

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи



Латыпова Маргарита Рубеновна

**ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
ПОЗДНЕЮРСКИХ МИКРОБИАЛЬНЫХ КАРБОНАТОВ ГЕОРГИЕВСКОГО
ГОРИЗОНТА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)**

Специальность 1.6.1 – Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:

кандидат геолого-минералогических наук, доцент

Фокин Павел Анатольевич

кандидат химических наук, старший научный сотрудник

Калмыков Антон Георгиевич

Москва – 2024

Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. Очерк геологического строения района исследования ¹	10
1.1. Тектоника.....	10
1.2. Стратиграфия средне-верхнеюрских отложений.....	18
Глава 2. Состояние изученности исследуемых отложений ²	23
Глава 3. Диагностические критерии верхнеюрских микробиальных карбонатов Западно-Сибирской плиты ³	30
3.1. Литологические признаки	30
3.2. Возраст образования микробиальных карбонатов	46
3.3. Геохимические признаки	53
3.4. Минералогические признаки	61
3.5. Соотношение стабильных изотопов кислорода и углерода.....	70
Глава 4. Возможные причины формирования верхнеюрских микробиальных карбонатов в Западно-Сибирском бассейне ⁴	77
4.1. Позднеюрские микробиалиты Русского моря и их связь с палеогеографическими обстановками	77
4.2. Позднеюрское «рифовое окно» в разрезах западного Перитетиса	81
4.3. Рост микробиалитов в эпиконтинентальных бассейнах, как предпосылка для позднеюрского бескислородного события	83
4.4. Мезо-кайнозойская марганцеворудная эпоха	87
Глава 5. Вторичные высокотемпературные преобразования верхнеюрских карбонатов Ем-Еговской вершины ⁵	91
5.1. Флюидные включения в кристаллах кварца	91
5.2. Пиролитические характеристики органического вещества из отложений нижней части тутлеймской свиты	100
Заключение	106
Список сокращений и условных обозначений	109
Список литературы	110

Введение

Актуальность и степень разработанности темы исследования.

Исследование карбонатных пород георгиевского горизонта (J_2bt_3 - J_3tt_1) на территории Западно-Сибирской плиты (ЗСП) в последнее время приобретает все большую актуальность в связи с появлением новых данных об их литолого-геохимических особенностях (Юрченко и др., 2015; Зубков, 2014; Потапова и др., 2018). Наибольший интерес представляют собой карбонатные породы из кровельной части абалакской (J_2bt_3 - J_3tt_1) и георгиевской (J_3ox_3 - J_3tt_1) свит, в литературе они описываются как брекчированные известняки КС1 (корреляционный слой 1) (Белкин и др., 1983) или септариевые конкреции, разбитые радиальными трещинами (Сидоренков и др., 1985; Жуковская и др., 2011). В кровле абалакской свиты наряду с вышеописанными отложениями также выделяются микробиальные карбонаты (МК) строматолитового типа с марганцевой минерализацией (Занин и др., 2001; 2008; Юрченко и др., 2019). Этот тип пород является одним из наименее изученных среди всех верхнеюрских карбонатных отложений ЗСП. До сих пор однозначно не выявлены обстановки их формирования и не разработано единой палеогеографической гипотезы их седиментогенеза и последующего литогенеза. Также неизвестно, какие именно седиментологические факторы привели к всплеску микробиальной активности на отдельных территориях Западно-Сибирского бассейна (ЗСБ) в позднеюрское время.

Карбонатные породы из кровли георгиевского горизонта иногда подвержены интенсивным вторичным преобразованиям, которые связывают с проработкой осадочного чехла глубинными высокотемпературными флюидами (Карпова, 2021). Наиболее интенсивно преобразованные отложения (катагенетические аномалии) наблюдаются над тектонически ослабленными зонами в доюрском фундаменте ЗСП (Калмыков и др., 2019). Эти вторичные преобразования приводят к тому, что на отдельных территориях верхнеюрские карбонатные пласты являются отдающими углеводороды (УВ) интервалами (Потапова и др., 2015; Бумагина и др., 2019). Изучение обстановок формирования этих карбонатных пород в перспективе позволит разработать дополнительные прогнозные критерии для поиска продуктивных отложений на территории ЗСП.

Более того, у исследуемых пород, вероятно, есть стратиграфическо-корреляционный потенциал, потому что схожие микробиальные отложения накапливались в позднеюрское время на отдельных территориях в Русском море (Русская плита) (Маленкина, 2009; 2011), а также в западной части Перитетиса (современная западная Европа) (Oliver et al., 2011; 2004; Oloriz et al., 2003; Vedrine et al., 2007). В англоязычной литературе климатический феномен, связанный с формированием верхнеюрских МК и не только, называется «рифовое окно» (Leinfelder et al.,

1996). Однако для того, чтобы понять, является ли образование МК ЗСП последствием глобального климатического события, необходимо сначала более детально описать обстановки их формирования.

Цель работы: по комплексу литологических и геохимических исследований установить диагностические критерии и условия формирования верхнеюрских МК георгиевского горизонта ЗСП и предложить палеогеографическую гипотезу их седиментогенеза и последующего литогенеза.

Задачи исследования:

1. Сбор, анализ и обобщение литературных данных по исследуемым верхнеюрским отложениям ЗСП.

2. Описание керн, отбор материалов и создание коллекции образцов, которая включает в себя верхнеюрские карбонатные породы и отложения подошвенной части вышележащего баженовского горизонта.

3. Определение комплекса литологических, геохимических и минералогических особенностей верхнеюрских карбонатных отложений ЗСП. Выявление отличительных признаков МК по сравнению с другими карбонатными породами георгиевского горизонта.

4. Проведение реконструкции обстановок осадконакопления и стадийный анализ исследуемых МК. Выявление особенностей изотопного состава МК и объяснение связи между соотношением стабильных изотопов углерода и кислорода с обстановками формирования исследуемых отложений.

5. Установление возраста исследуемых МК по палеонтологическим находкам ниже и выше по разрезу.

6. Оценка нескольких ранее предложенных палеогеографических концепций их седиментогенеза и последующего литогенеза исследуемых МК в ЗСБ и на прилежащих территориях в позднеюрское время.

7. Выявление катагенетических преобразований в МК и определение минимальной температуры вторичного прогрева методом исследования температуры гомогенизации флюидных включений в кристаллах кварца из исследуемых карбонатных пород.

8. Оценка влияния интенсивной термической проработки на вышележащие отложения баженовского горизонта путем сравнения пиролитических характеристик органического вещества из нефтематеринских отложений с температурой гомогенизации флюидных включений в кристаллах кварца из карбонатных отложений георгиевского горизонта.

Объект и предмет исследования. Объектом исследования являются верхнеюрские марганцевые микробиальные карбонаты из кровли георгиевского горизонта с территории Ем-Еговской, Каменной вершин и Талинской террасы Краснотеневского свода, Дружного и Южно-

Ягунского поднятий Сургутского свода, Малобалыкского поднятия Малобалыкской мегаседловины и Лонтыньяхского поднятия Каймысовского свода.

Фактический материал и методы исследования. В работе представлены результаты исследования кернового материала из 17 скважин с территории Ем-Еговской вершины Краснотенинского свода, отдельные образцы МК также исследованы из керна скважин с территории Каменной, Талинской вершин Краснотенинского свода, Дружного, Южно-Ягунского и Малобалыкского поднятий Сургутского свода, Лонтыньяхского поднятия Каймысовского свода. Совокупный вынос описанного керна составил 200 м. Лабораторная коллекция была составлена из 250 образцов.

Анализ главных оксидов и микроэлементов в пробах из двух типов карбонатов выполнен на 40 пробах рентгеноспектральным флуоресцентным методом (РФЛА) с помощью вакуумного рентгенофлуоресцентного спектрометра последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX Advanced производства компании PANalytical (аналитик А. Якушев).

Более подробное изучение минерального состава проводилось на 10 сколах и полированных шлифах под сканирующим электронным микроскопом (SEM) JSM-6480LV (Jeol, Япония) в институте географии РАН, а также производилось в лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (Япоскурт В.О.) на электронном сканирующем микроскопе JSM IT-500 ("Jeol", Japan). Для работы использовались плоскополированные шлифы предварительно покрытые углеродной плёнкой толщиной около 25 нм. Для количественного анализа минеральных соединений применялся энергодисперсионный спектрометр X-MaxN ("Oxford Instruments", GB). Обработка SEM изображений проводилась с помощью программ DigitalMicrograph (Gatan, США) и TIA (FEI, США).

Описание и фотографирование более 50 петрографических шлифов было выполнено с использованием микроскопа Olympus BX53P и стереомикроскопа Olympus SZX16, приобретенных по программе развития МГУ.

Измерения состава стабильных изотопов углерода и кислорода 25 образцов проводились на изотопном масс-спектрометре DeltaV Advantage (Бремен, Германия в лаборатории МГУ. Точность измерений контролировалась по международным стандартам NBS-18 и NBS-19. Изотопные значения указаны в ‰ относительно VPDB.

Исследование 13 флюидных включений (ФВ) в кристаллах кварца из карбонатных пород выполнено в лаборатории геохимии ИГЕМ РАН при помощи измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы «Linkam» (Великобритания), микроскопа Olympus BX51, видеокамеры и управляющего компьютера. Вытравка кристаллов кварца осуществлялась в результате растворения карбонатных пород в HCl.

Пиролитические исследования органического вещества в 30 пробах из отложений баженовской свиты до и после экстракции по методике Rock-Eval (Espitalie, 1993; Behar et al., 2001) проводили на приборе HAWK Wildcat Technologies.

Достоверность полученных результатов определяется широким комплексом проведенных исследований и представительностью лабораторной коллекции.

Личный вклад автора. Автор участвовал в литологическом исследовании керна, отборе образцов, в описании кристаллов кварца с флюидными включениями. Автор самостоятельно проводил описание шлифов, исследование аншлифов и сколов под SEM, осуществлял полное комплексное планирование всех настоящих работ и интерпретацию всех полученных результатов.

Научная новизна. По комплексу литологических и геохимических исследований выделены диагностические критерии верхнеюрских МК георгиевского горизонта ЗСП:

- Повышенное содержание марганца и элементов манганофилов (основной признак), которые содержатся в кристаллических решетках сульфидов и связаны с марганцевой минерализацией;
- Диагенетическая кутногоритовая минерализация, повторяющая первичные строматолитовые текстуры; Последние, однако, не всегда прослеживаются в керне в связи с интенсивными катагенетическими преобразованиями МК;
- Относительно утяжеленный изотопный состав углерода по сравнению с другими карбонатными разностями исследуемого интервала, связанный с активным участием углекислоты в процессе породообразования.

Выявлены особенности обстановок осадконакопления и проведен стадийный анализ исследуемых отложений. Установлен поздне-оксфордский – ранне-волжский возраст верхнеюрских марганцевых МК с территории Красноленинского свода. Выявлено, что распространение МК обусловлено палеорельефом позднеюрского морского дна. Отмечено, что микробиальные постройки существенно отличаются по мощности и типу образований в зависимости от исследуемой территории.

Доказано, что часть МК с территории Красноленинского свода подвержена катагенетическим преобразованиям. Последние являются следствием воздействия флюида при температуре более 260°C на исследуемые отложения баженовского и георгиевского горизонтов.

Теоретическая и практическая значимость Разработка основных диагностических признаков определения верхнеюрских МК ЗСП в керне позволит дополнить не только стратиграфические схемы для различных литофациальных зон ЗСП, но и повысить детальность фациальных моделей нефтегазовых месторождений, в пределах которых могут быть распространены МК. Определение обстановок формирования верхнеюрских МК и их вторичных

преобразований в будущем позволит увеличить точность прогноза распространения потенциальных карбонатных коллекторов в разрезе и по латерали. Выявление катагенетических аномалий, связанных с воздействием глубинных флюидов из доюрского фундамента на осадочный чехол ЗСП, является важным поисковым критерием на УВ в пределах наиболее интенсивно преобразованных участков разреза.

Защищаемые положения:

1. В позднеоксфордское – ранневолжское время на завершающей стадии седиментации отложений георгиевского горизонта в центральной части Западно-Сибирской плиты на отдельных относительно приподнятых территориях Сургутского, Красноленинского, Каймысовского сводов и Малобалыкской мегаседловины накапливались микробиальные образования. Для пород этого типа характерны повышенные содержания Mn и ряда биофильных элементов (Zn, Ni, Cu, V).

2. Марганцевая кутногоритовая минерализация микробиальных карбонатов георгиевского горизонта имеет диагенетическое происхождение. Изотопный состав углерода свидетельствует о биогенном источнике углекислоты, участвовавшей в их формировании, а также схож с изотопным составом углерода в микробиальных карбонатах современных морей и океанов.

3. В некоторых микробиальных карбонатах с территории Ем-Еговской вершины Красноленинского свода обнаружены свидетельства интенсивных катагенетических преобразований, которые также прослеживаются ниже по разрезу в других карбонатных разностях георгиевского горизонта. Эти вторичные процессы вызваны воздействием флюидов при температуре более 260°C, которые прогревали не только карбонатные породы георгиевского горизонта, но и нефтематеринские отложения баженовского горизонта.

Публикации и апробация работы. Основные научные положения и результаты исследований по теме диссертационной работы докладывались на XXVI и XXV научно-практических конференциях "Пути реализации нефтегазового потенциала Западной Сибири», г. Ханы-Мансийск 2021, 2022; Научно-технической конференции «Цифровые технологии в добыче углеводородов: цифровая прозрачность», г. Уфа, 2022; XXVII, XXVIII, XXIX, Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых "Ломоносов", Москва, 2019, 2020, 2021; XI Всероссийском совещании «Актуальные проблемы нефтегазовой геологии», Москва, 2021; IX Саксовских чтениях «Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов», Новосибирск, 2021, XXII «Симпозиуме по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова», Москва, 2019, 2023, на XI Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых "Геология в развивающемся мире", Пермь, 2019, на конференции «Экзолит-2023», Москва, 2023.

По результатам исследований опубликовано 11 работ, в том числе 3 публикации, индексируемые в базах данных Wos, Scopus, RSCI, в изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ, основополагающий вклад в которых принадлежит соискателю.

Благодарности. Автор благодарен своим научным руководителям: кандидату геолого-минералогических наук Павлу Анатольевичу Фокину и кандидату химических наук Антону Георгиевичу Калмыкову за поддержку и содействие в подготовке данной работы.

Успешному выполнению этой работы способствовала плодотворная обстановка на кафедре общей геологии и истории Земли и в лаборатории геохимии горючих ископаемых на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. За ценные рекомендации автор отдельно признателен профессору, доктору геолого-минералогических наук Георгию Александровичу Калмыкову, который на протяжении всего процесса написания работы давал важные замечания и комментарии по поводу фактической части текста работы, а также кандидату геолого-минералогических наук Наталье Сергеевне Балущкиной, которая на заключительном этапе написания работы дала ценные замечания для существенного улучшения итогового варианта текста.

Отдельную благодарность автор выражает своему первому наставнику, профессору, доктору геолого-минералогических наук Копаевич Людмиле Федоровне за ее поддержку на всех этапах подготовки настоящей диссертации. Автор выражает благодарность своим коллегам, аспирантам геологического факультета Валерии Вадимовне Чуркиной, Юлии Александровне Коточковой, кандидату технических наук Алене Дмитриевне Егоровой, кандидату геолого-минералогических наук Олегу Владимировичу Хотылеву без всесторонней поддержки которых, написание данной работы реализовать было бы сложно.

Автор выражает глубокую признательность сотрудникам кафедры региональной геологии и истории Земли за полученные знания и опыт. Отдельную благодарность автор выражает заведующему кафедрой, доктору геолого-минералогических наук Анатолию Михайловичу Никишину за проявленную поддержку. Особая признательность доктору геолого-минералогических наук, профессору Евгению Юрьевичу Барабошкину за его ценные замечания касаясь настоящей работы, высказанные на предзащите кандидатской диссертации, а также доктору геолого-минералогических наук, доценту Руслану Рустемовичу Габдуллину за ценные советы по редакторской части работы. Автор также выражает благодарность доктору геолого-минералогических наук, профессору Александру Сергеевичу Алексееву за проявленный интерес к настоящей работе и за его ценные замечания по тексту диссертации.

Также автор выражает свою глубокую благодарность кандидату геолого-минералогических наук Юрию Артуровичу Гатовскому и доктору геолого-минералогических наук Михаилу Алексеевичу Рогову за предоставленные определения макропалеонтологических

находок в исследуемых разрезах, кандидату геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику кафедры петрологии и вулканологии Василию Олеговичу Япаскурту и всем сотрудникам лаборатории локальных методов исследования вещества МГУ имени М.В. Ломоносова за предоставленную возможность провести исследования на растровом электронном микроскопе и включить полученные результаты исследования в текст настоящей диссертации. Отдельную благодарность автор выражает доктору геолого-минералогических наук, заведующему лаборатории геохимии ИГЕМ РАН Всеволоду Юрьевичу Прокофьеву и всем сотрудникам настоящей лаборатории, которые участвовали в исследовании температуры гомогенизации флюидных включений в кристаллах кварца. Результаты настоящей совместной работы приведены автором в тексте диссертации.

Отдельно автор благодарит членов своей семьи за поддержку на всех этапах подготовки работы.

Глава 1. Очерк геологического строения района исследования¹

1.1. Тектоника

В тектоническом плане Западная Сибирь является эпигерцинской молодой платформой, которая является частью молодой Урало-Сибирской платформы, в строении которой Алтае-Саянская горно-складчатая область представляет собой аналог щита (Конторович, Сурков, 2000). В строении ЗСП выделяется три структурных этажа (Сурков, Жеро, 1981):

1. Складчатый фундамент рифей-палеозойского возраста;
2. Рифтогенный промежуточный этаж, сложенный позднепермскими и раннетриасовыми базальтами и риолитами, которые сменяются вверх по разрезу средне- и позднепермскими терригенными толщами;
3. Плитный чехол, сложенный осадочными толщами мезозойско-кайнозойского возраста.

Нижние два этажа представляют собой доюрский комплекс, или «доюрский фундамент», изучением которого занимались многие исследователи (Шпильман и др., 1999; Елкин и др., 2007 и др.). Однако к настоящему времени единой модели тектонического строения и формирования всего региона не разработано, но приоритетной является версия о гетерогенном строении фундамента (Конторович, Сурков, 2000).

На длительном доюрском этапе развития ЗСП активно проявлены четыре тектономагматических цикла: байкальский (рифей), салаирский (венд-кембрий), каледонский (ордовик-силур), герцинский (девон-пермь). На каждом этапе происходило формирование

¹При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Латыпова М.Р., Хотылев О.В., Балушкина Н.С., Чуркина В.В., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Карпова Е.В., Краснова Е.А., Гусев А.В. Особенности условий формирования абалакской свиты и вогулкинской толщи (J2с – J3km) на территории Краснотенинского свода в Западной Сибири в сборнике Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы науч. онлайн-сессии, 19–22 апреля 2021 г. / Изд-во СО РАН (Новосибирск). 2021 (б). С. 115-119.

Латыпова М.Р., Копяевич Л.Ф. Особенности формирования пород абалакской свиты и ее возрастных аналогов в пределах Краснотенинского свода (Западная Сибирь) // в сборнике Материалы Международного молодежного научного форума «Ломоносов». 2021 (в). https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2021/data/index_2.htm

Латыпова М.Р., Копяевич Л.Ф. Типизация и генетическая характеристика карбонатных пород на границе баженовской и абалакской свит на территории Каменной вершины Краснотенинского свода // в сборнике Материалы Международного молодежного научного форума «Ломоносов». 2019. https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2019/data/index_2.htm

орогенных структур и покровно-складчатых систем, а также их консолидация. Покровно-складчатая система байкалид Енисейского блока расположена на самой восточной части ЗСП. Алтае-Саянский блок, сложенный салаиридами располагается к югу от Енисейского блока. Казахстано-Салымский блок каледонид продолжает покровно-складчатые сооружения каледонид Казахстана и расположен между Уральским (на западе) и Центрально-Западносибирским (на востоке) блоками. На западе ЗСП располагается Уральский блок герцинской складчатости. Центрально-Западносибирский блок позднегерцинского этапа консолидации располагается в центральной части ЗСП (рис. 1).

Отдельного внимания заслуживает рифтовая система переходного комплекса на территории ЗСП, которая начала формироваться на рубеже перми и триаса предположительно в результате рифтогенеза Сибирской платформы (Бочкарев, Брехунцов, 2015; Сурков, Жеро, 1981). Эти рифтовые системы заполнены вулканическими и вулканогенно-осадочными толщами основного состава (Чирков и др., 2016; Шадрина, 2018). В настоящее время рифтовые системы ЗСП рассматриваются, как зоны распространения высокого теплового потока. В пределах этих зон предполагается существование особых, оптимальных условий для интенсивного грабенообразования и подъема на поверхность подкоровых магматических масс (Киссин, 2009). По мнению Ю.Т. Афанасьева эти условия могут быть вызваны унаследованным развитием рифтовых зон по древним тектоническим швам (Афанасьев, 1977).

Нефтегазоносное районирование ЗСП происходит из тектонического районирования доюрского фундамента, связанного с рифтовой системой, а наиболее перспективные площади располагаются в пределах самой рифтовой системы (Гурари и др., 2005). Подобные закономерности объясняются тем, что в зонах повышенной трещиноватости могут осуществляться миграции глубинных термических флюидов, в результате чего образуются зоны катагенетических аномалий в осадочном чехле (Курчиков, 1981; 1992; Предтеченская, Фомичев, 2006). В результате прогрева осадочного чехла увеличивается катагенетическая преобразованность ОВ, что в теории увеличивает его нефтегенерационный потенциал (Емаков, Скоробогатов, 1988; Абля, 2003). В целом, уже доказано влияние разрывных нарушений на температурный режим и катагенетические преобразования осадочного чехла ЗСП. Рифтовая система ЗСП представляет собой зоны наиболее масштабных разрывных нарушений, а большая часть катагенетических аномалий в осадочном чехле связана именно с зонами надрифтовых желобов (Предтеченская, Фомичев, 2011). Поэтому, тектоническое строение ЗСП имеет непосредственное отношение к нефтегазоносности осадочного чехла, а изучение структур доюрского фундамента необходимо учитывать при прогнозе нефте- и газонакопления в осадочном отложениях.

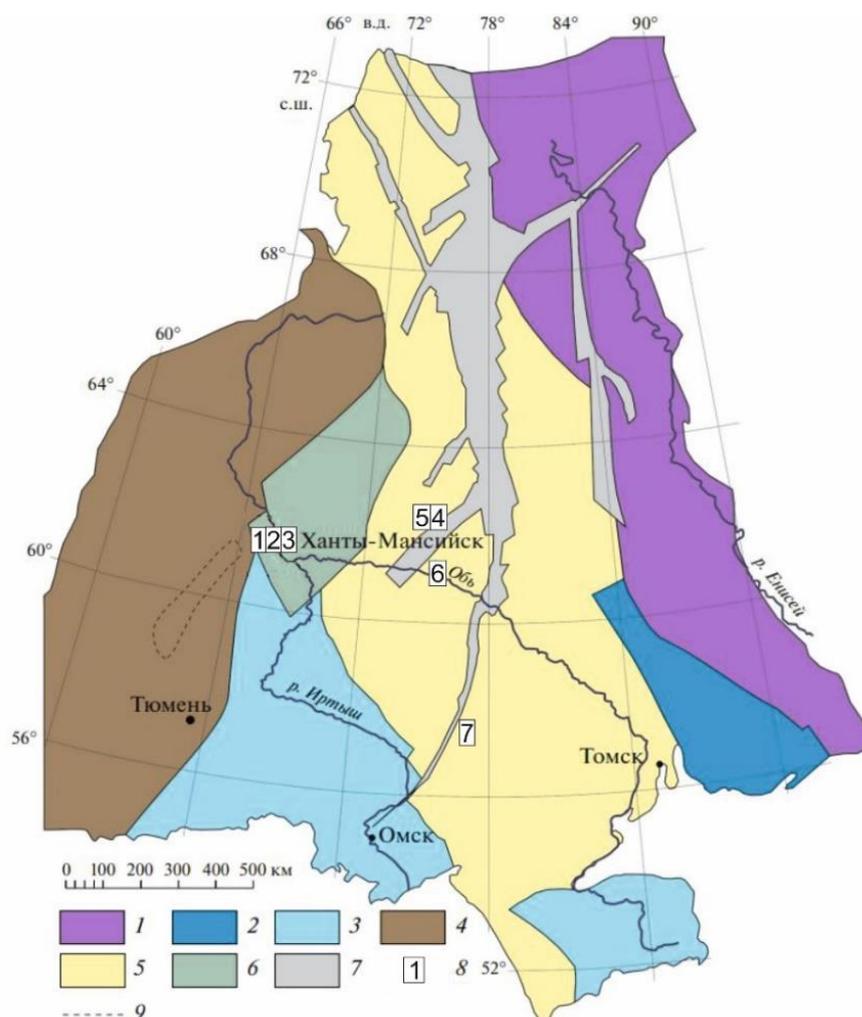


Рисунок 1. Схема тектонического районирования фундамента Западно-Сибирской плиты (по данным (Сурков, Жеро, 1981; Сурков, Смирнов, 2008), с изменениями и дополнениями). Показан (квадрат) регион исследования. 1–5 – блоки: 1 – Енисейский (байкалиды), 2 – Алтае-Саянский (салаириды), 3 – Казахстано-Салымский (каледониды), 4 – Уральский (герциниды), 5 – Центрально-Западносибирский (герциниды); 6 – Уват-Хантыманский древний массив; 7 – рифтогенные структуры поздней перми – раннего траса; 8 – исследуемые территории: Ем-Еговская (1), Каменная (2) вершины, Талинская терраса (3), Дружное (4), Южно-Ягунское (5), Малобалыкское (6), Лонтыньяхское (7) поднятия, 9 – контур (Шаимо-Кузнецовского антиглинория) (Хотылев и др., 2021)

В связи с различными взглядами на тектоническое районирование фундамента ЗСП и отсутствием единых устоявшихся названий и границ структур в составе фундамента, традиционно принято использовать термины структур чехла – свод, поднятие, прогиб, склон и т.д. С точки зрения тектонического районирования доюрского комплекса, принято выделять более крупные положительные структуры – сводовые поднятия и впадины, в пределах которых выделяют структуры меньшего порядка – выступы (вершины, поднятия), прогибы, валы, седловины (Геология...2004; Шпильман и др., 1999). Исследуемые территории находятся в

пределах трех крупных положительных структур первого порядка: Красноленинского, Сургутского и Каймысовского сводов (рис. 2).

В пределах Красноленинского свода исследуемые территории включали Ем-Еговскую, Каменную вершины и Талинскую террасу (рис. 3, А). В пределах Сургутского свода выделяются Дружное и Южно-Ягунское поднятия, расположенные на востоке Когалымской вершины (рис. 3, Б). К югу от Сургутского свода располагается Малобалыкская седловина, в пределах которой выделяется Малобалыкское поднятие (рис. 3, В). Юго-Западнее располагается Каймысовский свод, в пределах которого выделяется Лонтыняхское поднятие (рис. 3, Г).

По последним данным выявлено, что вдоль восточной окраины Красноленинского свода располагается субмеридиональный пояс гранит-гранодиоритовых массивов (Каменный, Северо-Каменный, Пальяновский, Водороздельный и менее крупные массивы) пермского возраста (Хотылев и др., 2021). В связи с их близким петро-геохимическим составом, эти массивы в настоящее время рассматриваются как единый плутонический комплекс, который формировался на посторогенном этапе развития региона в результате плавления коры ниже- и среднеюрского возраста.

В состав Каменного массива входят несколько фаз, которые различаются щелочностью и содержанием редкоземельных элементов (граносиениты, граниты и гранодиориты). Ем-Еговские гранитоидные массивы имеют позднедевонский возраст и значительно отличаются по составу и геохимическим особенностям от остальных массивов Красноленинского свода (Хотылев и др., 2021).

По своему составу фундамент Красноленинского свода гетерогенен. В центральной части наибольшее распространение занимает поле позднедокембрийских и раннепалеозойских кварцитов, мусковит-серицит-кварцевых сланцев и, реже, гнейсов (Шадрина, 2018; Шадрина, Кондаков, 2014) (рис. 5). К западу от Красноленинского свода располагается поле слабометаморфизованных метатерригенных толщ палеозоя (Бочкарев, Брехунцов, 2015), которые представлены в основном метапесчаниками и метаалевролитами. В поле этих преимущественно метатерригенных толщ на западной и центральной частях Ем-Еговской вершины распространены базальты, риолиты и туфы девонско-каменноугольного возраста. На северо-востоке от Красноленинского свода расположен вулканогенный комплекс кислого состава позднепермского, раннетриасового возраста предположительно окраинно-континентального генезиса (Чирков и др., 2016; 2011).

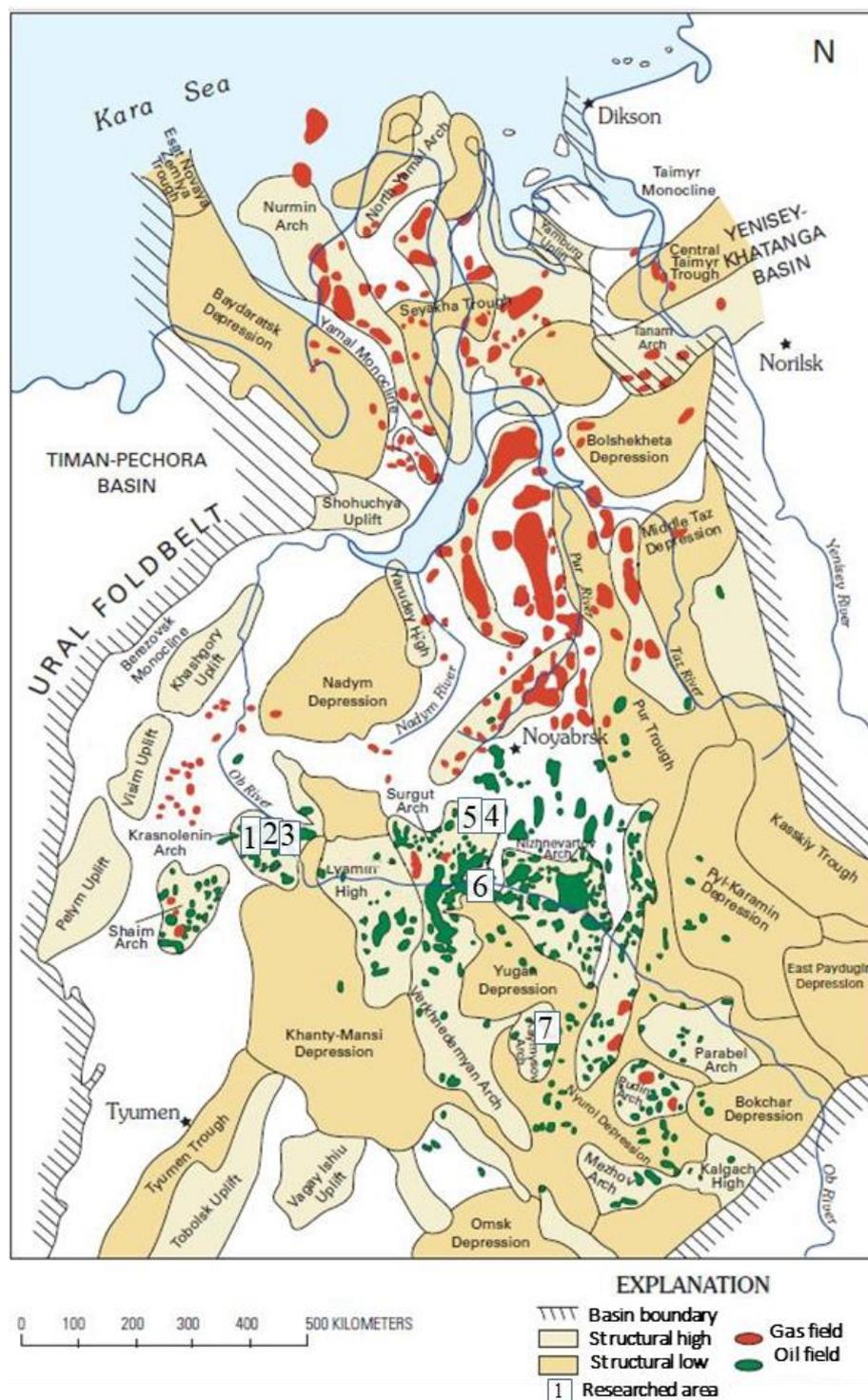


Рисунок 2. Тектоническая схема Западно-Сибирской плиты (Rovenskaya, Nemchenko, 1992; Ulmishek, 2003); исследуемые территории: Ем-Еговская (1), Каменная (2) вершины, Талинская терраса (3), Дружное (4), Южно-Ягунское (5), Малобалыкское (6), Лонтыньяхское (7) поднятия

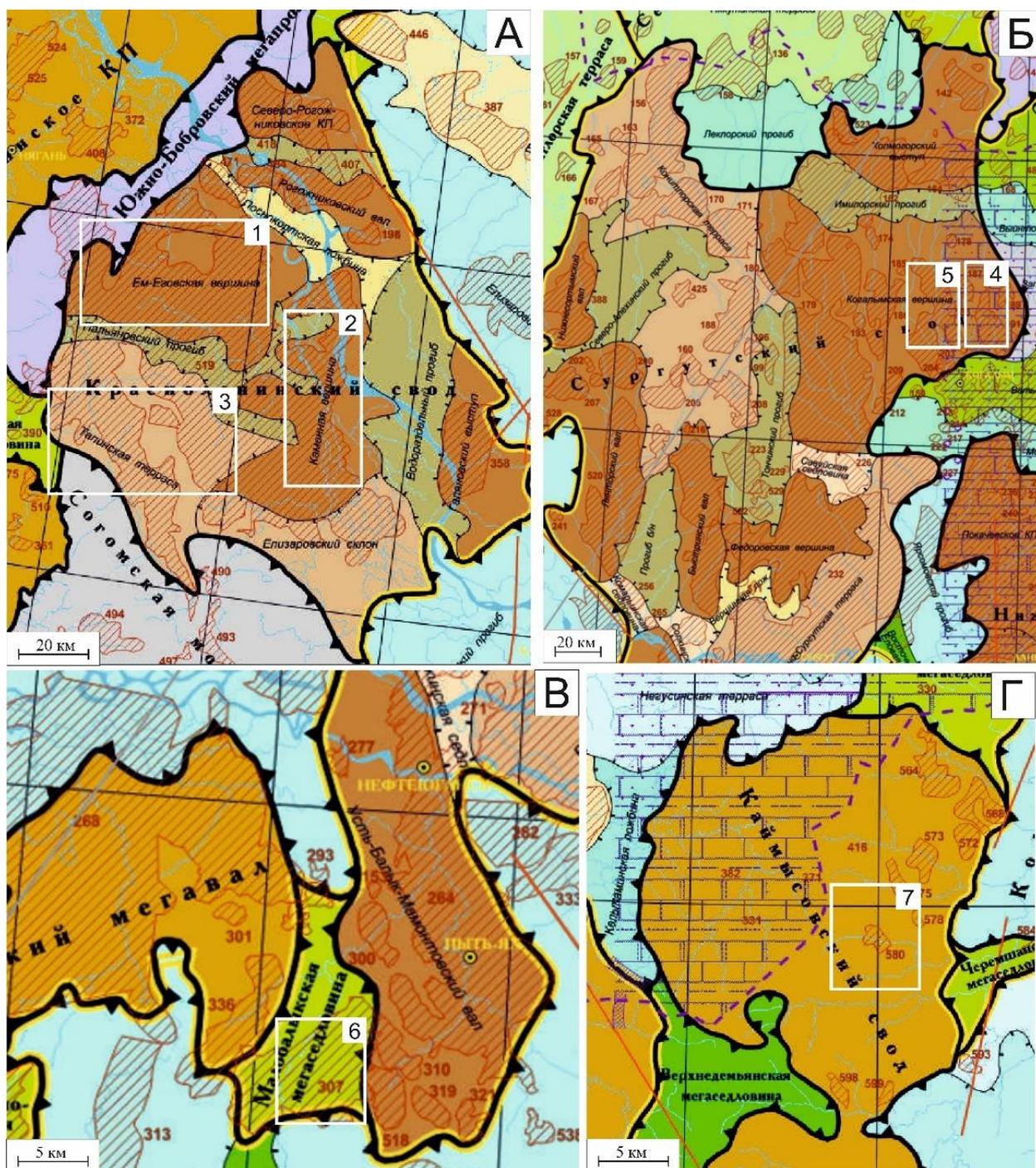


Рисунок 3. Фрагменты тектонической схемы Геология...2004 для Красноленинского свода (А) с выделенными Ем-Еговской (1), Каменной (2) вершинами и Талинской террасой (3), Сургутского свода (Б) с Дружным (4) и Южно-Ягунским (5) поднятиями, Малобалыкской мегаседловины (В) с Малобалыкским (6) поднятием и Каймысовского свода (Г) с выделенным Лонтыньяхским поднятием (7)

В настоящей работе наиболее детально рассмотрены отложения с территории Красноленинского свода, поэтому состав доюрского комплекса этой структуры будут рассмотрены отдельно и более подробно. Известно, что в доюрском фундаменте на территории

Каменной и Ем-Еговской вершин расположены два основных крупных гранитных массива (Шпильман и др., 1999) (рис. 4).

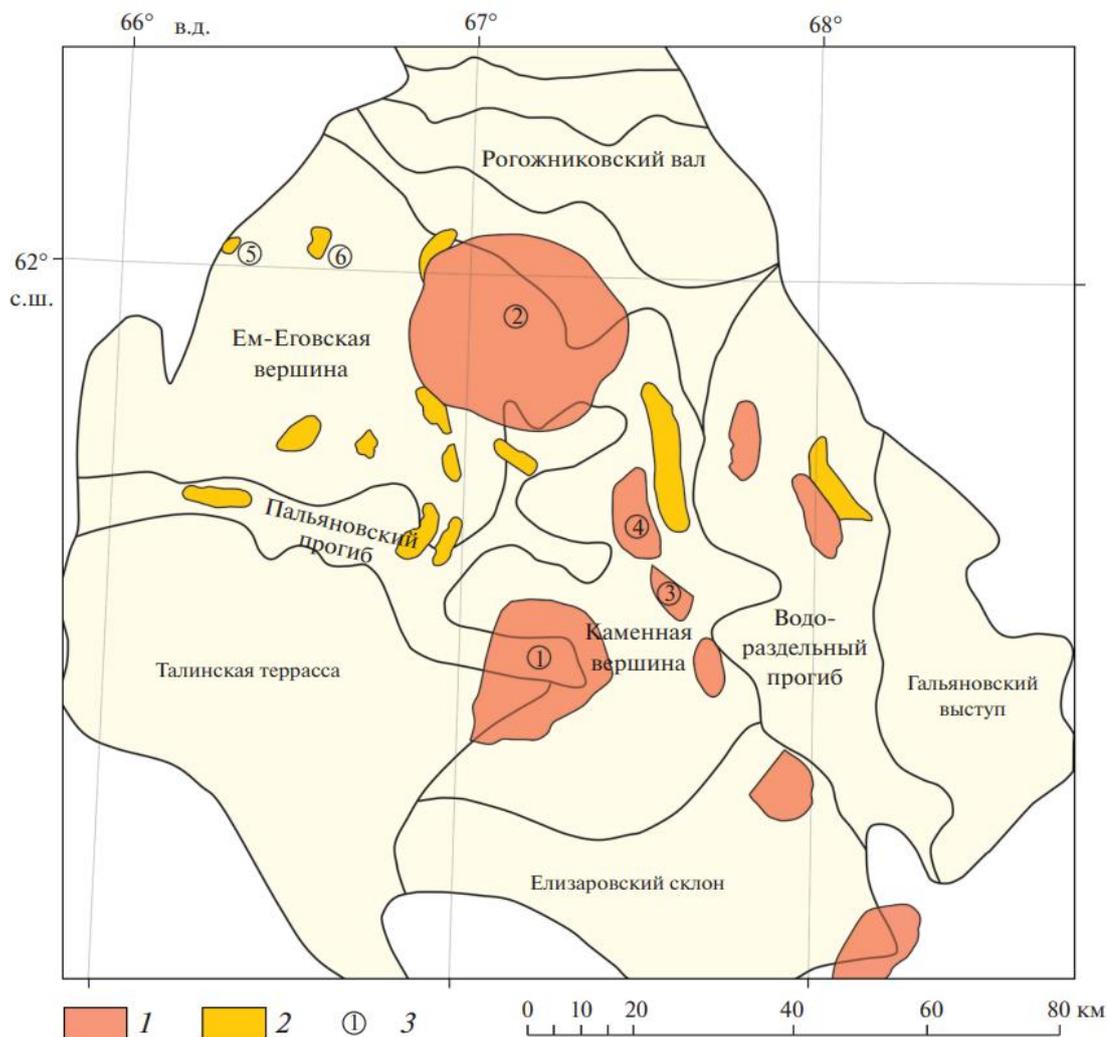


Рисунок 4. Схема тектонического районирования осадочного чехла Красноленинского свода и его обрамления (по данным Шпильман и др., 1999), с изменениями и дополнениями (Хотылев и др., 2021); 1 – массивы гранитов и гранодиоритов раннепермского комплекса; 2 – тела диоритов позднедевонского возраста; 3 – гранитоидные массивы (цифры в кружках): 1 – Каменный; 2 – Пальяновский; 3 – Водораздельный; 4 – Северо-Каменный; 5, 6 – Ем-Еговские массивы

По многим разрывным нарушениям в доюрском фундаменте Красноленинского свода происходили сдвиги (Шадрина, 2018). Доказано, что в сети раннетриасовых вулканитов иногда присутствуют верхнеюрские песчаники, а также зеркала скольжения с вертикальной плоскостью. Чаще всего формирование этих разломов связывают с позднеюрской тектоногидротермальной активизацией (Бочкарев и др., 2010), а возраст сдвигов предполагают триас-юрским, хотя несомненно присутствуют и более поздние меловые активизации.

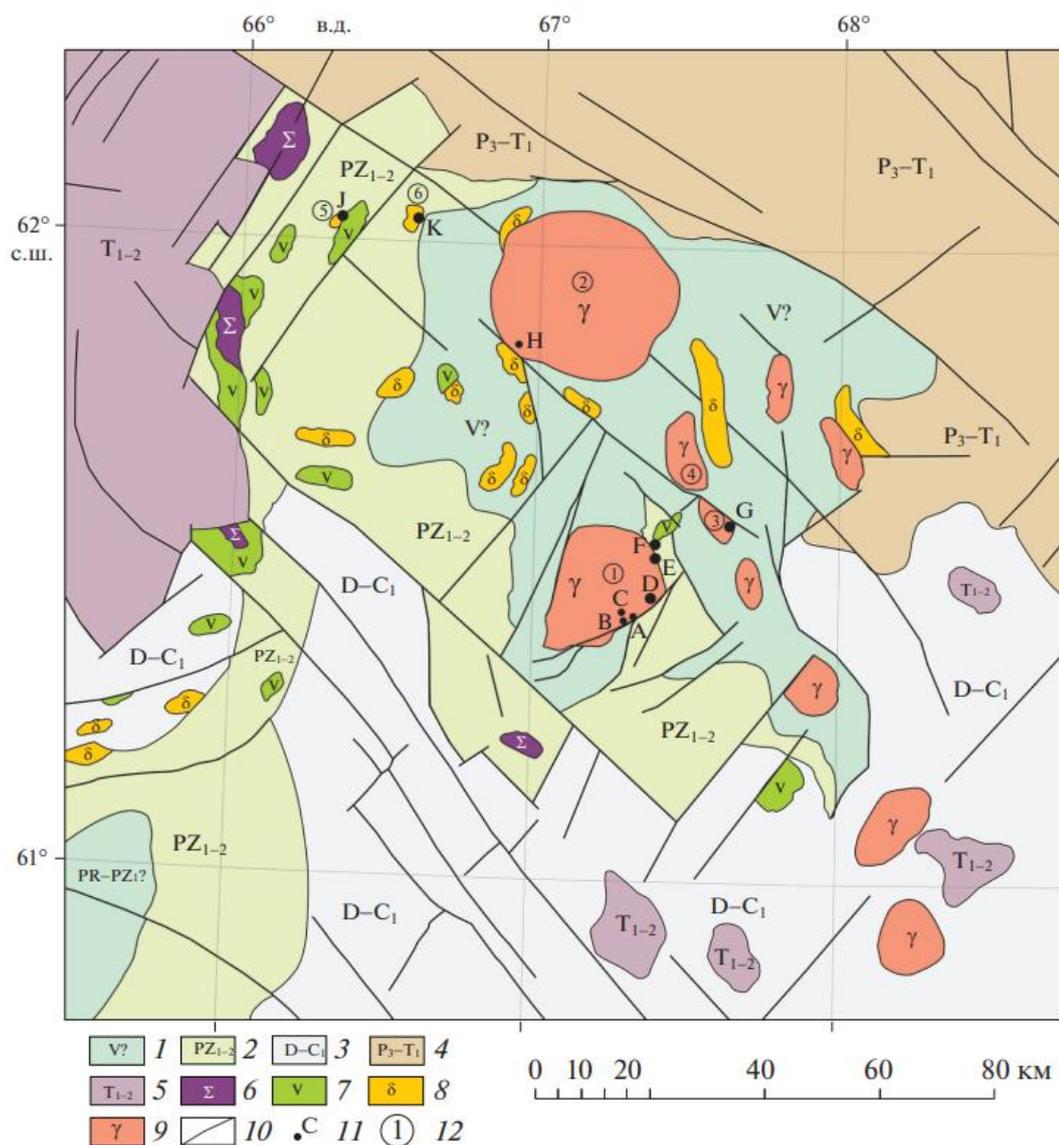


Рисунок 5. Геологическая карта-схема строения фундамента Красноленинского свода (по данным (Иванов и др., 2016; Шадрина, 2018), с дополнениями и изменениями (Хотылев и др., 2021); 1 – вендские (?)–раннепалеозойские кварциты и слюдяные сланцы; 2 – ранне-среднепалеозойские метатерригенные толщи; 3 – девон–каменноугольные терригенные, карбонатные и вулканогенные комплексы; 4 – позднепермско–раннетриасовая вулканогенная рогожниковская толща; 5 – ранне-среднетриасовые вулканиты туринской серии; 6 – тела палеозойских ультрабазитов; 7 – тела палеозойских габбро и долеритов; 8 – тела позднедевонских (?) диоритов; 9 – массивы гранитов и гранодиоритов раннепермского комплекса; 10 – разрывные нарушения; 11 – скважины (латинские буквы); 12 – гранитоидные массивы (цифры в кружках): 1 – Каменный; 2 – Пальяновский; 3 – Водораздельный; 4 – Северо-Каменный; 5, 6 – Ем-Еговские массивы: 5 – вскрытый скв. “J”, 6 – вскрытый скв. “K”

1.2. Стратиграфия средне-верхнеюрских отложений

Традиционно стратиграфическое разделение на территории ЗСП применяется к породам осадочного комплекса, которые залегают выше отложений метаморфизованного доюрского фундамента.

Стратиграфическое разделение мезозойских отложений производят на основании решения 6-го стратиграфического совещания (2004). Для исследуемых средне-верхнеюрских отложений существует общепринятая схема структурно-фациального районирования для келловей-верхнеюрской толщи (рис. 6), сложенной отложениями преимущественно морского генезиса переходного (полуморского и полуконтинентального) типа, которые формировались в Западно-Сибирском бассейне (ЗСБ) (окраине Бореального бассейна). Эти отложения формировались под влиянием позднеюрской трансгрессии (рис. 7а), которая фиксируется не только для ЗСБ, но и для всего Бореального бассейна, и захватывает почти 1,5 млн км² от территории ЗСП. Начало трансгрессии раньше связывали с раннекелловейским временем, однако новые данные, основанные на сопоставлении аммонитовых комплексов ЗСБ, привели к передатировке нижней границы слоев, фиксирующих начало общебореальной трансгрессии, на позднебатское время (Решение..., 2004; Шурыгин и др., 2000). Верхняя граница слоев, отвечающих заключительному этапу позднеюрской трансгрессии, не совпадает с границей юрской и меловой систем и относится скорее к берриасскому времени (рис. 7б). Согласно (Постановление..., 1997), граница юрской и меловой систем соответствует границе среднего и верхнего подъярусов волжского яруса России, а нижний и средний подъярусы волжского яруса отвечают титонскому ярусу, однако дискуссия по поводу этого решения в настоящий момент продолжается (Шурыгин, Дзюба, 2015).

Литологический состав и мощности пачек, накапливавшихся в средне-позднеюрское время очень изменчивы как по вертикали в разрезах, так и по латерали. Наиболее монотонные глинистые толщи небольшой мощности накапливались в западных и северо-западных частях ЗСБ. Обратная картина наблюдается для одновозрастных отложений в восточной части ЗСБ, которые отличаются крайне большими мощностями до 600 м и преимущественно песчаным литологическим составом (Решение..., 2004). Также отдельно стоит отметить, что объекты настоящих исследований отличаются существенно по обстановкам осадконакопления. Формирование отложений в районе Краснотенинского свода (Каменная, Ем-Еговская вершины и Талинская терраса) происходило в преимущественно более мелководных обстановках на большей возвышенности, тогда как осадконакопление в пределах центральной части ЗСБ (Дружное, Южно-Ягунское, Малобалыкское, Лонтыньяхское поднятия) происходило в существенно более глубоководных обстановках.

