis N., Manby G. Continental collision and lateral escape deformation in the lower and upper crust: An example from Caledonide Svalbard // *Tectonics*. – 1999. – Vol. 18. – P. 40–63.
430. Macdonald F.A., McClelland W.C., Schrag D.P., Macdonald W.P., Neoproterozoic glaciation on a carbonate platform margin in Arctic Alaska and the origin of the North Slope subterranean // *Geological Society of America Bulletin*. – 2009. – Vol. 121. – P. 448–473.

431. Malkowski M. A., Hampton B. A. Sedimentology, U-Pb detrital geochronology, and Hf isotopic analyses from Mississippian–Permian stratigraphy of the Mystic subterrane, Farewell terrane, Alaska // *Lithosphere*. – 2014. – Vol. 6(5). – P. 383–398.
432. Malyshev N.A., Verzhbitski, V.E., Skaryatin M.V., Balagurov M.D., Ilyushin D.V., Kolyubakin A.A., Gubareva O.A., Gatovskii Y.A., Lakeev V.G., Lukashev R.V., Stupakova A.V., Suslova A.A., Obmetko V.V., Komissarov D.K. Stratigraphic Drilling in the Northern Kara Sea: First Case and Preliminary Results // *Russian Geology and Geophysics*. – 2023. – Vol. 64. – P. 257–269.
433. Malyshev S.V., Pasenko A.M., Ivanov A.V., Gladkochub D.P., Savatenkov V.M., Meffre S., Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Shcherbakov V.D. Geodynamic significance of the mesoproterozoic magmatism of the udzha paleo-rift (Northern siberian craton) based on u-pb geochronology and paleomagnetic data (2018) // *Minerals*. – 2018. – Vol. 8 (12). – № 555
434. Marsh J. H., Stockli D. F. Zircon U-Pb and trace element zoning characteristics in an anatectic granulite domain: Insights from LASS-ICP-MS depth profiling // *Lithos*. – 2015. – Vol. 239. – P. 170–185. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.10.017>
435. McCann A.J. Deformation of the Old Red Sandstone of NW Spitsbergen; links to the Ellesmerian and Caledonian orogenies, in Friend, P.F., and Williams, B.P.J., eds., *New Perspectives on the Old Red Sandstone* // Geological Society [London] Special Publication. – 2000. – Vol. 180. – P. 567–584.
436. McClay K.R., Norton M.G., Coney P., Davis G.H. Collapse of the Caledonian orogen and the Old Red Sandstone // *Nature*. – 1986. – Vol. 323. – P. 147–149,
437. McClelland W., Strauss J., Colpron M., Gilotti J., Faehnrich K., Malone S., Gehrels G., Macdonald F., Oldow, J. Taters versus Sliders: Evidence for a Long-Lived History of Strike-Slip Displacement along the Canadian Arctic Transform System (CATS) // *GSA Today*. – 2021. – Vol. 31. – P. 4–11.
438. McClelland W.C., Gilotti J.A., Ramarao T., Stemmerik L., Dalhoff F. Carboniferous basin in Holm Land records local exhumation of the North-East Greenland Caledonides: Implications for the detrital zircon signature of a collisional orogen // *Geosphere*. – 2016. – Vol. 12. – P. 925–947.
439. McClelland W.C., Schmidt J.M., Till A.B. New U-Pb SHRIMP ages from Devonian felsic volcanic and Proterozoic plutonic rocks of the southern Brooks Range,

- Alaska // Geological Society of America Abstracts with Programs scale. – 2006. – Vol. 38. (5). – P. 12.
440. McClelland W.C., Strauss J.V., Gilott, J.A., Colpron, M. Paleozoic evolution of the northern Laurentian margin: Evaluating links between the Caledonian, Ellesmerian, and Cordilleran orogens // *Laurentia: Turning Points in the Evolution of a Continent*, Geological Society of America. – 2023. – P. 605–633.
441. McKerrow W.S., Mac Niocaill C., Dewey J.F. The Caledonian Orogeny redefined // *Journal of the Geological Society*. – 2000. – Vol. 157. – P. 1149–1154.
442. McLelland J.M., Selleck B.W., Bickford M.E. Review of the Proterozoic evolution of the Grenville Province, its Adirondack outlier, and the Mesoproterozoic inliers of the Appalachians, in Tollo, R.P., Bartholomew, M.J., Hibbard, J.P., and Karabinos, P.M., eds., *From Rodinia to Pangea: The Lithotectonic Record of the Appalachian Region* // Geological Society of America. – 2010. – Memoir 206. – P. 1–29.
443. Meinhold G. Rutile and Its Applications in Earth Sciences // *Earth-Science Reviews*. – 2010. – Vol. 102. – P. 1–28.
444. Metelkin D.V., Chernova A.I., Matushkin N.Yu., Vernikovskiy V.A. Early paleozoic tectonics and paleogeography of the Eastern Arctic and Siberia: Review of paleomagnetic and geologic data for the De Long Islands // *Earth-Science Reviews*. – 2022. – Vol. 231. – P. 104102.
445. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubanov A.P. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: paleomagnetism, paleogeography and tectonics // *Tectonophysics*. – 2005. – Vol. 398. – P. 225–243.
446. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu. Arctida between Rodinia and Pangea // *Precambrian Research*. – 2015. – Vol. 259. – P. 114–129.
447. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Tolmacheva T.Yu., Matushkin N.Yu., Zhdanova A.I., Pisarevskiy S.A. First paleomagnetic data for the New Siberian Islands: Implications for Arctic paleogeography // *Gondwana Research*. – 2016. – Vol. 37. – P. 308–323.
448. Michalski K., Manby G., Nejbort K., Domańska-Siuda J., Burzyński M. Using palaeomagnetic and isotopic data to investigate late to post-Caledonian tectonothermal