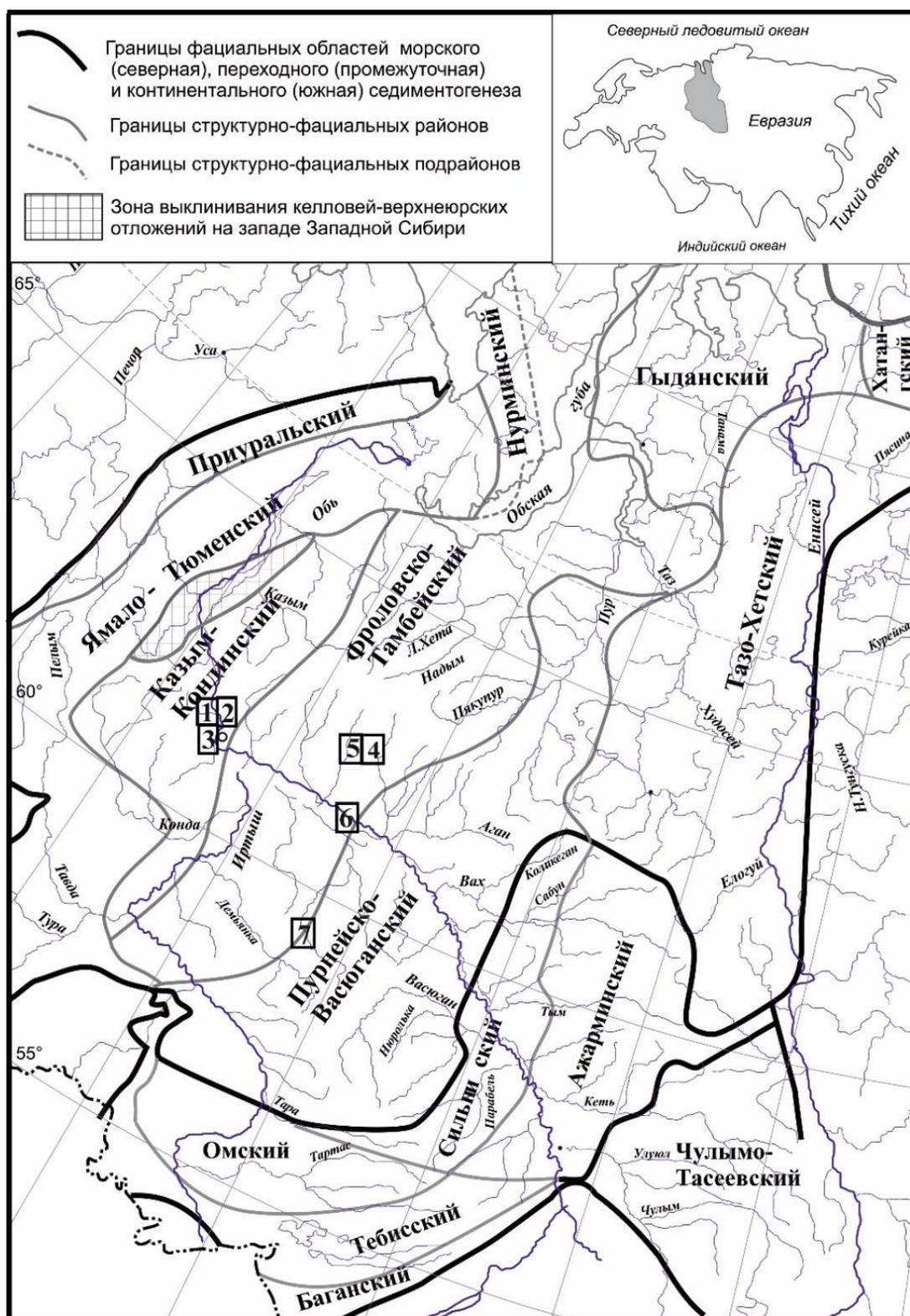


Рисунок 6. Схема структурно-фациального районирования келловоя и верхней юры ЗСНГ (Решение..., 2004); исследуемые территории: Ем-Еговская (1), Каменная (2) вершины, Талинская терраса (3), Дружное (4), Южно-Ягунское (5), Малобалькское (6), Лонтыньяхское (7) поднятия

Васюганский горизонт ($J_2b - J_{3ox2}$) на территории Казым-Кондинского СРФ состоит из глинистых частично пиритизированных отложений нижней подсветы абалакской свиты (рис. 8).

Возрастной аналог этих отложений – это песчаные породы вогулкинской толщи, состоящие из двух пачек и накапливавшиеся в более гидродинамически активных обстановках, связанных с разрушением палеовозвышенностей доюрского фундамента (Латыпова и др., 2021, б, в). Еще одним возрастным аналогом первой пачки вогулкинской толщи является более мелководная пахомовская пачка, сложенная песчаниками буроватыми, глауконитовыми с оолитами. Эти отложения накапливались в крайне мелководных обстановках со спокойной гидродинамикой. Отложения васюганского горизонта на территории Фроловско-Тамбейского СФР также сложены либо нижней подсвитой абалакской свиты, аналогичными тем, что выделяются в пределах Казым-Кондинского СФР, либо алевро-глинистыми породами с сидеритовыми конкрециями нурминской свиты. Эти отложения выделяются в пределах Нурминского подрайона на севере Фроловско-Тамбейского СФР (рис. 6). На территории Пурпейско-Васюганского СФР отложения васюганского горизонта представлены одноименной свитой, которая разделяется на нижнюю глинистую и верхнюю песчанистую подсвиты. В пределах первой также выделяется возрастной аналог, не имеющий конкретной возрастной привязки – пахомовская пачка, аналогичная той, что выделяется в пределах Казым-Кондинского СФР.

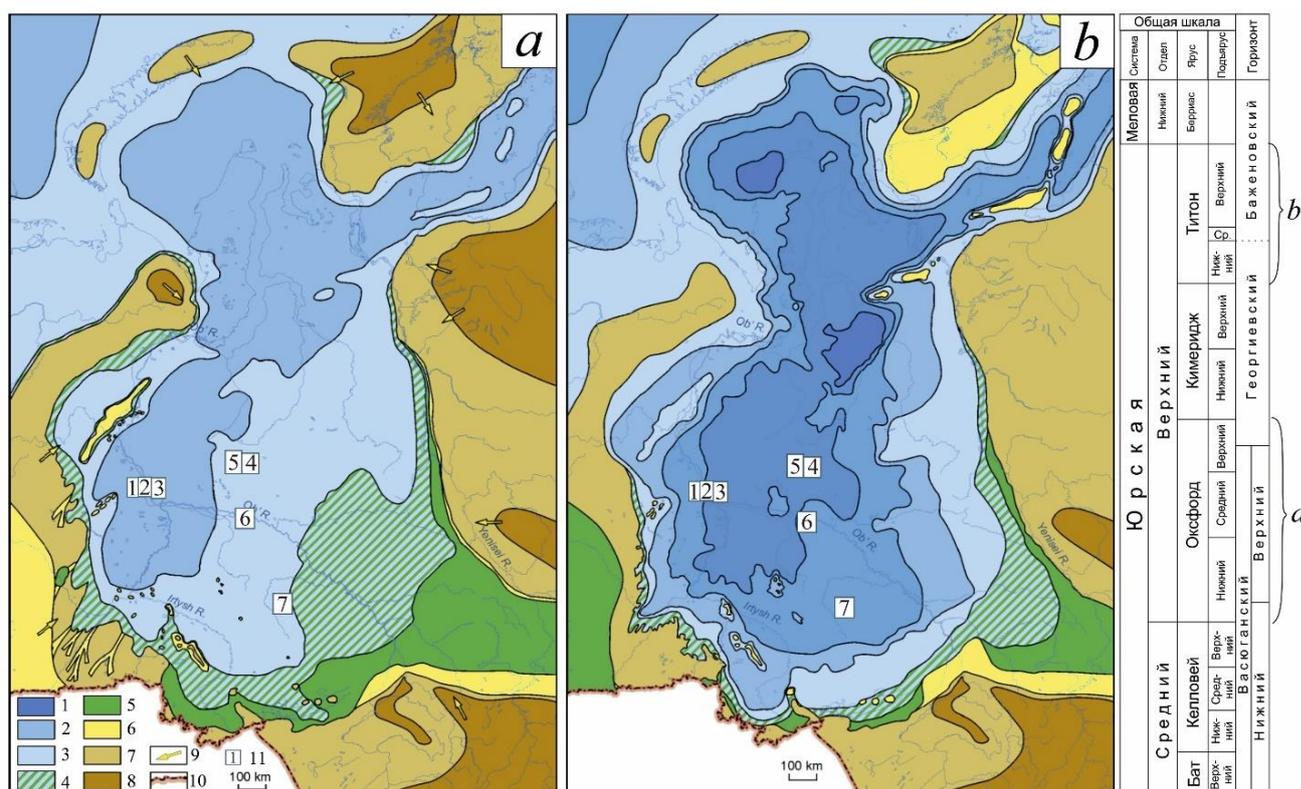


Рисунок 7. Палеогеографическая схема ЗС в оксфордское (а) и волжское (б) время (Конторович и др., 2013); Палеогеографический районы: области морского осадконакопления: 1 – глубоководное море с глубиной более 400 м, 2 – мелководное море с глубиной 25 – 100м, 3 – крайнее морское мелководье с глубиной до 25 м; переходные зоны: 4 – прибрежная зона, периодически осушаемая и затопляемая, (осадки пойменные, озерно-болотные, русловые,

дельтовые, береговых баров, пляжевые); области континентального осадконакопления: 5 — равнина низменная, аккумулятивная (осадки русел, пойм, озер и др.); 6 — равнина денудационно-аккумулятивная; области размыва: 7 — равнина возвышенная (денудационная суша), 8 — горы низкие; 9 — главные направления сноса обломочного материала, 10 — государственная граница; 11 - исследуемые территории: Ем-Еговская (1), Каменная (2) вершины, Талинская терраса (3), Дружное (4), Южно-Ягунское (5), Малобалыкское (6), Лонтыньяхское (7) поднятия

Исследуемые площади находятся на территории трех структурно-фациальных районов (СФР): Казым-Кондинского, Фроловско-Тамбейского и Пурпейско-Васюганского (рис. 6). В каждом из этих районов принято выделять отдельные свиты, сложенные различными фациальными разностями (рис. 8). Все эти свиты объединяются в горизонты, распространяющиеся на всю территорию ЗСБ. Мощности свит и их более подробный литологический состав представлены на рисунке 8.

Георгиевский горизонт ($J_{30x3} - J_{3tt1}$) на территории Казым-Кондинского СФР сложен глауконитово-глинистыми породами верхней подсвиты абалакской свиты, в кровле которой присутствуют карбонатные конкреции. Возрастным аналогом этих отложений в пределах того же района являются песчаники органогенно-обломочные и известняки третьей пачки вогулкинской толщи (Латыпова и др., 2019, 2021, б). В пределах Фроловско-Тамбейского СФР отложения георгиевского горизонта также состоят из глауконитовых глин верхней подсвиты абалакской свиты с карбонатными конкрециями в кровле, возрастной аналог – нурминская свита, в верхней части сложенная тонкоотмученными темно-серыми глинистыми породами. В пределах Пурпейско-Васюганского СФР отложения георгиевского горизонта представлены одноименной свитой, сложенной аргиллитоподобными глинами с неравномерным распределением глауконита, в верхах битуминозными. В кровле также присутствует горизонт конкреций. На участках ряда сводов эта свита выпадает из разреза. Возрастным аналогом георгиевской свиты в пределах этого СФР является барабинская пачка, сложенная глауконитовыми песчаниками. Стоит отметить, что основной объект исследований – микробиальные карбонаты в кровле георгиевского горизонта – никак не описаны в материалах стратиграфического совещания (Решение..., 2004). Вероятно, исследуемые микробиальные отложения входят в описанный горизонт карбонатных конкреций.

Баженовский горизонт ($J_{3tt1} - K_{1b1}$) на территории Казым-Кондинского СФР сложен кремнево-глинистыми темно-серыми и коричневатыми отложениями тутлеймской свиты. На территории Фроловско-Тамбейского и Пурпейско-Васюганского СФР баженовский горизонт представлен отложениями одноименной свиты, сложенной листоватыми кремнево-глинистыми местами битуминозными породами с темно-коричневым оттенком. Традиционно отложения баженовского горизонта разделяются на пачки (Панченко и др., 2016), однако это разделение

только отчасти подкреплено биостратиграфическими определениями (Вишневская, 2013), и выполняется на основании комплекса литологических признаков. Также в зависимости от СФР и выделенной свиты, некоторые пачки могут отсутствовать вовсе. Хотя это разделение скорее литофациальное, чем стратиграфическое, в различных литературных источниках оно используется весьма широко (Белкин, 1985; Коровина, 2001; Немова, 2016; Панченко, 2015). Для литофациального разделения отложений более северных областей ЗСБ система пачек не совсем подходит в виду повышенной глинистости разрезов.

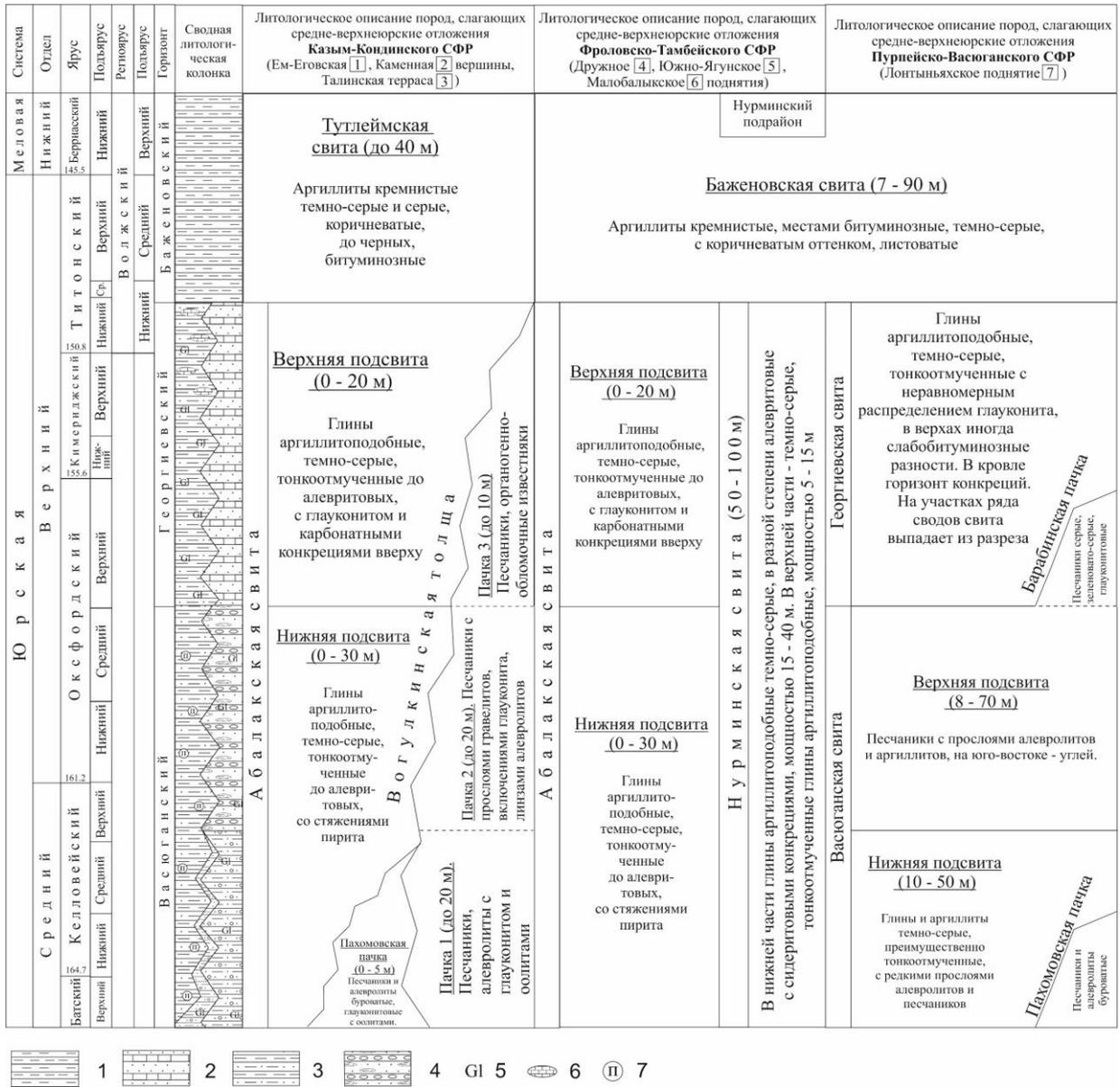


Рисунок 8. Упрощенная стратиграфическая схема средне-верхнеюрских отложений исследуемых СФР по: (Решение..., 2004); Породы: 1 – глинисто-кремнистые породы туглейской свиты, 2 – песчаники и органогенно-обломочные известняки, 3 – аргиллиты и алевро-глинистые породы, 4 – песчаники с прослоями гравелитов и линзами алевролитов; включения: 5 – глауконит, 6 – карбонатные конкреции, 7 – пиритовые стяжения.

Глава 2. Состояние изученности исследуемых отложений²

Верхнеюрские МК ЗСП крайне скудно освещены в литературных источниках. Однако существуют немногочисленные статьи, в которых описывается наличие подобных пород, преимущественно в кровле георгиевской и абалакской свит. Впервые эти породы отмечены в верхнеюрских отложениях в центральной части ЗСП (Yasovich, 1971). В работе Ю.Н. Занина с соавторами впервые отмечается наличие строматолитов и онколитов в отложениях мезозоя Западно-Сибирской плиты на территориях Тальниковского и Даниловского, Андреевского месторождений (Занин и др., 2021). Мощность МК в отложениях верхней части георгиевской свиты на территории этих месторождений варьирует от 0,4 до 5 м, также в этих отложениях отмечается повышенное содержание MnO – 24,8% (Занин и др., 2008; 2001). В отложениях даниловской свиты (возрастного аналога абалакской и георгиевской свит) Шаимского структурно-фациального района ЗСП также ранее отмечались строматолитовые постройки (Исаев и др., 2008).

Позднее на территории некоторых нефтегазовых месторождений также описаны верхнеюрские марганцевые карбонаты микробиального генезиса (Zanin et al., 2003). Отдельного внимания заслуживает работа В.Г. Эдер (с соавторами) в которой приводится детальное описание структурно-текстурных морфологических признаков МК из кровли георгиевского горизонта ЗСБ (Eder et al., 2018). В этой работе микробиальные марганцевистые карбонаты отмечены в керне 16 скважин (рис. 9), пробуренных практически на территории всего ЗСБ за исключением наиболее северных его частей, а повышенное содержание MnO в МК связывается с интенсивным химическим выветриванием основных пород, обнаженных на Урале, к востоку от ЗСБ. Таким образом ранее В.Г. Эдер было доказано, что МК имеют широкое площадное распространение, однако также существует довольно много скважин, в керне которых эта марганцевистая разновидность карбонатных пород полностью отсутствует.

²При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Латыпова М.Р., Чуркина В.В., Калмыков А.Г., Конаевич Л.Ф. Обстановки формирования бактериально-водорослевых построек абалакской свиты (Западная Сибирь) // в сборнике Материалы Международного молодежного научного форума «Ломоносов». 2022 (6). https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2022/data/index_2.htm

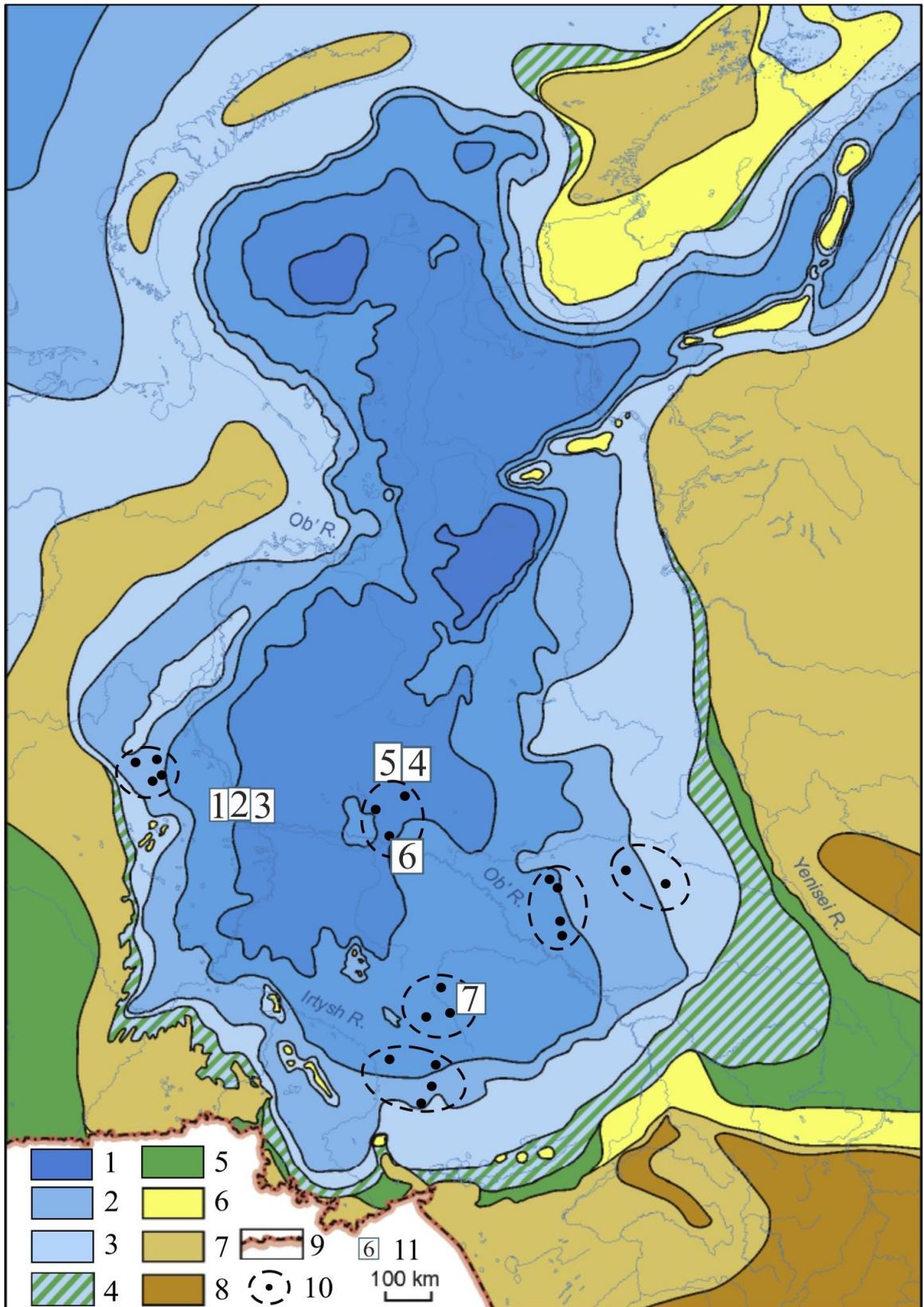


Рисунок 9. Палеогеографическая схема для титонского времени по: (Kontorovich et al., 2013) с отмеченными скважинами, керновый материал из которых содержит МК (Eder et al., 2018); Палеогеографический районы: области морского осадконакопления: 1 – глубоководное море с глубиной более 400 м, 2 – мелководное море с глубиной 25 – 100м, 3 – крайнее морское мелководье с глубиной до 25 м; переходные зоны: 4 – прибрежная зона, периодически осушаемая

и затопляемая, (осадки пойменные, озерно-болотные, русловые, дельтовые, береговых баров, пляжевые); области континентального осадконакопления: 5 — равнина низменная, аккумулятивная (осадки русел, пойм, озер и др.); 6 — равнина денудационно-аккумулятивная; области размыва: 7 — равнина возвышенная (денудационная суша), 8 — горы низкие; 9 — государственная граница; 10 — скважины и области с керновым материалом, в котором были описаны МК (Eder et al., 2018); 11 — исследуемые в настоящей работе территории: Ем-Еговская (1), Каменная (2) вершины, Талинская терраса (3), Дружное (4), Южно-Ягунское (5), Малобалыкское (6), Лонтыньяхское (7) поднятия

В целом, верхнеюрские МК ЗСБ интересны с точки зрения изучения обстановок их накопления. Во всех немногочисленных статьях, посвященных данной тематике, отмечается, что для благоприятного роста популяции цианобактериальных сообществ, с которыми связывается образование строматолитов, требуются специфические условия, такие как теплый аридный климат, мелководная прибрежная часть бассейна, ограниченный водообмен (Заварзин, 1984; Крылов, Орлеанский, 1986; Riding, 1997).

Основной научной проблемой, связанной с этими позднеюрскими микробиалитами ЗСП, является практически полное отсутствие каких-либо данных о возрасте исследуемых отложений. В большинстве случаев возраст определялся по положению в разрезе бактериально-водорослевых построек, что не совсем корректно. На основании решения стратиграфического совещания принято, что отложения верхней части абалакской, георгиевской свит и их аналогов накапливались приблизительно с оксфордского до позднеитонского времени (Решение..., 2004). Однако, в результатах решения стратиграфического совещания по данному региону отсутствуют исследуемые МК в сводных разрезах для СФР. В исследуемом интервале отмечается лишь горизонт карбонатных конкреций в кровле георгиевского горизонта, хотя исследуемые МК очевидно отличаются по обстановкам формирования от других карбонатных разностей этого интервала разреза. Таким образом, если речь идет о важном седиментологическом маркере, для которого характерны уникальные обстановки осадконакопления по сравнению с выше- и нижезалегающими отложениями, необходимо детально датировать его возраст, чтобы в будущем уточнять ряд палеогеографических реконструкций, построенных для позднеюрского времени. Например, на палеогеографических схемах Западно-Сибирского осадочного бассейна (Конторович и др., 2013), многие территории, на которых пробурены скважины с керновым материалом, содержащим в себе позднеюрские марганцевые микробиалиты, относятся к глубоководным зонам осадконакопления в позднеюрское время, хотя сами строматолиты растут преимущественно в мелководных обстановках (Riding, 2011). Не было также опубликовано практически никаких данных о детальном геохимическом и минералогическом составе

микробильно-водорослевых построек ЗСП, на основании которых можно было бы сделать основательные выводы об обстановках их формирования, ведь микробильные сообщества растут не только на мелководье. Мелководную природу микробилитов нужно обязательно доказывать. Существует немногочисленная литература, посвященной верхнеюрским «сиповым» карбонатам Западной Сибири, которые также сформировались в процессе микробной деятельности, но в совершенно других, более глубоководных обстановках (Юрченко, 2016; Юрченко и др., 2015). Формирование этого «сипового» типа МК происходит в результате анаэробного окисления метана микробильными сообществами, которые тяготеют к зонам разгрузки гидротермальных флюидов на дне бассейна осадконакопления (Юдович, Кетрис, 2011; Peckmann, Thiel, 2004; Campbell et al., 2002). Газ, который разгружается на дне бассейна окисляется хемотрофными микроорганизмами (Archaea), с образованием бикарбонат-иона, обогащенного легким изотопом углерода (Юрченко, 2016). Именно он и откладывается в известняках. Этот процесс (анаэробное окисление метана) описан в многочисленных литературных источниках (Mazzini F., et.al., 2004; Hinrichs, Voetius, 2002; Reitner J. et.al., 2005).

В зависимости от режима разгрузки газов изотопный состав углерода в метан-производных карбонатах варьируется в широких пределах (Peckmann et.al., 2004) и сопровождается бактериальной сульфат-редукцией, которая происходит в результате восстановления сульфатов до сероводорода сульфатредуцирующими бактериями. Этот сероводород, обогащенный легким изотопом серы, связывается с железом и образует аутигенный пирит (Machel et.al., 1995). Такие «сиповые» карбонаты хоть и образовались в результате микробной деятельности, однако не содержат в себе много марганца и могут формироваться в глубоководных обстановках, поэтому не являются непосредственными индикаторами мелководья. Для таких карбонатов, образующихся в местах подводной разгрузки и окисления метана характерны аномально легкие соотношения стабильных изотопов углерода (Hartway, Degens, 1969; Леин, Черткова, 1989).

До конца достоверно не известно, что за процесс привел к формированию верхнеюрских марганцевых МК. В то же время процессы бактериальной марганцевой минерализации хорошо описаны в англоязычной литературе. Существует множество литературных источников, в которых описаны марганцевые карбонатные месторождения в Китае, Венгрии, Мексике, Польше и др. (Fan et al., 1996; Polgari et al., 2000; Okita, Shanks, 1988). При формировании таких месторождений микробная активность играет важную роль в диагенетических процессах, в результате которых происходит кристаллизация марганецсодержащих карбонатов (Okita et al., 1988; Hein, Koski, 1987). Еще одним важным геохимическим индикатором мелководных марганцевых МК является их относительно утяжеленный изотопный состав углерода по сравнению с другими карбонатными разностями георгиевского горизонта (Polgari et al., 2012).

Последние исследования в области нефтегазовой геологии показывают, что в частных случаях верхнеюрские МК ЗСП могут являться продуктивными коллекторами нефти. Например, выявлено, что МК на территории Ем-Еговской вершины (Красноленинский свод, ЗСП) являются одним из основных отдающих углеводороды интервалов (Бумагина и др., 2019). Повышенные коллекторские свойства МК на этой же территории объясняются образованием кавернозности в результате субаэральной экспозиции исследуемых пород (Потапова и др., 2018). Одним из обоснований данного предположения, является наличие ризоидов (следов корней), которые обнаружены в шлифах из бактериально-водорослевых построек. В связи с этим предположением остается неясно, почему во многих других МК в скважинах из других частях ЗСБ, описанных в работе Eder et al., 2018, не было обнаружено кавернозности.

Известно, что существует классическая теория регионального катагенетического преобразования в осадочных толщах, которая подразумевает изменение отложений под воздействием давления и температуры вследствие погружения их на большую глубину при участии поровых растворов (Страхов, 1960). На основании этой теории нефтегазоматеринские породы, к которым относится баженовский горизонт, на большей глубине при одних и тех же условиях должны содержать в себе более преобразованное ОВ. Однако в некоторых случаях, в относительно неглубоко погруженных толщах, степень катагенетической преобразованности ОВ выше, чем в более погруженных частях бассейна (Калмыков и др., 2019). Эти катагенетические аномалии можно объяснить воздействием на осадочный разрез высокотемпературных флюидов – низкотемпературных гидротермальных растворов (Ферсман, 1922). При активном влиянии последних происходит локальная проработка осадочных толщ с преобразованием ОВ, которое, в свою очередь, генерирует углеводородные соединения.

Различные следы вторичных преобразований, такие, как образование вторичной пористости, альбитизация плагиоклазов, карбонатизация, окремнение, вторичное окварцевание и выщелачивание радиоляритов ранее описаны в отложениях баженовского горизонта (Немова и др., 2010; Фомина, 2022). Такие преобразования могут приводить к формированию вторичных коллекторов в нефтематеринских породах (Калмыков и др., 2019; Карпов и др., 2019; Зубков, 2013). Ранее следы гидротермально-метасоматических систем в баженовско-абалакских отложениях были описаны в работе Е.В. Карповой и др., 2021. Среди признаков гидротермальных систем авторами отмечались флюидные включения в кристаллах кварца, карбонатные жилы с высокой температурой кристаллизации кальцита, а также многочисленные пустоты гидротермального выщелачивания по данным SEM. Комплексы гидротермально-метасоматических минералов, в частности кутногорит в абалакской свите и смитсонит-сфалеритовые агрегаты в отложениях баженовской свиты по мнению авторов этой статьи также представляют собой следы гидротермального воздействия на исследуемые отложения.

Отдельного внимания заслуживают работы М.Ю. Зубкова, которые описывают различные вторичные преобразования в отложениях баженовско-абалакского комплекса и их влияние на коллекторские и нефтегенерационные свойства пород (Зубков, 2019, а). В частности, выявлено, что остаточная вода присутствует как в обломочных, так и в цементирующих частях осадка, а среди многочисленных микропустот можно выделить катагенетические гидротермальные, которые возникают в результате процесса выщелачивания гидротермальными растворами пертитов (Зубков, 2013). Последние могут присутствовать в обломках полевых шпатов, в микрокристаллических агрегатах кварца или же в глинистых и карбонатных минералах, которые образовались вторично в поровом пространстве пород. По результатам исследования, большая часть остаточной воды присутствует в микропустотах эпигенетического каолинита, диккита, а также в обломках хлорита. Эта остаточная вода, по большей части, возникла под действием гидротермальных флюидов.

Механизм миграции УВ в породы-коллекторы в результате тектоногидротермальных процессов и влияние последних на преобразование юрских и меловых отложений также рассмотрены в работах М.Ю. Зубкова. В частности, описаны различные эпигенетические минеральные ассоциации гидротермального происхождения в юрских отложениях ЗСП (Зубков, 2017). Также автором предлагается модель образования гидротермальных флюидов, предлагается их тектонический генезис. Позднее было описано отсутствие зон окремнения и следов вторичных гидротермальных флюидов в меловых отложениях Западной Сибири (Зубков, 2019, б). Этот феномен, по мнению автора, можно объяснить тем, что присутствовавший в составе гидротермальных флюидов кислород был израсходован на окисление богатых ОВ отложений юрского возраста.

Работы, посвященные моделированию гидротермального воздействия на юрские отложения ЗСП, также заслуживают отдельного внимания. Цикл экспериментов, описанных в работе М.Ю. Зубкова (2020) показал, что присутствие битума в юрских отложениях является важным поисковым признаком, указывающим на то, что в этом месте они подвергались гидротермальному воздействию. В таких преобразованных отложениях образовались вторичные коллекторы с высокими фильтрационно-емкостными свойствами, происходила интенсивная генерация углеводородов и, как следствие, формирование углеводородных залежей.

Различные гидротермально-метасоматические формации описаны в работе А.Д. Коробова и Л.А. Коробовой (2013). Активизация кислотных и щелочных гидротерм в этой работе объясняется тектонической перестройкой в рифтогенных осадочных бассейнах, а воздействие высокотемпературными растворами, по мнению авторов, влияло на аутигенный минерогенез вторичных кварцитов и фазовую зональность УВ.

Таким образом, роль локального катагенеза при изучении отложений баженовского горизонта ЗСП очень значима, он влияет не только на преобразование ОВ, но и на фильтрационно-емкостные свойства нетрадиционных коллекторов. Интенсивность вторичных преобразований карбонатных отложений из кровли георгиевского горизонта является хорошим индикатором степени влияния высокотемпературных растворов на отложения осадочного чехла. Изучение процессов катагенетических преобразований в исследуемых карбонатах поможет в будущем более подробно описать процессы вторичных термических точечных преобразований и определить механизмы их влияния на нефтематеринские и продуктивные интервалы разреза.

Таким образом, к настоящему моменту в ранее опубликованной литературе однозначно не выделены диагностические критерии МК в кровле георгиевского горизонта ЗСП, не определен генезис МК и не разработано единой палеогеографической концепции седиментогенеза исследуемых отложений. Отдельным неизученным вопросом остается причина повышенных коллекторских свойств МК на некоторых территориях, тогда как на других площадях пористость и кавернозность в МК отсутствуют. Детальные исследования в этих двух направлениях позволят не только существенно дополнить литолого-стратиграфические данные по верхнеюрскому интервалу разреза ЗСП, но и разработать новые поисковые критерии для потенциально продуктивных на УВ отложений.

Глава 3. Диагностические критерии верхнеюрских микробиальных карбонатов Западно-Сибирской плиты³

Несмотря на то, что верхнеюрские МК ЗСП ранее описаны в литературных источниках, до сих пор не выработано единой системы диагностических критериев для их определения в керне. Во многих случаях МК настолько интенсивно катагенетически преобразованы, что первичные текстурные особенности пропадают из-за последующей наложенной интенсивной вторичной перекристаллизации. Именно для того, чтобы безошибочно идентифицировать МК в разрезе, разработаны диагностические критерии, далее описанные в настоящей работе.

3.1. Литологические признаки

Строение разреза. Сводный литологический разрез отложений абалакской свиты георгиевского горизонта для исследуемых территорий представлен на рис. 10. Нижняя часть разреза сложена, как правило, глинистыми отложениями с пиритовыми стяжениями, часто с примесью алевритовой составляющей (рис. 10, е). В этих глинистых породах присутствуют

³При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Латыпова М.Р., Хотылев О.В., Балушкина Н.С., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Копаевич Л.Ф., Карпова Е.В., Чуркина В.В. Обстановки осадконакопления абалакской свиты и вогулгинской толщи на территории Каменной вершины Красноленинского свода (Западная Сибирь) // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология. 2021 (а). № 6. С. 49–60. RSCI. DOI: 10.33623/0579-9406-2021-6-49-60 (1,5 п.л., личный вклад автора — 70%, импакт-фактор РИНЦ – 0,38)

Латыпова М.Р., Калмыков А.Г., Чуркина В.В., Карпова Е.В., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А. Геохимические особенности микробиальных карбонатов абалакской и георгиевской свит на территории Западной Сибири // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология. 2023 (а). № 4. С. 49–62. RSCI. DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-49-62 (1,62 п.л., личный вклад автора — 80%)

Латыпова М.Р., Краснова Е.А., Калмыков А.Г., Балушкина Н.С., Юрченко А.Ю. Определение типа вторичных преобразований по изотопным характеристикам карбонатных пород Абалакского комплекса // в сборнике XXII Симпозиум по геохимии изотопов им. академика А.П. Виноградова, ГЕОХИ РАН. 2020. С. 288 – 294.

Латыпова М.Р., Калмыков А.Г., Фокин П.А. $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в позднеюрских микробиальных марганцевых карбонатах Западно-Сибирской плиты // в сборнике XXIII Симпозиум по геохимии изотопов им. академика А.П. Виноградова, место издания Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН) Москва. 2023 (в). С. 117-119.

прослой и конкреции вторично-преобразованных карбонатных (ВК) пород, первичную природу которых тяжело определить в силу их интенсивной вторичной преобразованности (рис. 10, d). Эти породы содержат в себе кальцитовые жилы и другие многочисленные следы вторичных преобразований.

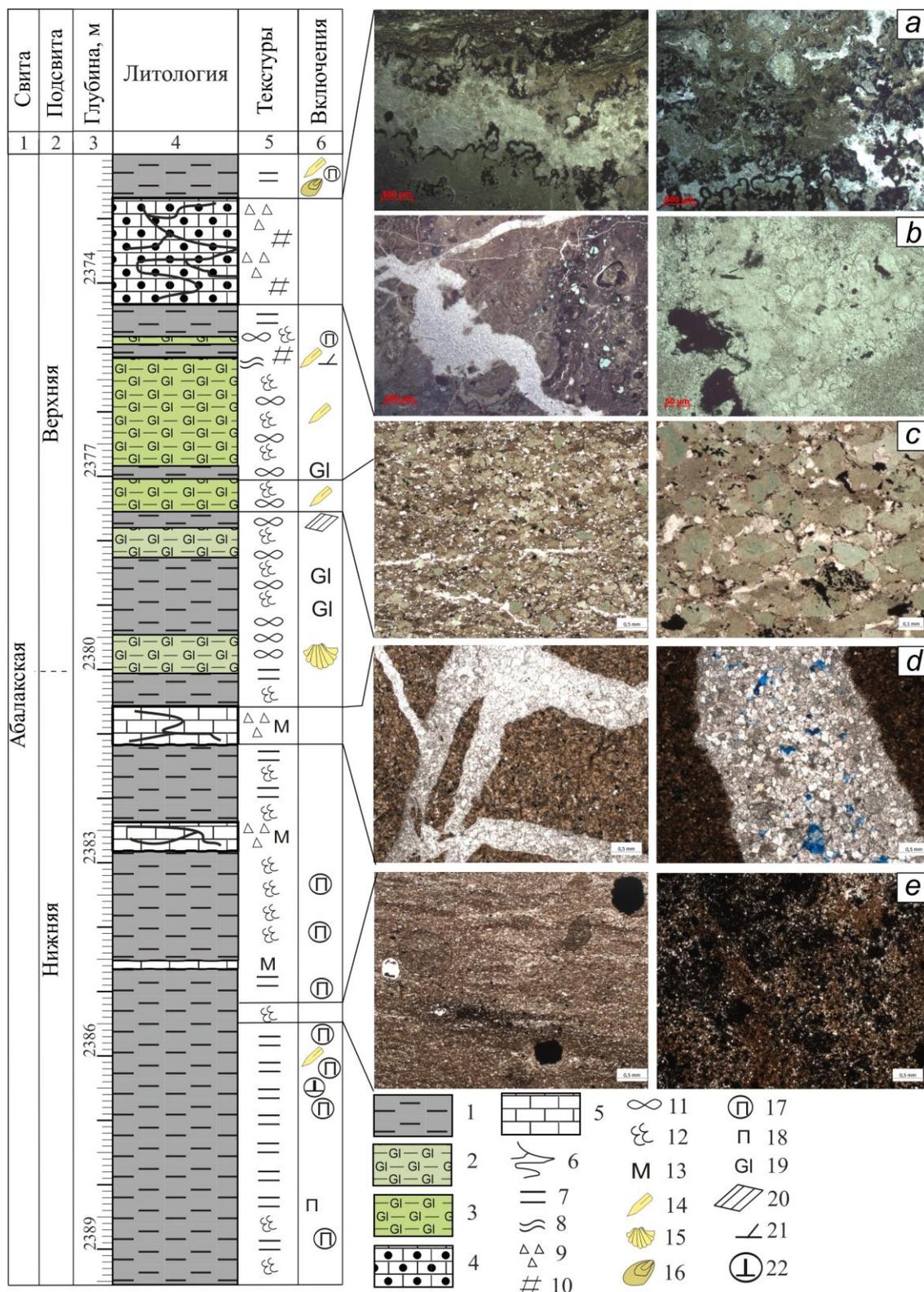


Рисунок 10. Сводная литологическая колонка для отложений абалакской свиты; Фотографии шлифов: а – глобулярный кальцит, раскристаллизованный по зонам

строматолитовых текстур МК, b – зоны вторичной карбонатизации и окварцевания в МК, с – глауконитовые песчаники, d – кальцитовые жилы ВК; породы: 1 – глинистые, 2 – глауконитово-глинистые, 3 – глинисто-глауконитовые, 4 – микробиальные карбонаты, 5 – известняки вторично-преобразованные, 6 – трещины в карбонатах, заполненные кальцитом и кремнеземом; текстуры: 7 – горизонтальная параллельная, 8 – горизонтальная волнистая, 9 – брекчированная, 10 – нарушенная трещинами, 11 – горизонтальная линзовидная, 12 – нарушенная биотурбациями, 13 – массивная; включения: 14 – белемниты, 15 – двустворчатые моллюски, 16 – лингулы, 17 – пирит конкреционный, 18 – пирит рассеянный, 19 – глауконит, 20 – органические обломки, неопознанные, 21 – слюды, 22 – кальцит конкреционный.

Верхняя часть исследуемого разреза сложена как правило глауконитово-глинистыми породами и глауконититами (рис. 10, с), сильно биотурбированными, с карбонатными конкрециями и прослоями в верхней части разреза. Иногда эти карбонатные отложения представлены микробиалитами строматолитового типа, с зернами глауконита и многочисленными следами вторичной перекристаллизации (рис. 10, а). В шлифах МК являются доломитистыми известняками с вторичными сферолитовыми структурами, породы сложены, как правило, сгустково-комковатой микробиальной массой. Эта масса, вероятно, является результатом жизнедеятельности водорослей и бактерий. В исследуемых МК часто содержатся трещины, заполненные кальцитом и кремнеземом, а также многочисленные очаги перекристаллизации карбонатного материала (рис. 10, b).

С территории Ем-Еговской вершины Краснотенинского свода описано 8 скважин с МК в верхнеюрских отложениях абалакской свиты. Расположение этих скважин на структурной схеме представлено на рисунке 11. Все исследуемые разрезы, содержащие в себе МК, отобраны из центральной части Ем-Еговской возвышенности, которая, вероятно, представляла собой палеоподнятия, в пределах которого происходило более мелководное осадконакопление. Полные литологические колонки с МК, построенные на основании описания керна представлены на рисунке 12. Мощность слоя МК достигает до 2 м в разрезах Д и Б, расположенных ближе к структурному палеоподнятию. Чем дальше разрез от поднятия, тем меньше мощность МК (в наиболее удаленных скважинах Г, Е, Ж и З, мощность МК не достигает 1 м).

На литологическом профиле, построенном через исследуемые скважины видно, что исследуемые скважины (А – З) вскрывают пласт МК, тогда как более удаленные участки от Ем-Еговской палеовозвышенности не содержат в себе бактериально-водорослевых построек (рис. 11). На рисунке 13 показана схема, с различными типами разреза с территории Ем-Еговской вершины. По удаленности от центральной возвышенности отчетливо выделяются три типа разрезов по литологическим признакам. В первом типе (наиболее отдаленном от основной

возвышенности) практически полностью отсутствуют МК в кровле георгиевского горизонта. Разрезы переходного типа располагаются ближе к основной возвышенности, в них присутствуют МК небольшой мощности (до 1 м). Ближе всего к основному поднятию располагаются разрезы центральной возвышенности, мощность МК в керне обычно более 1 м.

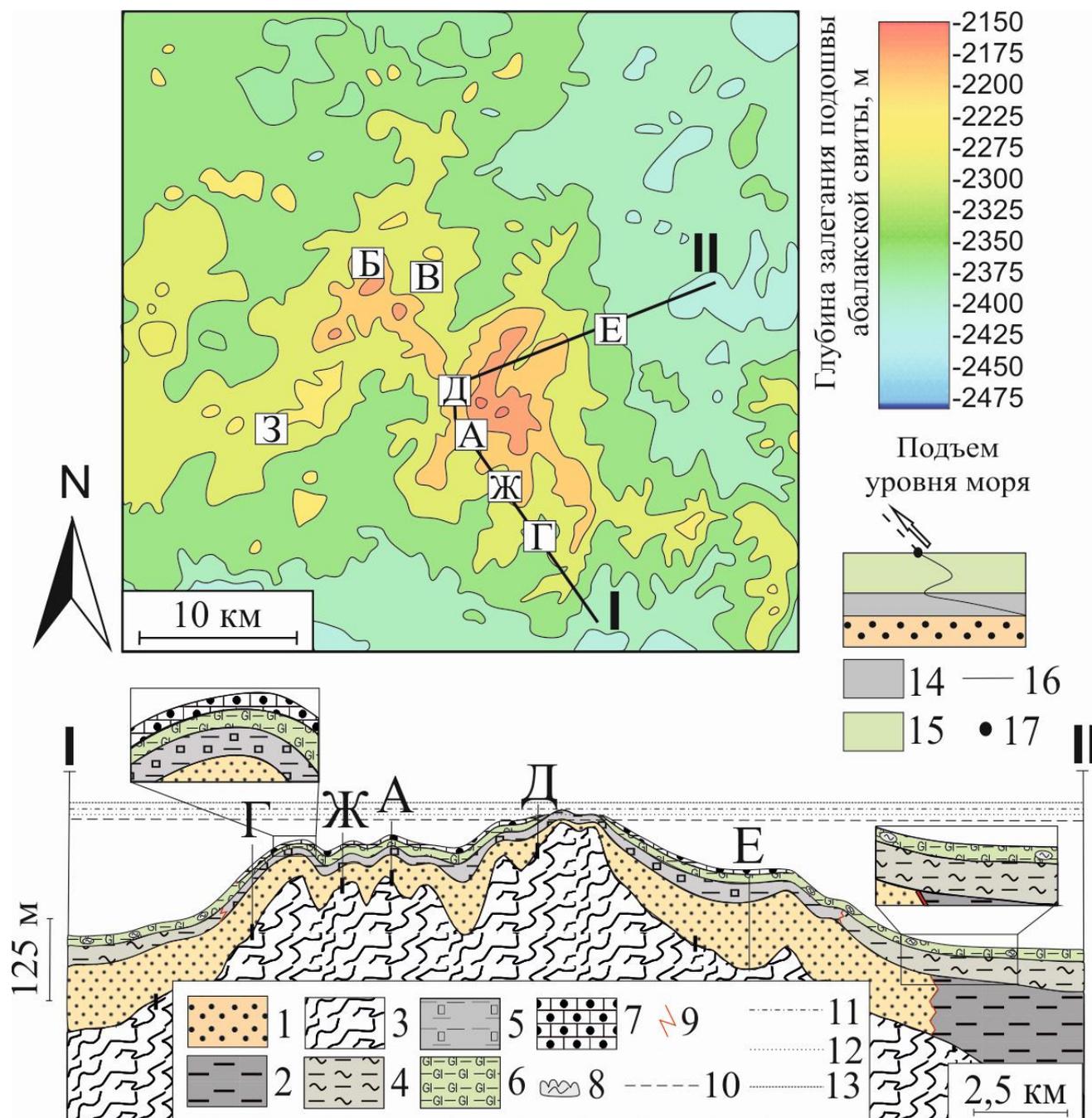


Рисунок 11. Структурная схема Ем-Еговской вершины по подошве абалакской свиты и стратиграфический разрез для юрских отложений, построенный на основании изучения кернового материала; **Породы:** 1 – песчаники тюменской свиты, 2 – глинистые породы тюменской свиты, 3 – метаморфизованные породы доюрского фундамента; отложения нижней подсвиты абалакской свиты: (4 – алеврито-глинистые породы, 5 – аргиллиты темно-серые, тонкоотмученные с пиритовыми стяжениями); отложения верхней подсвиты абалакской свиты:

(6 – глауконито-глинистые породы; 7 – МК); 8 – карбонатные конкреции и отдельные маломощные постройки микробиальных карбонатов; **Границы:** 9 – предполагаемые фациальные границы, 10 – предполагаемый уровень моря на период конца осадконакопления тюменской свиты, 11 – предполагаемый уровень моря в период формирования отложений нижней подсвиты абалакской свиты; 12 – предполагаемый уровень максимальной регрессии в период формирования бактериально-водорослевых известняков из верхней подсвиты абалакской свиты, 13 – уровень моря на начало формирования отложений баженовского горизонта, 14 – породы нижней пачки абалакской свиты и второй пачки вогулкинской толщи; 15 – породы верхней пачки абалакской свиты и третьей пачки вогулкинской толщи; 16 – кривая изменения уровня моря; 17 – предположительный уровень моря на период конца осадконакопления абалакской свиты.

Расположенная к юго-востоку от Ем-Еговской вершины Каменная вершина также в позднеюрское время представляла собой палеоподнятия, морфология которого повторяла структурный план доюрского кристаллического фундамента. На рисунке 14 представлена структурная карта Каменной вершины по кровле тутлеймской свиты. Отчетливо прослеживается подковообразная полукруглая форма основного поднятия, которая унаследована с контактовой зоны роговиков, распространенных по периферии девонского гранодиоритового массива в доюрском фундаменте.

В позднеюрское время в пределах основной возвышенности не происходило существенного осадконакопления. Центральная часть Каменной вершины подковообразной формы (рис. 14), в пределах которой полностью отсутствуют все юрские отложения, располагалась выше уровня моря (Латыпова и др., 2021, а). С территории этого палеоострова происходил снос обломочного материала в море, что обусловило накопление отложений вогулкинской толщи на склонах палеовозвышенности. Таким образом, на территории Каменной вершины выделено 3 основных типа разреза (рис. 15):

- (1) Разрез основной возвышенности (в пределах которого практически отсутствуют юрские породы и МК в том числе;
- (2) Склоновый тип разреза (с обломочными породами вогулкинской толщи, возрастного аналога георгиевского горизонта (Глава 1.2. Стратиграфия);
- (3) Отдаленный от возвышенности, наиболее глубинный тип разреза (с типичными отложениями абалакской свиты георгиевского горизонта с ВК в нижней части и МК в верхней части разреза).

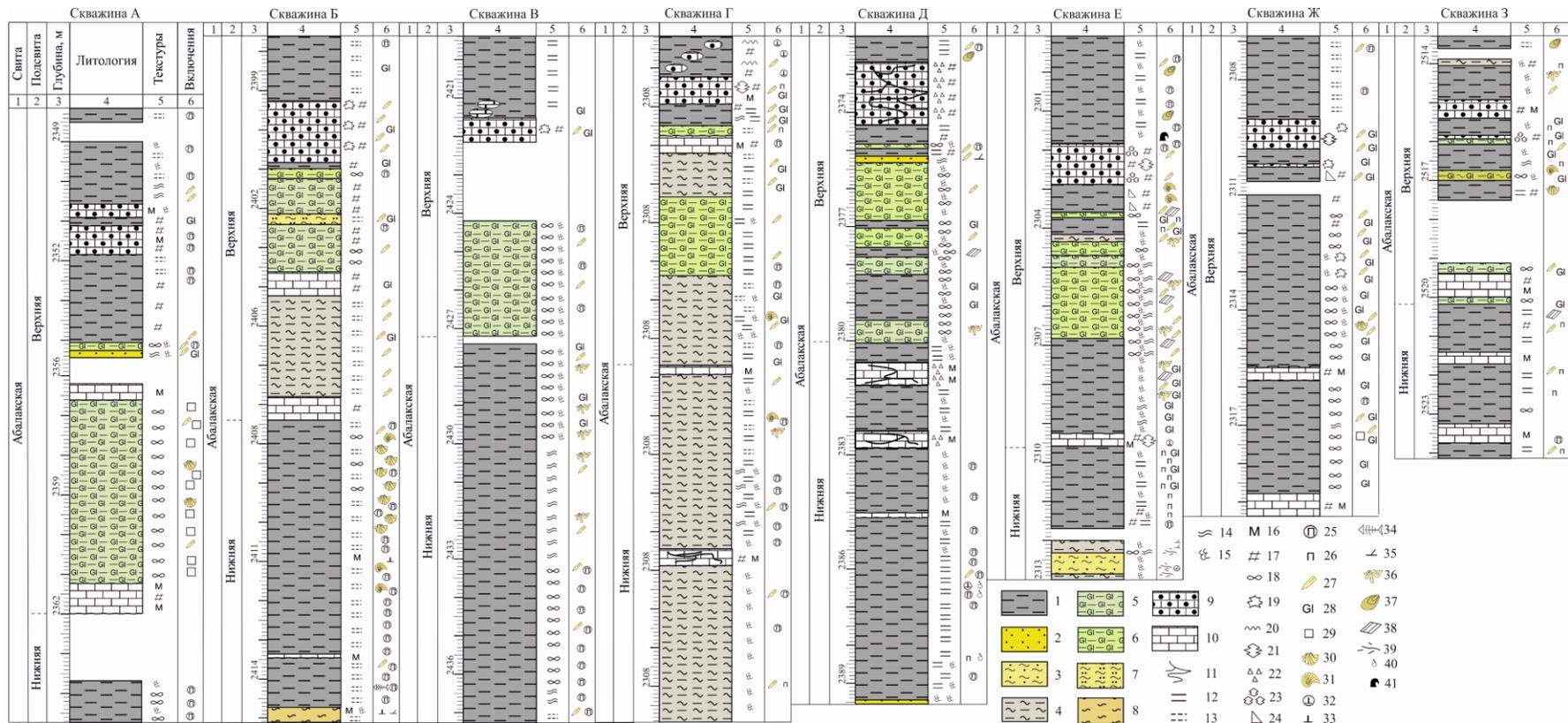


Рисунок 12. Литологические колонки, построенные для семи скважин, описанных с территории Ем-Еговской вершины Красноленинского свода;

Породы: 1 – глинистые, 2 – песчаники, 3 – песчанистые алевролиты, 4 – глинистые алевролиты, 5 – глауконитово-глинистые, 6 – глинисто-глауконитовые, 7 – алевропесчаники, 8 – алевролиты, 9 – микробинальные карбонаты, 10 – известняки вторично-преобразованные, 11 – трещины в карбонатах, заполненные кальцитом и кремнеземом; **Текстуры:** 12 – горизонтальная параллельная, 13 – неясная горизонтальная, 14 – горизонтальная волнистая, 15 – биотурбированная, 16 – массивная, 17 – нарушенная трещинами, 18 – горизонтальная линзовидная, 19 – комковатая, 20 – горизонтально-волнистая, 21 – брекчированная, 22 – желваковая, 23 – зеркала скольжения; **Включения:** 25 – пирит конкреционный, 26 – пирит рассеянный, 27 – белемниты, 28 – глауконит, 29 – слюда, 30 – двустворки, 31 – аммониты, 32 – кальцитовые стяжения, 33 – кальцит рассеянный, 34 – скелеты рыб, 35 – слюды единичные, 36 – обломки двустворок, 37 – лингулы, 38 – трудноопределяемые остатки фауны, 39 – водорослевые остатки, 40 – стяжение кремневые, 41 – онихиты

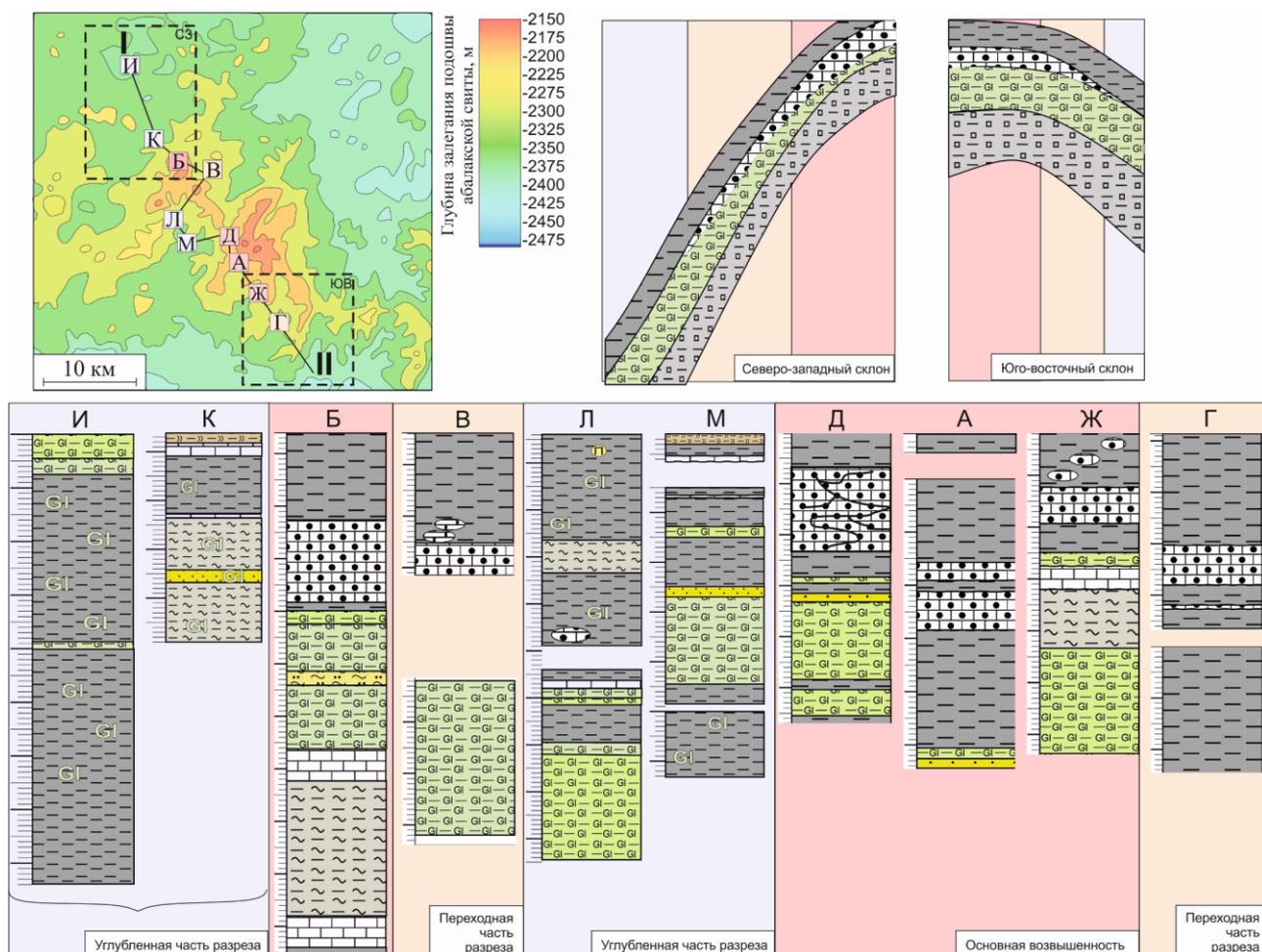


Рисунок 13. Литологические колонки, относящиеся к трем типам разрезов (светло-фиолетовый цвет объединяет в себе керн из наиболее отдаленных от основной возвышенности Ем-Еговской вершины скважин, желтый цвет – отложения переходного типа, светло-красный – керн, отобранный с территории основной возвышенности) (условные обозначения к литологическим колонкам представлены на рисунке 12)

Стоит отметить, что МК присутствуют только в отложениях третьего типа разреза (рис. 16). Вероятно, осадконакопление близки от основной возвышенности происходило в более гидродинамически активных обстановках, неприемлемых для активного роста микробных сообществ. Здесь МК слагают отдельные прослои, мощностью до 20 см (рис. 14) и прослеживаются не повсеместно. Из-за малой мощности и интенсивной вторичной перекристаллизации МК в третьем типе разреза изначально не были отмечены при литологическом описании керна. Только впоследствии, в процессе дополнительного доизучения и доопробования керна, эти МК выявлены и описаны.

Керновый материал георгиевского горизонта с остальных территорий: Талинской, Дружной, Южно-Ягунской, Малобалыкской, Лонтыньяхской вершин имеет неполный вынос.

Мощность исследуемых отложений варьирует в диапазоне от 3 до 19 м, однако во всех скважинах в кровле абалакской или георгиевской свит (в зависимости от принадлежности территории к СФР) присутствуют МК (рис. 16).

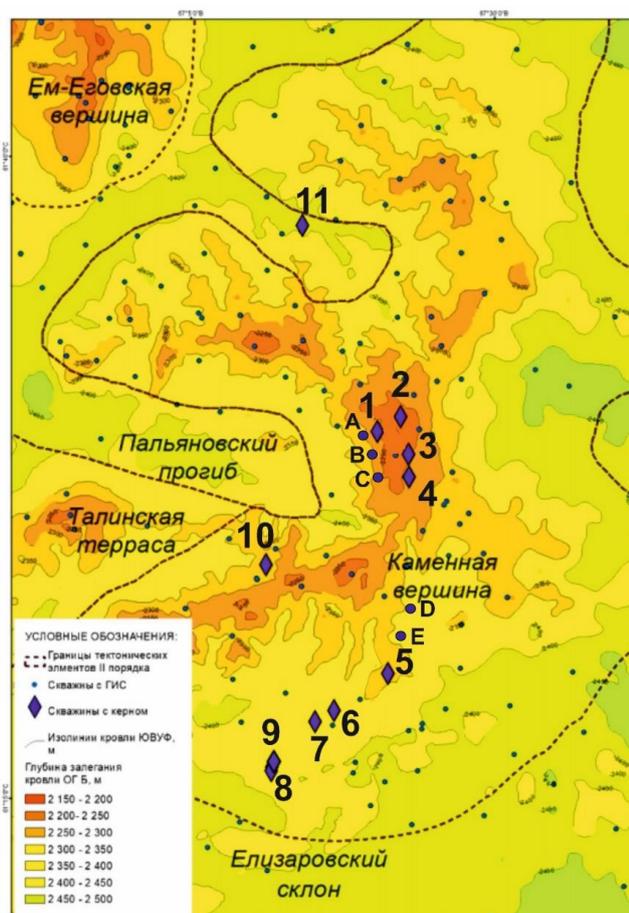


Рисунок 14. Структурная карта территории по кровле тутлеймской свиты с отмеченными скважинами (Фомина и др., 2021).

В разрезе с территории Малобалькской вершины (рис. 16) присутствуют два прослоя МК, между которыми залегают глауконитово-глинистые породы, мощностью 2,5 м, что также не типично для разрезов с территории Красноленинского свода. Керновый материал из скважины с территории Лонтныньяхской вершины вскрывает мощный слой песчаников предположительно васюганской свиты, однако стратиграфическая принадлежность этих отложений крайне условна и была определена по положению в разрезе. В керне из Дружной вершины исследуемые МК не представляют собой единую толщу, а слагают преимущественно отдельные онколиты (в среднем по 20 см).

Отдельного внимания заслуживает разрез Южно-Ягунской вершины (рис. 16). Небольшой описанный интервал, мощностью всего 5 м, сложенный преимущественно карбонатными породами, отличается от керна остальных исследованных скважин. По литологическим признакам только верхнюю часть этого карбонатного интервала можно

относи к МК. Все остальные карбонатные отложения интенсивно вторично перекристаллизованы без сохранения первичных текстур.

Таким образом несмотря на то, что все исследуемые разрезы имеют ряд литологических особенностей, в каждом из них в том или ином виде присутствуют МК в кровле георгиевского горизонта.

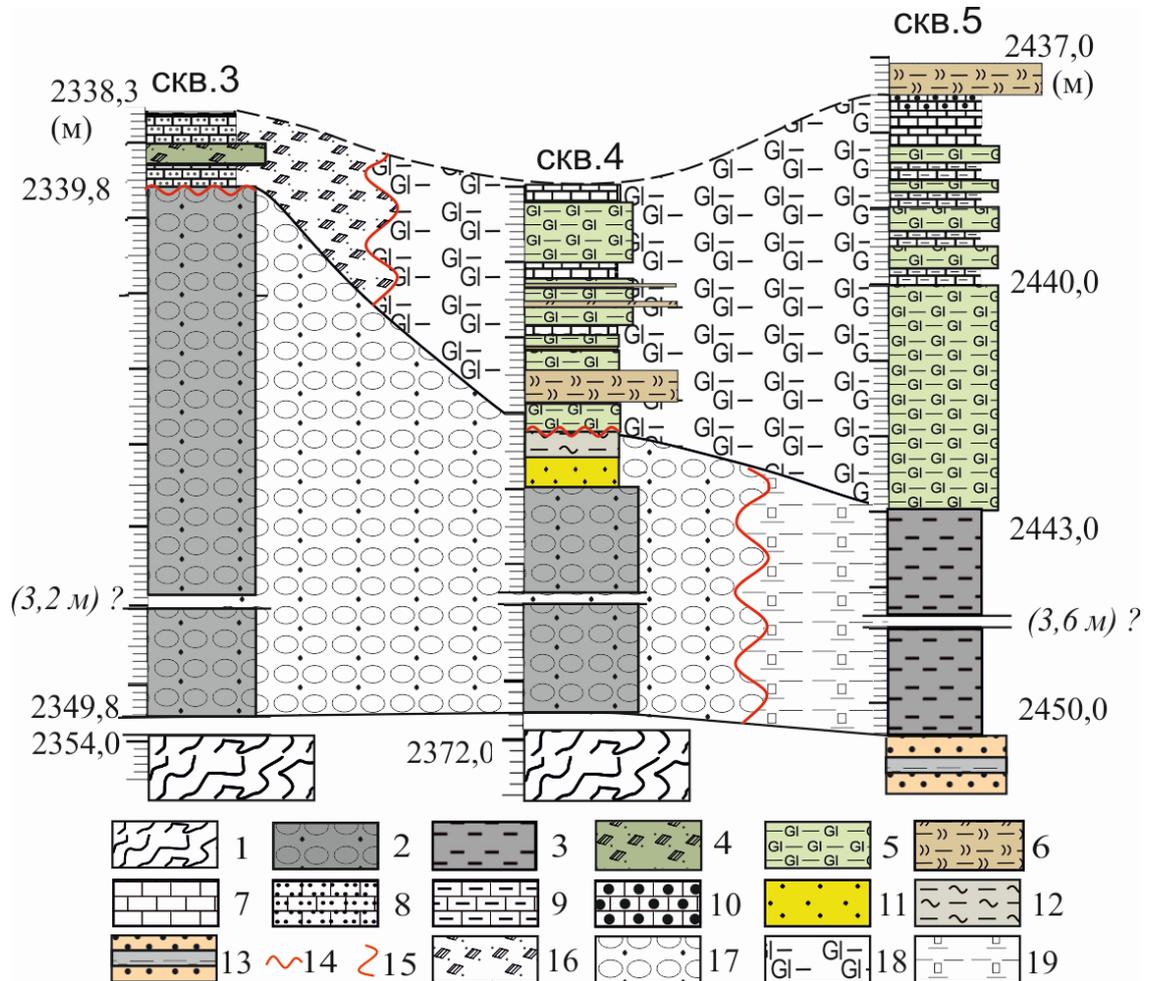


Рисунок 15. Межскважинная корреляция для трех типов разреза Каменной вершины (с дополнениями по Латыпова и др., 2021, а); **Породы:** 1 – метаморфизованные породы доюрского фундамента; 2 – гравелиты, 3 – аргиллиты темно-серые, тонкоотмученные с пиритовыми стяжениями, 4 – органогенно-обломочные известняки, 5 – аргиллиты темно-серые, тонкоотмученные с глауконитом, 6 – глинисто-кремневые породы, 7 – ВК, 8 – песчанистые карбонатные породы, 9 – глинистые карбонатные породы, 10 – МК, 11 – песчаники, 12 – алевролитоглинистые породы, 13 – песчаники и глины тюменской свиты, 14 – несогласное залегание, 15 – приблизительные зоны фациального перехода, 16 – обломочные известняки 3 пачки вогулкинской толщи, 17 – гравелиты 2 пачки вогулкинской толщи, 18 – глауконитово-глинистые породы верхней подсвиты абалакской свиты, 19 – глинистые породы с пиритовыми стяжениями.

песчаники, 3 – песчанистые алевролиты, 4 – глинистые алевролиты, 5 – глауконитово-глинистые, 6 – глинисто-глауконитовые, 7 – алевропесчаники, 8 – алевролиты, 9 – микробиальные карбонаты, 10 – известняки вторично-преобразованные, 11 – брекчированные карбонаты; **Текстуры:** 12 – трещины в карбонатах, 13 – горизонтальная параллельная, 14 – горизонтальная волнистая, 15 – биотурбированная, 16 – массивная, 17 – нарушенная трещинами, 18 – горизонтальная линзовидная, 19 – комковатая, 20 – брекчированная, 21 – желваковая, 24 – косая параллельная однонаправленная (наклонная); **Включения:** 25 – пирит конкреционный, 26 – пирит рассеянный, 27 – белемниты, 28 – глауконит, 29 – слюда, 30 – двустворки, 31 – кальцитовые стяжения, 32 – кальцит рассеянный, 33 – скелеты рыб, 34 – лингулы, 35 – водорослевые остатки, 36 – онихиты, 37 – кремневые стяжения, 38 – слюды единичные, 39 – сидерит конкреционный, 40 – окремнение, 41 – фосфоритовые конкреции, 42 – обломки осадочных пород, 43 – битуминозные органические остатки, 44 – нефтяные проявления, 45 – битуминозные породы.

Текстурно-структурные особенности в керне. Верхнеюрские МК (рис. 17) из кровли георгиевского горизонта можно отнести к морфологическим типам желваковых и пластовых строматолитов, часть из которых относится к микритовым или пелоидным и агглютинированным строматолитам (Riding, 2011).

В керне исследуемые МК отличаются разнообразием текстурных особенностей. Чаще всего микробиалиты имеют ненарушенные строматолитовые текстуры (рис. 17, 1а, б), которые, однако, иногда не прослеживаются из-за интенсивной биотурбации (рис. 17, 2а – с). МК, не нарушенные биотурбациями, содержат внутри строматолитовых построек прослой и скопления глауконита (рис. 17, 3а, б). Такие МК приобретают зеленоватый оттенок. Строматолитовые текстуры в таких образцах сохраняются хорошо, видимых зон интенсивной вторичной перекристаллизации не отмечается. В образцах практически не перекристаллизованных МК можно проследить интенсивную пиритизацию, повторяющую строматолитовые текстуры (рис. 17, 4а). Кристаллизация пирита, вероятно, тяготеет к зонам с наибольшим содержанием окисленного ОВ. В целом, такие МК с ненарушенными первичными текстурами встречены в керне из скважин с территории Дружного, Южно-Ягунского, Малобалыкского, Лонтыньяхского поднятий.

В некоторых МК с территории Красноленинского свода отмечаются крупные каверны (до 1 см в диаметре) (рис. 17, 5а), стенки которых частично покрыты кристаллами кварца (рис. 17, 5б) и ОВ. В таких образцах также присутствует большое количество зон вторичной перекристаллизации карбонатного материала, а первичные текстуры практически не сохраняются.

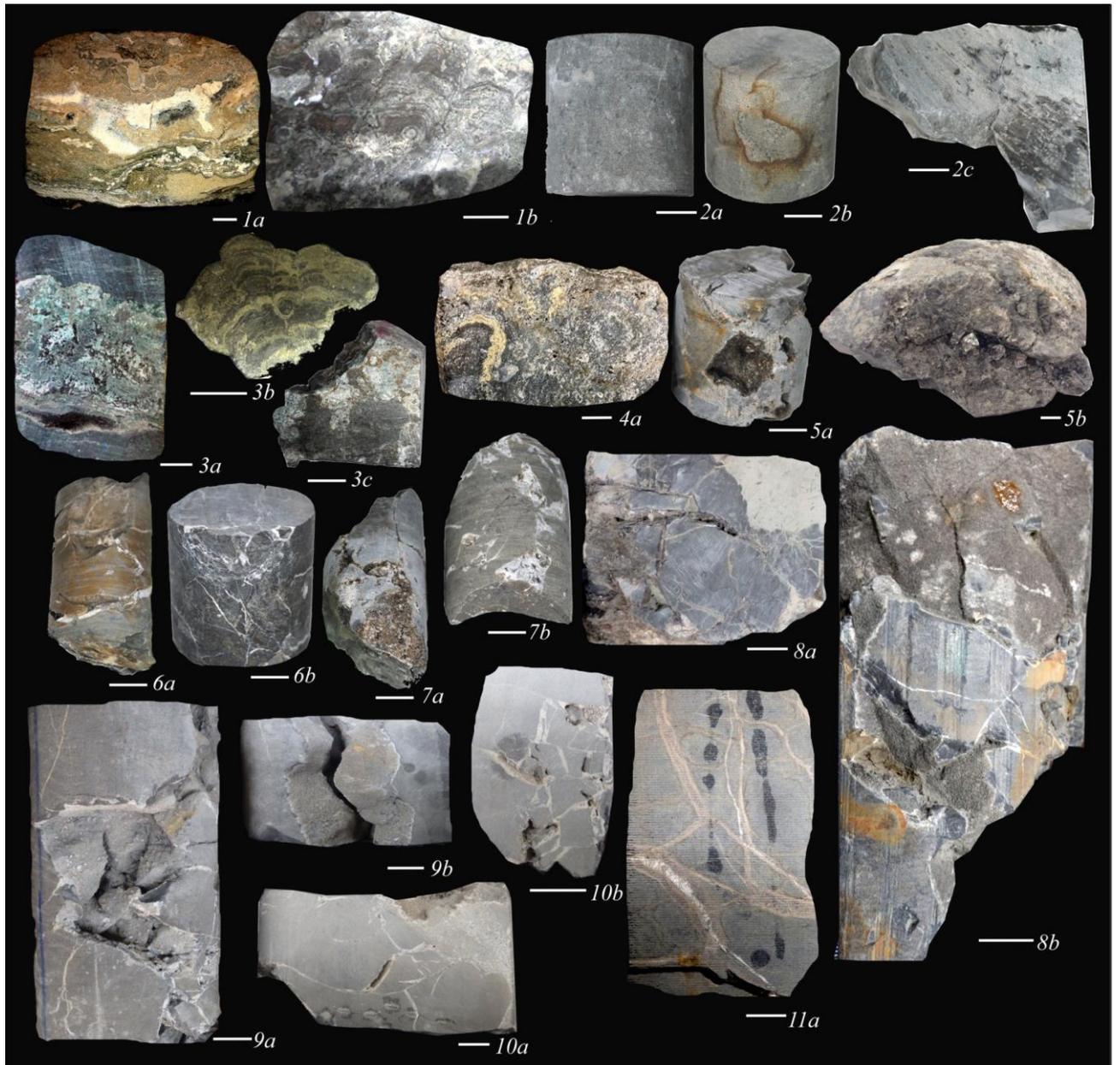


Рисунок 17. Фотографии образцов верхнеюрских МК (1 – 2; 4 – 8) и ВК (9 – 11) с территории Ем-Еговской вершины Красноленинского свода, шкала – 1 см; 1 а, b – МК со строматолитовыми текстурами, частично перекристаллизованные, 2а – с – биотурбированные МК с редкими строматолитовыми текстурами, нарушенными ходами илоедов, 3а – с – МК с глауконитовыми прослоями внутри строматолитовых текстур с территории Дружной вершины (3b – фотография В.Г.Эдер), 4а - интенсивно пиритизированный МК, пиритизация повторяет морфологию строматолитовых текстур 5 а, b – вторично-преобразованный кавернозный МК, 6 а, b – , МК, пересеченный сетью кальцитовых жил и трещин, 7 а, b – МК с мелкими кавернами, пересеченные сетью трещин, заполненных кальцитом, со следами интенсивной перекристаллизации, 8 а, b – МК интенсивно вторично перекристаллизованный без сохранения первичных строматолитовых текстур, 9 а, b – ВК брекчированный, 10 а, b – ВК кавернозный, 11 ф – ВК с зональной жильной кальцитизацией (центральная часть жилы –

молочный крупнокристаллический кальцит, внешняя часть жилы – мелкокристаллический бежевый кальцит)

Среди исследуемых МК Красноленинского свода также встречаются разновидности, пересеченные сетью кальцитовых трещин, заполненных карбонатным материалом (рис. 17, 6а, б). Эти жилы и незаполненные кальцитом трещины разнонаправлены, их мощность редко больше 3 мм. К ним тяготеют мелкие каверны, диаметром до 1-2 мм (рис. 17, 7а, б). Некоторые МК настолько интенсивно преобразованы (рис. 17, 8а, б), что на вид в керне они практически неотличимы от ВК пород (рис. 17, 9а, б). В таких МК содержится большое количество пустотного пространства, в котором присутствуют кристаллы кварца, размером до 5 мм. Только по положению в разрезе, по геохимическим особенностям и по присутствию редких строматолитовых текстур в шлифах такие карбонатные породы можно отнести к МК. В целом, ВК из нижней части разреза содержат в себе большое количество кальцитовых жил и каверн, диаметром до 2 см (рис. 17, 10а, б). Иногда в ВК также встречаются кальцитовые жилы с зональным строением (рис. 17, 11а). В этих жилах, как правило, наблюдается заполнение крупнокристаллическим кальцитом центральной части, а по краям преобладают мелко- и тонкозернистые разновидности кальцита. Подобные интенсивно перекристаллизованные породы отмечаются в керне скважин, пробуренных на территории Красноленинского свода (Ем-Еговская, Талинская и Каменная вершины).

В процессе литологического описания петрографических шлифов из неперекристаллизованных МК выявлено, что свободное пустотное пространство в них, как правило, отсутствует, однако отмечаются субднонаправленные (по слоям бактериально-водородослевой постройки) трещины с раскрытием до 1мм, выполненные сфероагрегатами кальцита-доломита (рис. 18, а, б, д, е). Также отмечаются участки (гнезда), заполненные яснокристаллическим доломитом от микрокристаллической до крупнокристаллической размерности. Глинисто-фосфатное вещество (15%) концентрируется в виде слойков и линз с размытыми границами, которые огибают форменные текстурные строматолитовые элементы. Также стоит отметить многочисленные вторичные, вероятно диа- и катагенетические преобразования, такие как интенсивная вторичная доломитизация, участковое окремнение (<3%) и пиритизация (около 10%). Пирит образует неравномерно рассеянные по породе агрегаты неправильных и сферических форм, размером до 0,9 мм. Отмечаются обломки глауконита (до 10-15%) с признаками переотложения и угловато-окатанные алевритовые кварцевые зерна (до 5%) (рис. 18, в, г).

ВК представлены в шлифах в основном массивными известняками с кристаллической и сфероагрегатными структурами. Также прослеживаются стилолитовые швы, которые

образовывались в результате растворения карбонатного вещества (рис. 19, а, б). В основной массе частично перекристаллизованного в результате вторичных изменений микрита, прослеживаются угловатые обломочные кварцевые и полевошпатовые зерна диаметром до 0,05 – 0,06 мм, а также обломки слюд (мусковит) размером до 0,05 мм. Среди аутигенных минералов в шлифах выделяются альбит, глауконит, доломит, яснокристаллический и сфероагрегатный кальцит, микрозернистый сидерит, а также пирит и хлорит. Также в виде тонких пленок и стяжений встречается ОВ, которое распределено неравномерно и иногда выполняет малоамплитудные стилолитовые швы (рис. 19, в, г). В целом, в шлифах вторичных карбонатов не наблюдается реликтов первичных структур, что не позволяет определить их первичный генезис.

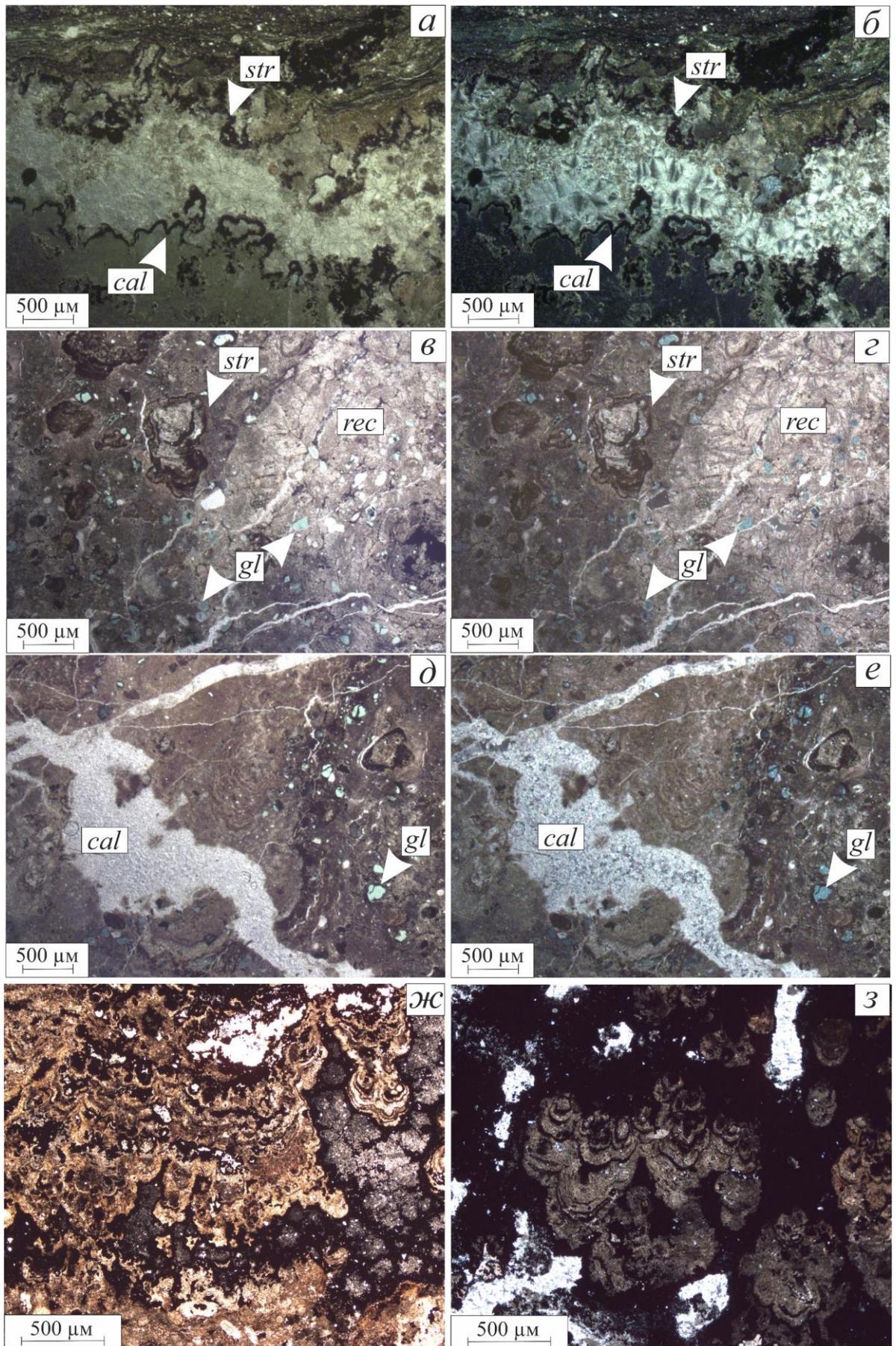


Рисунок 18. Фотографии шлифов из микробильных доломитистых карбонатов в параллельных (а, в, д, ж) и скрещенных (б, г, е, з) николях с территории Ем-Еговской (а – е) и

Дружной (ж, з – фотографии В.Г. Эдер) вершин; а, б – кальцитовые (cal) сферолиты, заполняющие строматоподобные (str) микробильные текстуры, в, г – частично перекристаллизованный (rec) МК с сохранением реликтов единичных строматолитовых построек, с многочисленными глауконитовыми зернами (gl) в основной микробильной массе, д, е – кальцитовая жила, пересекающая частично перекристаллизованные строматолитовые текстуры.

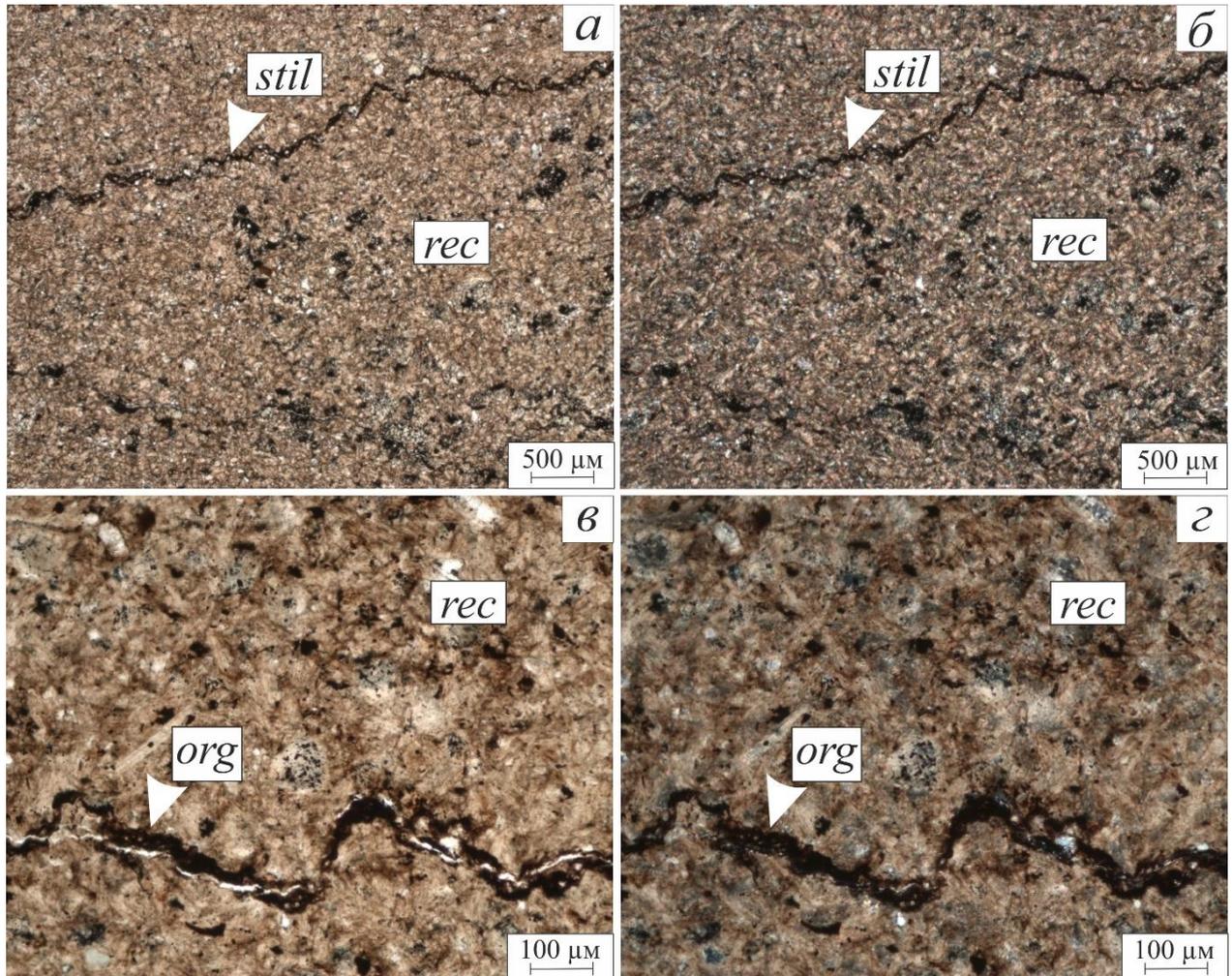


Рисунок 19. Фотографии шлифов из вторичных карбонатов с территории Ем-Еговской вершины в параллельных (а, в) и скрещенных (б, г) николях (stil – стилолитовые швы, org – ОВ, rec – перекристаллизованный карбонатный материал)

3.2. Возраст образования микробиальных карбонатов

Исследуемые отложения, представленные марганцевыми МК не содержат микропалеонтологических находок, которые позволили бы однозначно определить их возраст. По этой причине было принято решение выявить время накопления МК по палеонтологическим находкам из выше- и нижезалегающих отложений в керне (рис. 20). Относительный возраст исследуемых МК был определен в отложениях с территории Красноленинского свода.

Отбор образцов на макропалеонтологические исследования керна из скважин Е и З Ем-Еговской вершины и одной скважины с территории Талинской террасы осуществлял ст. науч. сотр., канд. геол.-мин. наук Ю.А. Гатовский (МГУ им. М.В. Ломоносова). Проф., докт. геол.-мин. наук М.А. Рогов (ГИН РАН) занимался определением аммонитов, а науч. сотр. А.П. Ипполитов (ГИН РАН) занимался определением белемнитов. Определения двустворчатых моллюсков принадлежат проф. докт. геол.-мин. наук В.А. Захарову (ГИН РАН), радиолярии была определены вед. науч. сотр., докт. геол.-мин. наук В.С. Вишневской (ПИН им. Борисяка РАН), описания белемнитов принадлежат Ю.А. Гатовскому.

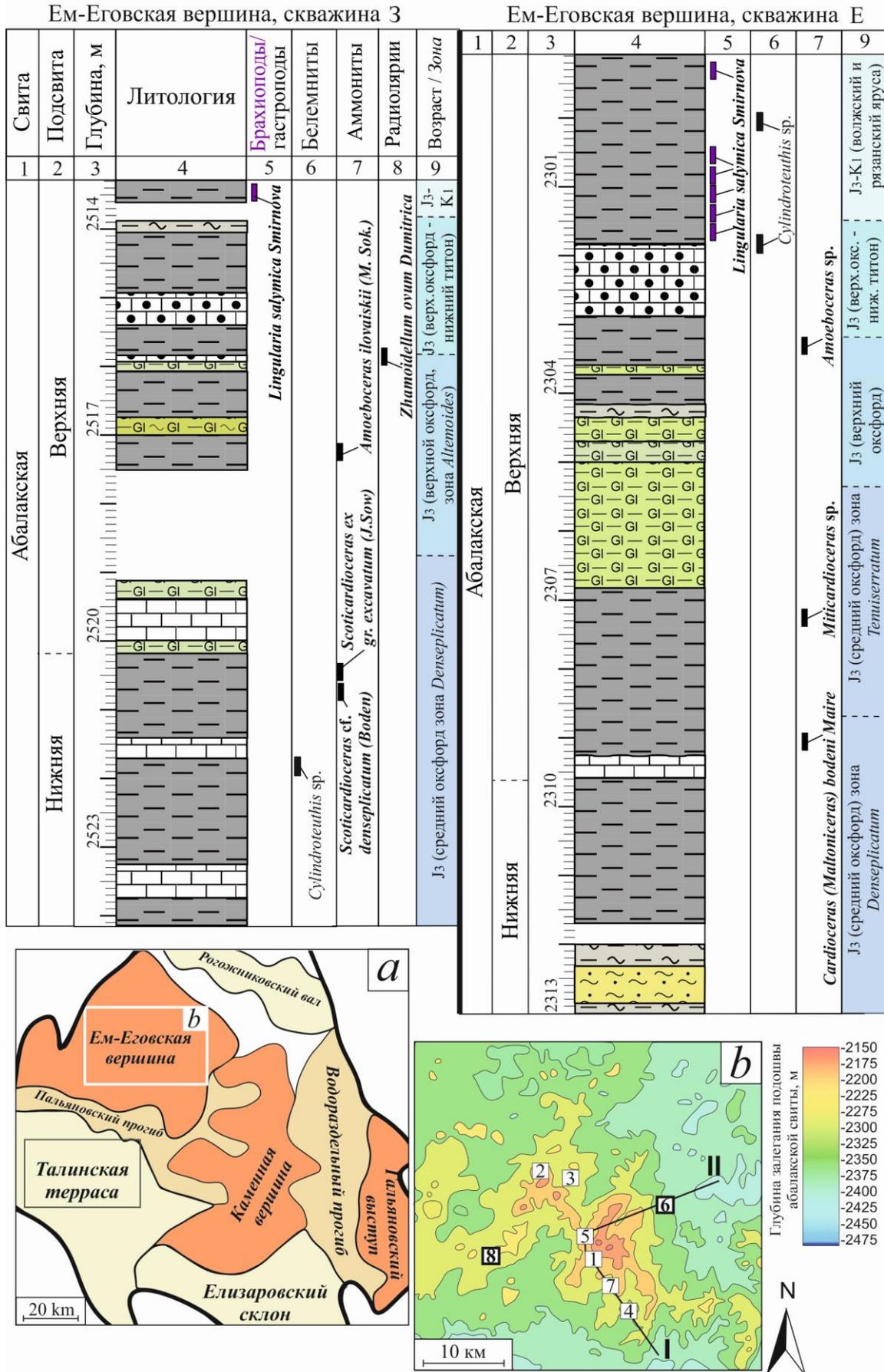
По результатам проведенных работ было выявлено, что в кровле абалакской свиты в трех скважинах присутствуют брахиоподы *Lingularia salymica* Smirnova (рис. 21), возраст которых определяется, как $J_3 - K_1$ (волжский и рязанский ярусы). Эти брахиоподы приурочены к пограничным отложениям между баженовской и абалакской свитами (Смирнова и др., 2015) и относятся к классу *Lingulata* семейства *Lingulidae* надсемейства *Linguloidea* – род *Lingularia* Viernat et Emig, 1993.

В шлифе из самого МК на глубине 2515,85 м из скважины З Ем-Еговской вершины обнаружены радиолярии *Zhamoidellum ovum* Dumitrica (рис. 22), которая является космополитом и распространена в пределах средне-оксфордского – ранне-титонского интервала (Вишневская, 2001). Эта была единственная находка, обнаруженная непосредственно в самих МК.

Ниже по разрезу, в породах, которые залегают под МК в скважинах Е и З обнаружены аммониты *Amoeboceras* sp и *Amoeboceras ilovaiskii* (M. Sok.) (рис. 23, а) соответственно, принадлежащие верхнеоксфордскому подъярису, зоне *Alternoides* по обновленной зональной шкале оксфорда Западной Сибири (Алифинов и др., 2014).

В скважине с территории Талинской террасы обнаружен аммонит *Miticardieoceras sopotense* (Malin.) (зона *Tenuiserratum*) (рис. 23, d) и гастропода, определенная как *Pleuromya* sp. (рис. 23, g), относящиеся к среднеоксфордским отложениям (Решение..., 2004). В керне из той же скважины Талинской террасы ниже по разрезу обнаружен аммонит *Plasmatoceras*

tenuicostatum (Nikitin) (рис. 23, е), относящийся к зоне *densiplicatum* (средний оксфорд). (Месежников и др., 1984; Решение..., 2004).



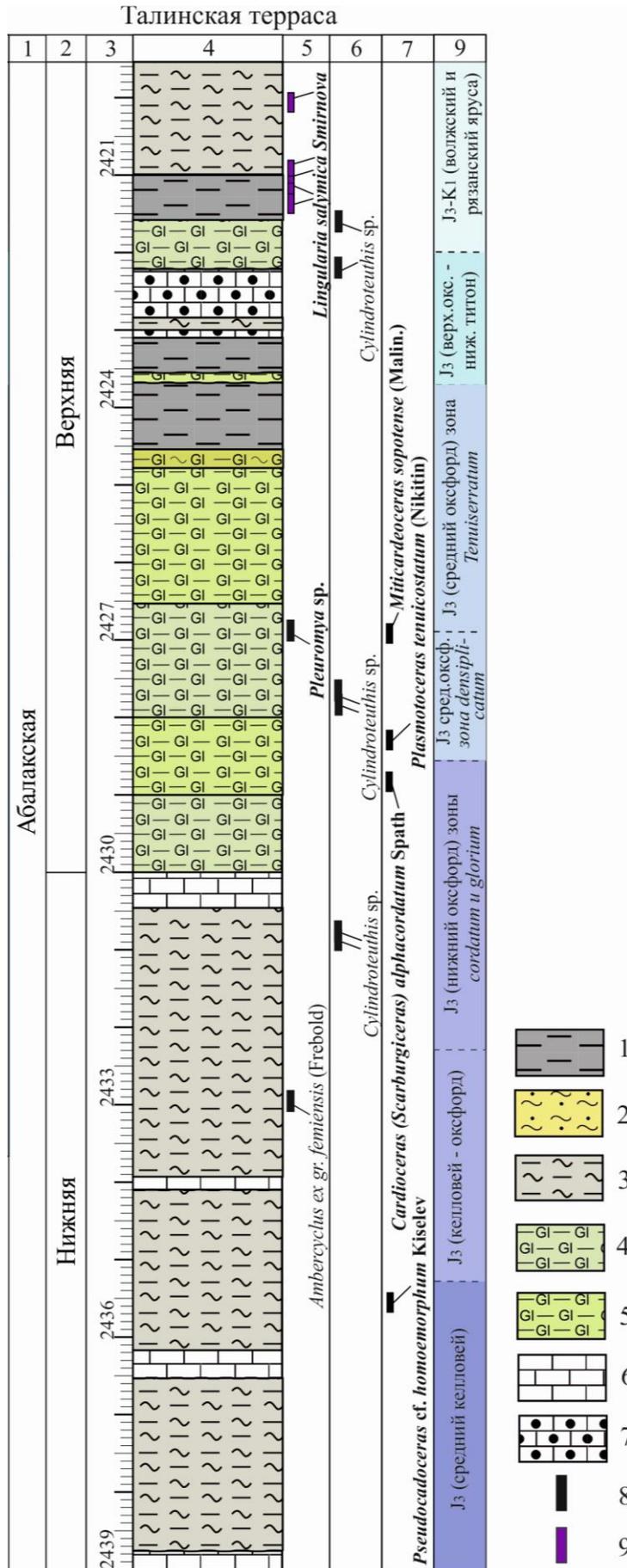


Рисунок 20. Фрагменты литологических колонок керна из скважин Е и З с территории Ем-Еговской вершины и одной скважины с территории Галинской террасы Красноленинского

свода с отмеченными находками палеонтологических остатков; условные обозначения: 1 – глинистые породы, 2 – алевро-глинистые породы, 3 – глинистые алевролиты, 4 – глауконитово-глинистые пород, 5 – глинистые глауконититы, 6 – карбонатные породы, 7 – микробиальные карбонаты; а – схема доюрского фундамента Красноленинского свода; б – структурная схема Ем-Еговской вершины по подошве абалакской свиты с отмеченными скважинами.