- processes within the Western Terrane of Svalbard // *Journal of the Geological Society*. – 2017. – Vol. 174(3). – P. 572–590.
449. Middlemost E. A. K. Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth-Science Reviews*. – 1994. – Vol. 37(3–4). – P. 215–224.
450. Miller E.L., Kuznetsov N., Soboleva A., Udoratina, O., Grove M.J., Gehrels G. Baltica in the Cordillera? // *Geology*. – 2011. – Vol. 39. – P. 791–794.
451. Moore T.E., Wallace W.K., Bird K.J., Karl S.M., Mull C.G., Dillon J.T. Geology of northern Alaska // Plafker, G., Berg, H. C. (eds). *The Geology of Alaska*. Geological Society of America. *The Geology of North America G-1*, 1994, P. 49–140
452. Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wrigh, J.E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: Implications for the tectonics of the Arctic region // *Tectonics*. – 1999. – Vol. 18 (6). – P. 977–1003.
453. Nelson B.K., Nelson S.W., Till A.B. Nd- and Sr-isotope evidence for Proterozoic and Paleozoic crustal evolution in the Brooks Range, Northern Alaska // *Journal of Geology*. – 1993. – Vol. 101. – P. 435–450.
454. Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., Freiman S.I., Malyshev N.A., Morozov A.F., Posamentier H.W., Verzhbitsky V.E., Zhukov N.N., Startseva K. Arctic Ocean Mega Project: Paper 3 - Mesozoic to Cenozoic geological evolution // *Earth-Science Reviews*. – 2021. – Vol. 217. – P. 103034.
455. Nikishin A.M., Ziegler P.A. Stephenson, R.A.; Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov I.V. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // *Tectonophysics*. – 1996. – Vol. 268. – P. 23–63.
456. Noda A. Strike-Slip Basin – Its Configuration and Sedimentary Facies // Itoh, Y. ed. *Mechanism of Sedimentary Basin Formation - Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins*. InTech. – 2013.
457. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Sholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the circum-north Pacific // *Professional Paper 1626*, US Geological Survey, Reston, VA. – 2000. – P. 1-10.

458. Norris D. K., Yorath, C. J. The North American plate from the Arctic archipelago to the Romanzof Mountains // *in* Nairn A.E.M., Churkin M., Jr., Stehli F. G., eds., The ocean basins and margins. The Arctic Ocean, New York. – 1981. – Vol. 5. – P. 37-103.
459. Norton M.G. Late Caledonide extension in Western Norway – a response to extreme crustal thickening // *Tectonics*. – 1986. – Vol. 5. – P. 195–204.
460. O'Brien, T.M., Miller, E.L., Benowitz, J.P., Meisling, K.E., Dumitru, T.A. Dredge samples from the Chukchi Borderland: Implications for paleogeographic reconstruction and tectonic evolution of the Amerasia Basin of the Arctic // *American Journal of Science*. – 2016. – Vol.316(9) – P. 873-924.
461. Okay N., Zack T., Okay A.I., Barth M. Sinistral Transport along the Trans-European Suture Zone: Detrital Zircon–Rutile Geochronology and Sandstone Petrography from the Carboniferous Flysch of the Pontides // *Geological Magazine*. – 2011. – Vol. 148. – P. 380–403.
462. Okulitch A.V., Packard J.J., Zolnai A.I. Evolution of the Boothia Uplift, arctic Canada // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1986. – Vol. 23. – P. 350–358.
463. Olausen Å., Larionov A.N., Tebenkov A.M., Ohta Y., Gee D.G. Caledonian granites of western and central Nordaustlandet, northeast Svalbard // *GFF*. – 2002. – Vol. 124. – P. 135–148.
464. Olausen S., Grundvåg S.-A., Senger K., Anell I., Betlem P., Birchall T., Braathen A., Dallmann W., Jochmann M., Johannessen E.P., Lord, G., Mørk A., Osmundse, P.T., Smyrak-Sikora A., Stemmerik L. Svalbard Composite Tectono-Sedimentary Element, Barents Sea // *Geological Society, London, Memoirs*. – 2024 in press. – Vol. 57. – M57-2021–2036.
465. Paces J.B., Miller J.D. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System // *Journal of Geophysical Research*. – 1993. – Vol. 98 (B8). – P. 13997-14013.
466. Pallister J.S., Budahn J.R. Pillow basalts of the Angayucham terrane: Oceanic plateau and island crust accreted to the Brooks Range // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1989. – Vol. 94. – P. 15901–15923.

467. Parfenov L.M., Badarch G., Berzin N.A., Khanchuk A.I., Kuzmin M.I., Nokleberg W.J., Prokopiev A.V., Ogasawara M., Yan H. Summary of Northeast Asia geodynamics and tectonics // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. –2009. – Vol. 4. – P. 11–33.
468. Parfenov L.M., Natali'n B.A. Mesozoic tectonic evolution of northeastern Asia // Tectonophysics. – 1986. – Vol. 127. – P. 291–304.
469. Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. Journal of Analytical Atomic Spectrometry. – 2011. – Vol. 26. – P. 2508.
470. Patton W. W. Jr., Moll E. J., King H. H. The Alaskan mineral resource assessment program; Guide to information contained in the folio of geologic and mineral resource maps of the Medfra Quadrangle, Alaska // US Geological Survey Circular. – 1984. – Vol. 928. – P. 1-11.
471. Patton W.W., Jr., Tailleux I.L. Evidence in the Bering Strait region for differential movement between North America and Eurasia // Geological Society of America Bulletin. – 1977. – Vol. 88. – P. 1298–1304.
472. Patton W.W., Jr., Wilson F.H, Taylor T.A. Geologic map of Saint Lawrence Island, Alaska: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3146, scale 1:250 000, 2011, P. 9.
473. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of petrology. – Vol. 25. – P. 956–983.
474. Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. Arctic lithosphere — A review // Tectonophysics. – 2014. – Vol. 628. – P. 1–25.
475. Pease V., Gee D.G., Vernikovskiy V., Vernikovskaya A., Kireev S. Geochronological evidence for late-Grenvillian magmatic and metamorphic events in Central Taimyr, northern Siberia // Terra Nova. – 2001. – Vol. 13. – P. 270–280.
476. Pease V., Scott, R.A. Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Palaeozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // Journal of the Geological Society. – 2009. – Vol. 166. – P. 517–527.
477. Pease V., Vernikovskiy V. The tectonomagmatic evolution of the Taimyr Peninsula: Further constraints from new ion-microprobe data // Polarforschung. – 1998. – Vol. 68. – P. 171–178.

478. Pease V.L., Kuzmichev A.B., Danukalova M.K. The New Siberian Islands and evidence for the continuation of the Uralides, Arctic Russia // *Journal of the Geological Society*. – 2015. – Vol. 172. – P. 1–4.
479. Pedersen S., Andersen T., Konnerup-Madsen J., Griffin W. L. Recurrent mesoproterozoic continental magmatism in South-Central Norway // *International Journal of Earth Science*. – 2009. – Vol. 98. – P. 1151–71.
480. Pereira I., Storey C.D. Detrital rutile: Records of the deep crust, ores and fluids // *Lithos*. – 2023. – Vol. 438–439. – Paper 107010.
481. Pereira I., Storey C.D., Strachan R.A., Bento Dos Santos T., Darling J.R. Detrital rutile ages can deduce the tectonic setting of sedimentary basins // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2020. – Vol. 537. – Paper 116193.
482. Persson P.O., Wikström A. A. U-Pb dating of the Askersund granite and its marginal augen gneiss // *GFF*. – 1993. – Vol. 115 (4). – P. 321-329.
483. Petrus J.A., Kamber B.S. VizualAge: a novel approach to laser ablation ICP-MS U–Pb geochronology data reduction // *Geostandards and Geoanalytical Research* – 2012. – Vol. 36 (3). – P. 247–270.
484. Pettersson C. H., Pease V., Frei D. Detrital zircon U-Pb ages of Silurian-Devonian sediments from NW Svalbard: A fragment of Avalonia and Laurentia? // *Journal of the Geological Society (London)*. – 2010. – Vol.167(5). – P.1019-1032.
485. Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. *Sand and Sandstone*. 2nd Edition, Springer-Verlag, New York – 1987. – P. 553.
486. Piepjohn K. The Svalbardian-Ellesmerian deformation of the Old Red Sandstone and the pre-Devonian basement in NW Spitsbergen (Svalbard): in Friend P.F., Williams B.P.J., *New Perspectives on the Old Red Sandstone* // Geological Society, London, Special Publications. – 2000. – Vol. 180. – P. 585-601.
487. Piepjohn K., Brinkmann L., Grewing A., Kerp H. New data on the age of the uppermost ORS and the lowermost post-ORS strata in Dickson Land (Spitsbergen) and implications for the age of the Svalbardian deformation // Friend P.F., Williams, B.P.J., eds., *New Perspectives on the Old Red Sandstone*. Geological Society London, Special Publication. – 2000. Vol.180. – P. 603.
488. Piepjohn K., Dallmann W.K. Stratigraphy of the uppermost Old Red Sandstone of Svalbard (Mimerdalen Subgroup) // *Polar Research*. – 2014. – Vol. 33, no. 1. – P. 19998.