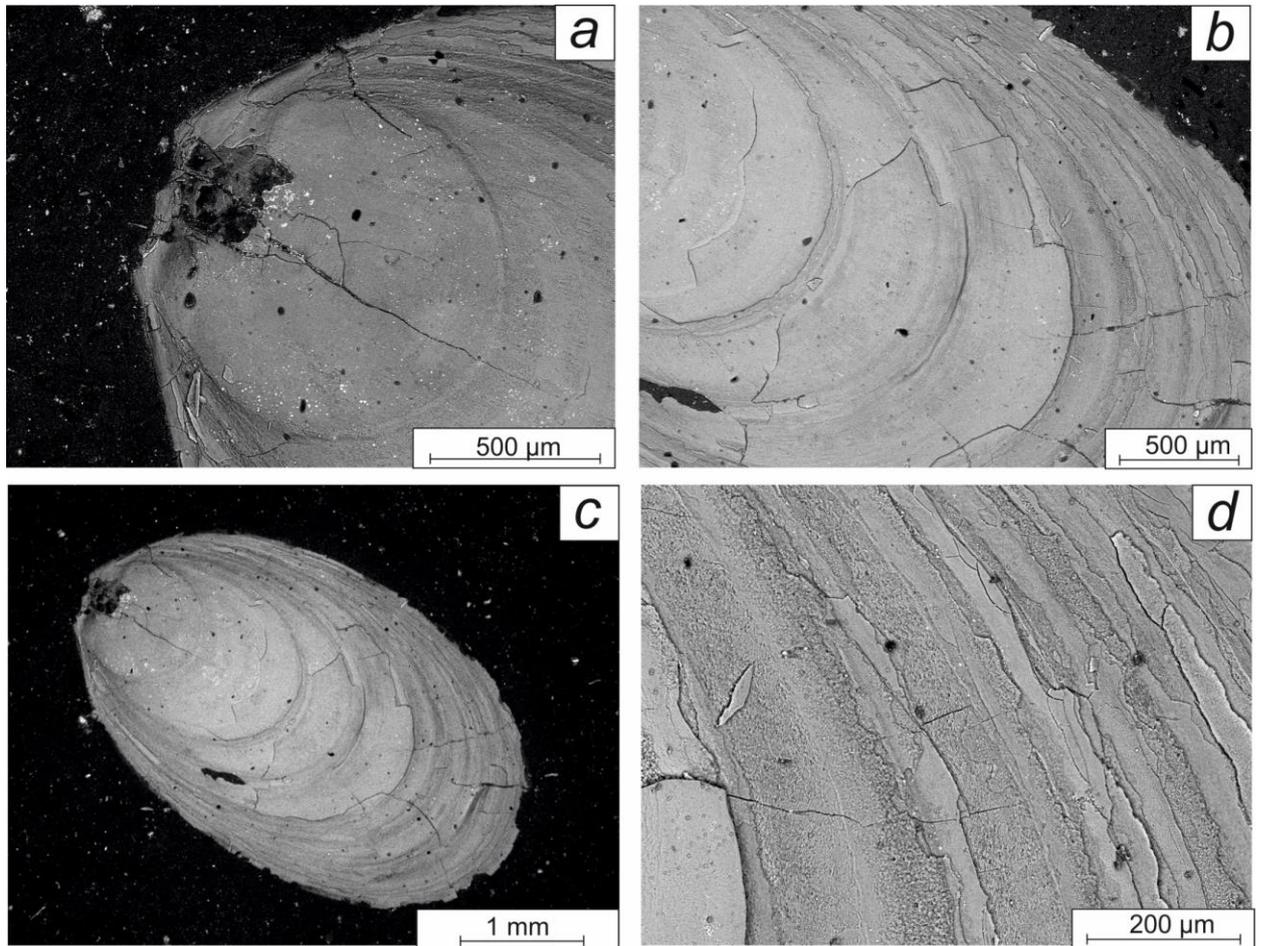


Рисунок 21. Брахиопода *Lingularia salymica* Smirnova из кровли абалакской свиты скважины Е с территории Ем-Еговской вершины с глубины 2300,05 м.

Еще ниже по разрезу, но уже в скважине 3 на глубине 2520,72 м обнаружен фрагмент аммонита *Scoticardioceras* ex gr. *excavatum* (J.Sow) (рис. 23, б), имеющий распространение в пограничном интервале нижнего и среднего оксфорда (зона *Denseplicatum*) (Алифинов и др., 2014). В четырех метрах ниже МК на глубине 2307,25 м в скважине Е обнаружен аммонит *Miticardioceras* sp. (рис. 23, с), который относится к среднеоксфордскому интервалу (зоне *Tenuiserratum*) (Алифинов и др., 2014).

Отложения, которые можно было бы отнести к более раннему возрасту присутствуют в керне из скважины с территории Талинской террасы. На глубине 2433 м обнаружена

гастропода *Ambercyclus* ex gr. *ferniensis* (Friebold), которую можно отнести к интервалу с келловейского по оксфордское время (Решение..., 2004). Еще ниже в разрезе, на глубине 2435,85 м обнаружен аммонит *Pseudocadoceras* cf. *homoemorphum* Kiselev среднекелловейского возраста (Решение..., 2004).

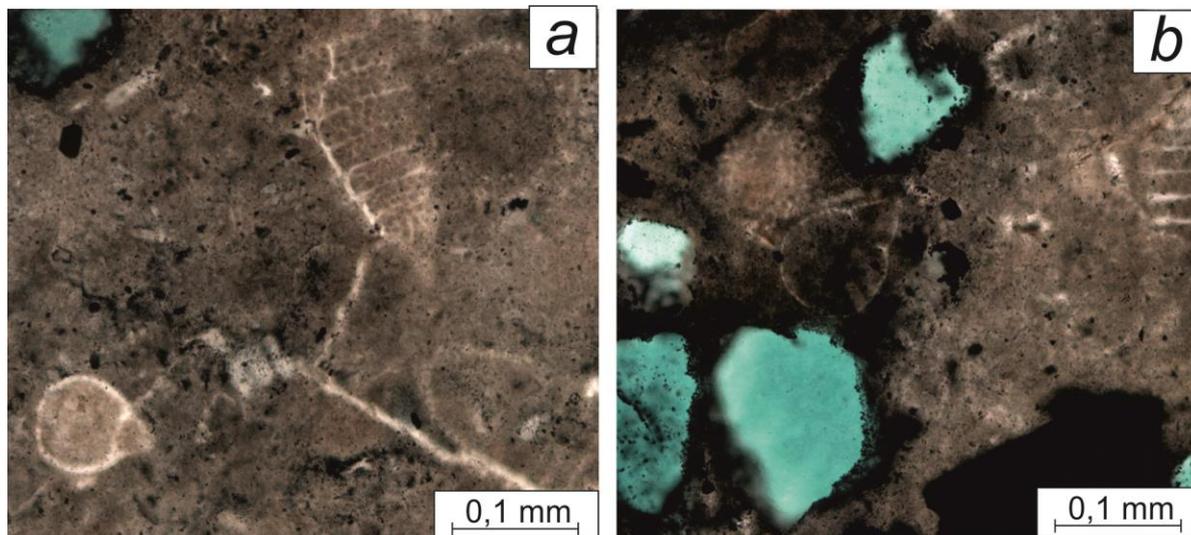


Рисунок 22. Радиолария *Zhamoidellum ovum* Dumitrica в шлифе из МК абалакской свиты скважины 3 Ем-Еговской вершины с глубины 2515,85 м.

По всем трем разрезам на различных глубинах присутствуют белемниты плохой сохранности, определяемые как *Cylindroteuthis* sp. Эти белемниты неинформативны с точки зрения определения возраста и являются проходящей формой фауны (Решение..., 2004).

Таким образом, в керне из скважины Е *Amoeboceras* sp. обнаружен из подстилающих МК глинистых отложений, что предполагает, что исследуемые МК имеют возраст не древнее позднеоксфордского. Сверху МК перекрываются глинистыми отложениями с брахиоподами *Lingularia salymica* Smirnova, распространенными преимущественно в волжское и рязанское время. Радиоларии *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, обнаруженные непосредственно из шлифа МК распространены в возрастном интервале со средне-оксфордского по ранне-волжское время. Однако подстилающие отложения с *Amoeboceras* sp. исключают возраст древнее позднеоксфордского. В итоге, несмотря на плохую сохранность микрофаунистических остатков в исследуемых отложениях, возраст МК приблизительно определен по выше- и ниже-залегающим отложениям, а также по единичным находкам радиоларий в шлифах.

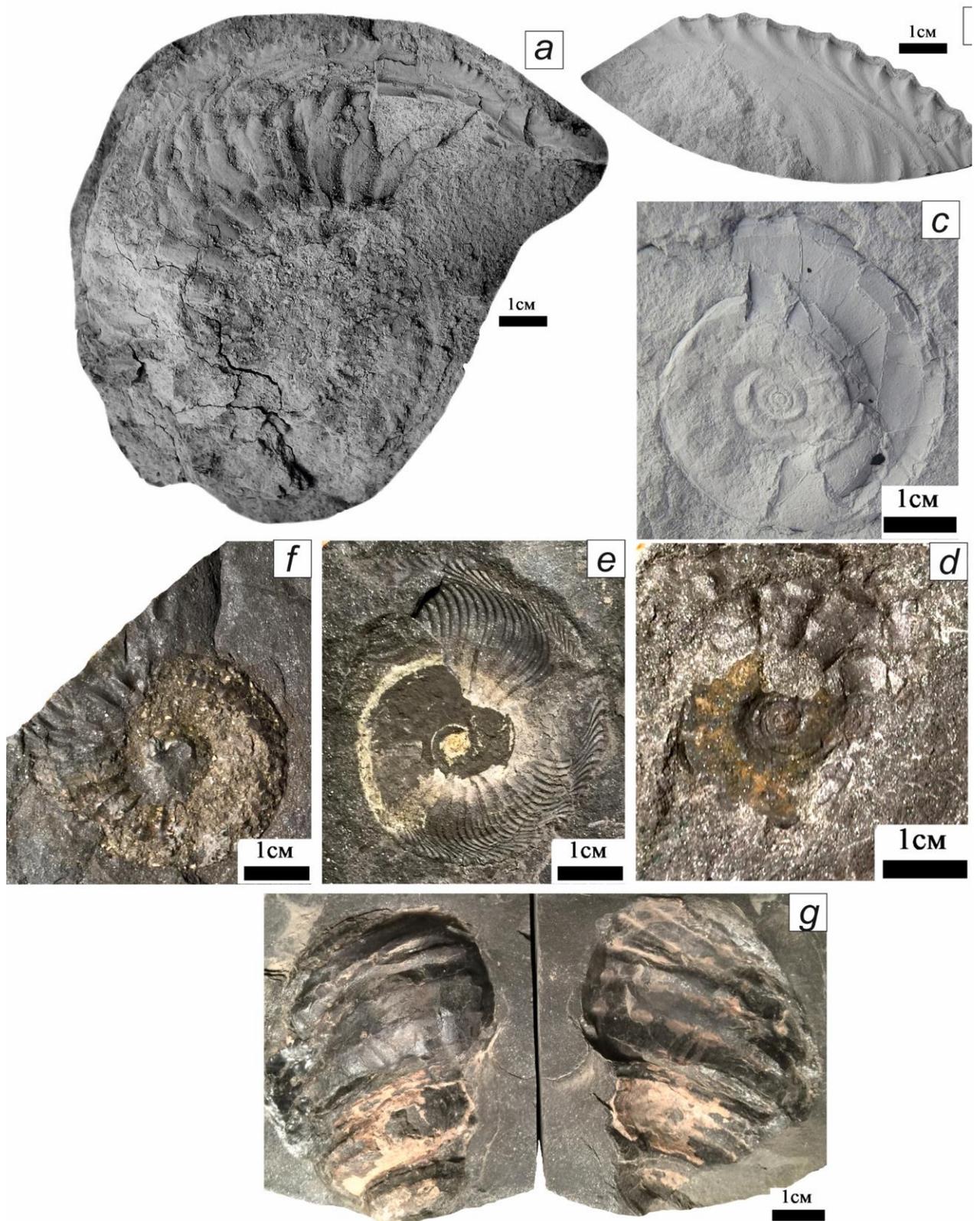


Рисунок 23. Аммониты, их фрагменты (а – d) и гастропода (g), обнаруженные в отложениях абалакской свиты Е и З скважин Ем-Еговской вершины и скважины с территории Талинской террасы Красноленинского свода (а – *Amoeboceras ilovaiskii* (M. Sok), б – *Scoticardioceras* ex gr. *excavatum* (J.Sow), в - *Miticardioceras* sp., d – *Miticardioceras sopotense*

(Malin.), e – *Plasmatoceras tenuicostatum* (Nikitin), f – *Pseudocadoceras* cf. *homoerphum* Kiselev, g – *Ambercyclus* ex gr. *ferniensis* (Frebald).

Отдельно стоит отметить тот факт, что во всех исследуемых разрезах Красноленинского свода, содержащих МК полностью отсутствуют интервалы, содержащие фауну киммериджского возраста. Наиболее правдоподобным объяснением для этого факта могут являться две основные причины:

Первая причина – это размыв исследуемых отложений в результате крайне мелководных обстановок осадконакопления и становления субаэральной экспозиции. В пользу этой гипотезы можно привести следующие доказательства:

(1) наличие ризоидов, следов карста и горизонта палеопочв в марганцевых МК (Потапова и др., 2018);

(2) накопление в то же время мелководно-обломочных отложений верхней пачки вогулкинской толщи вокруг соседней Каменной вершины Красноленинского свода (Латыпова и др., 2021, а).

Вторая причина по которой может наблюдаться практически полное отсутствие киммериджских отложений в разрезе – это становление обстановок осадочного голодания, которое отмечается для центральной части ЗСП в связи с началом глобальной трансгрессии. Известно, что в киммериджское и волжское время отмечается стадия общего регионального погружения ЗСБ (но геосинклинальной концепции) (Конторович и др., 1975) или начало глобального трансгрессивного этапа в ЗСБ (Конторович и др., 2013) (согласно тектонике плит). Вполне возможно, что исследуемые МК накапливались в обстановках практически нулевой седиментации при резком поднятии уровня моря.

В любом случае, данный вопрос о том, по какой причине в исследуемых разрезах отсутствуют отложения киммериджского возраста, заслуживает отдельного детального изучения.

Таким образом, по результатам проведенных палеонтологических исследований было выявлено, что МК Красноленинского свода ЗСП имеют позднеоксфордский (по аммонитам) – ранневолжский (по двустворчатым моллюскам) возраст.

3.3. Геохимические признаки

Для того, чтобы увидеть особенности в содержаниях основных петрогенных оксидов и элементов в верхнеюрских МК было принято решение сравнивать их элементный состав с низзалегавшими по разрезу ВК георгиевского горизонта. Все лабораторные исследования РФЛА методом выполнены на основном матриксе МК и ВК, намеренно избегая отбора материала из кальцитовых жил и трещин. По результатам исследования выявлено, что МК и ВК отличаются по содержанию петрогенных оксидов (табл. 1, рис. 24) и некоторых элементов (табл. 2, рис. 25, рис. 26). Верхнеюрские МК с территории всех исследуемых месторождений отличаются от ВК, как правило, большим количеством MnO. Содержание этого оксида в МК варьирует от 3 до 21%, а в ВК – от 0 до 1% (Латыпова и др., 2022, б, 2023, а). Вместе с тем, в МК наблюдается пониженное содержание Ca (19 - 31%) по сравнению с ВК (24 – 52%) по причине того, что Mn в МК занимает место Ca в кристаллических решетках карбонатных минералов.

Повышенное содержание MnO (рис. 24) в МК, вероятно, можно объяснить тем, что Mn^{2+} сорбируется на поверхности бактериальных клеток, которые активно участвуют в формировании бактериально-водорослевых известняков. Как ранее отмечалось, некоторые бактерии выступают в роли ингибитора окисления двухвалентного Mn, т.к. существуют виды, которые получают энергию из его окисления (Emerson et al., 1979; Yakushev et al., 2009). При этом оксиды марганца, как правило, активно участвуют в гумусообразовании и прочно фиксируют в своей решетке тяжелые металлы-манганофилы: Co, Ni, Zn и др. (Manseau et al., 2000).

Вторичная диагенетическая марганцевая минерализация в МК может быть объяснена концепцией цикличной бактериальной активности, в которой выделяется два цикла: придонный аэробный хемолитоавтотрофный и анаэробный диагенетический бактериальный, при этом анаэробная система перекрывала аэробную придонную систему (Polgarí et al., 2012). В пределах придонного аэробного окислительного цикла благодаря деятельности бактерий происходит окисление Mn (II) до Mn (III, IV), а также высвобождение и сорбирование ионов металлов на поверхности MnO при разложении органических молекул. Позднее, когда микробный прослой, сформировавшийся в кислородной среде, перекрывается следующим слоем бактериальной корки, происходит смена аэробной обстановки на бескислородную восстановительную. В подобной среде происходит микробиологически опосредованное восстановление Mn (III, IV), которое приводит к Mn-карбонатной минерализации.

Таблица 1. Процентное содержание петрогенных оксидов в МК и ВК георгиевского горизонта ЗСП по данным РФЛА.

Образец*	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe общ.	P ₂ O ₅	S общ.
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
1-ВК	0,2	2,1	4,9	10,9	0,8	42,9	0,2	1,0	3,3	1,1	0,7
1-ВК	0,4	3,6	6,5	14,7	1,0	24,3	0,3	0,9	13,9	0,3	1,1
1-ВК	0,2	2,5	5,0	12,4	0,6	40,5	0,2	0,2	5,1	0,7	1,5
1-ВК	0,4	4,1	7,7	18,4	1,1	33,0	0,3	0,4	9,4	0,5	0,6
1-МК	0,3	8,2	5,2	13,3	1,0	26,7	0,2	4,6	5,7	0,1	0,4
1-МК	0,3	7,0	3,7	9,7	0,7	31,1	0,2	10,6	7,9	0,3	0,2
2-ВК	0,2	3,0	2,3	7,9	0,4	45,5	0,1	1,4	1,4	0,3	0,7
2-ВК	0,2	2,9	2,2	7,4	0,4	47,8	0,1	1,1	1,7	0,2	0,2
2-МК	0,2	5,2	2,7	11,4	0,6	23,7	0,2	20,4	6,6	0,1	0,5
2-МК	0,2	2,2	2,1	25,9	0,5	19,1	0,1	16,2	16,3	1,4	5,9
3-ВК	0,1	2,8	0,8	2,2	0,2	48,4	0,1	0,1	0,4	0,2	0,3
3-ВК	0,1	1,5	0,5	1,1	0,1	50,4	0,0	0,1	0,3	0,4	0,1
3-ВК	0,1	1,9	0,6	1,8	0,1	51,4	0,1	0,1	0,6	0,2	0,3
3-МК	0,3	2,2	3,0	10,5	0,9	28,5	0,1	19,5	3,7	2,5	1,6
4-ВК	0,2	8,3	2,1	6,3	0,4	38,2	0,1	0,2	2,5	0,2	0,9
4-ВК	0,3	9,1	2,2	8,0	0,4	35,4	0,1	0,2	2,8	0,2	0,6
4-МК	0,4	5,5	4,4	15,0	1,1	22,8	0,2	15,1	4,1	0,2	0,6
4-МК	0,3	2,2	3,3	13,2	0,8	38,8	0,2	3,5	5,4	0,3	2,7
4-МК	0,3	1,8	2,6	18,2	0,8	19,0	0,1	13,7	18,8	1,3	11,9
5-ВК	0,1	1,8	2,6	6,1	0,5	49,5	0,1	0,9	1,0	0,2	0,2
5-ВК	0,1	1,9	1,3	2,5	0,2	50,3	0,1	0,3	0,9	0,2	0,5
5-ВК	0,2	1,6	4,0	10,5	0,8	46,4	0,2	0,7	1,0	0,2	0,3
5-МК	0,4	6,4	3,1	10,4	0,8	30,5	0,1	13,8	8,9	0,5	4,5
6-ВК	0,3	2,0	6,0	13,7	0,9	36,7	0,3	0,5	5,2	0,5	0,7
6-ВК	0,2	3,2	2,4	5,0	0,2	27,7	0,1	0,3	19,2	9,4	0,9
6-ВК	0,3	3,3	3,8	8,0	0,4	25,0	0,2	0,5	24,9	0,3	0,5
6-МК	0,3	7,3	4,2	10,8	0,9	26,0	0,2	10,9	5,2	1,2	1,0
6-МК	0,3	8,0	2,8	8,8	0,5	31,4	0,1	10,4	3,7	3,3	0,6
6-МК	0,4	3,2	3,0	18,7	0,8	22,0	0,1	13,7	13,4	0,8	6,0
7-ВК	0,6	3,0	6,1	16,1	0,8	36,3	0,3	1,2	4,3	0,7	0,6
7-ВК	0,5	1,7	5,4	14,7	0,8	38,2	0,2	1,1	3,6	0,6	0,7
7-ВК	0,4	2,3	4,2	10,7	0,6	37,9	0,2	0,9	7,9	0,4	0,9
7-МК	0,4	3,5	4,2	12,8	0,8	21,3	0,2	10,6	13,0	0,7	0,8

Примечание: *цифры – скважины разных территорий: 1- Ем-Еговское, 2 – Каменное,

3 – Южно-Ягунское, 4– Дружное, 5 – Лонтыньяхское, 6 – Талинское, 7 – Малобалыкское

ПОДНЯТИЯ.

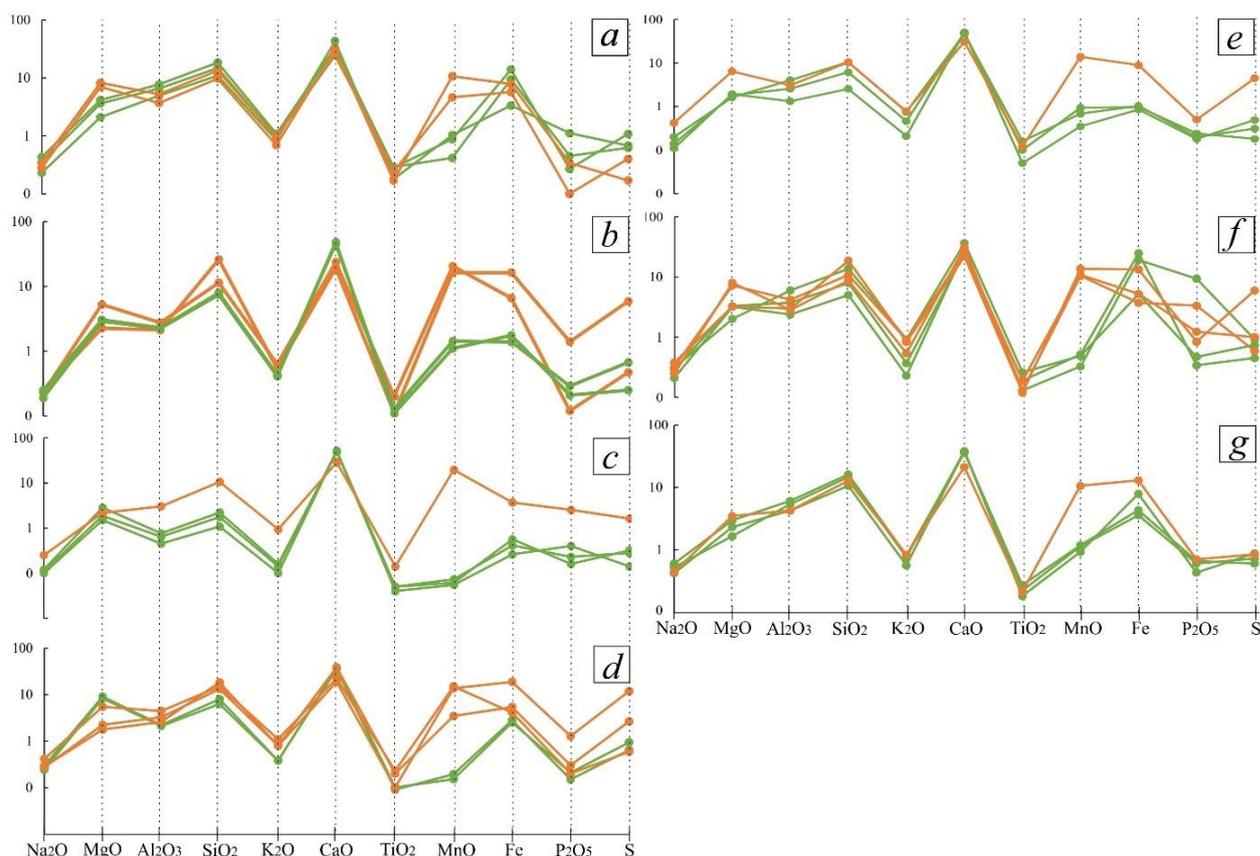


Рисунок 24. Мультиэлементная диаграмма с логарифмической вертикальной осью для петрогенных оксидов (%) в карбонатных породах абалакской и георгиевской свит (оранжевый – МК, зеленый – ВК); Исследованные территории: а) Ем-Еговская, б) Каменная б) Южно-Ягунская, с) Дружная, д) Лонтыньяхская, е) Талинская, ф) Малобалыкская вершины.

Поведение Mn в исследуемых МК еще плохо изучено, однако существуют работы, в которых описывается повышенное содержание этого элемента в диагенетических карбонатных конкрециях баженовской и тутлеймской свит (Ушатинский и др., 1970; Юдович, Кетрис, 1988). Еще большую концентрацию Mn в бактериально-водорослевых постройках низезалегающей абалакской и георгиевской свит можно объяснить большим содержанием кислорода в придонных водах, вследствие обмеления бассейна (Зеленин, Озеров, 1983). Вероятно, Mn также может более активно накапливаться в микробильных карбонатах по причине их роста в мелководных, хорошо аэрированных водах. Кроме того, застойные обстановки также могли привести к выпадению Mn в осадок, т.к. при резко застойных условиях водной толщи концентрации компонентов выравниваются, диффузия марганца из осадка в воду замедляется и Mn остается в верхней пленке ила и выпадает в виде $MnCO_3$ (Блажчишин, Емельянов, 1977). Это возможно только при наличии большого количества карбонатного материала в иле (Berger, Soutar, 1970).

Содержания остальных главных оксидов варьируют незначительно, в пределах погрешности, и зависят от исследуемой территории (рис. 24). Например, в МК Ем-Еговской, Лонтыняхской, Талинской и Малобалыкской вершин содержание MgO (3–8%) выше, чем в ВК (1–4%). Обратная картина прослеживается для образцов с территории Дружного поднятия. Из полученных данных видно, что образцы МК содержат как правило, меньше MgO (1–5%), чем ВК (8–9%). На территориях Южно-Ягунского, Дружного, Талинского поднятий содержание SiO₂ в среднем выше (10–18%), чем в ВК (1–10%). По всем остальным оксидам также наблюдается незначительная разница между двумя типами карбонатных пород в большую или меньшую сторону в зависимости от приуроченности к месторождению.

По элементам-примесям два типа карбонатных пород более существенно различаются (табл. 2, рис. 25, рис. 26). В МК, как правило, содержится больше Ni, Cu, Zn, V, меньше Sr (рис. 25). Содержание Ni в МК существенно выше – от 22 до 207 ppm, чем в ВК (до 12 ppm). Содержание меди в МК также существенно выше – от 3 до 34 ppm, а в ВК – 0–3 ppm. Содержание Zn в бактериально-водорослевых постройках варьирует от 8 до 64 ppm, а в ВК – от 2 до 22 ppm. Кроме того, существуют незначительные различия в содержании V для двух типов карбонатов: в МК – 7–28 ppm, в ВК – 0–17 ppm. В двух типах карбонатных пород также заметно различие в содержании Sr: 28 – 84 ppm для МК и 31 – 484 ppm для ВК. Также МК и ВК незначительно отличаются по содержанию Mo и Pb. В пробах из МК содержание Pb варьирует в диапазоне от 1 до 6 ppm, тогда как в ВК – от 0 до 1 ppm. В большинстве МК также присутствует повышенное содержание Mo (0 – 7 ppm) по сравнению с ВК (0 ppm).

Содержания остальных микроэлементов в двух типах карбонатов варьируют в незначительных пределах и, аналогично большей части петрогенных оксидов, изменяются в зависимости от территории.

Высокое содержание по данным XRF целой группы биофильных элементов (Zn, Ni, Cu, V) в МК по сравнению с ВК (табл. 2) вероятно указывает на повышенное содержание ОВ в осадке. Основным формами переноса Zn, в нашем случае, вероятно, являются коллоиды и металлоорганические соединения, на формирование которых оказывает влияние ОВ (Монин, Лисицин, 1983). Как упоминалось выше, в исследуемых отложениях на территории Ем-Еговского месторождения ранее обнаружены следы интенсивного карстования с формированием карбонатного горизонта палеопочв, что подтверждает предположение авторов (Потапова и др., 2018).

Таблица 2. Содержание элементов – примесей в МК и ВК георгиевского горизонта ЗСП по данным РФЛА.

Образец*	Cr	V	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	U	Y	Nb	Pb	As	Cl	Mo
	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
1-ВК	7	5,1	4,4	1,3	5,6	4	46,8	1,7	102,5	0	0	0	0	0	20,1	0
1-ВК	9,7	7,4	5,5	1,5	6,2	3,7	31,7	3,7	100,2	0	3,4	0	0	1,2	11,4	0
1-ВК	6,6	4,4	3,5	1,4	4,5	2,7	53,5	1,8	112	0	0	0	0	0	0	0
1-ВК	7,8	5,6	4,1	1,5	4,7	3,5	66,2	2,4	137,7	0	3,3	0,3	0	3,8	14,4	0
1-МК	5,3	11,8	74,1	9,4	18,9	3,2	35,1	4,2	154,8	0	1,9	0	1,6	0	12,4	0
1-МК	3,5	8,7	22	7,5	8,9	2,2	35,7	3,1	121,5	0	3	0,6	1,2	0	19,9	0
2-ВК	1,9	7,7	7,5	1,6	10,3	2,2	42,4	1,6	853,9	0	0	0,6	0	0	30,4	0
2-ВК	2,7	3,6	5,4	0	6,4	2,3	47,2	1,3	58	0	0,8	0,6	0	0	22,7	0
2-МК	6,1	27,8	50,6	10,3	21	2,7	28,4	3,3	122,7	0	2,8	0,6	2,2	0	18,1	1,6
2-МК	3,2	14,7	177,2	10,6	63,7	2,9	39,2	7,1	89,3	0	7,3	0,6	8,3	5,3	17	3,1
3-ВК	3	12	4,6	1,6	21,5	0	353,7	49,6	74,6	0,8	0,9	0,6	0	0	8,1	0
3-ВК	1,6	2,6	11,8	0	4,8	0	483,3	62,7	100,2	1,3	0	0,6	0	0	14,8	0
3-ВК	2,6	6,7	4,3	1,8	13,5	0	341,5	45,5	66,2	1	0	0,6	0	0	11,3	0
3-МК	4,9	21,8	206,7	33,8	44,5	3,5	83,3	2,8	266,9	0	4	0	2,5	2,9	33,8	6,7
4-ВК	1,3	10,6	6,3	2,9	14,1	1,3	91,4	19,6	364,6	0,4	0,6	0,6	1,1	1,7	8,5	0
4-ВК	0	16,9	4,3	1,4	5	1,3	115,7	25,3	481,5	0,4	1	0,6	0	0	15,1	0
4-МК	5,9	13,8	134,2	12	26,6	3,7	46,4	5,1	139,9	0	3,2	0	0	2,8	25,4	0
4-МК	4,9	7,6	44,1	3,7	15,2	3,4	41,9	2,9	106,9	0	1,8	0	0	0	25,5	0
4-МК	12,4	12,4	140	10,7	27,3	2,9	54,1	2	60,5	0	5,7	0	2,4	3,3	23,2	2,6
5-ВК	1	1,8	1,3	0	4,1	2,1	52,8	1	21,2	0	1	0,6	0	0	26,6	0
5-ВК	0	0	1,4	1	2,5	1,2	66,6	0	14,8	0	0,5	0,7	0	0	38,3	0
5-ВК	1,8	3,1	2,5	1	3,7	3	66,7	1,5	31,7	0	1,7	0	0	0	22,8	0
5-МК	2,5	22,4	180,3	17,8	39,6	2,6	52,1	2,6	91,3	0	1,8	0	6,1	6,3	23	2,4
6-ВК	6,1	7,8	3,8	1,8	4	3,5	48,5	2,3	96,7	0	3,3	0	0	2,4	14,2	0
6-ВК	4	5	2,9	1,5	3,2	1	136	1,4	198,1	0	6,4	0	0	0	25,2	0
6-ВК	6,6	4,7	3,2	2,2	4,7	1,4	45,4	2,5	118,9	0	1,7	0	0	1,3	43,8	0
6-МК	6,7	8,5	47,7	7,1	17,3	2,9	34,4	3,3	123,8	0	2,5	0	1,5	1	11,5	0
6-МК	3,4	8,5	29,1	11,3	11,2	2	43,1	2,2	173,8	0	3,6	0	1,1	1,1	16,2	1,2
6-МК	3,3	14,4	114,7	6,6	42,2	3,1	30,3	2,8	112,5	0	1,9	0	3	6,1	14,5	1,1
7-ВК	3,1	3,6	3,2	1,3	5,1	2,9	66,6	2,6	149,7	0	1,2	0,5	0	0	11,2	0
7-ВК	3,1	5,3	3,1	2,3	8,4	3,1	48,8	2,7	135,2	0	2,1	0,7	0	0	18,2	0
7-ВК	2,6	4,8	2,2	1,6	5,4	2,2	62,3	2	139,9	0	2,2	0,5	0	0	10,1	0
7-МК	3,9	11,1	122,7	9,7	19,8	2,8	45,3	4,2	219,2	0	4,4	0,4	1,5	0	11,6	3,5

Примечание: *цифры – скважины разных территорий: 1- Ем-Еговское, 2 – Каменное,

3 – Южно-Ягунское, 4– Дружное, 5 – Лонтыньяхское, 6 – Талинское, 7 – Малобалыкское

поднятия.

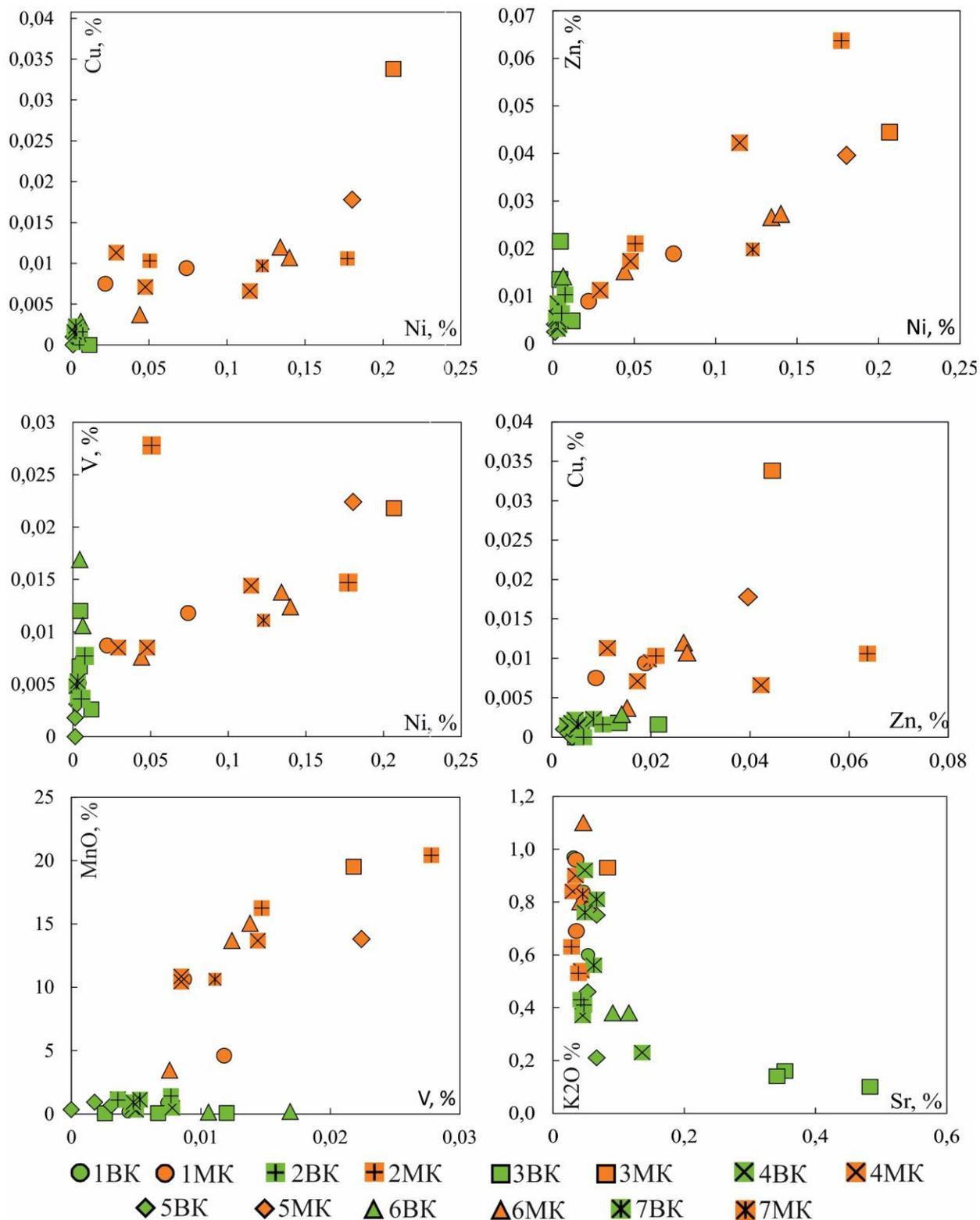


Рисунок 25. Диаграммы соотношения элементов примесей и некоторых петрогенных оксидов, (оранжевый – МК, зеленый – ВК); Образцы отобранные с территории: 1 – Ем-Еговской, 2 – Каменной, 3 – Южно-Ягунской, 4 – Талинской, 5 – Лонтыньяхской, 6 – Дружной, 7 – Малобалыкской вершин.

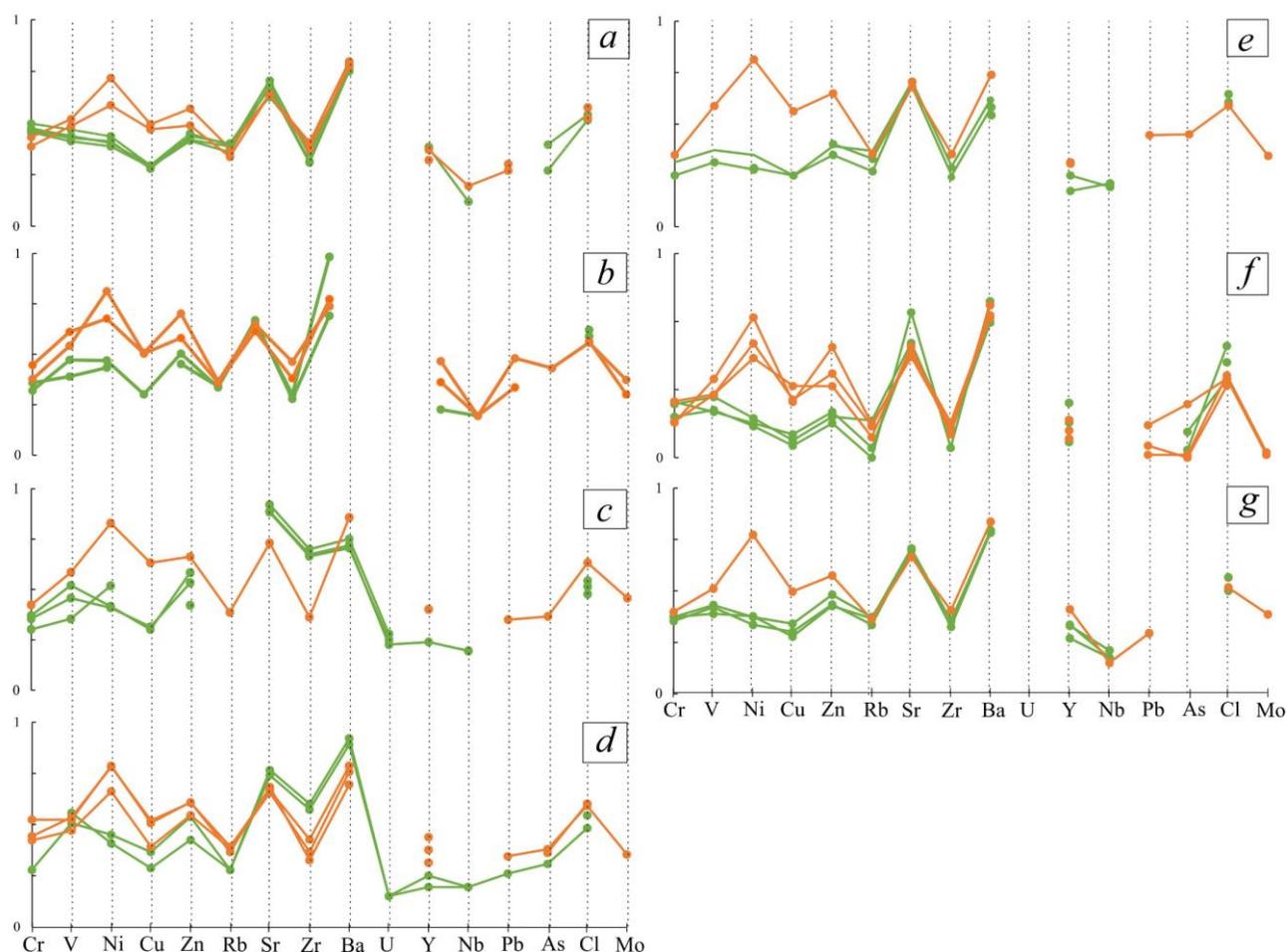


Рисунок 26. Мультиэлементная диаграмма с логарифмической вертикальной осью для элементов-примесей (%) в карбонатных породах абалакской и георгиевской свит (оранжевый – МК, зеленый – ВК); Исследованные территории: а) Ем-Еговская, б) Каменная б) Южно-Ягунская, с) Дружная, д) Лонтыньяхская, е) Талинская, ф) Малобалыкская вершины.

Цинк также является биофильным элементом, вероятно, именно этим объясняется его повышенное содержание в бактериально-водорослевых постройках по сравнению с вторичными карбонатами. Учитывая, что ранее в микробных карбонатах были обнаружены ризоиды (следы корней) (Потапова и др., 2018), выглядит логичным более интенсивное накопление биофильных элементов в поверхности гумусовых горизонтов почвенного слоя (Михальчук, 2017). Еще одним элементом, который тяготеет к гуминовым соединениям, является Ni. Некоторые тяжелые металлы связываются с гуминовыми веществами в труднорастворимые коллоидные пленочные фазы (Аникиев и др., 1990; Eisma, 1988; Sholkovitz, 1990). Например, в работе А.С. Рубана (2017) максимум содержания Ni (410,0 г/т) обнаруживается в пелитовых осадках береговой области губы Буор-Хоя восточной части моря Лаптевых. В этой статье повышенное содержание Ni связано с поступлением болотных гуминовых соединений, которое активизируется в штормовые периоды. Повышенное

содержание V в бактериально-водорослевых постройках, вероятно, так же можно объяснить участием этого элемента в процессе гумусообразования. По данным V. Rachold, H.G. Brumsack, (2001) концентрация V в осадках может увеличиваться при восстановительных условиях, т.к. этот элемент связывается с ОВ.

Экспериментальным доказательством того, что повышенные содержания Cu, V, Ni, Zn скорее всего связаны с марганцевой минерализацией, является прямая зависимость их содержания с интенсивностью Mn минерализации в МК (рис. 27).

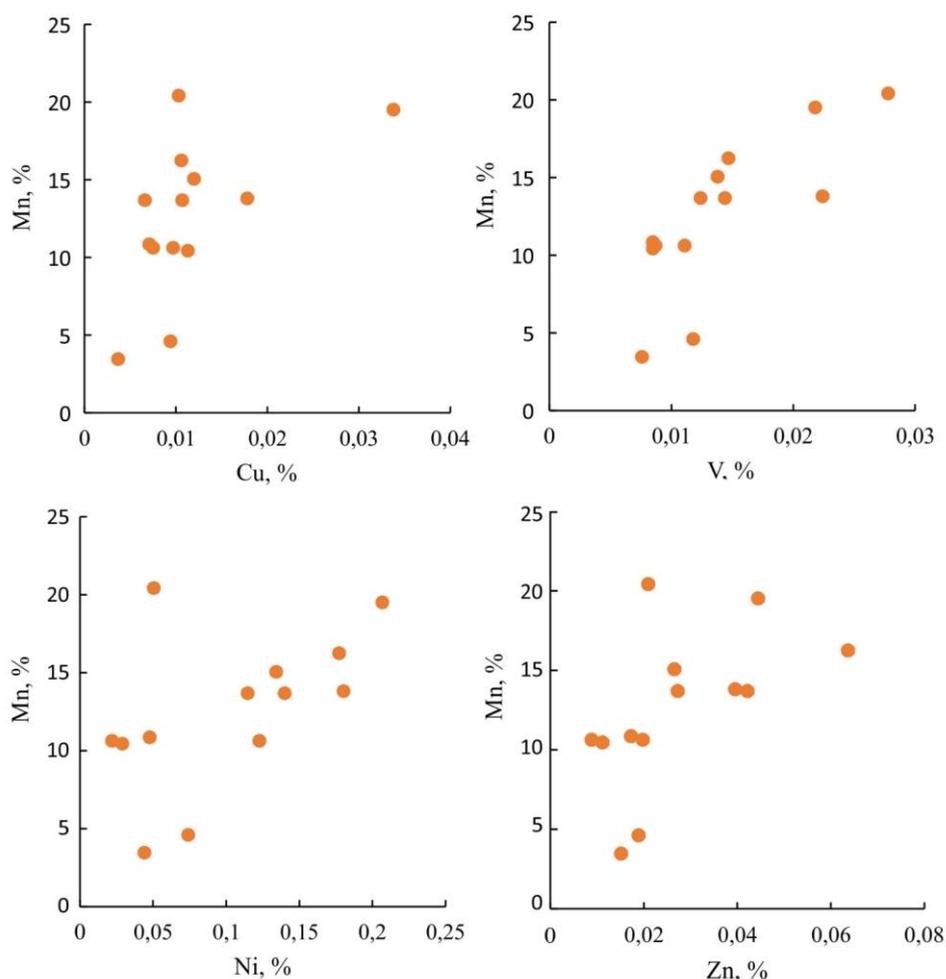


Рисунок 27. Диаграммы соотношения содержаний Mn к Cu, V, Ni, Zn для МК георгиевского горизонта ЗСП.

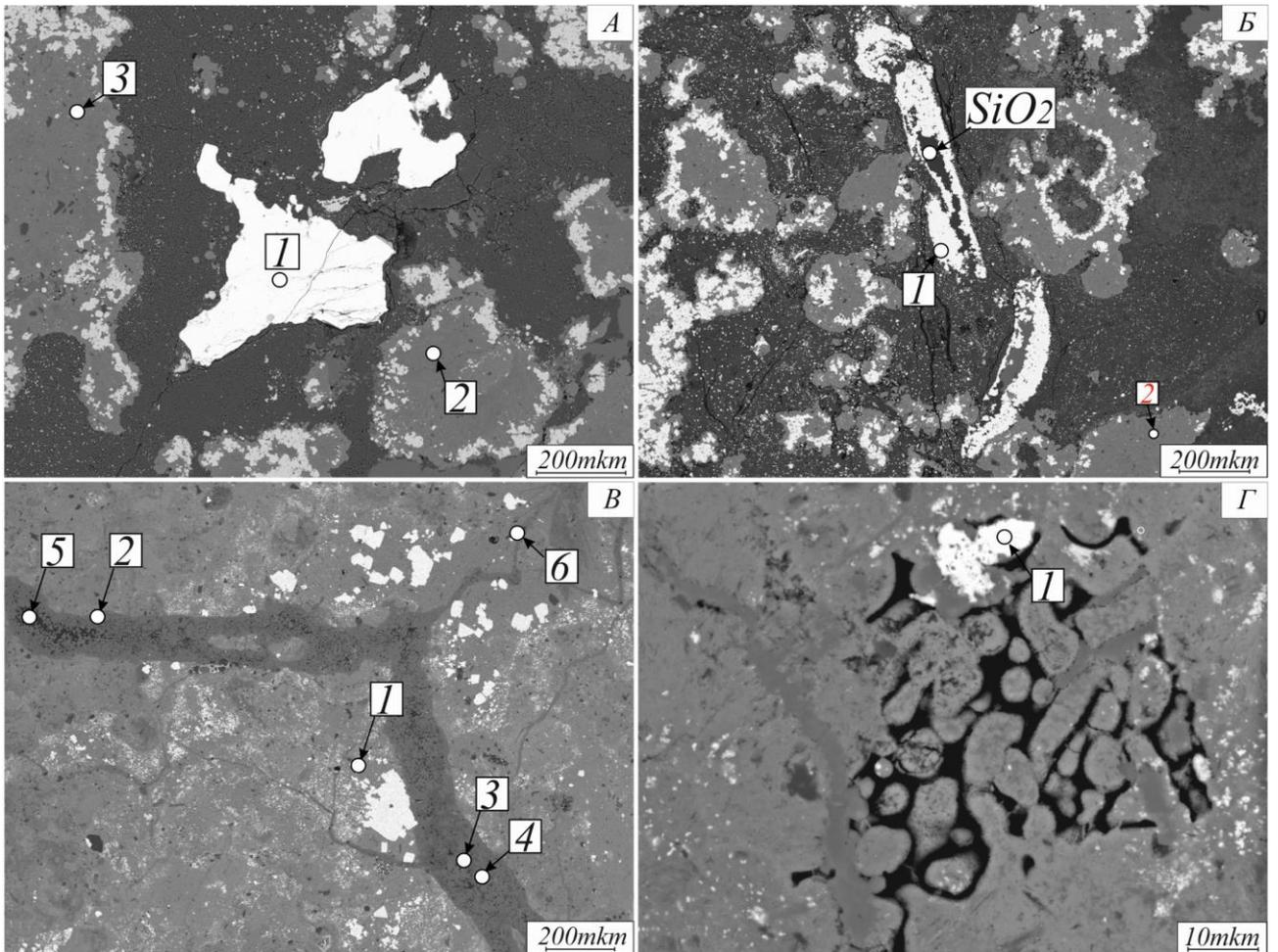
Таким образом, по результатам исследования элементного состава МК было обнаружено повышенное содержание в них таких элементов, как Mn, Cu, Ni, V, Zn, что является их геохимическим диагностическим критерием. Повышенное содержание этих элементов в МК, вероятно, связано с их накоплением в осадке в результате микробиальной деятельности.