489. Piepjohn K., Lorenz H., Franke D., Brandes C., von Gosen W., Gaedicke C., Labrousse L., Sobolev N.N., Solobev P., Suan G., Mrugalla S., Talarico F., Tolmacheva, T. Mesozoic structural evolution of the New Siberian Islands // Geological Society, London, Special Publications. – 2018. – Vol. 460. – P. 239–262.
490. Piepjohn K., von Gosen W. Structural transect through Ellesmere Island (Canadian Arctic): Superimposed Palaeozoic Ellesmerian and Cenozoic Eurekan deformation // Geological Society, Special Publications. – 2018. – Vol. 460(1). – P. 33–56.
491. Piepjohn K., von Gosen W., Lufer A., McClelland W. C., Estrada S. Ellesmerian and Eurekan fault tectonics at the northern margin of Ellesmere Island (Canadian High Arctic) // Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften. – 2013. – 164. – Heft 1. – P. 81 – 105.
492. Piepjohn K., von Gosen W., Tessensohn F., Reinhardt L., McClelland W. C., Dallmann W., Gaedicke C., Harrison J.C. Tectonic map of the Ellesmerian and Eurekan deformation belts on Svalbard, North Greenland, and the Queen Elizabeth Islands (Canadian Arctic) // Arktos. – 2015.
493. Piepjohn K., von Gosen W., Tessensohn F., Saalman K. Ellesmerian fold-and-thrust belt (northeast Ellesmere Island, Nunavut) and its Eurekan overprint // Geological Survey of Canada Bulletin. – 2008. – Vol. 592. – P. 285-303.
494. Pointon M.A., Smyth H., Omma J.E., Morton A.C., Schneide, S., Hülse P., Rippington S.J., Lopez-Mir B., Crowley Q.G., Millar I., Whitehouse M.J., Frei D., Scott R.A., Flowerdew M.J. A Multi-proxy Provenance Study of Late Carboniferous to Middle Jurassic Sandstones in the Eastern Sverdrup Basin and Its Bearing on Arctic Palaeogeographic Reconstructions // Geosciences. – 2022. – Vol. 13. – P. 10. <https://doi.org/10.3390/geosciences13010010>
495. Poldvere A., Isozaki Y., Bauert H., Kirs J., Aoki K., Sakata S., Hirata T. Detrital zircon ages of Cambrian and Devonian sandstones from Estonia, central Baltica: a possible link to Avalonia during the Late Neoproterozoic // GFF. – 2014. – Vol. 136. – P. 214–217.
496. Polyansky O.P., Prokopiev A.V., Koroleva O.V., Tomshin M.D., Reverdatto V.V., Selyatitsky A.Yu., Travin A.V., Vasiliev D.A. Temporal correlation between dyke swarms and crustal extension in the middle Palaeozoic Vilyui rift basin, Siberian platform // Lithos. – 2017. – Vol. 282–283. – P. 45–64.

497. Powell J.W., Schneider D.A. Phanerozoic Record of Northern Ellesmere Island, Canadian High Arctic, Resolved Through $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He Geochronology // *Tectonics*. – 2022. – Vol. 41.
498. Prishchepa O.M., Bogatskii V.I., Drachev S.S. Timan–Pechora Composite Tectono-Sedimentary Element, Northwestern Russia // Geological Society, London, *Memoirs*. – 2024 in press. – Vol. 57. – P. M57-2018–20.
499. Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A., Zastrozhnov D., Ershova V., Chamberlain K., Shatsillo A., Proskurnin V. The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: a comparison of U–Pb–Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform // *International Geology Review*. – 2017. – Vol. 59. – P. 1632–1656.
500. Priyatkina N., Khudoley A. K., Collins W. J., Kuznetsov N. B., Huang H.-Q. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: Characterizing buried crust of the basement // *Precambrian Research*. – 2016. – Vol. 285. – P. 21–38.
501. Prokopiev A.V., Ershova V.B., Khudoley A.K., Vasiliev D.A., Baranov V.V., Kalinin M.A., 20186. Pre-mid-Frasnian angular unconformity on Kotel'ny Island (New Siberian Islands Archipelago): evidence of Mid-Paleozoic Deformation in the Russian High Arctic // *Arktos*. – 20186.
502. Prokopiev A.V., Ershova V.B., Sobolev N.N., Korago E., Petrov E., Khudoley A.K. New data on geochemistry, age and geodynamic settings of felsic and mafic magmatism of the northeastern part of October Revolution Island (Severnaya Zemlya Archipelago) // AGU Chapman Conference on «Large-Scale Volcanism in the Arctic: The Role of the Mantle and Tectonics». Selfoss, Iceland, 13-18 October 2019.
503. Prokopiev A.V., Ershova V.B., Sobolev N.N., Korago E., Petrov E., Khudoley A.K. New data on geochemistry, age and geodynamic settings of felsic and mafic magmatism of the northeastern part of October Revolution Island (Severnaya Zemlya Archipelago) // AGU Chapman Conference on «Large-Scale Volcanism in the Arctic: The Role of the Mantle and Tectonics». Selfoss, Iceland, 13-18 October 2019. https://higherlogicdownload.s3.amazonaws.com/AGU/181026d4-2440-440a-a114-8fcd2fc3ada8/UploadedImages/Chapmans/Arctic_Volcanism/ChapmanPresentedAbstracts_ArcticVolcanism.pdf