3.4. Минералогические признаки

Повышенные содержания ряда петрогенных оксидов и элементов в МК по сравнению с ВК должны отражаться в минеральном составе основной микробиальной массы. Проведенные исследования минерального состава под SEM на аншлифах и сколах исследуемых МК показали, что большая часть сульфидов входят в кристаллические решетки трех основных минеральных разновидностей: пирита (FeS_2), халькопирита (CuFeS), сфалерита (ZnS) (рис. 28). Кристалл сфалерита с небольшой примесью Cd (0,21 мас.%) и Fe (0,45 мас.%) размером до 400 мкм представлен на рисунке 28 (А). В пирите содержится небольшое, но достаточное для определения под SEM количество примеси Ni (до 2,2 мас.%). Также стоит отметить, что в кристаллах пирита часто присутствует примесь Mn (до 2,57%) и Co (до 0,69%). На фотографиях аншлифов из МК под SEM прослеживается приуроченность скоплений преимущественно глобулярного пирита к границам микробиальных зон (рис. 28, А, Б). Также в некоторых случаях пирит с небольшим содержанием Ni (0,31%), и с довольно высоким для сульфида содержанием Mn (2,57%) замещает биокласты (рис. 28, Б), генезис которых определить затруднительно, однако по размеру и форме обломков его можно предположительно отнести к деформированному фрагменту ризоида (Потапова и др., 2018). Центральная часть этого биокласта заполнена кремневым веществом, а пиритизация наблюдается только по границе обломка.

Редко кристаллы пирита покрыты светлыми высыпками под SEM, спектры которых сопоставимы с сульфатными минералами, которые вероятно могли образоваться в результате вторичной сульфатизации (рис. 29, б). Однако содержание Ca в этих сульфатах очень небольшое – до 5 вес.%, что не позволяет делать вывод о наличии гипса или ангидрита в исследуемых отложениях. В исследуемых МК также содержатся кристаллы ПШ, преимущественно плагиоклазов (рис. 30, а).

Что касается элементного состава остальных минеральных примесей в МК, то по данным SEM видно, что большая часть Mn содержится в карбонатном минерале кутногорите ($\text{Ca}(\text{Mn},\text{Mg},\text{Fe})(\text{CO}_3)_2$) (рис. 28), который не только слагает четко ограниченные зоны микробиальной минерализации (рис. 28, А, Б), но и основную массу МК (рис. 28, В). Крайне редко кутногорит слагает изометричные кристаллы (рис. 29, в). Небольшое количество Mn также содержится в виде примеси в кристаллах пирита.



Область	Спектр	Минерал	S	Ca	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	Cd
A	1	Сфалерит ($ZnS + Fe$)	33.2			0.5			66.4	0.2
Б	1	Пирит ($FeS_2 + Mn, Ni, Cu$)	53.3		2.6	43.7	0.3	0.1		
В	1	Пирит ($FeS_2 + Mn, Ni, Cu, Ca$)	53.8	0.3	0.3	46.5	0.1	0.1		
Г	1	Халькопирит ($CuFeS + Mn, Ca$)	34.9	0.8	0.7	29.3		32.3		
Область	Спектр	Минерал	MgO	CaO	MnO	FeO	SrO	BaO		
A	2	Кутногорит ($Ca(Mn, Mg, Fe)(CO_3)_2$)	0.9	32.6	20.9	0.09				
A	3	Кутногорит ($Ca(Mn, Mg, Fe)(CO_3)_2$)	1.5	24.2	29.1	0.3				
Б	2	Кутногорит ($Ca(Mn, Mg, Fe)(CO_3)_2$)	1.7	20.9	30.5	0.6			0.1	
В	2	Кальцит ($CaCO_3 + Mg, Fe$)	10	28.1	1.1	14.6				
В	3	Кальцит ($CaCO_3 + Mg, Fe$)	8.5	30.8	1	14.5	0.1		0.2	
В	4	Кальцит ($CaCO_3 + Mg, Fe$)	12.6	30.7	0.6	9.5	0.1		0.05	
Область	Спектр	Минерал	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	MnO	FeO		
В	5	Каолинит ($Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$)		37.4	45.6	0.2	0.1	0.2		
В	5	Каолинит ($Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$)	11.6	19.3	67.5	0.4	0.3	0.1		

Рисунок 28. Фотографии полированных шлифов МК с территории Ем-Еговской вершины без покровного стекла под SEM, цифрами показаны номера измеренных спектров, значения которых представлены в таблицах под рисунком (А – кристалл сфалерита в основной

глинисто-кутногоритовой массе, Б – биокласт пиритизированный, частично кремнелый в глинистом матриксе, В – карбонатная жила с низким содержанием MnO частично каолинитизированная в кутногоритовой массе, вокруг которой присутствуют скопления кубического пирита, Г – следы микробной деятельности и сростки халькопирита.

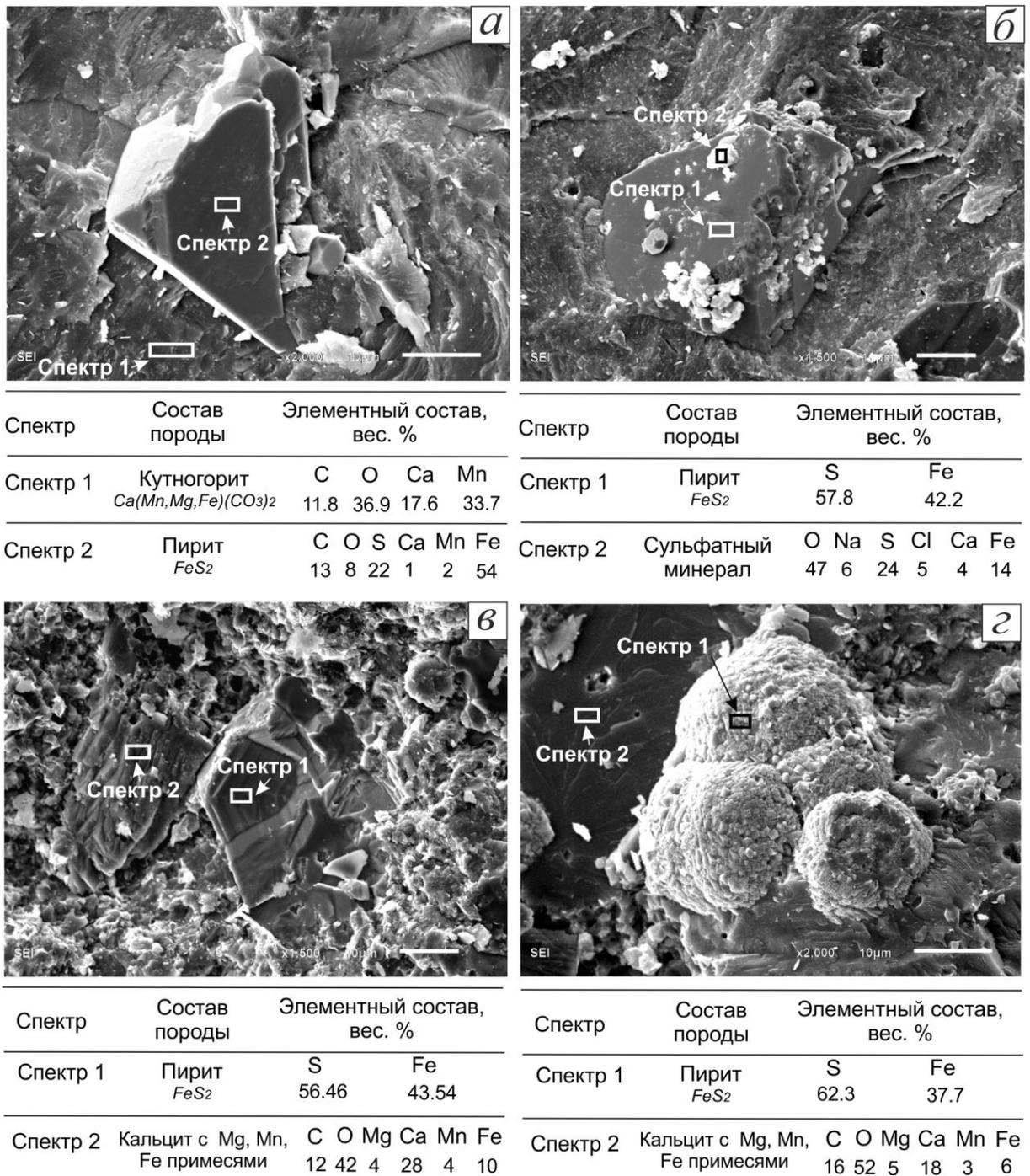


Рисунок 29. Фотографии сколов верхнеюрских МК с территории Ем-Еговской вершины под SEM и микроэлементный состав исследуемых спектров; (а – изометричный кубический кристалл пирита в основной кутногоритовой массе, б – кубический кристалл пирита с сульфатовыми высыпками, в – сросток изометричных кристаллов пирита рядом с зоной обширной кальцитизации, г – глобулярный пирит.

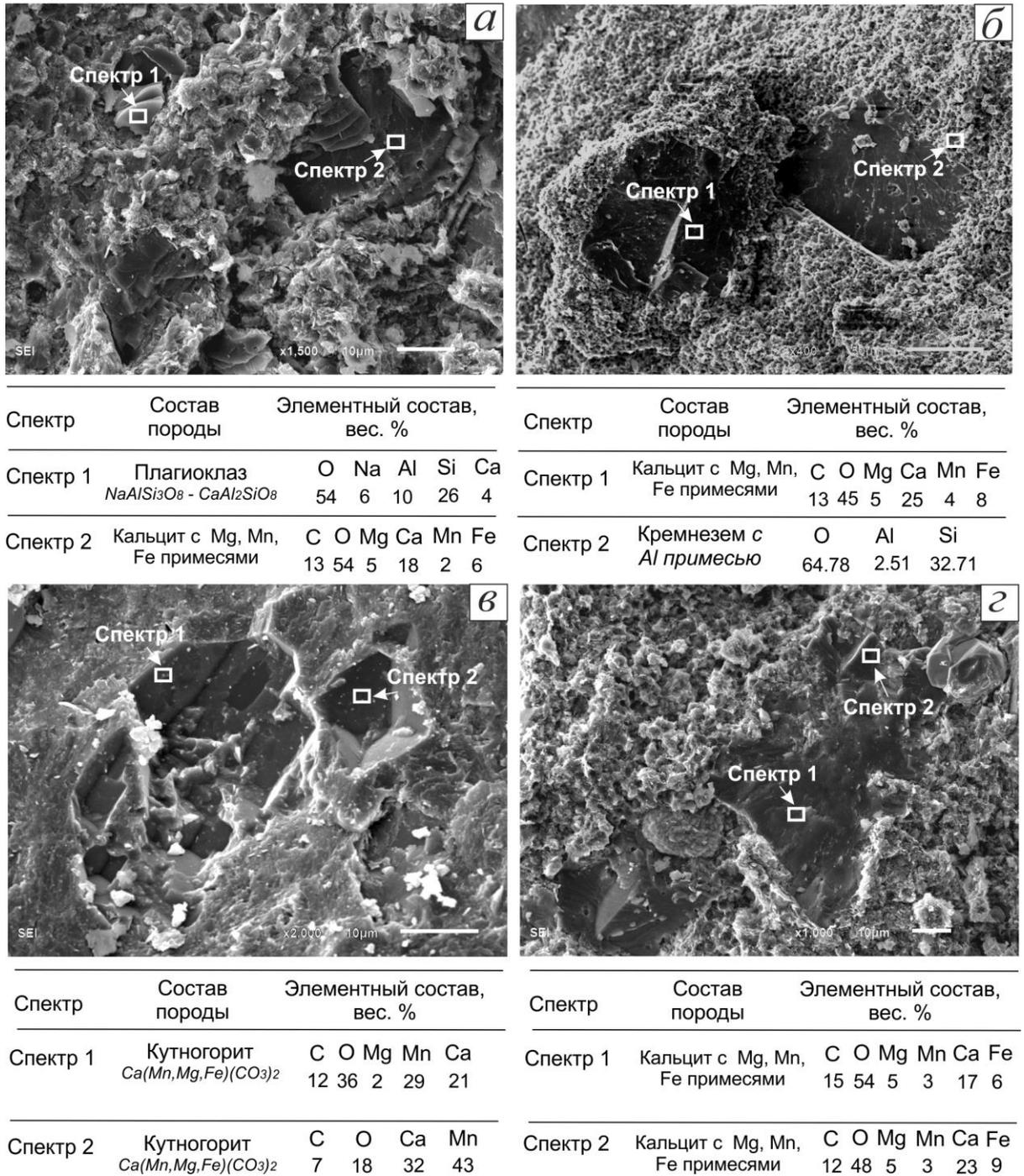


Рисунок 30. Фотографии сколов верхнеюрских МК с территории Ем-Еговской вершины под SEM и микроэлементный состав исследуемых спектров; (а – кристалл плаггиоклаза, б – изометричные кристаллы кальцита в основной кремневой массе, в – кристаллы кутногорита, г – зоны кальцитовой раскristализации).

Вероятно, кутногорит изначально выполняет зоны наиболее активной микробной деятельности с четкими границами по отношению к основной глинистой массе (рис. 28, А, Б), если же образец МК был подвержен интенсивным вторичным преобразованиям до

катагенетической стадии, то четкие границы раздела кутногорит/глинистый матрикс стираются, поэтому в наиболее преобразованных образцах МК редко наблюдаются первичные строматолитовые текстуры, подчеркнутые зонами марганцевой минерализации и пиритизации (рис. 28, В, Г).

На рисунке 31, а отчетливо видно, как витиеватые строматолитовые текстуры повторяются карбонатными минералом кутногоритом, по краю этих микробиальных образований наблюдаются очаги активной глобулярной пиритизации первого порядка. Под стереомикроскопом в параллельных николях видно, что кутногорит слагает молочно-белую неясно-раскристаллизованную массу в основном глинистом зеленовато-коричневом матриксе (рис. 31, б). Выше и ниже от МК наблюдается глинистое вещество с большим количеством глауконита.

По краю сферолитов прослеживается более интенсивно окрашенная коричневая оторочка. По результатам исследования элементного состава под SEM выявлено, что содержание Mn в оторочке максимально и достигает 40 мас%. Вероятно, повышенное содержание Mn в сферолитовой кутногоритовой оторочке связано с механизмом кутногоритовой кристаллизации. Кальцитовое выполнение первичных каверн (рис. 31, с, d) в кутногоритовой массе также имеет сферолитовую структуру, но практически не имеет цвета, что обусловлено, вероятно, отсутствием Mn в структуре карбонатного минерала.

Во всех полученных спектрах карбонатных минералов с повышенным содержанием MnO (>20мас.%) также было обнаружено значительное количество CaO (от 20 до 29 мас.%), что не позволяет судить о присутствии родохрозита в чистом виде в минеральной матрице исследуемых МК. Еще одним наиболее часто встречающимся карбонатным минералом является кальцит (CaCO_3) с Fe и Mg примесями (рис. 30, г). Эти примеси составляют существенную часть от всего минерала, их содержания достигают 12 – 14 мас.%. Любопытно, что эти зоны кальцитовой раскристаллизации имеют линейную жильную вытянутую морфологию (рис. 28, В), (рис. 32, б) и наблюдаются в аншлифах из более интенсивно катагенетически преобразованных МК, с менее четкими границами зональной кутногоритовой раскристаллизации. Иногда по этим зонам наблюдается вторичная каолинитизация в виде темных точечных высыпок по направлению жильной минерализации. Эти жильнообразные кальцитовые зоны, которые значительно отличаются от кутногоритовой основной массы по минеральному составу, пересекают деформированные микробиальные текстуры.

Изометричные кристаллы кальцита с Mn, Mg и Fe примесями располагаются в основной кремневой массе (рис. 30, б). Также в единичных образцах МК под SEM редко прослеживаются трещины, заполненные ОВ (рис. 32, а). Подобные проявления можно отнести к следам вторичных диа- и катагенетических процессов.

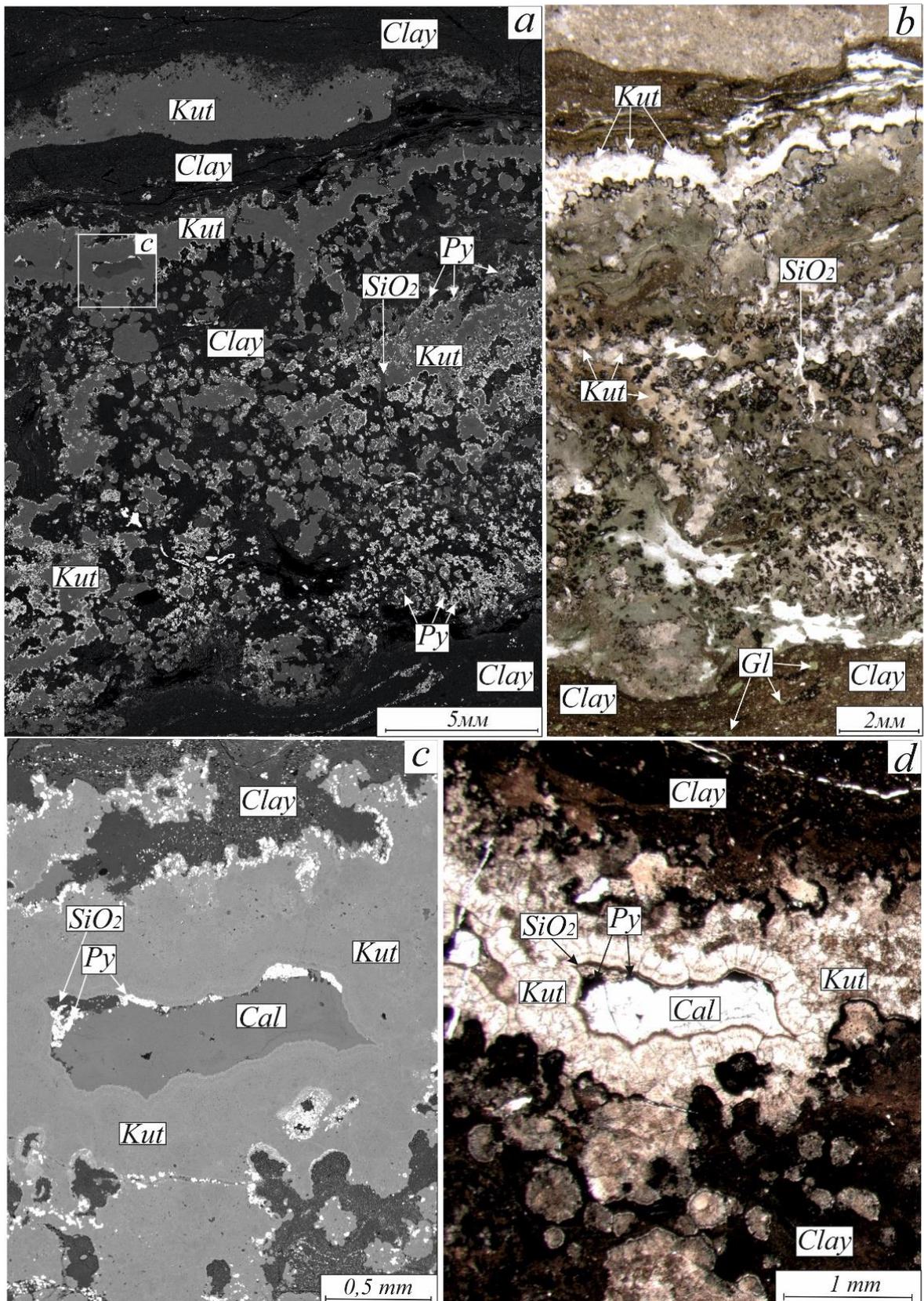


Рисунок 31. Фотографии полированных шлифов МК с территории Дружной вершины без покровного стекла под SEM (а, с) под стереомикроскопом (b) и под микроскопом (d); Основные выделенные минеральные разности: Clay – глинистые минералы смешанного состава, Py – пирит, Kut – кутногорит, SiO₂ – кремнезем аморфный, Gl – глауконит.

Еще одним примером наличия следов вторичных преобразований в исследуемых породах можно считать присутствие гидрослюдистых глинистых минералов, в частности (рис. 28, В), и минералов с высоким содержанием Ва до 34 вес.% (рис. 32, г) в основной кутногоритовой матрице.

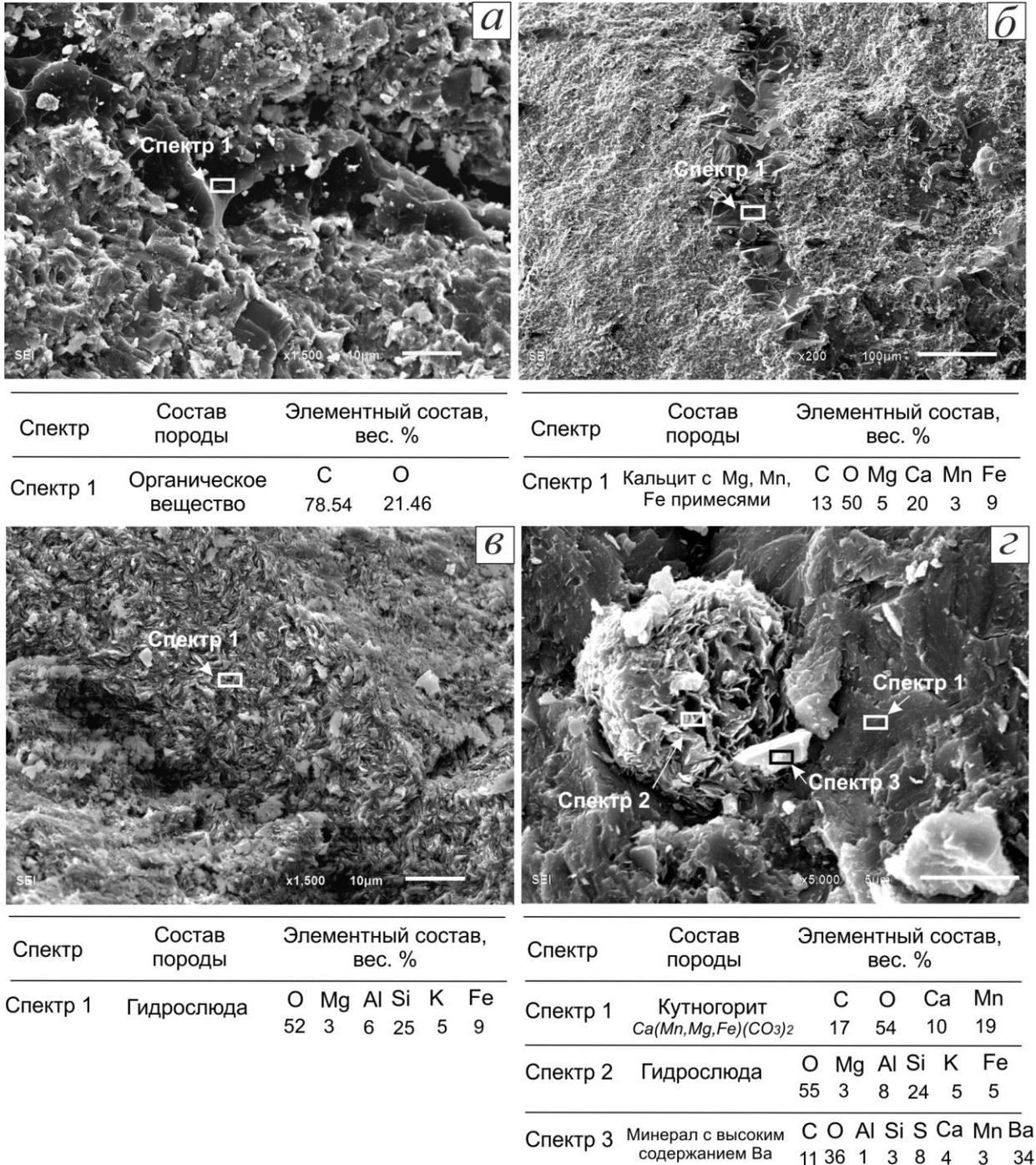


Рисунок 32. Фотографии сколов верхнеюрских МК с территории Ем-Еговской вершины под SEM и микроэлементный состав исследуемых спектров (а – ОБ, заполняющее трещины, б – зона жильной кальцитовой раскристаллизации, в – гидрослюдистые минералы,

г – минерал с повышенным содержанием бария рядом со сростком гидрослюдистых минералов в основной кутногоритовой массе).

Что касается карбонатов бария, по данным Е.В. Карповой и др., 2021, повышенные содержания бария в отдельных пробах, а также кристаллизация барий-содержащих минералов являются одним из маркеров гидротермального потока. Действительно, эксперименты по кристаллизации барита показали, что в карбонатных породах возможна кристаллизация этого минерала при смеси растворов Na_2SO_4 и BaCl_2 при температуре 150-300 °С (Кунц, 2002). По данным Гурвича и др., 1978, общее содержание Ва в карбонатных и кремневых осадках составляет около 0,096%. Это значит, что для формирования Ва-содержащих минералов недостаточно лишь того Ва, который привносился в процессе осадконакопления, необходим дополнительный привнос вещества. Однако, по мнению авторов, не стоит относить бариевую минерализацию исключительно к следствию воздействия гидротермального флюида. Источником подвижного Ва для барий-содержащих флюидов, поступающих в верхние горизонты осадочной толщи, могут являться неглубинные «биобариты» кремнистого планктона (Fu et al., 1994; Von Breymann et al., 1992). Еще один механизм, который приводит к генерации флюидов бария, а также к мобилизации растворенного Ва и к транспортировке его в верхние слои осадочной толщи вдоль разломов – это постседиментационные катагенетические изменения глинистых минералов (сметтит-иллитовые преобразования) в бассейнах погружения (Dahlmann, Lange, 2003).

Также не исключается вариант смешения барий-содержащих холодных газово-флюидных потоков, источниками которых являются не только близповерхностные, но и более глубинные резервуары (Деркачев и др., 2015). В исследуемых пробах не было обнаружено минерала барита (BaSO_4) в чистом виде, что, по мнению авторов, также не позволяет делать предположения о влиянии SO_4 -содержащих кислых хлоридных высокотемпературных растворов на вторичные преобразования исследуемых отложений в чистом виде.

Отдельное внимание стоит обратить на присутствие в некоторых МК кристаллов и сростков кубического пирита (рис. 29, а, в), с большим количеством кутногоритовых включений, размером до 20 мкм (рис. 33). Редко кристаллы пирита покрыты светлыми высыпками под SEM, спектры которых сопоставимы с сульфатными минералами, которые вероятно могли образоваться в результате вторичной сульфатизации. Однако содержание Са в этих сульфатах очень небольшое – до 5 вес.%, что не позволяет делать вывод о наличии гипса или ангидрита в исследуемых отложениях (рис. 29, б).

Кристаллизация кубического пирита наблюдается в кутногоритовой массе и тяготеет к границам кутногоритовых/кальцитовых зон. В зонах вторичной низкомарганцевой

кальцитизации кубические кристаллы пирита второй генерации обнаружены не были. Зоны обширной кальцитовой перекристаллизации и пиритизации второй генерации обнаружены в образцах с территории Ем-Еговской вершины. Именно на этой территории исследуемые МК представляют собой приточный на углеводороды интервал (Бумагина и др, 2019).

В карбонатных разностях содержится существенная примесь Ва (до 0,28 мас.%) и Sr (до 0,27 мас.%). В исследуемых образцах МК можно также редко встретить единичные кристаллы плагиоклазов $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{SiO}_8$, а также кремневое вещество в аморфном виде.

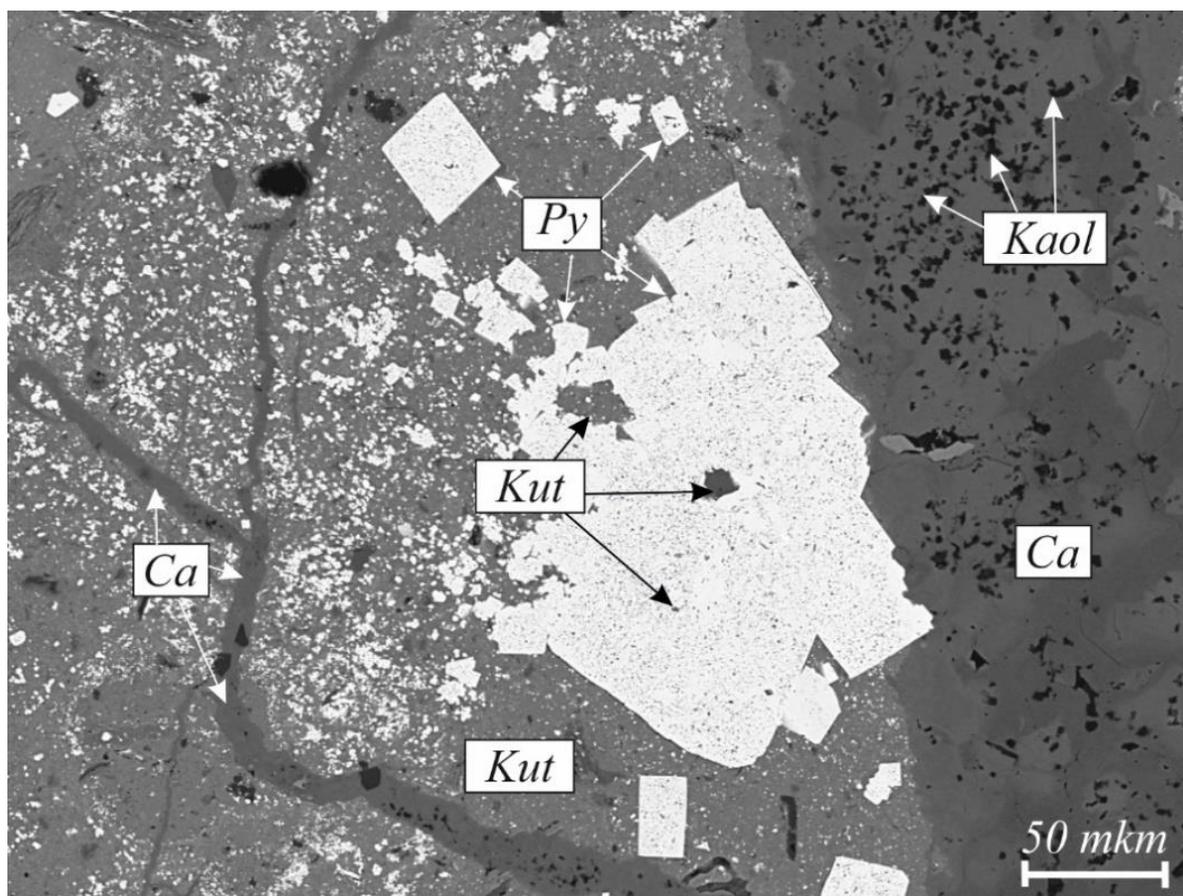


Рисунок 33. Кубические кристаллы пирита (Py) с многочисленными кутногоритовыми (Kut) включениями на границе основной кутногоритовой массы и кальцитовой (Ca) зоны вторичной раскристаллизации со следами каолинитизации в МК с территории Ем-Еговской вершины

3.5. Соотношение стабильных изотопов кислорода и углерода

Результаты изотопных исследований образцов из ВК и МК с территории Ем-Еговской и Дружной вершин показали существенное различие в соотношениях $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ двух типов карбонатных пород (Латыпова и др., 2020, 2023, в) (табл. 3).

Таблица 3. Соотношение стабильных изотопов кислорода и углерода для исследуемых образцов из микробиальных и вторичных карбонатов

Образец	Свита/подсвита	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (VPDB)
1-ВК	Нижняя подсвита абалакской свиты	-15,92	-14,07
1-ВК*		-7,57	-20,31
1-ВК		-23,05	-7,28
1-ВК*		-12,27	-19,77
1-ВК		-22,16	-6,71
1-ВК		-12,91	-19,63
1-ВК*		-8,25	-22,71
1-ВК		Верхняя подсвита абалакской свиты	-24,60
1-ВК	-16,80		-12,75
1-ВК	-19,23		-4,99
1-ВК	-18,86		-2,32
1-ВК	-17,51		-12,60
1-МК	-9,49		-6,09
1-МК	-8,35		-9,91
1-МК	-5,92		-11,40
1-МК	-3,04		-8,92
1-МК*	-7,56		-15,48
1-МК	-3,52		-0,44
1-МК	-5,53		-11,80
3-МК*	-2,62		-14,28
3-МК	-6,22		-7,37
3-МК	-2,38		-7,48
3-МК	-1,81		-11,60
3-МК	-3,12		-7,37
3-МК	-3,00		-8,74

Примечание: 1 – образцы с территории Ем-Еговской вершины, 3 – образцы с территории Дружной вершины, МК – микробиальные карбонаты, ВК – вторично-преобразованные карбонаты, * - замеры из кальцита, заполняющего трещины в МК и ВК.

$\delta^{18}\text{O}$ в ВК варьирует в диапазоне от -2 до -25‰ (VPDB). При этом МК в целом менее обогащены легкими изотопами кислорода, значение параметра $\delta^{18}\text{O}$ в них варьирует от 0 до -14‰. Различие между двумя типами пород более существенно выделяется в соотношении стабильных изотопов углерода. Во вторичных карбонатах $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от -7 до -25‰. При этом МК имеют более тяжелый изотопный состав, значение параметра $\delta^{13}\text{C}$ в них изменяется от -1 до -10‰. Такое распределение $\delta^{13}\text{C}$ обусловлено единственной определяющей причиной – а именно, степенью участия ОВ (точнее – углекислоты микробиального происхождения, образующейся внутри осадка в процессе окисления ОВ в условиях диагенеза) в процессе образования диагенетических марганцевых карбонатов (Кулешов, 2013).

При сопоставлении полученных результатов изотопных исследований с различными микробиальными Mn-карбонатными отложениями из разных регионов (рис. 34) видно, что исследуемые верхнеюрские МК ЗСП по соотношению стабильных изотопов углерода в целом схожи с некоторыми марганцевыми месторождениями.

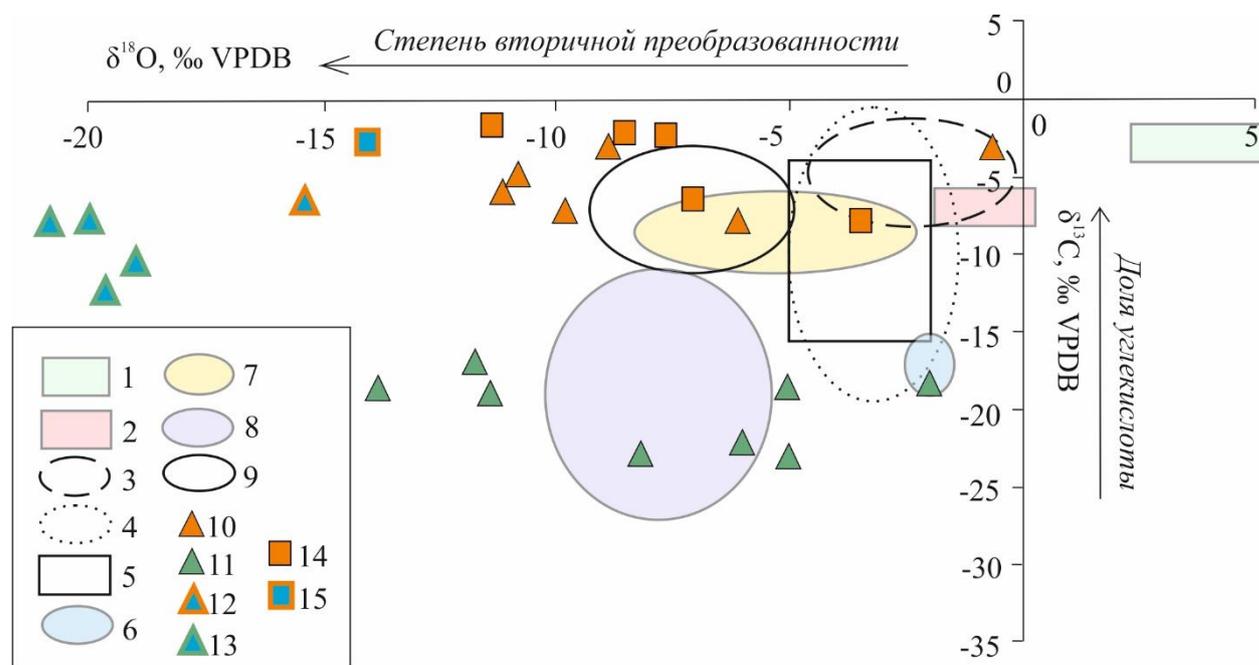


Рисунок 34. Соотношение изотопного состава стабильных изотопов кислорода для исследуемых верхнеюрских МК и ВК с территории Ем-Еговской и Дружной вершин; условные обозначения: 1 – современные марганцевые карбонаты из Гватемальской впадины (Тихий океан) по данным Coleman et al. (1982); 2 – современные марганцевые карбонаты из Готландской впадины (Балтийское море) по данным Леина и др. (1986); марганцевые карбонаты различных месторождений по Polgári et al., 2012: 3 – Gaoyan по Fan et al. (1996); 4 – Úrkút, Eplény (Polgári et al., 1991, 2000); 5 – Molango, Mexico (Okita and Shanks, 1988); 6 – Moanda – Gabon по (Hein et al., 1989); 7 – Minle-Datangpo – China; 8 – Taojiang – China; 9 – Wafangzi – China по (Fan et al., 1996); Точки на диаграмме, Ем-Еговская вершина: 10 – МК; 11

– ВК; 12 – кальцитовые жилы из МК; 13 – кальцитовые жилы, пересекающие ВК; Дружная вершина: 14 – МК; 15 – кальцитовые жилы из МК.

МК ЗСП наиболее похожи на марганцевые карбонатные руды месторождения Wafangzi (China) (Fan et al., 1996). По $\delta^{13}\text{C}$ исследуемые МК также похожи на марганцевые руды микробиального генезиса Gaoyan (Sichuan Province, China) (Fan et al., 1999). Известно, что в рудах Gaoyan Mn сконцентрирован в карбонатном минерале родохрозите. В целом, по $\delta^{13}\text{C}$ исследуемые МК похожи и на все остальные марганцевые карбонатные руды микробиального генезиса за исключением месторождения Taojiang (China), марганцевые руды которого имеют более легкий изотопный состав углерода. Такое отклонение от стандартного $\delta^{13}\text{C}$ для марганцевых микробиальных руд является нормой и объясняется механизмом влияния ОВ на процесс накопления марганца в условиях диагенеза (Страхов и др., 1968).

Что касается сравнения изотопного состава кислорода и углерода МК ЗСП с современными МК, то наблюдается значительное сходство по $\delta^{13}\text{C}$, который для всех микробиалитов варьирует в диапазоне от 0 до -10‰. Аналогичное ранее высказанное правило работает и для современных МК: обогащение тяжелым изотопом углерода МК обусловлено участием в их образовании изотопно тяжелой углекислоты биогенного происхождения, которая образуется в результате окисления ОВ в диагенезе (Кулешов, 2013). Такие же выводы были сделаны ранее в процессе изучения изотопного состава родохрозита из МК Ландсортской впадины (Балтийское море) (Suess, 1979; Force, Cannon, 1988). Утяжеленный изотопный состав этих отложений и форма нахождения марганцевого минерала в осадке (псевдоморфоза по зонам бактериальной активности) указывают на образование родохрозита в результате замещения Mn-минералом карбонатного субстрата в присутствии разложившегося ОВ. Прямым доказательством влияния углекислоты органического происхождения на изотопный состав углерода в МК является корреляция $\delta^{13}\text{C}$ с химическим составом осадка (Emelyanov et al., 1982). Наблюдается положительная корреляция $\delta^{13}\text{C}$ с содержанием Fe, Сорг, S, и обратная с Mn, CO₂ (Емельянов и др., 1986) (рис. 35). В монографии В.Н. Кулешова, 2013 отмечается, что эти корреляционные зависимости могут указывать на сложное и взаимозависимое распределение химического вещества в зоне диагенеза илового осадка, которую, в общем, можно рассматривать как закрытую геохимическую систему относительно рассматриваемых элементов.

Отдельное внимание стоит обратить на график соотношения содержания Mn к $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 35). Такая обратная зависимость наблюдается для многих раннедиагенетических марганцевых образований (Уркут, Польша (Polgari et al., 1991), Моланго, Мексика (Okita et al., 1988), Мангышлак (Кулешов, 2013), Усинское (Кулешов, Быч, 2002), Никопольское (Кулешов,

Домбровская, 1988) и др.). В целом, считается, что основным анаэробным окислителем ОВ в осадках являются сульфаты иловой воды, которые обеспечивают до 70% всего CO_2 в анаэробном осадке. Однако, когда в осадке повышается содержание Mn, его вклад в окисление ОВ становится заметным (до 30% CO_2). Именно этим объясняется облегчение изотопного состава углерода с повышением содержания Mn в осадке.

Для исследуемых МК ЗСП также наблюдается слабая положительная корреляция между содержаниями марганца, железа, серы и $\delta^{13}\text{C}$ (табл. 4). На графиках видно, что для общего содержания железа и серы наблюдается некоторая зависимость от $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 36). Однако в полной мере оценить соотношение этих значений не представляется возможным, так как в данной работе были использованы относительно смешанные пробы МК, содержащие в себе различные минеральные примеси, а не чистая кутногоритовая масса. В идеальном случае, эти корреляции являются отражением условий накопления Fe в осадке, и ОВ, повышенное содержание которого объясняется масштабами сульфатредукции (образования пирита) (Волков, 1984).

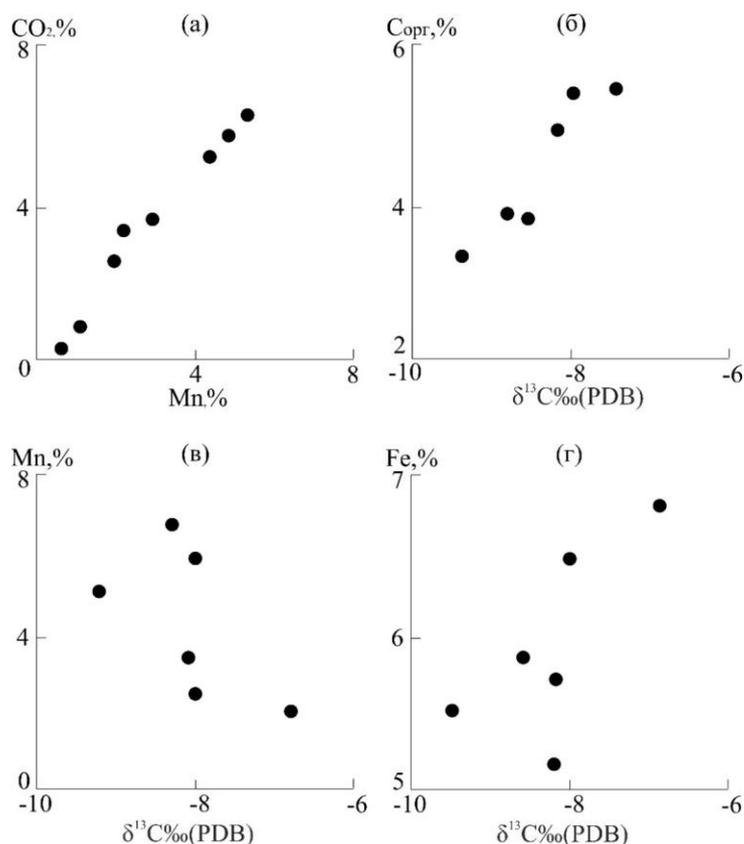


Рисунок 35. Зависимость содержания CO_2 и Mn (а), изотопного состава углерода и содержаний S_{орг} (б), Mn (в), и Fe (г) в осадках скважины 3137 (Балтийское море) (Кулешов, 2013).

Для исследуемых МК ЗСП наблюдается некоторая положительная корреляция содержания MnO от $\delta^{13}\text{C}$, что не характерно для современных МК Балтийского моря, Тихого океана и ряда других ранее упомянутых месторождений. Вполне возможно, что в процессах марганцеобразования МК ЗСП большую роль имела углекислота более тяжелого изотопного состава. Остается дискуссионным вопрос о том, что могло послужить источником этой изотопно тяжелой углекислоты. Может быть несколько причин этой нетипичной корреляции MnO и $\delta^{13}\text{C}$ (Кулешов, 2013):

- (1) Менее значительная роль окисления ОВ в процессе диагенеза, связанная с высокой общей карбонатностью вмещающего терригенно-глинистого осадка;
- (2) Более поздняя природа марганцевой минерализации (постраннедиагенетическая или катагенетическая), что сомнительно, учитывая морфологию кристаллизации кутногорита;
- (3) Более активный снос в процессе осадконакопления ОВ континентального типа с более тяжелым изотопным составом углерода (что затруднительно проверить, учитывая отсутствие пиролитических данных ОВ);
- (4) Интенсивные процессы вторичного преобразования исследуемых МК.

Учитывая, что во всех исследуемых образцах установлены зоны интенсивной вторичной кальцитизации, отмеченные в подглаве 3.4., которые указывают на вероятное влияние метасоматических растворов на исследуемые отложения, наиболее правдоподобным кажется последнее (4) предположение о вторичных катагенетических преобразованиях исследуемых МК. Изотопный состав этих растворов, очевидно, нам неизвестен. По этой причине следует с осторожностью относиться к интерпретации изотопных данных в исследуемых отложениях.

Таблица 4. Содержание Mn, Fe, S в МК Красноленинского свода и $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ основной марганцевистой массы МК

Образец	MnO (%)	Fe общ. (%)	S общ. (%)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰, VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰, VPDB
1-МК	14,69	1,76	1,94	-10,26	-3,92
1-МК	9,33	4,02	3,86	-8,54	-1,66
1-МК	17,07	8,56	3,34	-9,22	-8,27
1-МК	7,37	5,48	1,44	-12,48	-10,43
1-МК	16,25	11,37	5,88	-3,93	-3,71
2-МК	20,42	4,60	0,47	-9,34	-7,91
3-МК	11,995	7,48	3,47	-7,32	-4,20

Примечание: 1 – образцы с территории Ем-Еговской вершины, 2 – образцы с территории Каменной вершины, 3 – образцы с территории Талинской террасы; МК – микробиальные карбонаты

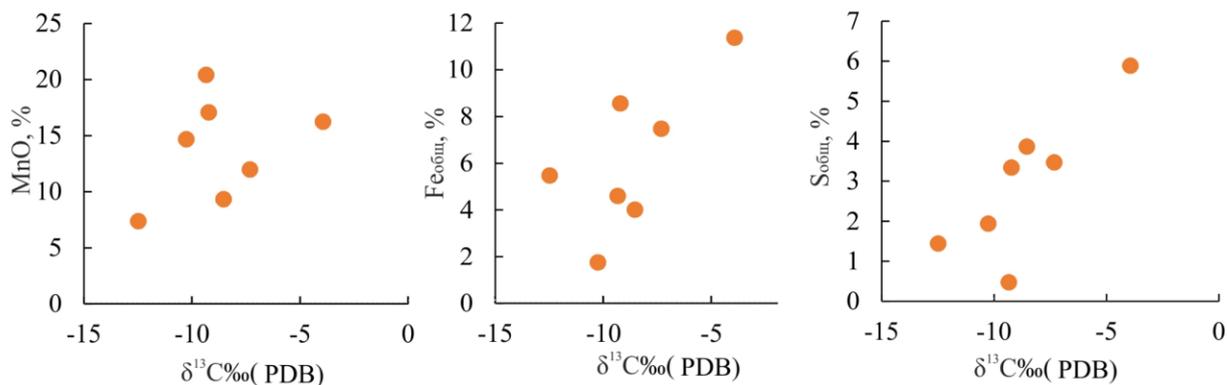


Рисунок 36. Зависимость содержания MnO, Fe_{общ}, S_{общ} от $\delta^{13}\text{C}$ в верхнеюрских МК Красноленинского свода.

Исследуемые верхнеюрские МК ЗСП отличаются от всех марганцевых микробиальных руд по $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 34). По данным А.Yu. Yurchenko et al., 2015, большая часть карбонатных пород георгиевского горизонта имеет достаточно легкий изотопный состав кислорода в связи с их интенсивной катагенетической преобразованностью. Действительно, породы, залегающие на глубине более 2 км от поверхности Земли, вероятно, претерпели более высокие вторичные преобразования, чем более молодые приповерхностные марганцевые руды. Доказательством этого факта является $\delta^{18}\text{O}$ современных микробиальных карбонатов Гватемальской впадины (Тихий океан) (Coleman et al., 1982) и Готландской впадины (Балтийское море) (Леин и др., 1986). $\delta^{18}\text{O}$ в этих современных постройках больше, чем в марганцевых рудах, и значительно больше, чем в исследуемых верхнеюрских МК ЗСП. Получается, что, несмотря на интенсивные вторичные преобразования исследуемых МК, их $\delta^{13}\text{C}$ остается сравнимым с современными микробиальными карбонатами.

Отдельное внимание стоит обратить на $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ из кальцитовых жил, которые пересекают как МК (рис. 37, а, б), так и ВК (рис. 37, с, д). Этот жильный кальцит, представленный несколькими генерациями, отличается самым значительным обогащением легкими изотопами кислорода, значение параметра $\delta^{18}\text{O}$ в нем варьирует от -14 до -23‰.

По соотношению стабильных изотопов кислорода, кальцит из этих жил резко отличается более облегченным составом от основной массы МК и ВК. Этот факт может указывать на гидротермальный генезис исследуемых жил (Карпова и др., 2021; Yurchenko et al., 2015; 2019), хотя само $\delta^{18}\text{O}$, по мнению авторов, не является прямым признаком

проработки гидротермальными растворами исследуемых отложений. Жильный кальцит с аномально легким изотопным составом углерода отмечался также в карбонатных породах абалакской свиты с территории Каменной вершины Красноленинского свода (Латыпова и др., 2019).

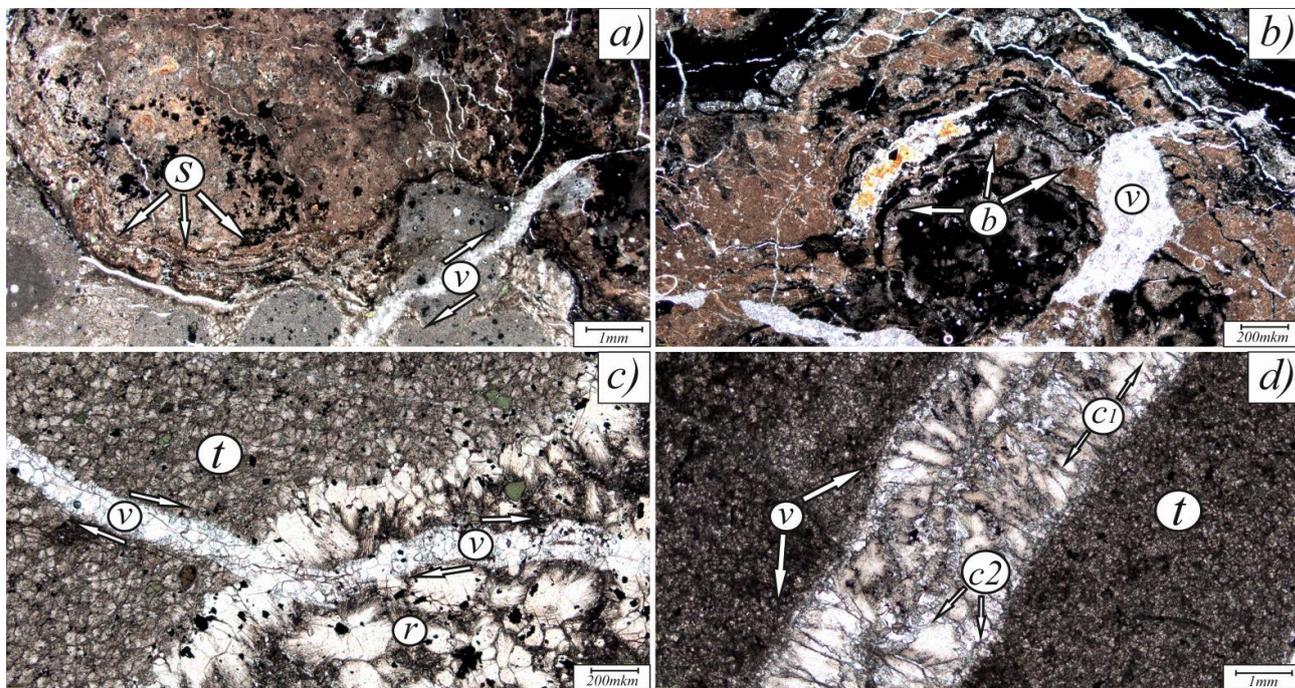


Рисунок 37. Фотографии шлифов МК (a, b) и ВК (c, d) с территории Ем-Еговской вершины; обозначения на шлифах: *s* – строматолитовые текстуры МК, *v* – жилы кальцитовые, *b* – основная бактериальная масса МК, *t* – вторично-преобразованный карбонатный материал, *r* – перекристаллизованный карбонатный материал, *c1* – жильный кальцит 1 генерации, *c2* – жильный кальцит 2 генерации.

В работе А.Ю. Юрченко, 2016, посвященной отчасти изотопному составу кислорода в карбонатных отложениях кровли георгиевского горизонта, отмечены аномально малые значения $\delta^{18}\text{O}$ для жильного кальцита из верхнеюрских карбонатных отложений Салымского мегавала и Малобалыкской впадины. В данной работе активно использовалась формула пересчета температуры вторичного преобразования карбонатных пород из $\delta^{18}\text{O}$. По результатам пересчета была предположена высокотемпературная гидротермальная природа исследуемых кальцитовых жил. Однако, не ясным остается изотопный состав этого высокотемпературного флюида. Все-таки $\delta^{18}\text{O}$ не является абсолютным геотермометром, и будет сильно варьировать в зависимости от изотопного состава термического флюида, который повлиял на исследуемые карбонатные отложения. Более достоверным геотермометром, по мнению авторов, являются первичные флюидные включения с водно-солевыми растворами.

Глава 4. Возможные причины формирования верхнеюрских микробиальных карбонатов в Западно-Сибирском бассейне⁴

Для того, чтобы сделать предположение об основных палеоклиматических и палеоэкологических предпосылках формирования верхнеюрских МК на территории ЗСБ необходимо изучить обстановки накопления разновозрастных отложений на смежных территориях, а также провести сравнение исследуемых МК с похожими разновозрастными марганцевыми формациями.

4.1. Позднеюрские микробиалиты Русского моря и их связь с палеогеографическими обстановками

Исследуемые МК необходимо изучать с помощью различных геолого-минералогических подходов. В предыдущей подглаве 3.5 проведено сравнение изотопных данных для исследуемых МК с марганцевыми рудами, приуроченными к нефтематеринским формациям различных регионов. Очевидно, что процессы марганцевого рудообразования и осадконакопления для большей части ранее упомянутых месторождений тесно связаны. Известно, что отложения георгиевского горизонта ЗСП, сложенные преимущественно глауконитовыми песчаниками и глинистыми породами, традиционно считаются относительно мелководными (Конторович и др., 2013). На территории Русской плиты также отмечаются мелководные строматолитовые постройки позднеюрского возраста в глинисто-глауконитовых отложениях (Маленкина, 2009, 2011; Николаева др., 2009; Королев и др., 2010). Эти микробиалиты лучше освещены в литературных источниках по сравнению с аналогичными породами с территории ЗСП. Важно, что юрские строматолиты Московской синеклизы приурочены к различным свитам Русской плиты позднекелловейского – оксфордского возраста (Маленкина, 2009). В разрезах выделяются келловейские известковисто-шамозитовые онколиты, оксфордские карбонатно-фосфатные тромболиты, и верхнеоксфордские строматолиты (рис. 38). Последние по морфологии построек больше всего похожи на верхнеюрские МК ЗСП.

⁴При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Латыпова М.Р., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Гусев А.В. Позднеюрские микробиальные карбонаты Западной Сибири как важный стратиграфический маркер мелководных обстановок осадконакопления // в сборнике «Экзолит». Новаторская литология Фролова: общее и частное. Сборник научных материалов, М.: МАКС Пресс. 2023 (г). С. 33.

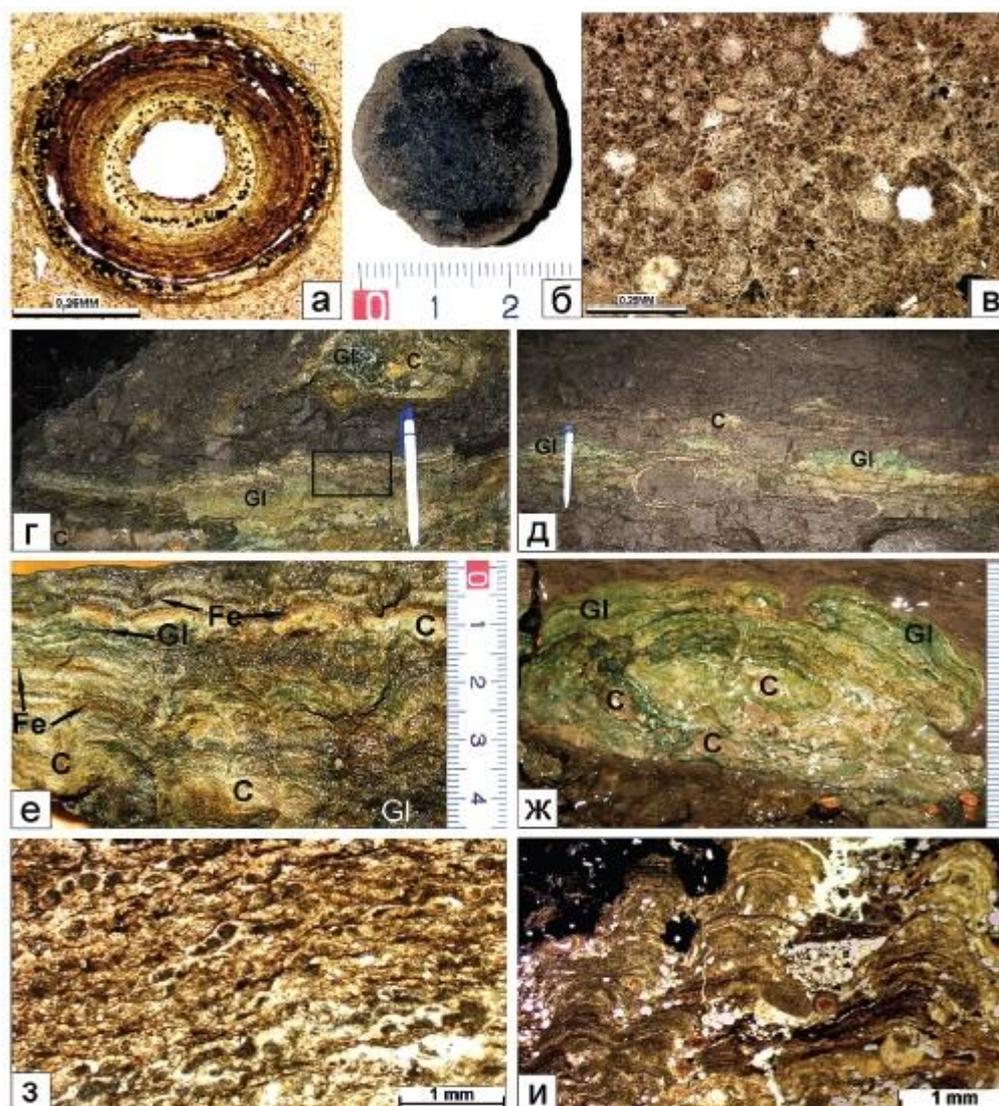


Рисунок 38. Юрские микробиалиты Московской синеклизы (С.Ю. Маленкина, 2015); а – и – микробиалиты Московской синеклизы: а – келловейский известковисто-шамозитовый онколит, б – оксфордский карбонатно-фосфатный тромболит, и шлиф (в) из него, г – внизу келловейский сложный комплекс строматолитов, более подробно на (е); д – верхнеоксфордский комплекс желваковых строматолитов, отдельный глауконитовый желвак (ж), з – шлиф из келловейского строматолита (е), и – шлиф из верхнеоксфордского строматолита.

Микробиальные карбонаты Западной Сибири приурочены к верхней части абалакской и георгиевской свит и их аналогов, отложения которых также формировались приблизительно в этом возрастном интервале (с позднего оксфорда до ранней волги). По морфологии микробиальных построек и по литологическим особенностям вмещающих отложений, позднеюрские микробиалиты ЗСП наиболее похожи на позднеоксфордские строматолиты Русской плиты (Латыпова и др., 2023, г). Они также содержат большое количество глауконита и залегают на глинистых породах, а также являются региональным стратиграфическим

репером для отложений Московской синеклизы (Маленкина, 2013; 2020). По классификации микробиалитов, постройки Московской синеклизы относятся к тонкозернистым строматолитам, которые формируются в обстановках практически нулевой седиментации, в слабо восстановительной среде в дистальных частях сублиторали (Riding, 2011). В работе С.Ю. Маленкиной, 2014 отмечено, что для роста строматолитовых построек Московской синеклизы необходимы следующие условия: (1) локализация на выступах доюрского основания и их склонах; (2) медленное погружение территории; (3) литоральные и сублиторальные условия; (4) иногда обильные поставки осадочного материала. Все эти признаки также характерны для роста исследуемых верхнеюрских МК ЗСБ.

Стоит отметить, что в J_3ox_3 время мелководно-морские обстановки осадконакопления были распространены на территории Русской плиты (Русское море) (Сазонова, Сазонов, 1967) и ЗСП (ЗСБ) (Конторович и др., 2013). Оба морских бассейна в позднеоксфордское время являлись относительно мелководными, а также они значительно расширили свои границы и отличались благоприятными условиями для развития фауны. В обоих бассейнах в позднеоксфордское время накапливались преимущественно глины алевритистые с глауконитом, на отдельных территориях накапливались пески. Кроме того, в классической работе Б.Н. Шурыгина (1999) с соавторами отмечаются сходства в трансгрессивно-регрессивных кривых юго-востока ЗСП и Русской плиты для позднеюрского времени. Однако в этой же работе отмечается, что наилучшая корреляция эвстатических кривых наблюдается для оксфордских отложений, а МК ЗСП все-таки имеют позднеоксфордский – ранневолжский возраст. Стоит также отметить, различия между позднеюрскими микробиалитами Русской плиты и ЗСП. Например, на территории Русской плиты среди позднеюрских микробиалитов выделяются келловейские, оксфордские и позднеоксфордские строматолиты, которые отличаются между собой по глубине накопления и по активности гидродинамических обстановок (Маленкина, 2009; 2011). В позднеюрских микробиалитах с территории ЗСП подобного разделения ранее отмечено не было, а возраст их сравнительно более молодой (поздний оксфорд – ранняя волга).

Также стоит отметить некоторые палеогеографические особенности, которые характерны для Русского моря на позднеюрском этап его развития. Известно, что в начале позднеюрской эпохи наблюдается постепенное погружение Русской платформы (Сазонова, Сазонов, 1967). В результате этого погружения через Печорскую и Мезенскую синеклизы открываются широкие проливы, по которым из Северного океана устремляется трансгрессия (Сазонова, Сазонов, 1967). В начале среднекелловейского времени на территории Русского моря начинаются накапливаться железистые оолитовые мергели и глины. Считается, что в северо-западной части Прикаспийского бассейна шло накопление более глубоководных

отложений, чем в Московском и Средневожском бассейнах (центральная часть Русской плиты). Позднекелловейские обстановки осадконакопления являются унаследованными от среднекелловейского времени. Раннеоксфордское Русское море мелководное, отложения его представлены известковистой глиной, с редкими желваками фосфоритов и глауконитом в наиболее мелководных частях бассейна. С позднего оксфорда начинается общая регрессия моря с территории Русской плиты, в результате значительно сокращается площадь Русского моря. Море было очень мелководным (5-12 м) (Сазонова, Сазонов, 1967), вероятно, с изрезанной береговой линией. Таким образом, считается, что наиболее мелководные обстановки осадконакопления в Русском море существовали в позднеоксфордский период развития бассейна. Именно в отложениях этого возраста обнаружены микробиалиты строматолитового типа, наиболее схожие с МК из кровли георгиевского горизонта ЗСП. Известно также, что Русское море и ЗСБ в позднем оксфорде вероятно сообщались (Rogov, 2011; Marinov et al., 2006). В отложениях ЗСП позднеоксфордского возраста обнаружены аммониты рода *Ringsteadia* (Rogov, 2011) и другие теплолюбивые фаунистические группы, которые, вероятно, мигрировали из Русского моря в ЗСБ через Арктические проливы (Marinov et al., 2006).

Таким образом, на основании проведённого краткого сравнения палеогеографических обстановок двух бассейнов осадконакопления, возможно, что установление позднеоксфордских мелководно-морских обстановок привело к формированию исследуемых МК ЗСП и микробиалитов Русской плиты. Однако высказанное предположение в настоящий момент требует более точного доказательства. Более детальные исследования изотопного состава верхнеюрских микробиальных карбонатов Русского моря позволят получить более полную картину обстановок осадконакопления для этих отложений. К сожалению, изотопный состав МК ЗСП в любом случае был изменен в результате интенсивных позднедиагенетических и катагенетических преобразований. Возможно, что МК Русской плиты, находящиеся в естественных обнажениях и не перекрытые километровыми толщами осадков, пригодны для проведения изотопных исследований с целью получения палеогеографических выводов об обстановках осадконакопления. Более того, дополнительные исследования минералогического и геохимического составов этих отложений возможно позволят в будущем более детально сравнить обстановки формирования МК Русского моря и ЗСБ.

4.2. Позднеюрское «рифовое окно» в разрезах западного Перитетиса

Существенно более детально исследуемая проблема позднеюрских микробиальных сообществ представлена в зарубежной литературе. Позднеоксфордские микробиалиты детально описаны в карбонатном разрезе Молинжес (Франция) (Oliver et al., 2011), в разрезах северной Германии (Oliver et al., 2004; Leinfelder et al., 1996; Schmid et al., 2001), Польши (Matyszkiewicz et al., 2012; 2015; Matyszkiewicz, Kochman 2016), на юге Испании (Oloriz et al., 2003), в Швейцарии (Vedrine et al., 2007; Strasser et al., 2012) и др.

В целом, позднеоксфордские разрезы Перитетиса, особенно те, которые находятся на территории современной Западной Европы, часто содержат прослой МК и рифовых построек, мощностью более 10 м (Leinfelder et al. 2002; Olivier et al. 2007). В англоязычной литературе формирование этих разрезов объясняется климатическим феноменом, который называется «рифовое окно». Это позднеоксфордское событие, изучение которого можно отнести к разделу событийной стратиграфии, вероятно, было обусловлено специфическим тектоническим режимом, изменением уровня моря, и климатическим фактором (James, Bourque 1992; Leinfelder 2001).

Перитетические отложения, сформировавшиеся в период становления «рифового окна» представлены, как правило, рифовыми ассоциациями, в которых выделяются три основных типа карбонатных пород: (1) коралловые рифы (наиболее мелководные), (2) рифовые постройки, сложенные кремневыми губками (более глубоководные), и (3) МК, включающие в себя тромболиты, онколиты и строматолиты, которые накапливались в более глубоководных обстановках, чем губковые рифы (Leinfelder 2001; Leinfelder et al., 1994). МК этих Перитетических разрезов связаны с рифообразующей фауной, такой как кораллы и губки, т.к. МК способствуют образованию и стабилизации рифов (Leinfelder et al., 1993; Oliver et al., 2003; Wood 1987; 1999). Однако в других разрезах также выделяются верхнеюрские нерифовые МК онколитового и строматолитового типов. Исследователями этого региона традиционно считается, что нерифовые онколиты накапливались преимущественно в неглубоких лагунах, а в мелководных приливно-отливных частях бассейна накапливались МК строматолитового типа (Leinfelder, Schmid, 2000). В последних работах, посвященных Перитетическим позднеюрским нерифовым строматолитам, отмечается важная роль режима медленной седиментации для роста микробиальных построек этого типа (Leinfelder et al., 2005). Эта работа заслуживает отдельного внимания, т.к. в ней впервые предполагается рост МК не только на территории Западного и Северного Перитетиса, но и в пределах молодого Атлантического океана и прилегающих эпиконтинентальных морей.

В разрезах северо-западной окраины Тетиса отмечается глобальное климатическое потепление, которое до 20–30 °С, и смена влажного и прохладного климата, на теплый и более засушливый (Dercourt et al. 2000, Oschmann 1990). Это глобальное позднеоксфордское потепление отмечается также по резкому росту соотношения стабильных изотопов кислорода и углерода в разрезах северной части Перитетиса (Weissert, Mohr, 1996).

На территории ЗСП в позднеоксфордское время также отмечается полузасушливый климат в ее центральной и южной частях и относительно более гумидный на севере (Ясаманов, 1976). По соотношению стабильных изотопов кислорода в рострах белемнитов из позднеоксфордских отложений была рассчитана приблизительная палеотемпература бассейна, которая, вероятно варьировала от +11 до +13 °С (Берлин и др., 1970). Однако стоит отметить, что отложения, из которых отобраны ростры белемнитов для проведения изотопного анализа, залегают, как правило, на глубине более 1,5 км и претерпели интенсивные поздне-диагенетические преобразования, которые, несомненно, повлияли на соотношение стабильных изотопов кислорода в них. Не исключено, что кальцит, которым сложены ростры, также был вторично преобразован, поэтому необходимо с большой аккуратностью делать выводы о палеотемпературах бассейна осадконакопления по соотношениям стабильных изотопов кислорода для исследуемых отложений ЗСП.

4.3. Рост микробиалитов в эпиконтинентальных бассейнах, как предпосылка для позднеюрского бескислородного события

Существует вторая широко известная концепция формирования верхнеюрских МК в бескислородных условиях, которая описана в многочисленных работах (Pearce et al., 2005; Palma et al., 2015 и др.). Известно, что позднеюрское время было насыщено многочисленными эпизодами аноксии, приводившими к региональному накоплению ОВ в отложениях по всему миру (Martinez, Dera, 2015). Существует ряд позднеюрских формаций, в которых присутствуют МК строматолитового типа. Эти формации распространены на территории Шотландии (Pearce et al., 2005), Швейцарии (Rais et al., 2007), Аргентины (Palma et al., 2015), Саудовской Аравии (формация Ханифа (Droste, 1990; Sharland et al., 2004)), Индии (Jain et al., 1984; Jadoul et al., 1998) и др. Верхнеюрские МК строматолитового типа в этих формациях были отнесены к микробным матам, которые образовывались в неглубоких стратифицированных гиперсоленых лагунах (Tribovillard et al., 2000). В работе J.K. Warren, (2011) высказано предположение о том, что подобные МК могут отражать ярко выраженные сезонные колебания солености и содержания питательных веществ в осадке. Последние, в свою очередь, приводили к образованию слоев, насыщенных ОВ. Вообще, вопрос о формировании верхнеюрских МК все еще обсуждается. Некоторые исследователи, которые занимаются формацией Ханифа и Джубайла на Аравийской платформе, связывают формирование этих отложений с тектоническим поднятием на краю Аравийской плиты (Vahrenkamp et al., 2015). Формирование тех же отложений связывают с региональным апвеллингом, развивающимся на краю шельфа (Eltom et al., 2017). Существуют работы, в которых позднеюрская множественная аноксия связывается с повышением содержания CO_2 в атмосфере из-за усиления магматической активности на океанических хребтах и в зонах субдукции (Jones and Jenkyns, 2001; Dera et al., 2011; Meer et al., 2014; Georgiev et al., 2017).

В работе M. Carmeille (2020) описывается разрез Тубиегатан (Узбекистан, Северный Тетис), в котором присутствуют среднеоксфордские известняки, богатые ОВ ($\text{C}_{\text{орг}}$ до 6%) с $\delta^{13}\text{C}$ около 12 ‰. Наиболее утяжеленный изотопный состав углерода выявлен в микробиальных матах строматолитового типа (рис. 39). По ряду микроэлементных соотношений предположены аноксичные условия, которые способствовали развитию микробиальных сообществ.

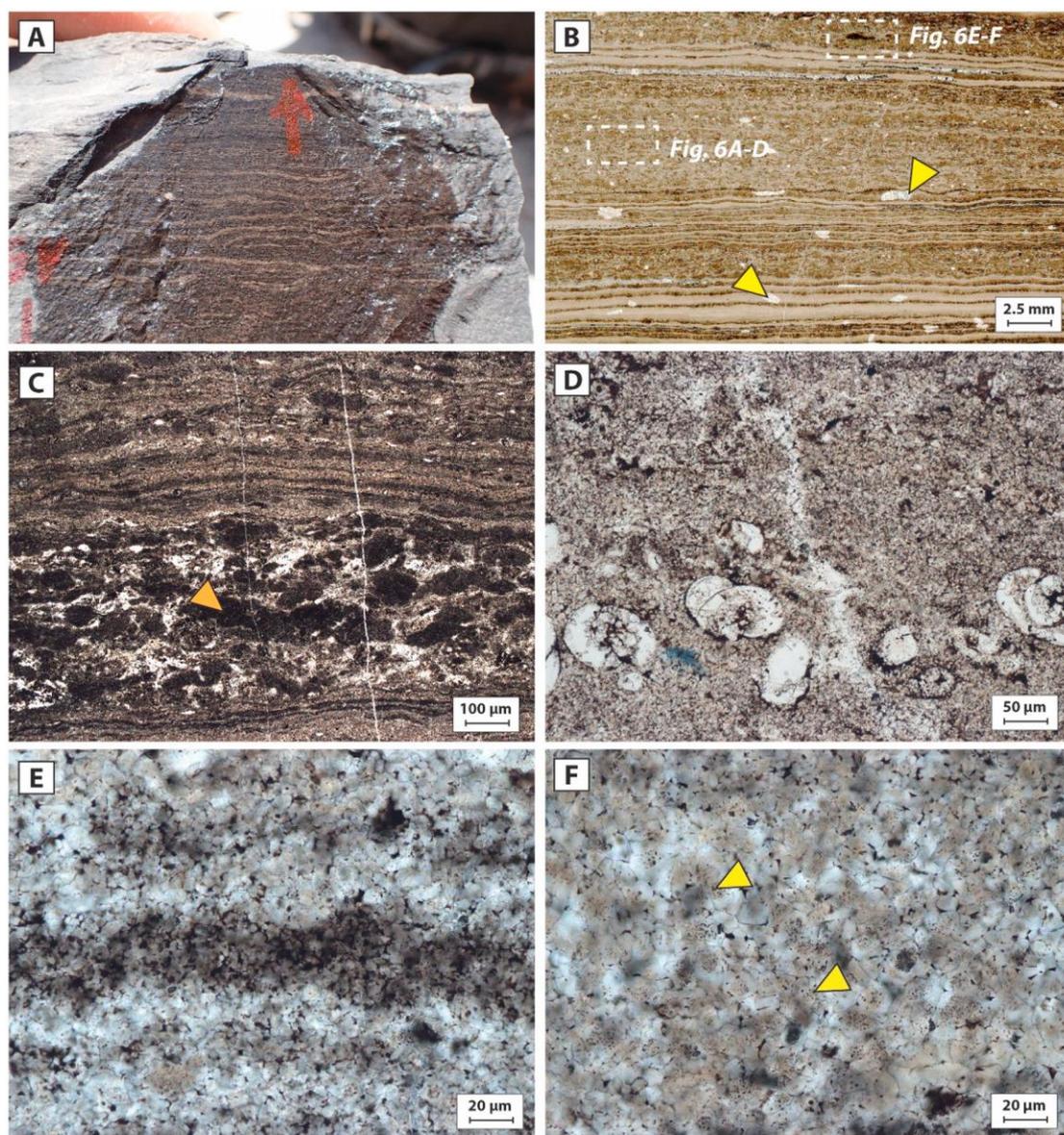


Рисунок 39. МК строматолитового типа из разреза Тубиегатан (Узбекистан) (Carneille et al., 2020) А, В – чередование карбонатных слоев с сульфатными псевдоморфозами (желтые стрелки), С – прослойки, состоящие из карбонатных пеллоидов (желтые стрелки), D – планктонные фораминиферы, Е, F – карбонатные сферические агрегаты.

Третья гипотеза литогенеза исследуемых МК также связана с вышележащими черносланцевыми толщами. Согласно этой концепции, повышенное содержание Mn в исследуемых отложениях объясняется диагенетической миграцией этого элемента из баженовского горизонта в МК на химическом барьере двух сред (аналогично образованию бария на редокс барьере) (Eder et al., 2018). Согласно этой гипотезе, верхнеюрские МК ЗСБ изначально имеют известковый состав, а в вышележащих отложениях баженовского горизонта в бескислородных обстановках накапливается большое количество Mn в растворенной форме. Соответственно, когда осадочный материал черных сланцев покрывает

известковые строматолитовые образования, в нем имеется высокая концентрация неосажденного Mn, из-за становления восстановительной среды. Подобный механизм формирования марганцевистых карбонатных отложений описан во многих классических работах, посвященных диагенетическим марганцевым карбонатам позднеюрского и раннемелового возраста (Pratt et al., 1991; Jenkyns et al., 1991; Scholle, Arthur, 1980; Pomerol, 1983), а также среднеордовикским, раннесилурийским Mn, Ca-карбонатам из мелководных отложений центрального Ньюфаундленда (Bruchert et al., 1994) и другим разновозрастным марганцевистым отложениям по всему миру.

В диагенезе, при контакте двух сред насыщенной и ненасыщенной марганцем, происходит естественный обмен ионами, который приводит к становлению относительного геохимического равновесия. Mn, который, в нашем случае, попадает из баженовского горизонта в прослой МК георгиевского горизонта, осаждается в последних из-за большого количества карбонатного материала и кислорода в этой среде. При этом стоит отметить, что на некоторых территориях зоны этого контакта распространяются на несколько метров. Таким образом, согласно третьей концепции литогенеза, наибольшую роль в образовании марганцевых карбонатов играет именно соседство микробиальных образований с вышележающей высокоуглеродистой толщей, осадконакопление которой происходило в бескислородной среде. Именно в ней изначально и содержится наибольшее количество Mn, который в диагенезе выпадает в нижележающих верхнеюрских МК. Эта литохимическая гипотеза марганцеобразования, действительно, выглядит весьма убедительно. Однако, не объясняет активный всплеск микробиальной деятельности в позднеюрское время на территории ЗСБ.

Какой бы ни была истинная причина формирования верхнеюрских МК, стоит отметить, что одно предположение никогда не исключает другое. Поздноксфордское климатическое событие определенно имело место в истории геологического развития Земли. Вполне возможно, что последствием такого глобального потепления могло быть становление бескислородных обстановок во многих эпиконтинентальных бассейнах. Некоторые из высказанных концепций указывают на мелководное осадконакопление исследуемых микробиалитов в условиях практически нулевой седиментации. Однако, некоторые данные о формировании верхнеюрских МК весьма противоречивы. Например, дискуссионным остается вопрос о содержании кислорода в бассейне осадконакопления на период роста строматолитов. Марганцевая бактериальная минерализация подразумевает под собой наличие кислородной среды в осадке. Как отмечалось в главе 3.3, для диагенетического марганцеобразования необходимо чередование аэробной и анаэробной сред. Последняя формируется тогда, когда перекрывается слоем вышележающих осадков (Polgari et al., 2012). Однако во многих работах,

посвященных верхнеюрским МК, высказывается предположение о формировании отложений при аноксических условиях, а о минеральном составе строматолитов ничего не говорится.

Очевидно, что в различных бассейнах седиментации обстановки осадконакопления могут существенно отличаться. Не всегда верхнеюрские МК перекрываются нефтематеринскими формациями с высоким содержанием ОБ (Перитетические разрезы (Oliver et al., 2004)). Не во всех МК наблюдается повышенное содержание ОБ и геохимические маркеры, характерные для аноксии. Не всегда аноксические события в истории Земли характеризуются началом роста микробиальных сообществ (например, меловые аноксические события ОАЕ (Oceanic anoxic events), связанные с глобальными потеплениями). В любом случае, верхнеюрские МК ЗСП формировались параллельно с глобальным процессом микробиальной активности, который отмечается в отложениях не только эпиконтинентальных бассейнов с ярко выраженной аноксией, но и в Тетических и Перитетических разрезах, а также на территории Русской плиты. Что послужило катализатором этой микробной деятельности остается дискуссионным вопросом. Становление аноксических обстановок, вероятно, также имело место, особенно учитывая тот факт, что МК ЗСБ накапливались с позднеоксфордского, до ранневожского времени (глава 3.2). В раннем киммеридже началась глобальная трансгрессия в ЗСБ, которая и привела к становлению этих бескислородных обстановок и последующему началу накопления отложений баженовского горизонта в ранневожское время (Конторович и др., 2013).

4.4. Мезо-кайнозойская марганцеворудная эпоха

В монографии В.Н. Кулешова (2013), посвященной марганцевым рудам, всего выделяется 7 основных фаз накопления марганцевых пород (рис. 40).

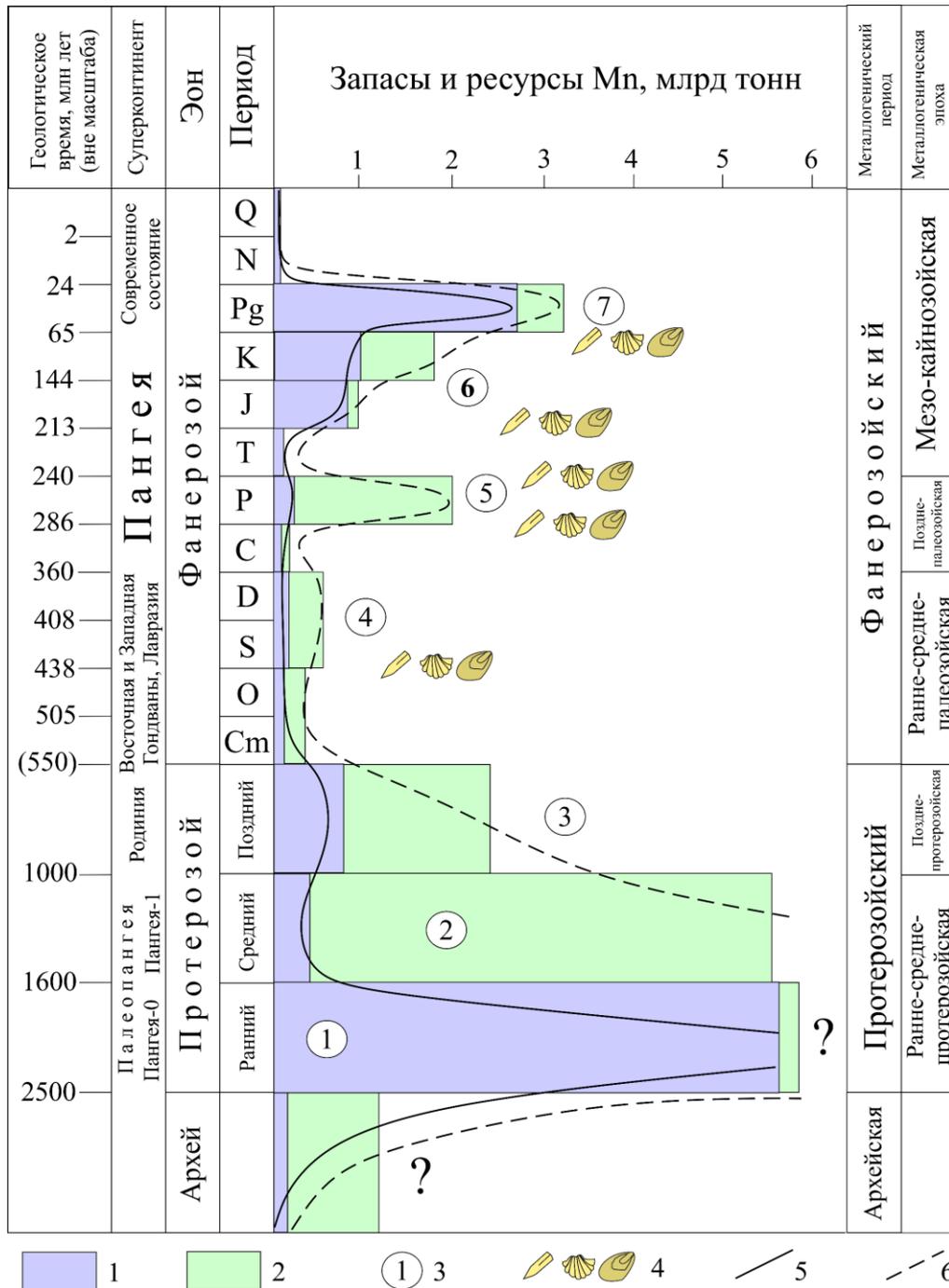


Рисунок 40. Распределение запасов и ресурсов марганца в породах разного возраста литосферы Земли (Кулешов, 2013); 1 – запасы, 2 – ресурсы, 3 – важнейшие металлогенические фазы накопления марганцевых пород (1 – раннепротерозойская, 2 – среднепротерозойская, 3 – позднепротерозойская, 4 – ранне-среднепалеозойская, 5 – позднепалеозойская, 6 – мезозойская, 7 – позднемезозойско-раннекайнозойская), 4 – важнейшие биотические события фанерозоя по (Алексеев, 1989, 1998).

Стоит отметить, что при выделении эпох и периодов накопления марганца авторы основывались на масштабах этого процесса, проявленного в ресурсах полезного ископаемого того или иного возраста. Ранее подобные попытки выделить основные этапы марганцеосадконакопления были проведены в многочисленных работах (Roy, 1981; Glasby, 1988; Varentsov, 1996 и др.). Все выделяемые фазы в пределах фанерозойского зона связаны с важнейшими биотическими событиями. Известно, что в начале позднеюрского времени продолжался распад суперконтинента Пангея (Wegener, 1912). С этим событием исследователи марганцевого рудогенеза связывают начало мезо-кайнозойской марганцеворудной эпохи (Кулешов, 2013). В процессе развития этой металлогенической эпохи сформированы многочисленные внутриконтинентальные бассейны седиментации с формированием углеродистых формаций. В пределах этих бассейнов накапливался марганец осадочного и диагенетического генезиса (марганцевые месторождения Австралии, Африки, Чили, Мексики, Марокко, России, Китая, Италии, Венгрии, и др.). Особого внимания заслуживает марганцевое месторождение бассейна Моланго (Мексика), марганцевые руды (мощностью до 50 м) которого представлены карбонатными породами позднеюрского (киммериджского) возраста, залегающими на черносланцевой формации Сантьяго и перекрывающимися микритовыми безмарганцевыми известняками (Laznicka, 1992). Раннедиагенетическая природа этих карбонатов доказана на основании изотопного состава углерода и серы, и их корреляции с содержанием марганца (Okita et al., 1988). Катагенетическая кальцитизация также отмечается в марганцевых карбонатах этого месторождения, а связанные с этим изменения изотопного состава кислорода подробно описаны (Okita, Shanks, 1992). Стоит также отметить, что в мезо-кайнозойский период распространены процессы гидротермально-осадочного накопления марганца (Калифорния), которые приурочены к глубоководным аргиллит-кремнистым отложениям Францисканского комплекса (месторождения Лэдд, Букей, Дубль, Майн) (Hein, Kosi, 1987).

Исследуемые верхнеюрские МК ЗСБ приурочены к подошве нефтематеринского баженковского горизонта. Однако, ранее полученные лабораторные исследования, представленные в главе 3 не предполагают образование марганцевых карбонатов вследствие гидротермального воздействия, хотя следы такового наблюдаются на некоторых территориях ЗСП (Красноленинский свод).

Позднее, на протяжении позднемезозойского-кайнозойского марганцевого периода наблюдается активное марганцеобразование в пределах Восточного Паратетиса. В результате воздымания дна палеобассейна и подъема глубинных сероводородных вод происходило активное выпадение марганца в виде гидроксидов (марганцеворудные районы Украины,

Грузии, Казахстана) (Столяров, 1993). Эти месторождения приурочены к терригенным песчано-глинистым фациям эпиконтинентальных бассейнов.

Так как исследуемые марганцевые МК приурочены к известной нефтематеринской формации, нельзя не провести сравнение с марганцевыми рудами, приуроченными к отложениям хадумского горизонта (нижней части разреза майкопской серии – еще одной крупной нефтематеринской формации олигоцен-раннемиоценового возраста, развитой на территории Кавказского региона. Эта марганцеворудная минерализация в пределах хадумского горизонта имеет локальный характер и образует серию линзовидных прослоев (Страхов и др., 1968). Ранее считалось, что марганцевая минерализация этих отложений имеет исключительно аутигенную природу, и связана с крупными тектоническими перестройками на границе эоцена и олигоцена (Мстиславский, 1985; Салуквадзе, 1990). Считалось, что в результате этих перестроек имело место движение нефтегазовых флюидов из очагов нефтеобразования в зоны разгрузки углеводородов. В процессе миграции эти углеводородные флюиды обогащались различными компонентами, в том числе марганцем (Павлов, 1989), который выщелачивался из низзалегających вулканогенно-осадочных отложений юрского и мелового возрастов (Дзоценидзе, 1980).

Однако последующее изучение изотопного состава углерода и кислорода марганцевых руд хадумского горизонта показало одновременность и многоэтапность их формирования (Кулешов, 2013). Было выделено три генерации, участвовавшей в рудогенезе углекислоты, одна из которых имеет легкий изотопный состав, который указывает на образование в результате окисления ОВ в толще осадка в процессе диагенеза (Галимов, 1968). Получается, что некоторые разновидности карбонатных марганцевых пород хадумского горизонта имели диагенетическое происхождение, а рудообразование началось в период накопления нижнеолигоценых отложений, и продолжалось после перекрытия марганцеворудной толщи майкопской серией.

В Закавказье также известны исключительно гидротермальные рудопроявления с жильной марганцевой минерализацией (Гогишвили и др., 1980, 1982). Предполагается, что эти зоны гидротермальной минерализации приурочены к разрывным нарушениям в низзалегających меловых и юрских отложениях. Исследуемые верхнеюрские МК ЗСБ также были подвержены температурному воздействию глубинных флюидов, однако марганцевая минерализация, выраженная в основном карбонатным минералом кутногоритом, имеет преимущественно диагенетическое происхождение, на что указывают ее морфология распределения и изотопный состав кислорода и углерода (глава 3.5). Однако, настоящая выборка исследованных МК георгиевского горизонта не позволяет делать вывод о том, что гидротермальная марганцевая минерализация в кровле георгиевского горизонта невозможна

теоретически. Известно, что в пределах доюрского кристаллического фундамента ЗСП присутствует большое количество разрывных нарушений, по которым возможна миграция гидротермальных флюидов. Ранее на примере отложений баженовского горизонта Каменной вершины (Красноленинский свод) было доказано, что скважины с наиболее преобразованным ОВ из нефтематеринской формации приурочены к разрывным нарушениям в пределах доюрского фундамента (Фомина, 2023). Высокая катагенетическая преобразованность ОВ объясняется термическим воздействием флюидов, которые могли мигрировать по разрывным нарушениям. Получается, что гидротермальная марганцевая минерализация в пределах исследуемых отложений не была выявлена в рамках проведенных работ, однако не может быть теоретически исключена.

Глава 5. Вторичные высокотемпературные преобразования верхнеюрских карбонатов Ем-Еговской вершины⁵

Ранее в МК Ем-Еговской вершины под SEM и в шлифах отмечались многочисленные следы кальцитовой перекристаллизации по основной кутногоритовой массе и интенсивные зоны кубической пиритизации на границах зон вторичных преобразований (глава 3.4). По результатам исследования изотопного состава кальцитовых жил в МК выявлен облегченный состав стабильных изотопов кислорода в них по отношению к основной микробивальной массе, что может указывать на катагенетическую природу вторичной кальцитизации. Еще один признак интенсивных вторичных катагенетических преобразований в исследуемых породах – это обнаруженные в них кристаллы кварца с ФВ (Латыпова и др., 2022, а, 2023, б).

5.1. Флюидные включения в кристаллах кварца

ФВ обнаружены в процессе литологического описания кернового материала из пяти скважин с территории Ем-Еговской вершины в МК и ВК георгиевского горизонта (абалакской свиты). Процесс поиска ФВ и отбора кристаллов с ними представлен на рисунке 41.

Отбор образцов на исследование ФВ осуществлялся параллельно с литологическим описанием кернового материала, результаты которого представлены на рисунке 42. На литологических колонках указано положение карбонатных пород абалакской свиты, в которых обнаружены жилы, заполненные кристаллами кварца с ФВ. В скважинах А и В трещины с кристаллами кварца находятся внутри вторичных карбонатов, в скважинах С и D –

⁵При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Латыпова М.Р., Прокофьев В.Ю., Балушкина Н.С., Коточкова Ю.А., Чуркина В.В., Иванова Д.А., Махнутина М.Л., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А. Геохимические характеристики флюидных включений как индикаторы степени преобразованности органического вещества из юрских отложений Ем-Еговской вершины (Красноленинский свод, Западная Сибирь) // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология. 2023 (б). № 2. С. 79–92. RSCI. DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-79-92 (1,62 п.л., личный вклад автора — 80%, импакт-фактор РИНЦ – 0,38)

Латыпова М.Р., Прокофьев В.Ю., Балушкина Н.С., Иванова Д.А., Щепелев Ф.С., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Фомина М.М. Выявление низкотемпературных гидротермальных процессов в баженовско-абалакском комплексе по группе геохимических индикаторов прогрева в сборнике XXV НПК «Пути реализации нефтегазового потенциала Западной Сибири», издательство Югор. гос. ун-т (Ханты-Мансийск). 2022 (а). С. 180-187.

внутри микробинальных карбонатов, а в случае скважины Е они находятся внутри глинистой и глинисто-кремневой породы на границе абалакской и тутлеймской свит. Расположение этих скважин по латерали на исследуемой территории Ем-Еговской вершины представлено на рисунке 43.

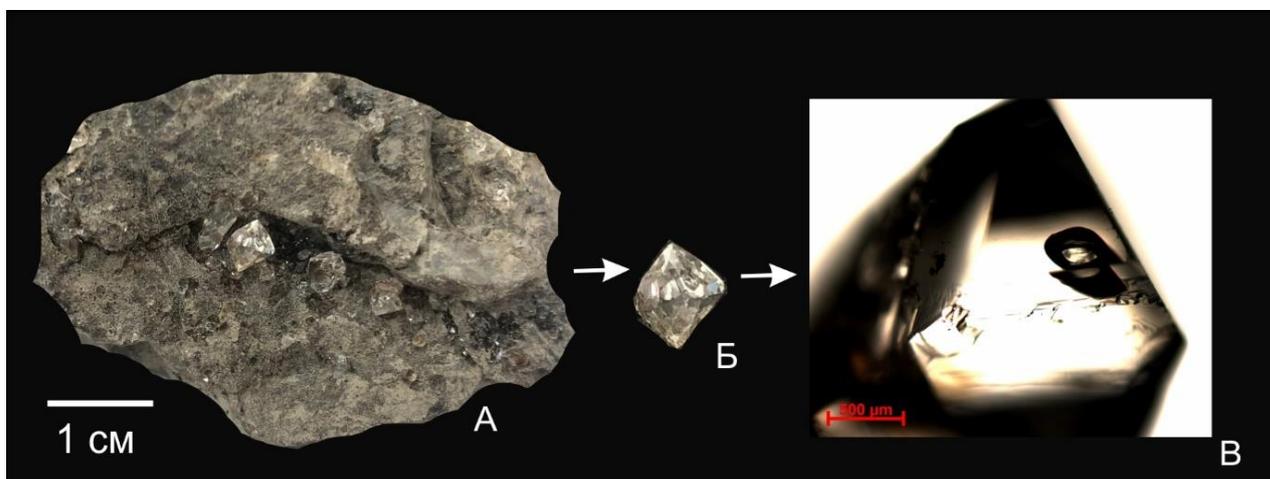


Рисунок 41. Фотография образца МК с территории Ем-Еговской вершины, содержащего кристалл кварца (А), выделенного кристалла кварца (Б) после растворения породы в HCl, под биноклем ФВ внутри кристалла кварца (В).

ФВ в карбонатных породах из верхней подсвиты абалакской свиты относятся к первичным (П), образовавшимся в процессе роста кристаллов, и первично-вторичным (П-В), сформировавшимся при последующей перекристаллизации кристаллов кварца. П-В ФВ могут возникать в несколько этапов, в результате чего значения температуры гомогенизации фаз не будут характеризовать температуру первичного процесса. Все ФВ расположены вдоль залеченных трещин в объеме кристаллов. Первичная природа ФВ определена по их равномерному распределению в объеме минерала-хозяина (Реддер, 1987).

Все ФВ под микроскопом можно разделить на три типа. К типу 1 относятся двухфазовые газовой-жидкие ФВ, в которых газовая фаза представлена углеводородами, занимающими менее 10% объема вакуоли, а жидкая – водным раствором минеральных солей (рис. 44).