504. Prokopiev A.V., Ershova V.B., Stockli D.F. Provenance of the Devonian–Carboniferous clastics of the southern part of the Prikolyma terrane (Verkhoyansk–Kolyma orogen) based on U–Pb dating of detrital zircons // *GFF*. – 2019. – Vol. 141. – P. 272–278.
505. Prokopiev A.V., Ershova, V.B., Anfinson O., Stockli D., Powell J., Khudoley A.K., Vasiliev D.A., Sobolev N.N., Petrov E.O. Tectonics of the New Siberian Islands Archipelago: Structural Styles and Low-Temperature Thermochronology // *Journal of Geodynamics*. – 2018a. – Vol. 121. – P. 155–184.
506. Prokopiev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E. The paleo–Lena River—200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // *Geology*. –2008. – Vol. 36. – P. 699.
507. Puchkov V. N. The evolution of the Uralian orogen // *Geological Society Special Publication*. – 2009. – № December (327). – P. 161–195.
508. Reiners P. W., Campbell I.H., Nicolescu S., Allen C.M., Hourigan J.K., Garver J.I., Mattinson J.M, Cowan D.S. (U-Th)/(He-Pb) double dating of detrital zircons // *American Journal of Science*. – 2005. – Vol. 305(4). – P. 259–311. doi:10.2475/ajs.305.4.259
509. Reiners P.W., Brandon M.T. Using Thermochronology To Understand Orogenic Erosion // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 2006. – Vol. 34. –P. 419–466.
510. Ricci J., Quidelleur X., Pavlov V., Orlov S., Shatsillo A., Courtillot V. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K–Ar ages of the Viluy traps (Eastern Siberia): Further evidence for a relationship with the Frasnian–Famennian mass extinction // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2013. – Vol. 386. – P. 531–540.
511. Ritzmann O., Faleide J.I. The crust and mantle lithosphere in the Barents Sea/Kara Sea region // *Tectonophysics*. – 2009. – Vol. 470. – P. 89–104.
512. Rivers T. Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province—implications for the evolution of large hot long-duration orogens // *Precambrian Research*. –2008. – Vol. 167. – P.237–59.
513. Rivers T., Culshaw N., Hynes A., Indares A., Jamieson R., Marignol J. The Grenville Orogen - A post-Lithoprobe perspective // *Geological Association of Canada*. – 2012. – Special Paper 49. – P. 97–236.

514. Roberts D. The Scandinavian Caledonides: Event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues // *Tectonophysics*. – 2003. – Vol. 365 (1-4). – P. 283-299.
515. Roberts N.M.W., Slagstad T., Parrish R.R., Norry M.J., Marker M., Horstwood, M.S.A. Sedimentary recycling in arc magmas: geochemical and U–Pb–Hf–O constraints on the Mesoproterozoic Suldal Arc, SW Norway // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2013. – Vol. 165. – P. 507–523.
516. Rösel D., Zack T., Möller A. Interpretation and Significance of Combined Trace Element and U–Pb Isotopic Data of Detrital Rutile: A Case Study from Late Ordovician Sedimentary Rocks of Saxo-Thuringia, Germany // *International Journal of Earth Sciences*. – 2019. – Vol. 108. – P. 1–25.
517. Ross, G.M., Villeneuve, M., 2003. Provenance of the Mesoproterozoic (1.45 Ga) Belt basin (western North America): Another piece in the pre-Rodinia paleogeographic puzzle // *Geological Society of America Bulletin*. – 2003. – Vol. 115. – 1191.
518. Rud`ko S., Kuznetsov N., Shatsillo A., Rud`ko D., Malyshev S., Dubenskiy A., Sheshukov V., Kanygina N., Romanyuk T. Sturtian glaciation in Siberia: Evidence of glacial origin and U-Pb dating of the diamictites of the Chivida Formation in the north of the Yenisei Ridge // *Precambrian Research*. – 2020. – Vol. 345. – 105778.
519. Saintilan N.J., Archer C., Maden C., Samankassou E., Bernasconi S.M., Szumigala D., Mahaffey Z., West A., Spangenberg J.E. Metal-rich organic matter and hot continental passive margin: drivers for Devonian copper-cobalt-germanium mineralization in dolomitized reef-bearing carbonate platform // *Mineralium Deposita*. – 2023. – Vol. 58. – P. 37–49.
520. Sartini-Rideout C., Gilotti J. A., McClelland W. C. Geology and timing of dextral strike-slip shear zones in Danmarkshavn, North-East Greenland Caledonides // *Geological Magazine*. – 2006. – Vol. 143. – P. 431–446.
521. Searle M.P. Tectonic evolution of the Caledonian orogeny in Scotland: a review based on the timing of magmatism, metamorphism and deformation // *Geological Magazine*. – 2022. – Vol. 159. – P. 124–152.
522. Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid Tectonic Collage and Palaeozoic Crustal Growth in Eurasia // *Nature*. – 1993. – Vol. 364. – P. 299–307. doi:10.1038/364299a0.