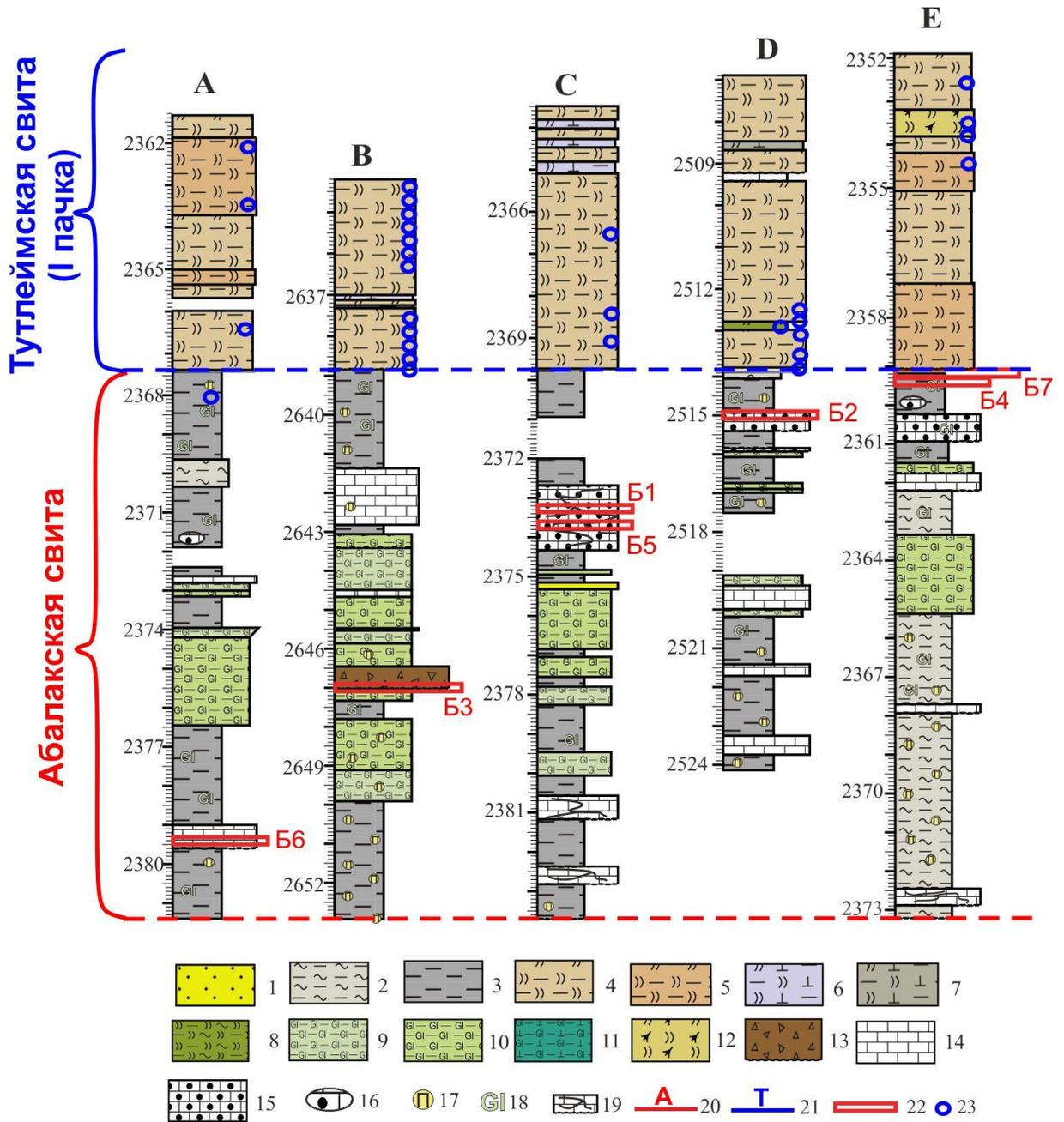


Рисунок 42. Литологические колонки исследованных скважин (А–Е) с территории Емговской вершины; **Породы:** 1 – песчаники; 2 – алевро-глинистые; 3 – глинистые; 4 – кремнисто-глинистые; 5 – глинисто-кремнистые; 6 – глинисто-кремнисто-карбонатные; 7 – глинисто-карбонатно-кремнистые; 8 – алевролитно-кремнисто-глинистые; 9 – глауконитово-глинистые; 10 – глинисто-глауконитовые; 11 – глауконитово-карбонатно-глинистые; 12 – радиолярит; 13 – брекчированная карбонатная; 14 – известняк; 15 – бактериально-водорослевые карбонатные постройки; 16 – единичные строматолитоподобные постройки; **Включения и текстурные особенности:** 17 – стяжения пирита; 18 – глауконит; 19 – трещины в карбонатных породах отложения абалакской свиты; **Границы:** 20 – отложения абалакской свиты, 21 – отложения тутлеймской свиты; **Образцы:** 22 – отобранные на исследование флюидных включений; 23 – отобранные на пиролитические исследования ОВ.

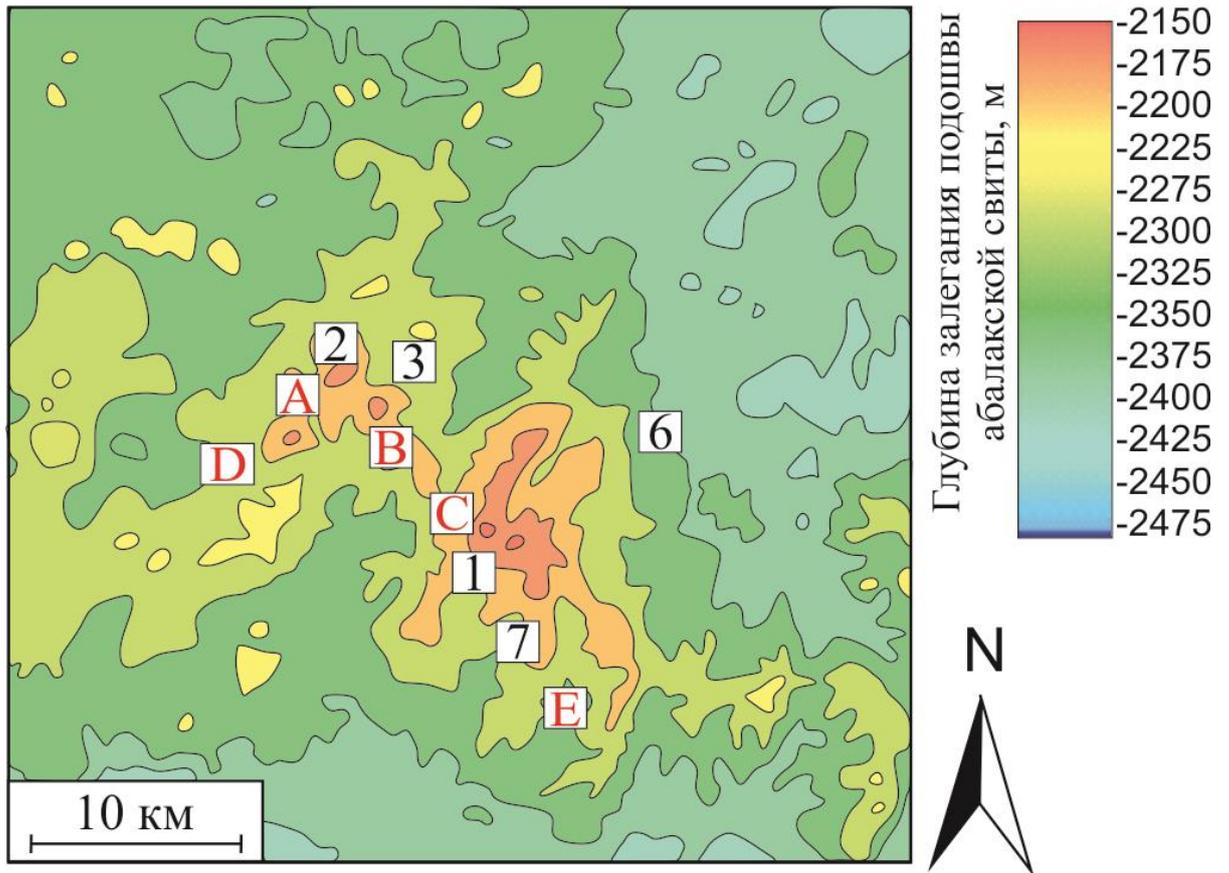


Рисунок 43. Структурный план Ем-Еговской вершины по кровле тутлеймской свиты с расположением исследуемых скважин (красными буквами отмечены скважины с ФВ в кристаллах кварца, черными цифрами – скважины без кристаллов кварца с ФВ).

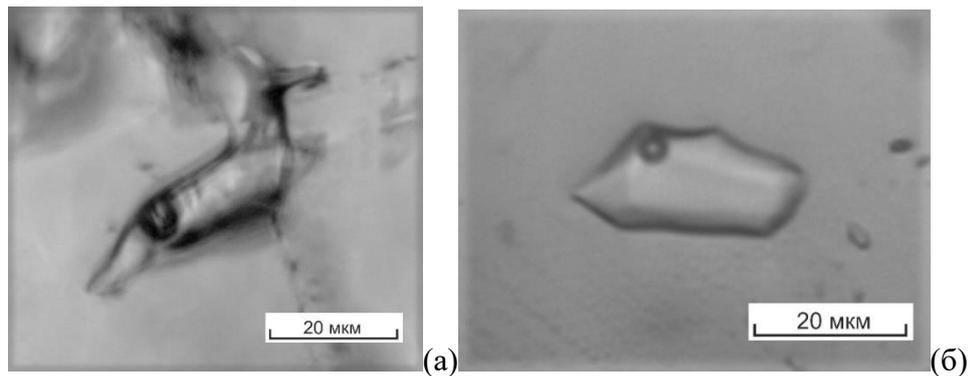


Рисунок 44. Первично-вторичные водно-солевые флюидные включения в кристалле кварца (тип 1) из карбонатных пород с территории Ем-Еговской вершины (а – из образца Б4; б – из образца Б7, см. таблицу 1). Масштаб 20 мкм.

Тип 2 также представлен двухфазовыми ФВ, но жидкая фаза состоит из органических соединений. Газовая фаза в большинстве случаев занимает 70–80 об.% (рис. 45). Также встречено ФВ типа 2, в котором окрашенная жидкость, вероятнее всего, представлена нефтью

(рис. 46). Тип 3 ФВ содержат только газовую фазу, состоящую из углеводородных соединений (рис. 47).

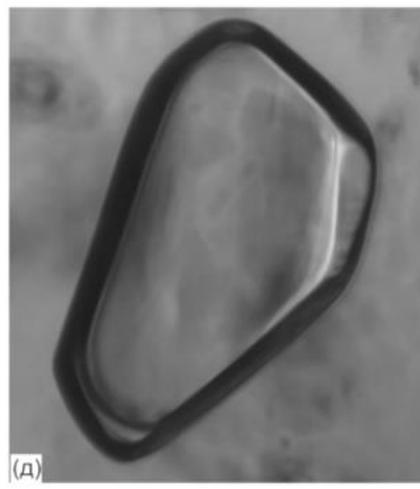
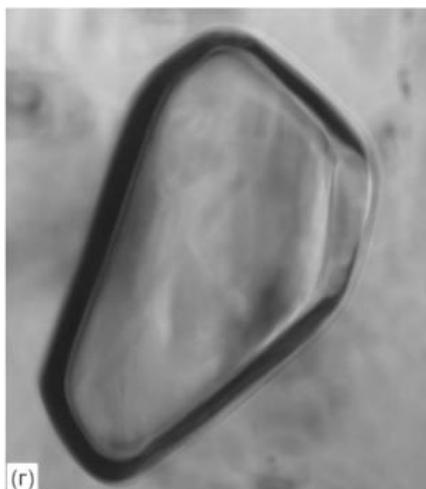
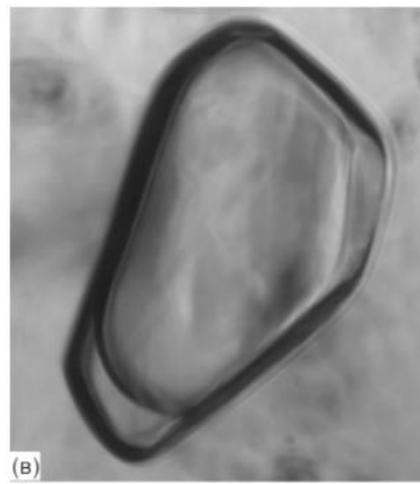
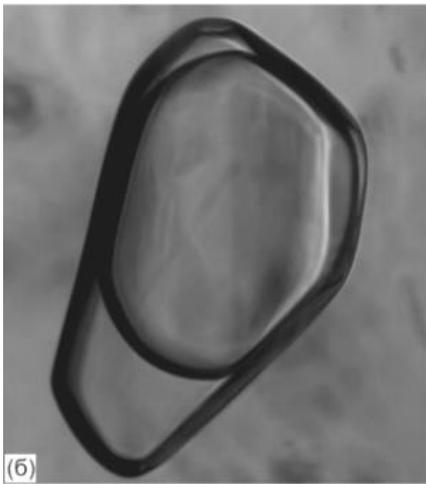


Рисунок 45. Первичные газовые ФВ с органической жидкостью в кристалле кварца (тип 2) из образца Б1 с территории Ем-Еговской вершины (а – общий вид, б–д –

микротермометрические исследования: б – при +25 °С, в – при +63 °С, г – при +73 °С, д – при +83 °С). Масштаб 100 мкм.

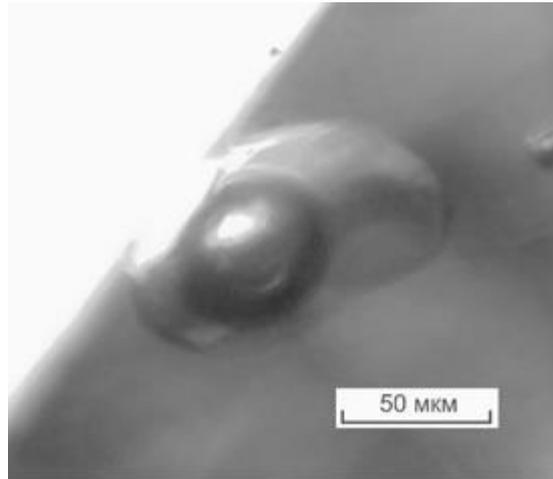


Рисунок 46. Первичное ФВ с нефтью в кристалле кварца из образца Б5 с территории Ем-Еговской вершины. Масштаб 50 мкм.

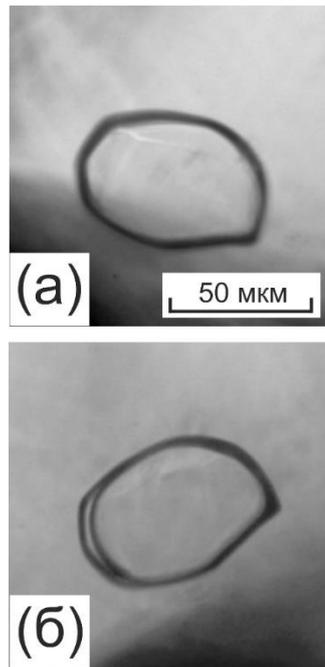


Рисунок 47. Первичное газовое ФВ в кристалле кварца из образца Б-4 (3-й тип) с территории Ем-Еговской вершины (а – при +25 °С, б – при –113°С). Масштаб 50 мкм.

Определение температуры гомогенизации позволяет установить, при каких условиях происходил захват флюида в кристаллах. Важно отметить, что наиболее достоверными геотермометрами являются двухфазовые водно-солевые ФВ (тип 1 П) (Прокофьев, 1998). Это связано с тем, что они образуются при росте кристаллов, а не при их перекристаллизации, и температура фазовых переходов определяется с большей точностью. Группа таких ФВ

установлена только в образцах из скважины С. Температура гомогенизации включений составляет 267 °С, концентрация солей равна 2,0 масс. %-экв. NaCl, а плотность флюида – 0,78 г/см³ (табл. 5). Температура эвтектики раствора (–27 °С) свидетельствует о том, что в водном растворе соль представлена преимущественно хлоридом натрия.

Таблица 5. Результаты определения характеристик ФВ в кристаллах кварца в жилах карбонатных пород абалакской свиты Ем-Еговской вершины

Скважина	Номер образца	Тип включений	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{эвт}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{пл,льда}}, ^\circ\text{C}$	$C_{\text{солей}}, \text{масс. \% /экв, NaCl}$	$d, \text{г/см}^3$
А	Б6	2 П-В	77 Г	-**	-	-	-
В	Б3	2 П	63 Г	-	-	-	-
		2 П	64 Г	-	-	-	-
С	Б1	1 П	267	-27	-1,2	2,0	0,78
		2 П	68 Г	-	-	-	-
		2 П	71 Г	-	-	-	-
С	Б5	2 П	100 Г	-	-	-	-
Д	Б2	2 П	56 Г	-	-	-	-
Е	Б4	1 П-В	115	-29	-3,9	6,2	0,99
		3 П-В	-87 Г*	-	-	-	0,14
	Б7	1 П-В	136	-27	-1,4	2,3	0,95
		1 П-В	132	-34	-2,0	3,3	0,96
		3П-В	-71,7 Г*	-	-	-	0,09

Примечания: П – первичные включения, П-В – первично-вторичные включения; 1 – двухфазовые газовой-жидкие водно-солевые ФВ; 2 – ФВ, содержащие органическую жидкость; 3 – однофазовые газовые ФВ; Г – гомогенизация в газ, без буквы Г – в жидкость; Г* – температура появления двух фаз в однофазовых, изначально гомогенных ФВ.

Помимо скважины С ФВ типа 1 присутствуют только в скважине Е, однако они относятся к первично-вторичным ФВ (тип 1 П-В). Температура гомогенизации этих включений составила 115–136 °С, а температура эвтектики варьировала от –27 до –34 °С, что также свидетельствует о преобладании среди растворенных солей NaCl (табл. 7).

Первичные ФВ типа 2 (тип 2 П) обнаружены в скважинах В, С и D. Температура их гомогенизации в газообразную фазу варьирует в диапазоне от +56 до +100 °С (табл. 5). Жидкость в этих включениях не замерзает при охлаждении до –150 °С.

Однофазовые первично-вторичные ФВ из скважины Е (3 П-В) при комнатной температуре изначально гомогенны. При охлаждении некоторые ФВ становились двухфазовыми, температура появления второй фазы варьирует от –71 до –87 °С (в таблице 5 приведены значения в колонке $T_{\text{гом}}$ в ячейках с указанием Г*).

Кроме измерения температуры гомогенизации (для включений типов 1 и 2) и температуры появления второй фазы (для типа 3 включений) проведены ИК-спектроскопические исследования флюидов из включений типов 2 и 3. Установлено, что углеводородные соединения в скважинах различаются по составу. При этом точно установить состав жидких углеводородов в двухфазовых включениях не удалось. ИК-спектры соединений из ФВ скважины Е и одного ФВ из скважины С показали, что преобладающее газообразное соединение представлено метаном (рис. 48), что хорошо согласуется с температурой образования жидкой фазы, составившей –87... –71,7 °С.

Близкую температуру кипения имеет метан (–82,7 °С). В скважине В в газовой фазе преобладают более длинноцепочечные соединений, предположительно пропан. В остальных скважинах, согласно данным ИК-спектрометрии, присутствуют непредельные алканы, преимущественно алкены. Отметим, что определение состава смеси соединений по данным ИК-спектрометрии сопряжено с наложением пиков соединений, поэтому необходимы дополнительные анализы, такие, как разрушение кристаллов кварца под вакуумом с последующим хроматографическим анализом углеводородных соединений. Тем не менее, наличие непредельных соединений может свидетельствовать о более сложных процессах образования углеводородных соединений. Также отмечается, что в ФВ, имеющих наибольшую температуру гомогенизации, преобладающим газом является метан.

Фактически, полученные результаты определения геохимических характеристик ФВ показывают, что температура формирования жил с кристаллами кварца могла различаться. При этом прогреться могли не только сами породы абалакской свиты, но и вышележащие отложения тутлеймской свиты, относящейся к баженовскому горизонту.

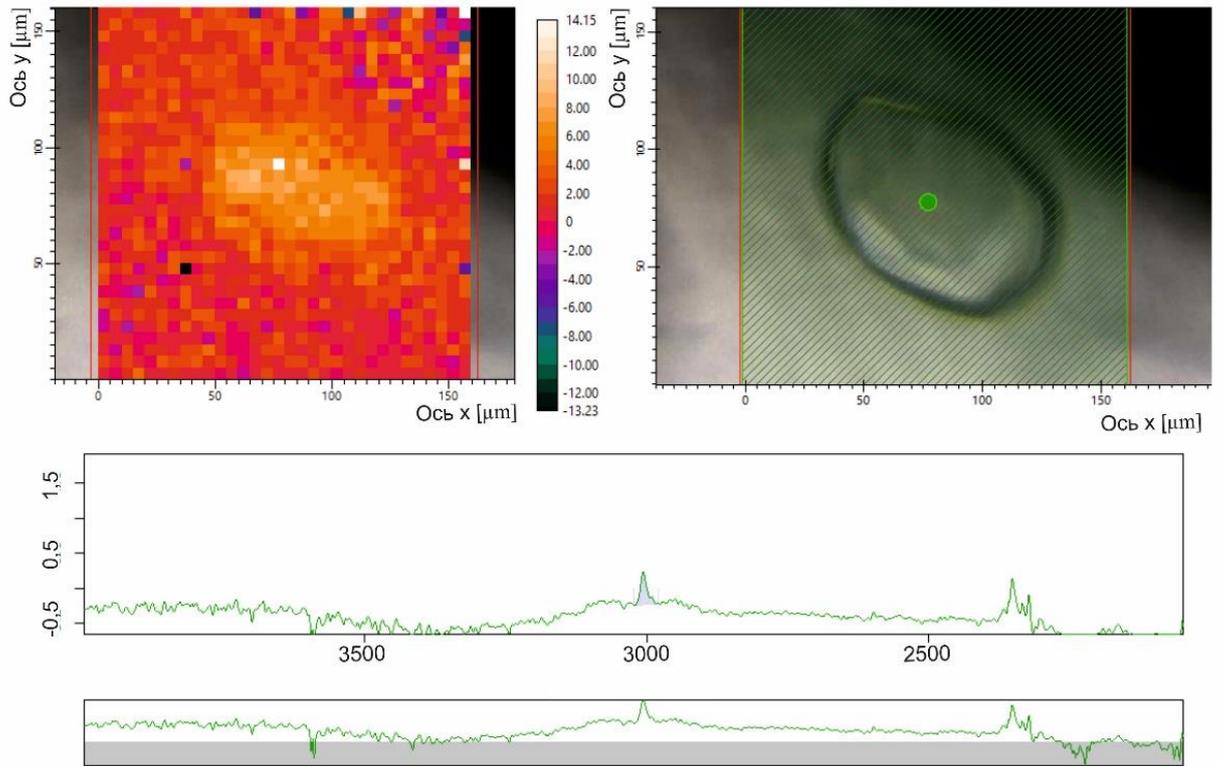


Рисунок 48. Результаты ИК-микроскопических исследований газовых ФВ в кристалле кварца из образца Б4 с территории Ем-Еговской вершины.

Таким образом, фактически можно говорить о том, что геохимические характеристики ФВ в некоторых скважинах указывают на гидротермальные процессы, протекавшие при повышенных температурах (более 300 °С (точное значение определить не удалось из-за разрушения наиболее высокотемпературных ФВ в результате флюидодинамического разрыва при исследовании)), тогда как в керне из других скважин температуры были более низкими, а процесс образования кристаллов кварца с ФВ – многостадийным.

5.2. Пиролитические характеристики органического вещества из отложений нижней части тутлеймской свиты

Для проверки ранее высказанного предположения о том, что вторичный высокотемпературный прогрев карбонатных пород верхней подсвиты абалакской свиты георгиевского горизонта мог повлиять на степень катагенетической зрелости ОВ из отложений тутлеймской свиты баженовского горизонта, были выполнены пиролитические исследования ОВ из пород нижней части тутлеймской свиты (рис. 42) методом пиролиза. Пиролитические исследования выполнялись после горячей экстракции, чтобы исключить влияние углеводородных соединений на получаемые результаты и установить степень преобразованности ОВ. Полученные результаты показали, что значения водородного индекса (НІ) в исследованных образцах изменяются в широких пределах 70–370 мг УВ/г ТОС, а температура максимального выхода углеводородов (T_{\max}) лежит в интервале от 436 до 448 °С (табл. 6).

Результаты свидетельствуют, что кероген относится ко II (морскому) типу. Эти результаты ранее были подтверждены углепетраграфическими исследованиями (Марунова и др., 2021). ОВ из исследуемых проб существенно преобразовано, достигло середины нефтяного окна или приближается к его концу в зависимости от скважины. При этом полученные результаты свидетельствуют, что ОВ преобразовано в разной степени: в скважинах Е и С его зрелость выше ($HI < 150$ мг УВ/г ТОС), чем в скважинах А, В и D ($HI = 180–370$ мг УВ/г ТОС) (рис. 49). Согласно существующей классификации стадия катагенеза варьирует от МК2 (скважина D) до МК4 (скважина Е) (Jarvie et al., 2001).

Для оценки степени преобразованности ОВ и возможности сопоставлять результаты между собой и с геохимическими характеристиками ФВ рассчитаны средние значения НІ для ОВ из нижней части тутлеймской свиты в каждой скважине, после чего была определена степень реализации генерационного потенциала. Название этого параметра было принято сократить в данной работе до понятия (индекс трансформации ОВ; transformation ratio – TR). Значение TR рассчитывалось по формуле:

$$TR = (HI_0 - HI_{\text{сред. после экстр.}}) / HI_0 * 100\% ,$$

где HI_0 – исходное значение водородного индекса до начала генерации углеводородных соединений, равное 715 мг УВ/г ТОС согласно проведенным ранее исследованиям (Калмыков и др., 2017), а НІ – значение параметра после экстракции.

Таблица 6. Основные пиролитические параметры ОВ для исследуемых образцов после горячей экстракции.

Номер Скважины	Номер Образца	Глубина, м	Пиролитические параметры*					
			S1	S2	TOC	T _{max}	HI	TR
A	A1	2362,05	0,19	17,44	5,48	440	318	62
A	A2	2363,93	0,15	12,61	4,3	441	293	
A	A3	2366,48	0,2	7,48	3,54	444	211	
A	A4	2368,06	0,28	14,37	5,16	443	278	
B	B1	2634,22	0,07	8,1	3,67	446	221	72
B	B2	2634,54	0,12	8,19	4,05	441	202	
B	B3	2634,92	0,15	5,83	3,27	446	178	
B	B4	2635,3	0,09	7,04	3,56	445	198	
B	B5	2635,58	0,15	6,8	3,69	445	184	
B	B6	2635,91	0,14	13,28	5,27	445	252	
B	B7	2635,91	0,15	14,97	5,5	447	272	
B	B8	2636,25	0,07	8,27	3,66	443	226	
B	B9	2636,27	0,09	6,64	3,44	445	193	
B	B10	2637,64	0,13	6,19	3,49	445	177	
B	B11	2637,92	0,1	13,17	5,51	446	239	
B	B12	2638,24	0,12	6,79	3,79	446	179	
B	B13	2638,58	0,12	5,02	2,75	443	183	
C	C1	2366,64	0,11	1,96	2,06	439	95	82
C	C2	2368,48	0,14	4,79	3,39	445	141	
C	C3	2369,18	0,21	5,46	3,64	444	150	
D	D1	2512,57	0,1	6,07	2,28	434	266	58
D	D2	2512,68	0,13	8,79	3,27	435	269	
D	D3	2512,85	0,1	8,7	2,68	436	325	
D	D4	2513,1	0,05	7,11	2,24	439	317	
D	D5	2513,73	0,37	6,88	2,93	436	235	
D	D6	2513,93	0,09	15,09	4,07	441	371	
E	E1	2352,61	0,21	8,93	6,63	446	134	85
E	E2	2353,25	0,23	5,31	4,19	445	126	
E	E3	2353,77	0,12	3,3	3,54	443	93	
E	E4	2354,46	0,15	2,14	3,18	448	67	

Примечание: S1 – углеводородные соединения, выделяющиеся при нагреве до 300 °С в потоке гелия, мг УВ/г породы; S2 – углеводородные соединения, выделяющиеся при нагреве в интервале 300–650 °С в потоке гелия, мг УВ/г породы; PI – индекс продуктивности, S1/(S1+S2); T_{max} – температура максимального выхода УВ при пиролизе керогена, °С; TOC – общее содержание органического углерода в породе, масс. %; HI – водородный индекс S2/TOC·100, мг УВ/г TOC.

Рассчитанные значения TR показали, что в скважинах А и D степень преобразованности близка, и составляет 58–62%. В скважине В ОВ несколько более преобразованное, значение TR составляет 72%, в скважинах С и Е оно равно 82 и 85% соответственно (табл. 6).

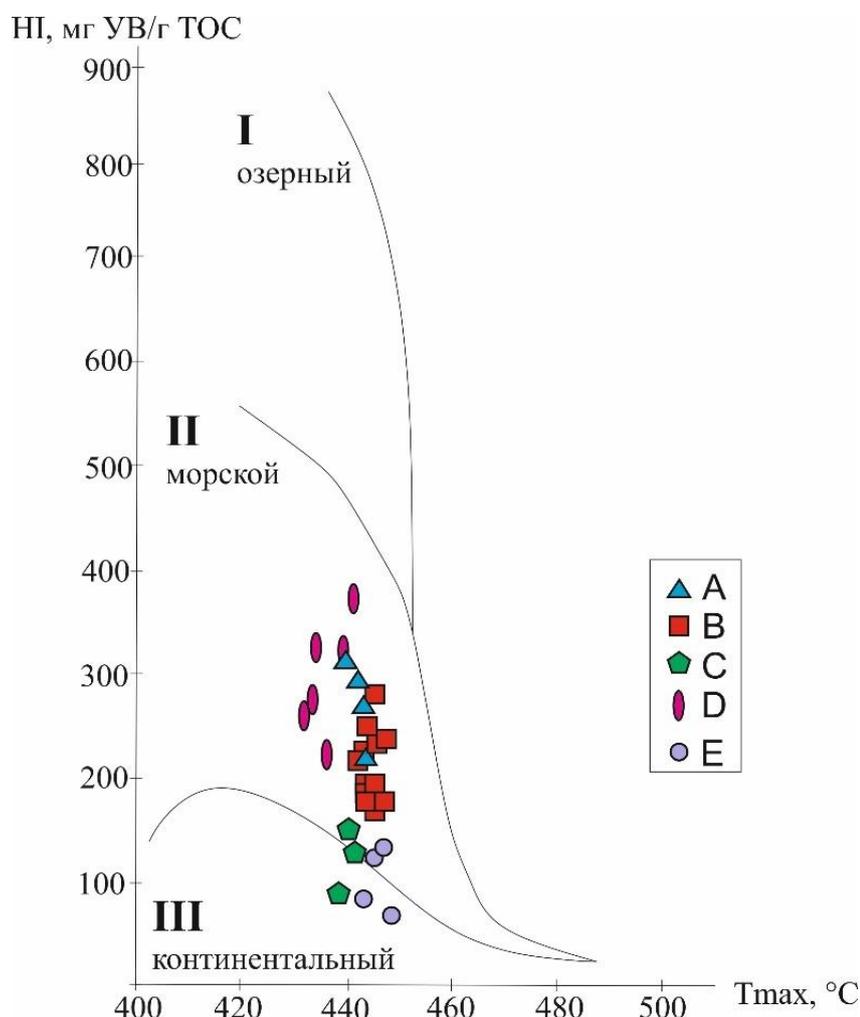


Рисунок 49. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена для исследуемых образцов с территории Ем-Еговской вершины после горячей экстракции: I–III – тип керогена, кривыми обозначены изменения параметров T_{max} и HI в процессе катагенетического преобразования керогена.

Разная степень преобразованности ОВ в породах нижней части тутлеймской свиты хорошо коррелирует с различиями в геохимических характеристиках ФВ из кристаллов кварца в жилах карбонатных пород абалакской свиты. Так, только в скважинах с высокой степенью преобразованности ОВ (скважины С и Е) обнаружены двухфазовые водно-солевые ФВ. Эти включения относятся к типу 1, и, судя по плотности флюида и концентрации солей, содержат NaCl и не отличаются разнообразием состава. Температура гомогенизации для этих ФВ

наиболее точно отражает температуру прогрева толщи гидротермальным флюидным потоком (Burruss, 1987). Максимальная температура гомогенизации для первичного ФВ типа 1 была зафиксирована в скважине С и составляет 267 °С. Отметим, что в этой скважине также есть включение, содержащие окрашенную органическую жидкость, предположительно нефть, а температура гомогенизации включения превышает 300 °С (точное значение определить не удалось из-за разрушения включения в результате флюидодинамического разрыва при исследовании). Процессы, при которых происходит повышение температуры (200–300°С), типичны для гидротермальных процессов (Прокофьев, 1998). Таким образом, можно предполагать, что в скважинах С и Е при образовании кристаллов кварца в жилах карбонатных пород температура достигала высоких значений. Прогрев был достаточно интенсивным, в результате чего прогревалась нижняя часть отложений тутлеймской свиты, что выразилось в более высокой преобразованности ОВ.

Кроме того, только в скважине Е присутствуют ФВ типа 3, содержащие метан. Поскольку метан – простейший по составу предельный углеводород, можно предположить, что повышенные значения, воздействовавшей на ОВ нижележащих юрских отложений, приводили к более полному протеканию процесса преобразования ОВ. Фактически можно говорить о том, что геохимические характеристики ФВ в скважинах С и Е указывают на гидротермальные процессы, протекавшие при повышенных температурах, тогда как в скважинах А, В и D температуры были более низкими, а процесс образования кристаллов кварца с ФВ – многостадийным.

Полученные результаты позволили объяснить изменение стадии катагенетической преобразованности ОВ в породах тутлеймской свиты на территории Ем-Еговской вершины. Установлено, что все исследуемые скважины приурочены к структурному поднятию. Именно в районе этого поднятия получены значения более высокой степени катагенетической преобразованности ОВ относительно более погруженных территорий (рис. 50).

Можно предположить, что близость фундамента и наличие разломов могли обеспечивать прогрев зоны поднятия за счет тепловых потоков, в том числе связанных с гидротермальными процессами. При этом на локальном участке температура гидротермальной проработки была выше, что обеспечило локальный повышенный катагенез в зоне расположения скважин С и Е, подтвержденный пиролитическими исследованиями пород тутлеймской свиты еще в двух скважинах в этой зоне, в которых керн из абалакской свиты не отобран. Поскольку аналогичные зоны повышенной преобразованности встречаются как на территории Ем-Еговской вершины, так и на других территориях, можно говорить, что в гидротермальных процессах заключается причина дополнительного прогрева пород, а изучение ФВ может способствовать определению условий их протекания и разработке

поисковых критериев месторождений нефти и газа, образующихся в результате более интенсивной генерации углеводородных соединений в нефтегазоматеринских толщах.

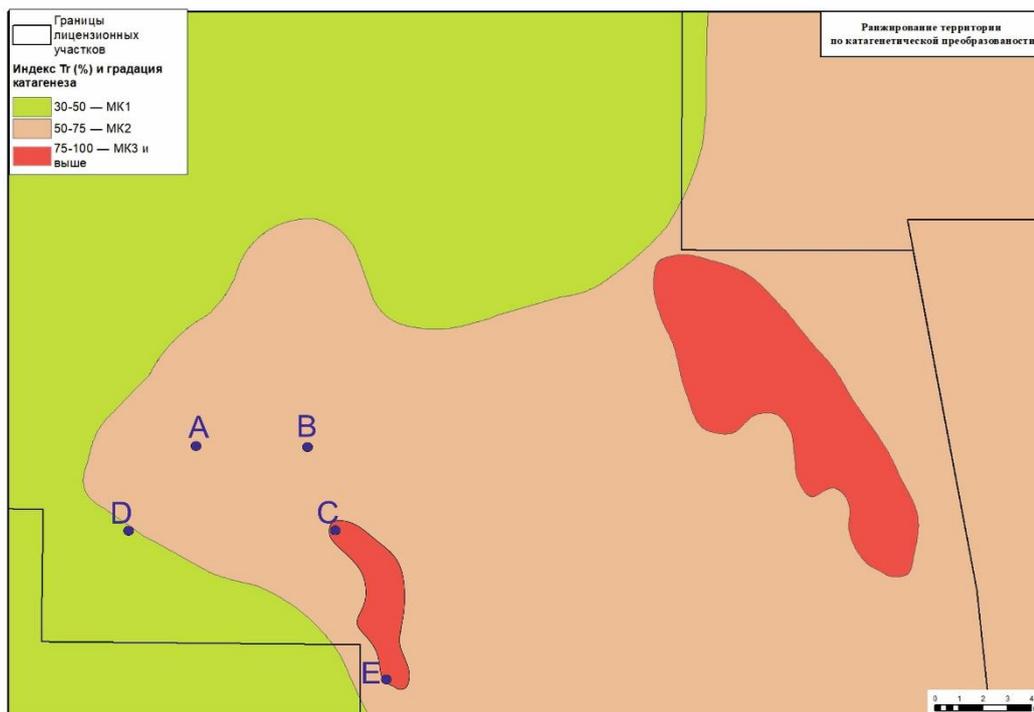


Рисунок 50. Схема катагенетической преобразованности ОВ на территории Ем-Еговской вершины Красноленинского свода по неопубликованным данным

Ранее (Латыпова и др., 2022, а) были приведены предварительные исследования по выявлению последствий термической проработки баженовско-абалакского комплекса по группе геохимических индикаторов прогрева. При сравнении геотермометров использовались данные преимущественно из скважин с территории Красноленинского свода. Авторами доказана, сходимость между температурой гомогенизации и составом двухфазовых флюидных включений с углеводородами с TR ОВ из отложений тутлеймской свиты. Также выявлена связь между соотношением стабильных изотопов кислорода из жильного кальцита в карбонатах абалакской свиты с индексом температурной преобразованности ОВ из первой (рис. 51) и четвертой (рис. 52) пачек тутлеймской свиты. Полученная сходимость между геохимическими индикаторами прогрева указывает на существование единой системы температурного преобразования отложений баженовско-абалакского комплекса ЗСП. По мнению авторов, весьма значительно влияние высоких температур на катагенетическое преобразование ОВ в тутлеймской свите, поэтому необходимо учитывать это температурное воздействие при построении моделей преобразования ОВ в нефтематеринских отложениях тутлеймской свиты.

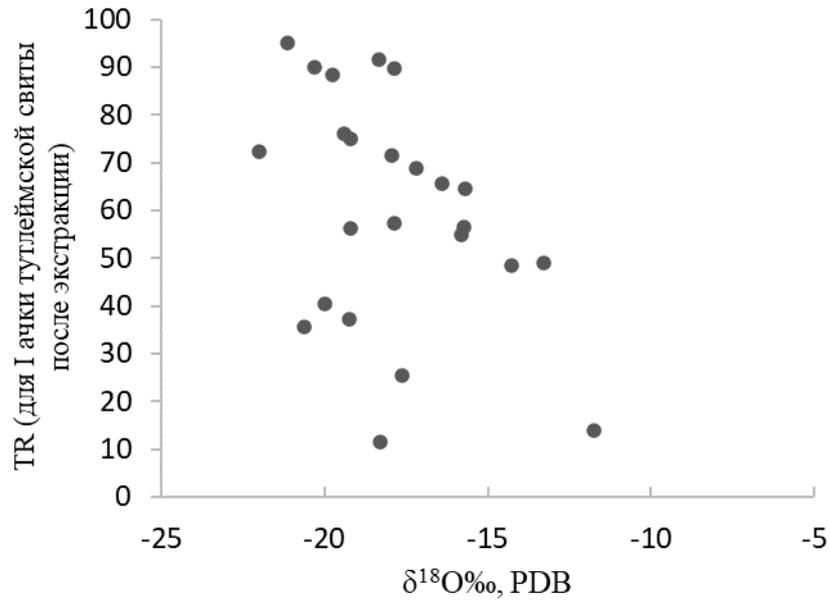


Рисунок 51. График соотношения $\delta^{18}\text{O}$ для жильного кальцита из карбонатных пород абалакской свиты и среднего арифметического TR для ОВ из отложений I пачки тутлеймской свиты (Латыпова и др., 2022, а).

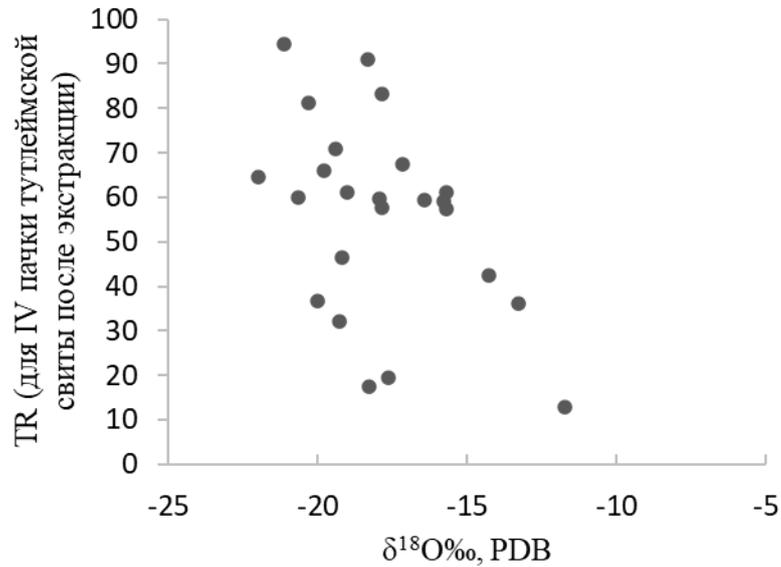


Рисунок 52. График соотношения $\delta^{18}\text{O}$ для жильного кальцита из карбонатных пород абалакской свиты и среднего арифметического TR для ОВ из отложений IV пачки тутлеймской свиты (Латыпова и др., 2022, а).

Заключение

На основании проведенных исследований выявлено, что в центральной части ЗСП на территории основных палеоподнятий в кровле георгиевского горизонта присутствуют МК строматолитового типа различной мощности и морфологии. Палеонтологические исследования кернового материала из двух скважин с территории Ем-Еговской вершины Красноленинского свода позволили приблизительно определить возраст исследуемых МК как позднеоксфордский – ранневожжский. Более точно определить возраст исследуемых отложений не представлялось возможным из-за крайне скудного количества микрофоссилий в них. Во всех исследуемых разрезах с территории Красноленинского свода отмечено отсутствие палеонтологических находок киммериджского возраста.

В верхнеюрских МК ЗСП было обнаружено повышенное содержание таких элементов, как Mn, Cu, Ni, V, Zn, что является их главным геохимическим диагностическим критерием. Повышенное содержание этих элементов в МК, вероятно, связано с их накоплением в осадке в результате микробальной деятельности, которая сопровождается активным преобразованием значительной массы ОВ в осадке. Также наблюдается прямая корреляция между содержаниями Ni, V, Cu, Zn и Mn, что доказывает связь этих элементов с накоплением марганца в осадке.

Установлено, что в процессе диагенетических преобразований сорбированный бактериями марганец становится частью минерала кутногорита, а большая часть биофильных элементов входят в кристаллические решетки сульфидов. По морфологии распределения кутногорита и его изотопному составу углерода определена седиментационно-диагенетическая природа карбонатной марганцевой минерализации в исследуемых МК.

В некоторых МК с территории Ем-Еговской вершины Красноленинского свода обнаружены интенсивные катагенетические преобразования, которые также прослеживаются ниже по разрезу в других карбонатных разностях георгиевского горизонта. Эти преобразования включают в себя:

- (1) Интенсивную жильную кальцитизацию с малыми значениями $\delta^{18}\text{O}$ ($< -20\text{‰}$), секущую кутногоритовую основную массу;
- (2) Кубическую пиритизацию с кутногоритовыми включениями на границе с зонами вторичных преобразований;
- (3) Вторичную каолинитизацию по зонам жильной кальцитовой минерализации;
- (4) Бариевую минерализацию.

Относительно утяжеленный изотопный состав углерода в МК по сравнению с другими карбонатными разностями георгиевского горизонта свидетельствует о биогенном источнике

углекислоты, участвовавшей в их формировании. Эти выводы подтверждаются прямой корреляцией изотопного состава углерода с содержанием Mn, Fe и S в МК. При сравнении изотопного состава углерода с современными МК и различными марганцевыми месторождениями микробиального генезиса, выявлены сходства в $\delta^{13}\text{C}$, что явно указывает на схожую долю влияния углекислоты органического происхождения на процессы формирования исследуемых пород.

В рамках этой работы также предложены три основные гипотезы седименто- и литогенеза исследуемых МК. Согласно первой концепции, формирование этих отложений связывают с глобальным климатическим событием, которое в зарубежной литературе называют «рифовое окно». Вторая теория предполагает связь глобального всплеска микробиальной активности с началом становления позднеюрской множественной аноксии в эпиконтинентальных бассейнах. Третья концепция связывает формирование марганцевых МК с геохимическим барьером на границе отложений баженовского и георгиевского горизонтов. В целом, первые две концепции не исключают друг друга, т.к. становление бескислородных обстановок может также являться последствием глобальной палеогеографической и климатической перестройки, повлиявшей на обстановки осадконакопления не только в Тетисе, но и в существенно более северном Бореальном бассейне. Третья концепция, с точки зрения диагенеза, логична для объяснения повышенного содержания марганца в карбонатных отложениях на границе баженовского и георгиевского горизонтов, но не объясняет повсеместное распространение марганцевых МК и всплеск микробиальной активности в отдельных частях ЗСБ в позднеюрское время.

Было выявлено, что карбонатные отложения на границе георгиевского и баженовского горизонтов в пределах Красноленинского свода были интенсивно вторично преобразованы. Вторичные процессы, которые привели к изменению структурно-текстурных особенностей МК были вызваны воздействием высокотемпературных (более 250°C) флюидов, которые преобразовывали не только карбонатные породы георгиевского горизонта, но и термически прогревали нефтематеринские отложения баженовского горизонта. Последнее доказано путем сравнения степени преобразованности ОВ из отложений тутлеймской свиты баженовского горизонта с температурой гомогенизации и составом ФВ из ВК и МК абалакской свиты георгиевского горизонта. Именно этим вторичным точечным интенсивным прогревом можно объяснить наличие катагенетических аномалий в отложениях баженовско-абалакского горизонта в центральной части ЗСП.

Таким образом выявлено, что наличие кавернозных марганцевых МК на границе баженовского и георгиевского горизонтов определяется двумя факторами, а именно:

(1) Специфическими обстановками осадконакопления в позднеюрское время в пределах палеовозвышенностей, обусловленных структурным планом доюрского фундамента;

(2) Высокотемпературными катагенетическими преобразованиями, которые приводят к формированию вторичного пустотного пространства в литифицированных МК и приурочены к ослабленным зонам и разрывным нарушениям в фундаменте ЗСП.

Комплексное изучение этих двух факторов в будущем позволит разработать дополнительные поисковые критерии на УВ в пределах отдельных территорий на границе баженовского и георгиевского горизонтов ЗСП.

Список сокращений и условных обозначений

- МК – микробиальные карбонаты
ВК – вторично перекристаллизованные карбонаты
ЗСП – Западно-Сибирская плита
ЗСБ – Западно-Сибирский бассейн
ФВ – флюидные включения
П – первичные флюидные включения
П-В – первично-вторичные флюидные включения
РФЛА – рентгенофлуоресцентный анализ
SEM – растровая электронная микроскопия
СФР – структурно-фациальный район
ОВ – органическое вещество
SEM – спектральная электронная микроскопия

Пиролитические параметры:

- S1 – углеводородные соединения, выделяющиеся при нагреве до 300 °С в потоке гелия, мг УВ/г породы;
S2 – углеводородные соединения, выделяющиеся при нагреве в интервале 300–650 °С в потоке гелия, мг УВ/г породы;
PI – индекс продуктивности, $S1/(S1+S2)$;
 T_{max} – температура максимального выхода УВ при пиролизе керогена, °С;
ТОС – общее содержание органического углерода в породе, масс. %;
НИ – водородный индекс $S2/ТОС \cdot 100$, мг УВ/г ТОС
TR – (transformation ratio) степень катагенетической преобразованности органического вещества

Список литературы

1. *Абля Э.А.* Геохимические парадигмы и некоторые вопросы нефтеобразования / в кн. Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС. – 2003. – С. 3-5.
2. *Алексеев А.С.* Глобальные биотические кризисы и массовые вымирания в фанерозойской истории Земли / в сбор. Биотические события на основных рубежах фанерозоя. М.: МГУ. – 1989. – С. 22-47.
3. *Алексеев А.С.* Массовые вымирания в фанерозое: дис. ... д-ра геол.-минерал. Наук: 04.00.09. – М. – 1989. – 76 с.
4. *Алифиоров А.С., Алейников А.Н., Меледина С.В.* Аммониты и обновленная зональная шкала оксфорда Западной Сибири // Новости палеонтологии и стратиграфии. – 2014. – Вып. 19. – С. 77-92.
5. *Аникиев В. В., Шумилин Е. Н., Лобанов А. А., Слинько Е. Н., Ярош В. В.* Поведение тяжелых металлов при смешении речных и морских вод. Суточная изменчивость содержания Fe, Mn, Zn и Cu в воде и взвеси эстуария р. Раздольная–Амурский // Геохимия. – 1990. – №10. – С. 1494-1504.
6. *Афанасьев Ю.Т.* Система рифтов Западной Сибири. М: Наука. – 1977. – 101 с.
7. *Белкин В. И., Ефремов Е. П., Каптелинин Н. Д.* Модель коллекторов нефти баженовской свиты Салымского месторождения // Нефтяное хозяйство. – 1983. – №10. – С. 27-31.
8. *Белкин В.И., Ефремов Е.П., Каптелинин Н.Д.* Строение и нефтеносность баженовского резервуара // Литология и полезные ископаемые. – 1985. – №2. – С. 108-123.
9. *Берлин Т.С., Киприкова Е.Л., Найдин Д.П., Полякова И.Д., Сакс В.Н., Тейс Р.В., Хабаков А.В.* Некоторые проблемы палеотемпературного анализа (по рострам белемнитов) // Геология и геофизика. – 1970. – №4. – С. 36-43.
10. *Блажчишин А.И.* Основные черты геохимии Балтийского моря / Блажчишин А.И., Емельянов Е.М. // Геохимические исследования и поиски полезных ископаемых в Белоруссии и Прибалтике. Наука и техника. – 1977. – С. 60-156.
11. *Бочкарев В.С., Брехунцов А.М.* Схема тектоники Урало-Сибирского региона // Горные ведомости. – 2015. – №10. – С. 6-39.
12. *Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Курчиков А.Р.* Новые аспекты нефтеобразования и геодинамики в свете изотопно-геохимических исследований цирконов на примере Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Горные ведомости. – 2010. - №6. – С.32-42.
13. *Бумагина В.А., Потапова А.С., Вилесов А.П., Чертина К.Н.* Типизация карбонатных пород в интервале бажен-абалакского комплекса с целью прогноза коллекторов

(Красноленинский свод) // Сборник конференции «Новые идеи в геологии нефти и газа», Москва 23 – 24 мая – 2019. – С. 63-67.

14. *Важенина О.А.* Палеонтологическая характеристика отложений абалакской и баженовской свит на территории Широкого Приобья (Западная Сибирь) // Вестник Томского государственного ун-та. – 2010. – № 340. – С. 198-201.

15. *Вишневецкая В.С.* Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС. – 2001. 376 с.

16. *Вишневецкая В.С.* Биостратиграфия и палеогеография баженовской свиты по данным радиоляриевых анализов // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Пятое Всероссийское совещание. 23-27 сентября 2013 г., Тюмень. Научные материалы, Екатеринбург: ООО «Издательство НаукаСервис».

17. *Волков И.И.* Геохимия серы в осадках океана. М: Наука. – 1984. – 170 с.

18. *Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра. – 1968 – 226 с.

19. Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа / Атлас. Государственное предприятие Ханты-Мансийского автономного округа "Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И.Шпильмана", Ханты-Мансийск, 2004.

20. *Гогшвили В.Г., Хамхадзе Н.И., Гуниава В.И.* Марганцеворудный пояс Закавказья // в кн. Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука. – 1980. – С. 117-126.

21. *Гогшвили В.Г., Хамхадзе Н.И., Гуниава В.И.* Генетические типы кремнисто-марганцевой минерализации Закавказья // Геология и геохимия марганца. М.: Наука. – 1982. – С. 140-147.

22. *Гурари Ф.Г., Девятков В.П., Демин В.И., Еханян А.Е., Казаков А.М., Касаткина Г.В., Курушин Н.И., Могучева Н.К., Сапьяник В.В., Серебрянникова О.В., Смирнов Л.В., Смирнова Л.Г., Сурков В.С., Сысолова Г.Г., Шиганова О.В.* Геологическое строение и нефтегазоносность нижней-средней юры Западно-Сибирской провинции М: Наука. – 2005. – 156 с.

23. *Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Баранов Б.В., Баринев Н.Н., Можеровский А.В., Минами Х., Хачикубо А., Соджи Х.* Появление карбонатно-баритовой минерализации в районе метановых сипов в Охотском море на западном склоне Курильской котловины // Океанология. – 2015. – Т.55. – № 3. – С. 432-443.

24. *Дзоценидзе Г.С.* Геологические условия формирования марганцевых месторождений Чиатуры и Квирильской депрессии / в кн. Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука. – 1980. – С.62-68.

25. *Елкин Е.А., Конторович А.Э., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Варламов И.А., Изох Н.Г., Каныгин А.В., Каиштанов В.А., Кирда Н.П., Клец А.Г., Конторович В.А., Краснов В.И., Кринин В.А., Моисеев С.А., Обут О.Т., Сараев С.В., Сенников Н.В. Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф., Хоменко А.В., Хромых В.Г.* Палеозойские фациальные мегазоны в структуре фундамента Западно-Сибирской синеклизы // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 6. – С. 633-650.

26. *Емельянов Е.М., Волков И.И., Розанов А.Г. Хандрос Г.А., Жабина Н.Н.* Процессы восстановительного диагенеза в осадках впадин // в кн. Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. М.: Наука. – 1986. – С. 131-155.

27. *Ермаков В.И., Скоробогатов В.А.* Термоглубинные условия газонефтеносности юрских отложений северных районов Западной Сибири // Геология нефти и газа. – 1988. – № 11. – С. 17-22.

28. *Жуковская Е.А., Вакуленко Л.Г., Ян П.А.* Септариевые конкреции в оксфордских отложениях центральных и южных районов Западной Сибири // Ученые записки Казанского университета. – 2011. – Т. 153. – С. 211-217.

29. *Заварзин Г.А.* Бактерии и состав атмосферы. М.: Наука. – 1984. – 191 с.

30. *Занин Ю.Н., Лучинина В.А., Левчук М.А., Писарева Г.М.* Строматолиты и онколиты в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 9. – С. 1417-1420.

31. *Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г.* Карбонатно-марганцевые породы верхнеюрского георгиевского горизонта Западно-Сибирского морского бассейна // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2008. – № 5. – С. 61-64.

32. *Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Левчук М.А., Пинус О.В., Сахагян Д.Л.* Эвстатические сигналы в юрских и нижнемеловых (неокомских) отложениях Западно-Сибирского осадочного бассейна // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 11. – С. 1492-1504.

33. *Зеленин Н.И., Озеров И.М.* Справочник по горючим сланцам. М.: Недра, 1983. – 248 с.

34. *Зубков М.Ю.* Остаточная вода в обломках и цементе продуктивных отложений юрского возраста Красноленинского свода (Западная Сибирь) // Геология нефти и газа. – 2013. – № 1. – С. 48-58.

35. *Зубков М.Ю.* Коллекторы в баженово-абалакском комплексе Западной Сибири и способы их прогноза // Геология нефти и газа. – 2014. – № 5. – С. 58-72.
36. *Зубков М.Ю.* Тектоногидротермальные процессы в юрских отложениях Западной Сибири // Геология нефти и газа. – 2017. – № 1. – С. 64-80.
37. *Зубков М.Ю.* Типы коллекторов в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири и их генезис // Геология нефти и газа. – 2019, а. – № 4. – С. 59-78.
38. *Зубков М.Ю.* Тектоногидротермальные процессы в меловых отложениях Западной Сибири // Геология нефти и газа. – 2019, б. – № 1. – С. 7-26.
39. *Зубков М.Ю.* Моделирование гидротермального воздействия на юрские отложения Западно-Сибирского осадочного бассейна (серия с H_2O и H_2O_2) // Георесурсы. – 2020. – Т. 22. – № 4. – С. 30-40.
40. *Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С.* Геологическое строение фундамента Приуральской части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. Екб.: ИГГ УрО РАН. – 2016. – 302 с.
41. *Исаев Г.Д., Алейников А.Н., Микуленко И.К., Сайфутдинов А.Р., Кудаманов А.И.* Первые находки губок, строматолитов и фациальная природа верхнеюрских пелитолитов Шаимского региона // Георесурсы. – 2008. – Т. 28. – № 5. – С. 8-10.
42. *Калмыков А.Г., Бычков А.Ю., Калмыков Г.А., Бугаев И.А., Козлова Е.В.* Генерационный потенциал керогена баженовской свиты и возможность его реализации // Георесурсы. – 2017. Спецвып. Ч. 2. – С. 165-172.
43. *Калмыков А.Г., Карпов Ю.А., Топчий М.С. Фомина М.М., Мануилова Е.А., Шереметьева Е.В., Третьякова И.О., Пронина Н.В., Шишков В.А., Балушкина Н.С., Фадеева Н.П., Ступакова А.В., Калмыков Г.А.* Влияние катагенетической зрелости на формирование коллекторов с органической пористостью в баженовской свите и особенности их распространения // Георесурсы. – 2019. – № 2. – С. 159-171.
44. *Карпова Е.В., Хотылев О.В., Мануилова Е.А., Майоров А.А., Краснова Е.А., Хотылев О.В., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Калмыков А.Г.* Гидротермально-метасоматические системы как важнейший фактор формирования элементов нефтегазоносного комплекса в баженовско-абалакских отложениях // Георесурсы. – 2021. – Т. 23. – №2. – С. 142-151.
45. *Карпов Ю.А., Балушкина Н.С., Ступакова А.В., Фомина М.М., Топчий, М.С., Мифтахова А.А., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А.* Критерии распространения нефтепродуктивных пород баженовской высокоуглеродистой формации с развитой системой поровой емкости в керогене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2019. – № 2. – С. 58-71.

46. *Киссин И.Г.* Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука. – 2009. – 328 с.
47. *Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г.* Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра. – 1975. – 680 с.
48. *Конторович А.Э., Сурков В.С.* Геология и полезные ископаемые России. Том 2. Западная Сибирь. Спб.: ВСЕГЕИ. – 2000. – 477 с.
49. *Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В., Шурыгин Б.Н., Вакуленко Л.Г., Гайдебурова Е.А., Данилова В.П., Казаненков В.А., Ким Н.С., Костырева Е.А., Москвин В.И., Ян П.А.* Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 8. – С. 972-1012.
50. *Коробов А.Д., Коробова Л.А.* Нефтегазоносные фации вторичных кварцитов и пропилитов Западно-Сибирской плиты // Геология нефти и газа. – 2013. – № 1. – С. 23-32.
51. *Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Федорцов И.В.* Особенности вещественного состава пород баженовской свиты на Ай-Пимской площади // Нефтяное хозяйство. – 2001. – № 6. – С. 18-22.
52. *Королев Э.А., Шиловский О.П., Низамутдинов Н.М., Хасанова Н.М., Хамади-ев Р.И, Николаева В.М.* Бактериально-водорослевые постройки в терригенных отложениях верхнеюрского возраста западной части Республики Татарстан // Материалы Всероссийского литологического совещания «Рифы и карбонатные псефитолиты». Сыкт.: Геопринт, 2010. – С. 86-87.
53. *Крылов И.Н., Орлеанский В.К.* Экспериментальная модель кальцинированного водорослево-бактериального общества (мата) и влияние синезеленых водорослей на осаждение карбоната кальция // Изв. АН СССР. Сер. Геология. – 1986. – № 5. – С. 63-71.
54. *Кулешов В.Н.* Марганцевые породы и руды: геохимия изотопов, генезис, эволюция рудогенеза. М.: Науч. мир. – 2013. – 506 с.
55. *Кулешов В.Н., Быч А.Ф.* Изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) и происхождение карбонатных марганцевых руд Усинского месторождения (Кузнецкий Алатау) // Литология и полезные ископаемые. – 2002. – № 4. – С. 381-396.
56. *Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В.* Изотопный состав и условия образования Никопольских карбонатных марганцевых руд // Изотопная геохимия процесса рудообразования. М.: Наука. – 1988. – С. 233-258.
57. *Куниц А.Ф.* Гидротермально-метасоматическое рудообразование в карбонатных породах (экспериментальные модели и их приложения). Екб.: УрО РАН. – 2002 – 344 с.

58. Курчиков А.Р. Гидродинамическая природа геотемпературной аномалии в Салымском и Красноленинском районах Западной Сибири // Тр. ЗапСибНИГНИ. – 1981. – № 164. – С. 38-47.
59. Курчиков А.Р. Гидрогеотермические критерии нефтегазоносности. М.: Недра, 1992. – 231 с.
60. Латыпова М.Р., Копяевич Л.Ф. Типизация и генетическая характеристика карбонатных пород на границе баженовской и абалакской свит на территории Каменной вершины Красноленинского свода // в сборнике Материалы Международного молодежного научного форума «Ломоносов». – 2019. https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2019/data/index_2.htm
61. Латыпова М.Р., Краснова Е.А., Калмыков А.Г., Балушкина Н.С., Юрченко А.Ю. Определение типа вторичных преобразований по изотопным характеристикам карбонатных пород Абалакского комплекса // Сборник XXII Симпозиума по геохимии изотопов им. Академика А.П. Виноградова. – 2020. – С. 288-294.
62. Латыпова М.Р., Хотылев О.В., Балушкина Н.С., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Копяевич Л.Ф., Карпова Е.В., Чуркина В.В. Обстановки осадконакопления абалакской свиты и вогулкинской толщи на территории Каменной вершины Красноленинского свода (Западная Сибирь) // Вестник Московского Университета. Серия. 4. Геология. – 2021 (а). – № 6. – С. 49-60. RSCI. DOI: 10.33623/0579-9406-2021-6-49-60 (1,5 п.л., личный вклад автора — 70%, импакт-фактор РИНЦ – 0,38)
63. Латыпова М.Р., Хотылев О.В., Балушкина Н.С., Чуркина В.В., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Карпова Е.В., Краснова Е.А., Гусев А.В. Особенности условий формирования абалакской свиты и вогулкинской толщи (J2с – J3km) на территории Красноленинского свода в Западной Сибири в сборнике Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов / издательство СО РАН (Новосибирск). – 2021 (б). – С. 115-119.
64. Латыпова М.Р., Копяевич Л.Ф. Особенности формирования пород абалакской свиты и ее возрастных аналогов в пределах Красноленинского свода (Западная Сибирь) // в сборнике Материалы Международного молодежного научного форума «Ломоносов». – 2021 (в). https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2021/data/index_2.htm
65. Латыпова М.Р., Прокофьев В.Ю., Балушкина Н.С., Иванова Д.А., Щепелев Ф.С., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Фомина М.М. Выявление низкотемпературных гидротермальных процессов в баженовско-абалакском комплексе по группе геохимических индикаторов прогресса // Сборник XXV НПК «Пути реализации нефтегазового потенциала Западной Сибири», издательство Югор. гос. ун-т (Ханты-Мансийск). – 2022 (а). – С. 180-187.

66. *Латыпова М.Р., Чуркина В.В., Калмыков А.Г., Конаевич Л.Ф.* Обстановки формирования бактериально-водорослевых построек абалакской свиты (Западная Сибирь) // в сборнике Материалы Международного молодежного научного форума «Ломоносов». – 2022 (б). https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2022/data/index_2.htm

67. *Латыпова М.Р., Калмыков А.Г., Чуркина В.В., Карпова Е.В., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А.* Геохимические особенности микробиальных карбонатов абалакской и георгиевской свит на территории Западной Сибири // Вестник Московского Университета. Серия. 4. Геология. – 2023 (а). – № 4. – С. 49-62. RSCI. DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-49-62 (1,62 п.л., личный вклад автора — 80%, импакт-фактор РИНЦ – 0,38)

68. *Латыпова М.Р., Прокофьев В.Ю., Балушкина Н.С., Коточкова Ю.А., Чуркина В.В., Иванова Д.А., Махнутина М.Л., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А.* Геохимические характеристики флюидных включений как индикаторы степени преобразованности органического вещества из юрских отложений Ем-Еговской вершины (Красноленинский свод, Западная Сибирь) // Вестник Московского Университета. Серия. 4. Геология. 2023 (б). – № 2. – С. 79-92. RSCI. DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-79-92 (1,62 п.л., личный вклад автора — 80%, импакт-фактор РИНЦ – 0,38)

69. *Латыпова М.Р., Калмыков А.Г., Фокин П.А.* $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в позднеюрских микробиальных марганцевых карбонатах Западно-Сибирской плиты // в сборнике XXIII Симпозиум по геохимии изотопов им. академика А.П. Виноградова / издательство Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН). Москва. – 2023 (в). – С. 117-119.

70. *Латыпова М.Р., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Гусев А.В.* Позднеюрские микробиальные карбонаты Западной Сибири как важный стратиграфический маркер мелководных обстановок осадконакопления // в сборнике «Экзолит». Новаторская литология Фролова: общее и частное. Сборник научных материалов. М.: МАКС Пресс. – 2023 (г). – С. 33.

71. *Леин А.Ю., Ваншейн Б.М., Каширова Е.В.* Биогеохимия анаэробного диагенеза и материально-изотопный баланс серы и углерода в осадках Балтийского моря // в кн. Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. М.: Наука. – 1986. – С. 155-176.

72. *Леин А.Ю., Черткова Л.В.* Морские карбонатные конкреции как результат процессов микробиального окисления газогидратного метана в Охотском море // Геохимия. – 1989. – №10. – С. 1396-1407.

73. *Маленкина С.Ю.* Юрские строматолиты Восточно-Европейской платформы: новые местонахождения, морфология построек и среда их формирования // Материалы третьего всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии» Сар.: Наука. – 2009. – С. 129-132.

74. *Маленкина С.Ю.* Осадочные процессы в юрских микробиальных сообществах Русской Плиты // *Материалы науч. сессии: в 2 т. «Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов»* под ред. Б.Н. Шурыгина, Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой. Нов.: ИНГГ СО РАН. – 2011. – Т. I. – С. 157-162.
75. *Маленкина С.Ю.* Органоминерализация в юрских строматолитовых постройках Русской плиты // *сбор. трудов конф. Проблемы геологии Европейской России, Саратов, 11 – 14 сент. – 2013. – С. 124-136.*
76. *Маленкина С.Ю.* Юрские микробиальные постройки Русской плиты: органоминерализация и породообразующие организмы // *Водоросли в эволюции биосферы. Серия «Гео-биологические системы в прошлом».* М.: ПИН РАН. – 2014. С. 170 – 186.
77. *Маленкина С.Ю.* Юрские микробиальные карбонаты Восточно-Европейской платформмы и морфология их построек // *Всероссийское литологическое совещание «Геология рифов».* 15–17 июня, 2015. – С. 85-88.
78. *Маленкина С.Ю.* Вариативность морфологии юрских микробиальных построек Европейской России как отражение обстановок их формирования // *Материалы VIII Всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии».* 7 – 10 сентября, 2020. – С. 142-145.
79. *Марунова Д.А., Пронина Н.В., Калмыков А.Г., Иванова Д.А., Калмыков Г.А.* Стадии преобразованности органического вещества пород тутлеймской свиты в зависимости от его мацерального состава // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология.* – 2021. – № 6. – С. 86-97.
80. *Месежников М.С., Захаров В.А., Брадучан Ю.В., Меледина С.В., Вячкилева Н.П., Лебедев А.И.* Зональное расчленение верхнеюрских отложений Западной Сибири // *Геология и геофизика.* – 1984. – №8. – С. 40-52.
81. *Михальчук Н.В.* Подвижные формы тяжелых металлов и микроэлементов в почвах карбонатного ряда юго-западной Беларуси // *Полесский аграрно-экологический институт НАН Беларуси.* – 2017. – № 3. – С. 90-97.
82. *Монин А.С., Лисицин А.П.* Биогеохимия океана. М.: Наука. – 1983. – 368 с.
83. *Мстиславский М.М.* Существуют ли в природе «классически осадочные» месторождения марганца Чиатурского типа? // *Геология рудных месторождений.* – 1985. – Т. 27. – № 6. – С. 3-16.
84. *Немова В.Д., Колосков В.Н., Гаврилов С.С., Покровский Б.Г.* Стадийность и направленность вторичных преобразований пород-коллекторов нижнетутлеймской подсвиты на западе широтного Приобья // *Геология нефти и газа.* – 2010. – № 6. – С. 22-28.
85. *Немова В.Д., Панченко И.В., Смирнова М.Е., Кирсанов А.М.* Обобщение результатов керновых исследований отложений баженовской свиты в центральной части

Западной Сибири // 7-я международная геолого-геофизическая конференция и выставка EAGE «Через интеграцию геонаук – к постижению гармонии недр», 11-14 апреля, Санкт-Петербург, 2016.

86. Николаева В.М., Королев Э.А., Чурбанов А.А. Строматолиты верхнеюрских отложений Среднего Поволжья // Нефть. Газ. Новации. – 2009. – № 9. – С. 39-40.

87. Павлов Д.И. Связь осадочных месторождений железа и марганца с нефтегазоносными бассейнами // Геология рудных месторождений. – 1989. – № 2. – С. 80-91.

88. Панченко И.В., Камзолкин В.А., Латышев А.В., Соболев И.Д. Туфы и туффиты в баженовском горизонте (Западная Сибирь) // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания, Москва, 27-30 октября Москва, 2015. – Т. 2, – С. 258-261.

89. Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е., Ильина М.В., Барабошкин Е.Ю., Ильин В.С. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керн и ГИС. // Геология нефти и газа. – 2016. – № 6. – С. 22-34.

90. Потапова А.С., Вилесов А.П., Бумагина В.А., Чертина К.Н., Тагирович А.А. Генетическая типизация карбонатных пород баженовско-абалакского комплекса с целью выявления перспективных интервалов разреза (на примере Ем-Еговской площади) // Презентация ООО «ТННЦ», 2015.

91. Потапова А.С., Вилесов А.П., Чертина К.Н., Емельянов Д.В., Ахмадишин А.Т. Признаки субаэральной экспозиции на границе абалакской и тутлеймской (баженовской) свит. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2018. – № 11. – С. 13-19.

92. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб: ВСЕГЕИ. – 1997. – Вып. 29. – 35 с.

93. Предтеченская Е.А., Фомичев А.С. Катагенетические преобразования нижне-среднеюрских отложений севера Западной Сибири // Матер. 7 Уральского литологического совещания «Литологические аспекты геологии слоистых сред». Екб.: ИГГ УрО РАН. – 2006. – С. 214-217.

94. Предтеченская Е.А., Фомичев А.С. Влияние разрывных нарушений на температурный режим и катагенетические преобразования мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2011. – Т.6. – №1. – С. 1-9.

95. Прокофьев В. Ю. Типы гидротермальных рудообразующих систем (по данным исследования флюидных включений) // Геология рудных месторождений. – 1998. – № 6. – С. 514-528.

96. *Реддер Э.* Флюидные включения в минералах: В 2-х т. М.: Мир. – 1987. – 632 с.
97. Решение 6-го межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложения Западной Сибири. Новосибирск. – 2004. – 148 с.
98. *Рубан А.С.* Геохимические особенности современных донных осадков восточной части моря Лаптевых (на примере губы Буор-Хая) // Диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук. Томск. – 2017. – 166 с.
99. *Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т.* Палеогеография русской платформы в юрское и раннемеловое время. Лен.: НЕДРА. – 1967. – 442 с.
100. *Салуквадзе Н.Ш.* Об основных геологических событиях на территории Грузии в палеогеновое время // Сообщение АН СССР. – 1990. – Т. 137. – № 2. – С. 341-343.
101. *Сидоренков А.И., Самошкин А.А., Высоцкий В.Н., Зобнин Ю.А.* Конкреционный анализ киммериджских отложений месторождения Большой Салым // в кн. Постседиментационное минералообразование в осадочных формациях. Тюм.: ЗапСибНИГНИ. – 1985. – С. 26-43.
102. *Смирнова Т.Н., Ушатинская Г.Т., Жегалло Е.А., Панченко И.В.* Род *Lingularia biernat et emig*, 1993 из верхнеюрских отложений Западной Сибири; Строение личиночной и эмбриональной раковины, микроструктура раковинного вещества // Палеонтологический журнал. – 2015. – № 2. – С. 18-16.
103. *Столяров А.С.* О генезисе крупнейших фанерозойских осадочных концентраций марганца и прогнозе их генетических аналогов в России // Отечественная геология. – 1993. – № 5. – С. 28-33.
104. *Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С.* Геохимия осадочного марганцеворудного процесса // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука. – 1968. – Вып. 185. – 495 с.
105. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности земли. М.: АН СССР. – 1960. – 212 с.
106. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра. – 1981. – 143 с.
107. *Сурков В.С., Смирнов Л.В.* Консолидированные блоки земной коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты. // Мат. всерос. науч. конф. “Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности”, 27–29 апреля 2010 г., Тюм.: СИБНАЦ. – 2008. – С. 207-210.

108. Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты / Шпильман В.И., Змановский Н.И., Подсосова Л.Л. и др. Ханты-Мансийск: Научно-аналитический центр рационального недропользования. – 1999.
109. Ушатинский И.Н., Бабицин П.К., Зарипова О.Г. Методика и результаты изучения минералогии глин продуктивных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с их нефтегазоносностью. Тюм. – 1970. – 314 с.
110. Ферсман А.Е. Геохимия России. Вып. 1. М: Науч. химико-техн. изд-во. – 1922. – 227 с.
111. Фомина М.М., Балушкина Н.С., Хотылев О.В., Калмыков А.Г., Богатырева И.Я., Калмыков Г.А., Реуцкая И.О., Романенко С.А., Топчий М.С., Алехин А.А. Выделение потенциально-продуктивных интервалов тутлеймской свиты центральной части Красноленинского свода // Георесурсы. – 2021. – Т. 23. – № 2. – С. 70-78.
112. Фомина М.М. Условия формирования и нефтеносность тутлеймской свиты центральной части Красноленинского свода. Диссерт. На соиск. Степени кандидата геол-мин наук. – 2022. – 117 с.
113. 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.
114. Чирков Л.В., Горбунов И.Н., Шадрина С.В., Николаева Е.В., Коровина Т.А., Кропотова Е.П. Геохимические и термогеодинамические критерии прогноза нефтегазоносности фундамента Западной Сибири // Геология и геолого-разведочные работы. – 2011. – № 3. – С. 2-6.
115. Чирков Л.В., Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Шадрина С.В., Бочкарев В.С., Бладучан Ю.В., Глушков Н.К. Детальное обоснование возраста рогожниковской серии пермтриаса Ханты-Мансийского района Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Горные ведомости. – 2016. – № 3-4. – С. 86-93.
116. Шадрина С.В. Состав, строение, возраст пород доюрского основания северо-восточного обрамления Красноленинского свода // Геология нефти и газа. – 2018. – № 4. – С. 27-33.
117. Шадрина С.В., Кондаков А.П. Новые данные о фундаменте северо-восточного обрамления Красноленинского свода // Геология и геолого-разведочные работы. – 2014. – № 11. – С. 94-99.
118. Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С. Граница юры и мела на севере Сибири и бореально-тетическая корреляция приграничных толщ // Геология и геофизика – 2015. – Т. 56. – № 4. – С. 830-844.

119. *Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. М: Новосибирск Гео. – 2000. – 476 с.
120. *Шурыгин Б.Н., Пинус О.В., Никитенко Б.Л.* Сиквенс-стратиграфическая интерпретация келловоя и верхней юры (васюганский горизонт) юго-востока Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 6. – С. 843-862.
121. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимически индикаторы литогенеза (Литонологическая геохимия). РАН. Урал-е отд., Коми н. ц., Инст. Геол. – 2011. – 742 с.
122. *Юрченко А.Ю., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Хамидуллин Р.А., Коробова Н.И., Блинова В.Н.* Строение и генезис известняков на границе абалакской и баженовской свит в центральной части Западно-Сибирского бассейна // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 4: Геология. – 2015. – № 5. – С. 62-68.
123. *Юрченко А.Ю.* Формирование основных типов карбонатных пород в верхнеабалакско-баженовской толще Салымского мегавала и малобалыкской седловины. дисс. на соиск. учен. степени к. геол-мин. наук. – 2016. – 129 с.
124. *Юрченко А.Ю., Потапова А.С., Бумагина В.А., Вилесов А.П., Чертина К.Н., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Хотылев О.В.* Морфология и литогенетическая типизация карбонатных пород абалакско-баженовского комплекса // Вестн. Моск. Ун-та, Сер. 4. Геология. – 2019. – №3. – С. 44-49.
125. *Ясаманов Н.А.* Климаты и ландшафты мезозоя и кайнозоя Западной и Средней Сибири (палеогеографические факторы бокситонакопления). М.: Недра. – 1976. – 142 с.
126. *Berger W.Y., Soutar A.* Preservation of plankton shells in an anaerobic basin off California // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1970. – Vol. 81. – № 1. – P. 275-282.
127. *Behar F., Beaumont V., Penteado De B.* Rock-Eval 6 technology: Performances and developments // Oil and Gas Sci. and Technology. Rev. IFP. – 2001. – Vol. 56, – № 2. – P. 111-134.
128. *Bruchert V., Delano J.V., Kidd W.S.F.* Fe- and Mn-Enrichment in Middle Ordovician Hematitic Argillites Preceding Black Shale and Flysch Deposition: The Shoal Arm Formation, North-Central Newfoundland // The Journal of Geology. – 1994. – Vol. 102. – P. 197-214.
129. *Burruss R.C.* Diagenetic palaeotemperatures from aqueous fluid inclusions: re-equilibration of inclusions in carbonate cements by burial heating // Mineral. Mag. – 1987. – Vol. 51, – № 362. – P. 477-481.
130. *Campbell, K.A., Farmer, J.D., Des Marais, D.* Ancient hydrocarbon seeps from the Mesozoic convergent margin of California: carbonate geochemistry, fluids and palaeoenvironments // Geofluids. – 2002– №2. – P. 63-94.
131. *Carmeille M., Bourillot R., Pellenard P., Dupias V., Schnyder J., Riquier L., Mathieu O., Brunet M.F., Enay R., Grossi V., Gaborieau C, Razin P., Visscher P.T.* Formation of microbial

organic carbonates during the Late Jurassic from the Northern Tethys (Amu Darya Basin, Uzbekistan): Implications for Jurassic anoxic events // *Global and Planetary Change*. – 2020. – №186. – P. 103-127.

132. *Coleman M., Fleet A., Donson P.* Preliminary studies of manganese-rich carbonate nodules // Eastern equatorial Pacific. Init. Reports DSDP. U.S. Govt. Printing Office. – 1982. – Vol. 68. – P. 481-489.

133. *Dahlmann A., Lange G.J.* Fluid-sediment interactions at Eastern Mediterranean mud volcanoes: a stable isotope study from ODP Leg 160 // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2003. – Vol. 212. – P. 377-391.

134. *Dera G., Brigaud B., Monna F., Laffont R., Puceat E., Deconinck J.-F., Pellenard P., Joachimski M.M., Durlet C.* Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world // *Geology*. – 2011. – № 39. – P. 215-218.

135. *Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.F., Cadet J.P., Crasquin S., Sandulescu M.* Atlas PeriTethys—Palaeogeographical maps. Commission of the Geological Map of the World. Paris. – 2000.

136. *Droste H.* Depositional cycles and source rock development in an epeiric intraplatform basin: the Hanifa Formation of the Arabian peninsula // *Sediment. Geol. Process. Patterns Epeiric Basins*. – 1990. – № 69. – P. 281-296.

137. *Eder V.G., Follmi K.B., Zanin Yu. N., Zamirailova A.G.* Manganese carbonates in the Upper Jurassic Georgiev Formation of the Western Siberian marine basin // *Sedimentary Geology*. – 2018. – Vol. 363. – P. 221-234.

138. *Eisma D.* Transport and deposition of suspended matter in estuaries and the Wearsbore sea // *Physical and chemical weathering in geochemical cycles (under it's a. Lotman and M. Meybeck)*. – 1988. – P. 273-278.

139. *Eltom H.A., Rankey E.C., Hasiotis S.T., Gonzalez L.A., Cantrell D.A.* Impact of Upwelling on Heterozoan, Biosiliceous, and Organic-rich deposits: Jurassic (oxfordian) Hanifa Formation // *Saudi Arabia Journal of Sedimentary Research*. – 2017. – № 87. – P. 1235-1258.

140. *Emelyanov E.M., Pilipchuk M.F., Volostnich B.W.* Fe and Mn forms in sediments in geochemical profile of the Baltic sea // *Baltica*. Vilnus. – 1982. – Vol. 7. – P. 153-171.

141. *Emerson S., Cranston R.E., Liss P.S.* Redox species in a reducing fjord: equilibrium and kinetic considerations // *Deep-Sea Res.* – 1979. – Vol. 26. – pt. A, – № 8. – P. 859-878.

142. *Espitalie J., Bordenave M.L.* Rock-Eval pyrolysis // *Applied Petroleum Geochemistry*. P: Technip ed. – 1993. – P. 237-361.

143. *Fan D., Ye J., Yin L., Zhang R.* The role of microbes in the formation of Mn-carbonate during early diagenesis — take the Gaoyan deposit as an example // China Ocean Press. — 1996. — P. 81–101.
144. *Fan D., Ye J., Yin L., Zhang R.* Microbial processes in the formation of the Sinian Gaoyan manganese carbonate ore, Sichuan Province, China // Ore Geology Reviews. — 1999. — № 15. P. 79-93.
145. *Force E.R., Cannon W.F.* Depositional model for shallow-marine manganese deposits around Black Shale Basins // Econ. Geol. — 1988. — Vol. 83. — № 1. — P. 93-117.
146. *Fu B., Aharon P., Byerly G.R., Roberts H.H.* Barite chimneys on the Gulf of Mexico slope. Initial report on their petrography and geochemistry // Geo-Marine Lett. — 1994. — Vol. 14. — P. 81-87.
147. *Georgiev S.V., Stein H.J., Hannah J.L., Xu G., Bingen B., Weiss H.M.* Timing, duration, and causes for Late Jurassic–Early Cretaceous anoxia in the Barents Sea // Earth Planet. Sci. Lett. — 2017. — Vol. 461. — P. 151-162.
148. *Glasby G.P.* Manganese deposition through geological time: dominance of the post-eocene deep-sea environment // Ore Geology Review. — 1988. — Vol. 4. — № 1-2. — P. 135-144.
149. *Hartway J.C., Degens E.T.* Methane-derived marine carbonates of Pleistocene age // Science. — 1969. — Vol. 165. — № 3894. — P. 690-692.
150. *Hein J.R., Koski R.A.* Bacterially mediated diagenetic origin for chert-hosted manganese deposits in the Franciscan Complex, California Coast Range // Geology. — 1987. — Vol. 15. — P. 722-726.
151. *Hein J.R., Bolton B.R., Nziengui P., McKirdy D., Frakes L.* Chemical, isotopic and lithologic associations within the Moanda Manganese Deposit, Gabon // Abstracts. 28th IGC. Washington DC. — 1989. — P. 2-47.
152. *Hinrichs K.-U., Boetius A.* The anaerobic oxidation of methane: new insights in microbial ecology and biogeochemistry. — 2002. — P. 457-477.
153. *Jadoul F., Berra F., Garzanti E.* The Tethys Himalayan passive margin from Late Triassic to Early Cretaceous (South Tibet) // J. Asian Earth Sci. — 1998. — Vol. 16. P. 173-194.
154. *Jain K.P., Garg R., Kumar S., Singh I.B.* Upper Jurassic dinoflagellate biostratigraphy of Spiti Shale (Formation), Malla Johar area, Tethys Himalaya, India // J. Palaeontol. Soc. India. — 1984. — № 29. — P. 67-83.
155. *James N.P., Bourque P.A.* Reefs and mounds. In: Walker RG, James NP (eds) Facies models—response to sea level change // Assoc Geol Can. — 1992. — P. 323-347.

156. *Jarvie D.M., Claxton B.L., Henk F., Breyer J.T.* Oil and shale gas from the Barnett Shale, Fort Worth basin, Texas // AAPG National Convention, June 3–6, 2001, Denver, CO. AAPG Bull. – 2001. – Vol. 85. – № 13.
157. *Jenkyns H.C., Geczy B., Marshall J.D.* Jurassic manganese carbonates of central Europe and the early Toarcian anoxic event // Jour. Geol. Soc. London. – 1991. – Vol. 99. – P. 137 – 149.
158. *Jones C.E., Jenkyns H.C.* Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous // American Journal of Science. – 2001. – Vol. 301. – P. 112-149.
159. *Laznica P.* Manganese deposits in the global lithogenic system: Quantitative approach // Ore Geology. – 1992. – Vol.7. – № 4. – P. 279-356.
160. *Leinfelder R.R., Nose M., Schmid D.U., Werner W.* Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction // Facies. – 1993. – Vol. 29. – P. 95-123.
161. *Leinfelder R.R., Krautter M., Laternser R., Nose M., Schmid D.U., Schweigert G., Werner W., Keupp H., Brugger H., Herrmann R., Rehfeld-Kiefer U., Schroeder J.H., Reinhold C., Koch R., Zeiss A., Schweizer V., Christmann H., Menges G., Luterbacher H.* The origin of Jurassic reefs: current research developments and results // Facies. – 1994. – Vol. 31. – P. 1-56.
162. *Leinfelder R.R., Werner W., Nose M., Schmid D.U., Krautter M., Laternser R., Takacs M., Hartmann D.* Paleocology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbolite reefs from the Late Jurassic. // Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation: I. Reef evolution. Research Reports In: Reitner, J., Neuweiler, F., Gunkel, F. (Eds.). Gfttinger: Arb. Geol. Paleont. Sb. – 1996. – Vol. 2. – P. 227-248.
163. *Leinfelder R.R., Schmid D.U.* Mesozoic reefal thrombolites and other microbolites // in: Riding RE, Awramik SM (eds) Microbial sediments. Springer, Berlin Heidelberg New York. 2000. – P. 289-294.
164. *Leinfelder R.R.* Jurassic reef ecosystems // In: Stanley GD Jr (ed) The history and sedimentology of ancient reef systems. Kluwer Academic, Plenum Publishers. New York. 2001. – P. 251-302.
165. *Leinfelder R.R., Schmid D.U., Nose M., Werner W.* Jurassic reef patterns—the expression of a changing globe // In: Kiessling W, Flügel E, Golonka J (eds) Phanerozoic reef patterns. SEPM Spec. Publ. – 2002. – Vol. 72. – P. 465-520.
166. *Leinfelder R.R., Schlagintweit F., Werner W., Eebli O., Nose M., Schmid D.U., Hughes G.W.* Significance of stromatopoids in Jurassic reefs and carbonate platforms – concepts and implications // Facies. – 2005. – Vol. 51. – P. 287- 325.

167. *Machel H.G., Krouse H.R., Sassen R.* Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction // *Applied Geochemistry*. – 1995. – Vol. 10. – P. 373-389.
168. *Manceau A., Lanson B., Schlegel M.L., Harge J.C., Musso M., Eybert-Berard L., Hazemann J-L., Chateigner D., Lamble G.M.* Quantitative Zn speciation in smelter-contaminated soils by EXAFS spectroscopy // *Amer. J. Science*. – 2000. – Vol. 300. – P. 289-343.
169. *Martinez M., Dera G.* Orbital pacing of carbon fluxes by a ~9-My eccentricity cycle during the Mesozoic // *Proc. Natl. Acad. Sci.* – 2015. – Vol. 112. – № 41. – P. 12604-12609.
170. *Marinov V. A., Meledina S. V., Dzyuba O. S., Urman O. S., Yazikova O. V., Luchinina V. A., Zamirailova A. G., Fomin A. N.* Biofacies of Upper Jurassic and Lower Cretaceous Sediments of Central West Siberia // *Stratigraphy and Geological Correlation*. – 2006. – Vol. 14. – № 4. – P. 418-432.
171. *Matyszkiewicz J., Kochman Al., Dus Ag.* Influence of local sedimentary conditions on development of microbialites in the Oxfordian carbonate buildups from the southern part of the Kraków–Częstochowa Upland (South Poland) // *Sedimentary Geology*. – 2012. – Vol. 263-264. – P. 109-132.
172. *Matyszkiewicz J., Felisiak Ir., Hoffmann M., Kochman Al., Kołodziej B., Krajewski M., Olchowy P.* Transgressive Callovian succession and Oxfordian microbial-sponge carbonate buildups in the Kraków Upland // *Guide to field trip A5, 21–22 June, 2015*. – 28 p.
173. *Matyszkiewicz J., Kochman Al.* Pressure dissolution features in Oxfordian microbial-sponge buildups with pseudonodular texture, Krakow upland, Poland // *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. – 2016. – Vol. 86. – P. 355–377.
174. *Mazzini F., Ivanov M.K., Parnell J., Stadnitskaia F., Cronin B.T., Poludetkina E., Mazurenko L., van Weering T.C.E.* Methane-related authigenic carbonates from the Black Sea: geochemical characterization and relation to seeping fluids // *Marine geology*. – 2004. – Vol. 212. – № 1. – P. 153-181.
175. *Meer D.G.V.D., Zeebe, R.E., Hinsbergen, D.J.J., van Sluijs, A., Spakman, W., Torsvik T.H.* Plate tectonic controls on atmospheric CO₂ levels since the Triassic // *Plate tectonic controls on atmospheric CO₂ levels since the Triassic. Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 2014. – Vol. 111. – № 12. – P. 4380-4385.
176. *Okita P.M., Shanks W.C.* $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{33}\text{S}$ trends in sedimentary manganese deposit, Molango (Mexico) and Taojiang (China): evidence for mineralization in closed system // *Absts., International Association for Sedimentologists. Symposium on Sedimentology Related to Mineral Deposits*. – 1988. – P. 188-189.

177. *Okita P.M., Shanks W.C.* Origin of stratiform sediment-hosted manganese carbonate ore deposits: Examples from Molango, Mexico, and Taojang, China // *Chemical Geology*. – 1992. – Vol. 99. – № 1-3. – P.139-164.
178. *Olivier N., Hantzpergue P., Gaillard C., Pittet B., Leinfelder R., Schmid D.U., Werner W.* Microbialite morphology, structure and growth: a model of the Upper Jurassic reefs of the Chay Peninsula (western France) // *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.* – 2003. – Vol. 193. – P. 383-404.
179. *Oliver N., Colombie C., Pittet B., Lathuiliere B.* Microbial carbonates and corals on the marginal French Jura platform (Late Oxfordian, Molinges section) // *Facies*. – 2011. – Vol. 57. – P. 469-492.
180. *Olivier N., Pittet M., Gaillard C., Hantzpergue P.* High-frequency palaeoenvironmental fluctuations recorded in Jurassic coral- and sponge-microbialite bioconstructions // *CR Palevol.* – 2007. – Vol. 6. – P. 21-36.
181. *Olivier N., Pittet B., Mattioli E.* Paleoenvironmental control on sponge-microbialite reefs and contemporaneous deep-shelf marl-limestone deposition (Late Oxfordian, southern Germany) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2004. – Vol. 212. – P. 233-263.
182. *Oloriz F., Reolid M., Rodriguez-Tovar F.J.* Late Jurassic Carbonate Ramp Colonized by Sponges and Benthic Microbial Communities (External Prebetic, Southern Spain) // *Palaios*. – 2003. – Vol. 18. – № 6. – P. 528-545.
183. *Oschmann W.* Environmental cycles in the Late Jurassic northwest European epeiric basin: interaction with atmospheric and hydrospheric circulations // *Sediment. Geol.* – 1990. – Vol. 69. P. 313-332.
184. *Palma R., Kietzmann D.A., Comerio M., Martin-Chivelet J., Lopez-Gomez J., Bressan G.S.* Oxfordian Microbial Laminites from La Manga Formation, Neuquen Basin, Argentina: Remarkable Nanobacteria Preservation // *Journal of Iberian Geology*. – 2015. – Vol. 41. – № 3. – P. 351-363.
185. *Pearce C.R., Hesselbo S.P., Coe A.L.* The mid-Oxfordian (Late Jurassic) positive carbon-isotope excursion recognised from fossil wood in the British Isles // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* – 2005. – Vol. 221, P. 343-357.
186. *Peckmann J., Thiel V.* Carbon cycling at ancient methane-seeps // *Chemical Geology*. – 2004. – Vol. 205. – P. 443-467.
187. *Polgari M., Okita P.M., Hein J.R.* Stable isotope evidence for the origin of the Úrkút manganese ore deposit // *Hungary. J. Sed. Pet.* – 1991. – № 61. – Vol.3. – P. 384-393.
188. *Polgari M., Szabo Z., Szederkenyi T.* Manganese Ores in Hungary / In *Commemoration of Professor Gyula Grasselly*. Juhász Publishing House. Szeged. – 2000. – 675 p.

189. *Polgari M., Hein J.R., Vigh T., Szabó-Drubina M., Forizs I., Bíro L., Muller A., Toth A.L.* Microbial processes and the origin of the Úrkút manganese deposit, Hungary // *Ore Geology Reviews*. – 2012. – Vol. 47. – P. 87-109.
190. *Pomerol B.* Carbon isotopes and Mn-variations in Cenomanian chalks of Paris basin // *Cretaceous research*. – 1983. – Vol. 4. – P. 850-93.
191. *Pratt L., Force E.R., Pomerol B.* Coupled manganese and carbon isotope events in marine carbonates at Cenomanian-Turonian boundary // *Jour. Sed. Petrol.* – 1991. – Vol. 61. – P. 370-383.
192. *Rais P., Louis-Schmid B., Bernasconi S.M., Weissert H.* Palaeoceanographic and palaeoclimatic reorganization around the Middle–Late Jurassic transition // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* – 2007. – Vol. 251. – P. 527-546.
193. *Rachold V., Brumsack H. J.* Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* – 2001. – Vol. 174. – P. 121-143.
194. *Reitner J., Peckmann J., Blumenberg M., Michaelis W., Reimer A., and Thiel V.* Concretionary methane-seep carbonates and associated microbial communities in Black Sea sediments // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2005. – Vol. 227. – № 1-3. – P. 18-30.
195. *Riding R.* Stromatolite decline: a brief reassessment // *Biosedimentology of Microbial Buildups*. Eds. F. Newweiler, J. Reitner, C. Monty: IGCP Project 380, Proceedings of 2nd Meeting. Gottingen, Germany. Facies. – 1997. – Vol. 36. – P. 227-230.
196. *Riding R.* Microbialites, stromatolites, and thrombolites // *Encyclopedia of Geobiology*. *Encycl. Of Earth Science Series*. Springer. Heidelberg. – 2011. – P. 635–654.
197. *Rogov M.A.* Latitudinal Gradient of Taxonomic Richness of Ammonites in the Kimmeridgian–Volgian in the Northern Hemisphere // *Paleontological Journal*. – 2012. – Vol. 46. – № 2. – P. 148-156.
198. *Rovenskaya A.S., Nemchenko N.N.* Prediction of hydrocarbons in the West Siberian basin // *Bulletin Centre de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*. – 1992. – Vol. 16. – № 2. – P. 285-318.
199. *Roy S.* Manganese deposits. London: Academic Press. – 1981. – 458 p.
200. *Schmid D.U., Leinfelder R.R., Nose M.* Growth dynamics and ecology of Upper Jurassic mounds, with comparisons to Mid-Palaeozoic mounds // *Sediment. Geol.* – 2001. – Vol. 145. – P. 343-376.
201. *Scholle P.A., Arthur M.A.* Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and exploration tool // *AAPG Bull.* – 1980. - Vol. 64. – P. 67-87.

202. *Sharland, P., Casey D., Davies R., Simmons M., Sutcliffe O.* Arabian Plate sequence stratigraphy – revision to SP2 // *GeoArabia*. – 2004. – Vol. 9. – № 1. – P. 199-214.
203. *Sholkovitz, E.R.* Rare-earth elements in marine sediments and geochemical standards // *Chemical Geology*. – 1990. – № 88. – P. 333-347.
204. *Strasser A., Vedrine S., Stienne N.* Rate and synchronicity of environmental changes on a shallow carbonate platform (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains) // *Sedimentology*. Special Issue: Carbonate platforms: archives of past global change. – 2012. – Vol. 59. – № 1. – P. 185-211.
205. *Suess E.* Mineral phases formed in anoxic sediments by microbial decomposition of organic matter // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1979. – Vol. 43. – № 3. – P. 339-353.
206. *Tribovillard N., Trentesaux A., Trichet J., Defarge C.* Jurassic counterpart for modern kopara of the Pacific atolls: lagoonal, organic matter-rich, laminated carbonate of Orbagnoux (Jura Mountains, France) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* – 2000. – Vol. 156. – P. 27-288.
207. *Ulmishek G.F.* Petroleum Geology and Resources of the West Siberian Basin // Russia. U.S. Geological Survey Bulletin 2201-GReston Virginia. – 2003. – 53 p.
208. *Vahrenkamp V.C., Van Laer P., Franco B., Celentano M.A., Grelaud C., Razin P.* Late Jurassic to Cretaceous source rock Prone Intra-Shelf Basins of the Eastern Arabian Plate–Interplay between Tectonism, Global Anoxic Events and Carbonate Platform Dynamics // In: International Petroleum Technology Conference. Doha, Qatar, December, 2015.
209. *Varentsov I.M.* Manganese ores of supergene zone: Geochemistry of formation // London: Kluwer Academic Publishers. – 1996. – 302 p.
210. *Vedrine S., Strasser A., Hug W.* Oncoid growth and distribution controlled by sea-level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains) // *Facies*. – 2007. – Vol. 53., – P. 535-552.
211. *Von Breymann M.T., Brumsack H.J., Emeis K.-C.* Deposition and Diagenetic Behavior of Barium in the Japan Sea // *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*. College Station, TX (Ocean Drilling Program) – 1992. – P. 651-665.
212. *Warren J.K.* Evaporitic source rocks: mesohaline responses to cycles of “famine or feast” in layered brines // *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.* – 2011. – Vol. 43. – P. 315-392.
213. *Wegener A.* Die Entstehung der Kontinente (in Ger.) // *Geologische Rundschau*. – 1912. – Vol. 3. – P.276-292.
214. *Weissert H., Mohr H.* Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. – 1996. – Vol. 122. – P. 27-43.
215. *Wood R.* Biology and revised systematics of some late Mesozoic stromatoporoids // *Spec Paper Palaeont.* – 1987. – Vol. 37. – P. 1-89.
216. *Wood R.* Reef evolution // Oxford: Oxford University Press. – 1999. – 414 p.

217. *Yakushev E., Pakhomova S., Sorenson K., Skei J.* Importance of the different manganese species in the formation of water column redox zones: Observations and modeling // *Marine Chem.* – 2009. – Vol. 117. – № 1–4. – P. 59-70.
218. *Yasovich G.S.* The Formation Conditions of the Jurassic Deposits of the Shaim and Krasnoleninsk Oil-bearing Regions // In: Nesterov, I.I. (Ed.). *ZapSibNIGNI. Tumen.* – 1971. – Vol. 43. – P. 207-266.
219. *Yurchenko A.Y., Balushkina N S., Kalmykov G A., Khamidullin R A., Korobova N I., Blinova V N.* The structure and genesis of limestones at the boundary between the Abalak and Bazhenov formations in Central West Siberia // *Moscow University Geology Bulletin.* – 2015. – Vol. 70. – № 6. – P. 428-435.
220. *Yurchenko A.Y., Potapova A.S., Bumagina V.A., Vilesov A.P.; Chertina K.N.; Balushkina N.S.; Kalmykov G.A.; Khotylev O.V.* Morphological and Lithogenetic Classification of the Carbonate Rocks of the Abalak–Bazhenov Complex // *Moscow Univ. Geol. Bull.* – 2019. – Vol. 74. – P. 372-379.
221. *Zanin Yu.N., Zamirailova A.G., Eder V.G., Pisareva G.M.* Manganese carbonates in upper Jurassic strata of the West Siberian plate // *Russ. Geol. Geophys.* – 2003. – Vol. 44. – № 7. – P. 686-694.