523. Shephard G.E., Müller R.D., Seton, M. The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure // *Earth-Science Reviews*. – 2013. – Vol. 124. – P. 148–183.
524. Slagstad T., Marker M., Roberts N.M.W., Saalman K., Kirkland C.L., Kulakov E., Ganerød M., Røhr T.S., Møkkelgjerd S.H.H., Granseth A., Sørensen B.E. The Sveconorwegian orogeny – Reamalgamation of the fragmented southwestern margin of Fennoscandia // *Precambrian Research*. – 2020. – Vol. 350. – P. 105877.
525. Slama J. Rare late Neoproterozoic detritus in SW Scandinavia as a response to distant tectonic processes // *Terra Nova*. – 2016. – Vol. 28 (6). – P. 394-401.
526. Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chemical Geology*. –2008. – Vol. 249(1). – P.1–35.
527. Slama J., Pedersen R.B. Zircon provenance of SW caledonian phyllites reveals a distant timanian sediment source // *Journal of the Geological Society*. – 2015. – Vol. 172 (4). – P. 465-478.
528. Slama J., Walderhaug O., Fonneland H., Kosler J., Pedersen R.B. Provenance of Neoproterozoic to upper Cretaceous sedimentary rocks, eastern Greenland: Implications for recognizing the sources of sediments in the Norwegian Sea // *Sedimentary Geology*. – 2011. – Vol. 238. – P. 254–267.
529. Smelov A., Timofeev V. The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // *Gondwana Research*. – 2007. – Vol. 12. – P. 279–288.
530. Smith G.P., Okulitch A.V. The Inglefield Uplift: A Devonian tectonic element, Ellesmere Island, Arctic Canada // *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* – 1987. – Vol. 35. – P. 75–78.
531. Smyrak-Sikora A., Johannessen E.P., Olaussen S., Sandal G., Braathen, A. Sedimentary architecture during rift initiation – the arid Billefjorden Trough, Svalbard // *Journal of the Geological Society, London*. – 2019. – Vol. 176. – P. 225–252.
532. Smyrak-Sikora A., Nicolaisen J.B., Braathen A., Johannessen E.P., Olaussen, S., Stemmerik L. Impact of growth faults on mixed siliciclastic-carbonate–evaporite deposits during rift climax and reorganisation – Billefjorden Trough, Svalbard, Norway // *Basin Research*. – 2021. – Vol. 33. – P. 2643–2674.

533. Soja C. M., Antoshkina A. I. Coeval development of Silurian stromatolite reefs in Alaska and the Ural Mountains: Implications for paleogeography of the Alexander Terrane. // *Geology*. – 1997. – Vol. 25 (6). – P. 539–542.
534. Spencer C.J., Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Prave A.R., Roberts N.M.W., Horstwood M.S.A., Whitehouse, M.J. Generation and preservation of continental crust in the Grenville Orogeny // *Geoscience Frontiers*. – 2015. – Vol. 6. – P. 357–372.
535. Spencer C.J., Roberts N.M.W., Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Prave A.R., Antonini A.S.M., Horstwood M.S.A. Intermontane basins and bimodal volcanism at the onset of the Sveconorwegian Orogeny, southern Norway // *Precambrian Research*. – 2014. – Vol. 252. – P. 107–118.
536. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1975. – Vol. 26. – P. 207–221.
537. Stemmerik L. Late Paleozoic evolution of the North Atlantic margin of Pangea // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2000. – Vol. 161. – P. 95–126.
538. Stemmerik L., Vigran J.O., Piasecki S. Dating of late Paleozoic rifting events in the North Atlantic: New biostratigraphic data from the uppermost Devonian and Carboniferous of East Greenland // *Geology*. – 1991. – Vol. 19. – P. 218–221.
539. Stemmerik L., Worsley D. 30 years on—Arctic Upper Paleozoic stratigraphy, depositional evolution and hydrocarbon prospectivity // *Norwegian Journal of Geology*. – 2005. – Vol. 85. – P. 151–168.
540. Stemmerik L., Worsley D. Upper Carboniferous cyclic shelf deposits, Kapp Kire Formation, Bjornoya, Svalbard: response to high frequency, high amplitude sea level fluctuations and local tectonism // *Polar Research*. – 2000. – Vol. 19(2). – P. 227–249.
541. Stockli D.F., Stockli L.D. Unlocking provenance secrets from single detrital zircons by U-Pb and trace-element depth-profile laser-ablation-split-stream ICP-MS analysis and (U-Th)/He double dating // *Geological Society of America Abstracts with Programs*. – 2013. – Vol. 45(7). – P. 744.
542. Strauss J.V., Macdonald F.A., Taylor J.F., Repetski J.E., McClelland W.C. Laurentian origin for the North Slope of Alaska: Implications for the tectonic evolution of the Arctic // *Lithosphere*. – 2013. – Vol. 5. – P. 477–482.
543. Sun J., Liu C.-Z., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F.-Y., Yakovlev D., Yang Y.-H., Yang J.-H. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to

- Siberian flood volcanism: Insights from in situ U–Pb and Sr–Nd perovskite isotope analysis // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2014. – Vol. 404. – P. 283–295.
544. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Geological Society, London, Special Publications*. – 1989. – Vol. 42(1). – P. 313–345.
545. Sun W. Initiation and evolution of the South China Sea: an overview // *Acta Geochimica*. – 2016. – Vol. 35. – P. 215–225.
546. Sun X., Kuiper K.F., Tian Y., Li C., Zhang Z., Wijbrans J.R. Comparison of Detrital Zircon U-Pb and Muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages in the Yangtze Sediment: Implications for Provenance Studies // *Minerals*. – 2020. – Vol.10. – Paper 643.
547. Thomsen T.B., Knudsen C., Hinchey A.M. Investigations of Detrital Zircon, Rutile and Titanite from Present-Day Labrador Drainage Basins: Fingerprinting the Grenvillian Front // *GEUS Bulletin*. – 2015. – Vol. 33. – Vol. 77–80.
548. Till A.B., Amato J.M., Aleinikoff J.N., Bleick H.A. U-Pb detrital zircon geochronology as evidence for the origin of the Nome Complex, northern Alaska, and implications for regional and trans-Arctic correlations // Dumoulin, J.A., and Till, A.B., eds., *Reconstruction of a Late Proterozoic to Devonian Continental Margin Sequence, Northern Alaska, Its Paleogeographic Significance, and Contained Base-Metal Sulfide Deposits: Geological Society of America Special Paper 506*, – 2014b. –P. 111–131.
549. Till A.B., Dumoulin J.A., Ayuso R.A., Aleinikoff J.N., Amato J.M., Slack J.F., Shanks W.C.P., III. Reconstruction of an early Paleozoic continental margin based on the nature of protoliths in the Nome Complex, Seward Peninsula, Alaska / Dumoulin J.A., Till A.B. eds., *Reconstruction of a Late Proterozoic to Devonian Continental Margin Sequence, Northern Alaska, Its Paleogeographic Significance, and Contained Base-Metal Sulfide Deposits: Geological Society of America Special Paper 506*. –2014a. –P. 1–28.
550. Till A.B., Dumoulin J.A., Gamble B.M., Kaufman D.S., Carroll P.I. Preliminary geologic map and fossil data, Solomon, Bendeleben, and southern Kotzebue quadrangles, Seward Peninsula, Alaska: U.S. Geological Survey Open-File Report 86-276, 74 p., 3 sheets, scale 1:250,000. – 1986.
551. Till A.B., Dumoulin J.A., Harris A.G., Moore T.E., Bleick, H.A. Siwiec B.R. Bedrock geologic map of the southern Brooks Range, Alaska, and accompanying conodont data: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1149. – 2008. – 88 p.

552. Till A.B., Dumoulin J.A., Weldon, M.B., Bleick, H.A. Bedrock geologic map of the Seward Peninsula, Alaska, and accompanying conodont data: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3131. – 2011. – 75 p., 2 sheets.
553. Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2007. – Vol. 25, P. 703–713.
554. Torsvik T.H., Cocks L.R.M. *Earth History and Palaeogeography* // Cambridge University Press. – 2016.
555. Trettin H. P. Pre-Carboniferous geology of the northern part of the Arctic Islands: Northern Heiberg Fold Belt, Clements Markham Fold Belt, and Pearya; northern Axel Heiberg and Ellesmere islands // Geological Survey of Canada. – 1998. – Bulletin 425. – P. 401.
556. Trettin H. P. Silurian – Early Carboniferous deformational phases and associated metamorphism and plutonism, Arctic Islands. In H. P. Trettin (Ed.) // *Geology of the Innuitian orogen and Arctic platform of Canada and Greenland, Geology of Canada*. – 1991. – Vol. 3. – P. 295–344.
557. Trettin H. P., Parrish, R. R., Roddick, J. C. New U-Pb and ^{40}Ar - ^{39}Ar age determinations from Northern Ellesmere and Axel Heiberg Islands, Northwest Territories and Their Tectonic Significance // *Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 6*; by Geological Survey of Canada; Geological Survey of Canada, Paper no. 92-2, 1992. P. 3-30.
558. Trettin H.P. Pre-Carboniferous geology of the northern part of the Arctic Islands: Hazen fold belt and adjacent parts of central Ellesmere fold belt, Ellesmere Island// Geological Survey of Canada Bulletin 430. – 1994. – 248 p.
559. Trettin H.P., Parrish R., Loveridge W.D. U–Pb age determinations on Proterozoic to Devonian rocks from northern Ellesmere Island, Arctic Canada // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1987. – Vol. 24. – P. 246–256.
560. Triebold S., von Eynatten H., Zack T. A recipe for the use of rutile in sedimentary provenance analysis // *Sedimentary Geology*. – 2012. – Vol. 282. – P. 268–275.
561. Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Isakova T.N., Kossovaya O.L., Filimonova T.V., Verzhbitsky V.E., Petrov O.L., Vatrushkina E.V., Moiseev A.V., 2018, Carboniferous carbonate rocks of the Chukotka fold belt: Tectonostratigraphy, depositional

- environments and paleogeography // *Journal of Geodynamics*. – 2018. – Vol. 120. – P. 77–107.
562. Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Hayasaka, Y., Moiseev A.V. Permian and Triassic deposits of Siberian and Chukotka passive margins: sedimentation setting and provenances. ICAMVI Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI, Fairbanks, Alaska, May 2011. Press VSEGEI, Saint Petersburg. – 2014. – P. 61–96.
563. van Schmus W.R, Bickford M.E., Anderson J.L., Bender E.E., Anderson R.R., Bauer P.W., Robertson J.M., Bowring S.A., Condie K.C., Denison R.E., Grambling M., Mawer C.K., Cinze C.K., Karlstrom K.E., Kisvarsanyi E. B., Lidia E.G., Reed J.C. Jr., Sims P.K., Tweto O, Silver L.T., Treves S.B., Williams M.L., Wooden J.L. Transcontinental Proterozoic provinces. //In Reed, J.C., Jr., Bickford, M.E., Houston, R.S., Link, P.K., Rankin, D.W., Sims, P.K., Van Schmus, W.R., (Eeds). *Precambrian: Conterminous U.S.: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*. – 1993. – C-2. – P. 171–334.
564. Vermeesch P, Tian Y., Schwanethal J., Buret Y. Technical note: In situ U–Th–He dating by $4\text{He}/3\text{He}$ laser microprobe analysis // *Geochronology*. – 2023. –Vol.5. –P. 323–332.
565. Vernikovskaya A., Vernikovsky V.A., Matushkin N., Kadilnikov P., Metelkin D.V., Romanova I., Li, Z.-X., Bogdanov, E. Early Ediacaran Magmatism in the Yenisei Ridge and Evolution of the Southwestern Margin of the Siberian Craton // *Minerals*. – 2020. – Vol. 10. – P. 565.
566. Vernikovsky V., Vernikovskaya A., Proskurnin V., Matushkin N., Proskurnina M., Kadilnikov P., Larionov A., Travin, A. Late Paleozoic–Early Mesozoic Granite Magmatism on the Arctic Margin of the Siberian Craton during the Kara-Siberia Oblique Collision and Plume Events // *Minerals*. – 2020. – Vol. 10. – 571.
567. Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E. Neoproterozoic Taimyr and Yenisey Ridge Fold Belts (Siberia): Tectonic Evolution // *Gondwana Research*. – 2001. – Vol. 4 (4). – P. 808.
568. Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: New geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*. – 2003. – Vol. 375 (1-4). – P. 147-168.

569. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G. Neoproterozoic Orogeny along the margins of Siberia // *Geological Society Memoir*. – 2005. – Vol. 30. – P. 233-247.
570. Vry J.K., Baker J.A. LA-MC-ICPMS Pb–Pb Dating of Rutile from Slowly Cooled Granulites: Confirmation of the High Closure Temperature for Pb Diffusion in Rutile // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2006. – Vol. 70. – P. 1807–1820.
571. Wang L., Barbot S. Three-dimensional kinematics of the India–Eurasia collision // *Communications Earth & Environment*. – 2023. – Vol. 4. – P. 164.
572. Ward W. P., McClelland W. C., Coble M. A., Malone S. J. Timing of deformation and metamorphism in the Pearya Terrane from U-Pb SIMS analysis of monazite and titanite // *Geological Society of America Abstracts with Programs*. – 2015. – Vol. 47(7). – P. 78.
573. Ward W.P., Strauss J.V., Johnson B.G., McClelland W.C., Colpron M., Von Gosen W., Piepjohn K., Coble M.A., Crockford P.W., Landis J. Age, geochemistry, and significance of Devonian felsic magmatism in the North Slope subterrane, Yukon, Canadian Arctic. // *Circum-Arctic Structural Events: Tectonic Evolution of the Arctic Margins and Trans-Arctic Links with Adjacent Orogens*, Geological Society of America Special Paper 541. – 2018. –P. 593–618
574. Whitehouse M.J., Kamber B.S. Assigning dates to thin gneissic veins in high-grade metamorphic terranes: a cautionary tale from Akilia, Southwest Greenland // *Journal of Petrology*. – 2005. – Vol. 46. – P. 291–318.
575. Whitehouse M.J., Kamber B.S., Moorbath S. Age significance of U-Th-Pb zircon data from Early Archaean rocks of west Greenland: A reassessment based on combined ion-microprobe and imaging studies // *Chemical Geology*. – 1999. – Vol. 160 (3). – P. 201-224.
576. Wiedenbeck M., Alle, P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Quadt A.V., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Newsletter*. – 1995. – Vol. 19. – P. 1–23.
577. Wiest J.D., Jacobs J., Fossen H., Ganerød M., Osmundsen P.T. Segmentation of the Caledonian orogenic infrastructure and exhumation of the Western Gneiss Region during transtensional collapse // *Journal of the Geological Society*. – 2021. – Vol. 178. – P. jgs2020-199.

578. Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // *Precambrian Research*. – 2009. – Vol. 170. – P. 256–266.
579. Wolf M.R., Stockli D.F., Zircon (U–Th)/He thermochronometry in the KTB drill hole, Germany, and its implications for bulk He diffusion kinetics in zircon // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2010. – Vol. 295. –P. 69–82. doi:10.1016/j.epsl.2010.03.025
580. Worsley D., The post-Caledonian development of Svalbard and the western Barents Sea // *Polar Research*. – 2008. – Vol. 27. – P. 298–317.
581. Zack T., Kronz A., Foley S.F., Rivers T. Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists // *Chemical Geology*. – 2002. – Vol. 184. – P. 97–122.
582. Zack T., Stockli, D.F., Luvizotto G.L., Barth M.G.; Belousova E.; Wolf M.R., Hinton R.W. In situ U–Pb rutile dating by LA-ICP-MS: ²⁰⁸Pb correction and prospects for geological applications // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2011. – Vol. 162. – P. 515–530.
583. Zeck H.P., Whitehouse M.J. Hercynian, PanAfrican, Proterozoic and Archaean ion microprobe zircon ages for a Betic-Rif core complex, Alpine belt, W. Mediterranean consequences for its P–T–t path // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1999 v. 134, p. 134–149.
584. Zhang W., Roberts D., Pease V. Provenance characteristics and regional implications of Neoproterozoic, Timanian-margin successions and a basal Caledonian nappe in northern Norway // *Precambrian Research*. – 2015. – Vol. 268. – P. 153-167.
585. Zhang X., Pease V., Skogseid J., Wohlgemuth-Ueberwasser C. Reconstruction of tectonic events on the northern Eurasia margin of the Arctic, from U-Pb detrital zircon provenance investigations of late Paleozoic to Mesozoic sandstones in southern Taimyr Peninsula // *Geological Society of America Bulletin*. – 2016. – Vol. 128 (1-2). – P. 29-46.