

«Горный институт Уральского отделения Российской академии наук»
филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки
Пермского федерального исследовательского центра
Уральского отделения Российской академии наук ("ГИ УрО РАН")

На правах рукописи

УДК 551.736 + 551.83

ТРАПЕЗНИКОВ ДАНИЛ ЕВГЕНЬЕВИЧ

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ
ОБСТАНОВКИ СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЫ
В УФИМСКОЕ ВРЕМЯ**

Специальность 25.00.01 – Общая и региональная геология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук

Чайковский Илья Иванович

Пермь – 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И ИЗУЧЕННОСТЬ СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЫ.....	9
1.1. Общие сведения	9
1.2. Стратиграфия отложений Соликамской впадины.....	9
1.3. Тектоническое строение Соликамской впадины и ее обрамления.....	20
1.4. Палеотектонические, палеогеографические и палеоклиматические условия в пермское время	27
2. МЕТОДИКА РАБОТЫ.....	32
3. НИЖНЕСОЛИКАМСКАЯ ПОДСВИТА. ЛИТОЛОГИЯ, СТРАТИФИКАЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ	36
3.1. Палеонтологическая характеристика	39
3.2. Литология и фации	40
3.3. Стратификация и цикличность.....	51
3.4. Палеогеографические и палеотектонические условия в раннесоликамское время	62
4. ВЕРХНЕСОЛИКАМСКАЯ ПОДСВИТА. ЛИТОЛОГИЯ, СТРАТИФИКАЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ	73
4.1. Палеонтологическая характеристика	75
4.2. Литология и фации	78
4.3. Стратификация и цикличность.....	87
4.4. Палеогеографические и палеотектонические условия в позднесоликамское время	94
5. ШЕШМИНСКИЙ ГОРИЗОНТ. ЛИТОЛОГИЯ, СТРАТИФИКАЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ	101
5.1. Палеонтологическая характеристика	103
5.2. Литология и фации	104
5.3. Стратификация разрезов	112
5.4. Палеотектонические и палеогеографические условия в шешминское время	115
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	135
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	136

ВВЕДЕНИЕ

Соликамская впадина является центральной и одной из самых крупных (250×60 км) структур Предуральяского краевого прогиба. Значительную часть ее площади занимает Верхнекамское месторождение солей (ВКМС), крупнейшее по запасам калийных солей в России. В связи с локализацией месторождения в кунгурских отложениях, исследованию надсолевой толщи, сложенной уфимскими образованиями, незаслуженно уделялось значительно меньшее внимание. Их роль в расшифровке постседиментационной истории соляной залежи и оценке ее уязвимости практически не изучены. Необходимость исследования уфимских отложений кроется в следующем.

1. Соликамская впадина вскрыта таким количеством структурных, солеразведочных и нефтяных скважин, как ни одна из структур Предуральяского прогиба, что может вывести ее по степени изученности в качестве модельной или эталонной.

2. Имеющиеся материалы позволяют предполагать, что Соликамская впадина является относительно автономной структурой, в которой сохранялись благоприятные условия для накопления эвапоритовых осадков.

3. Наличие мощной залежи соляных высокопластичных пород, деформации которых должны сказываться на изменении конфигурации вышележащего бассейна седиментации.

4. Наличие в надсолевом комплексе легкорастворимых солей и, в меньшей мере, гипсов должно сказываться на активности гипергенных, в том числе экзотектонических процессов.

Актуальность темы диссертации заключается в необходимости создания обновленной схемы литологической стратификации уфимских отложений для Соликамской впадины и детальной палеогеографической реконструкции развития впадины для завершающего этапа раннепермского времени, в которое происходили наиболее значимые тектонические события, определившие дислоцированность отложений Соликамской впадины и Верхнекамского месторождения солей.

Цель работы заключается в восстановлении палеогеографических и палеотектонических обстановок района Соликамской впадины в уфимское время.

Задачи исследований.

1. Литологический анализ геологических разрезов солеразведочных, нефтяных и структурных скважин в пределах Соликамской впадины.

2. Расчленение, корреляция и выделение типов разрезов уфимских отложений Соликамской впадины.

3. Анализ цикличности отложений и закономерностей их изменения во времени.

4. Структурно-геологический анализ разрезов для выявления структурно-блокового строения надсолевой толщи и установления времени основных тектонических событий.

5. Фациальные, палеогеографические и палеотектонические реконструкции.

6. Общий анализ эволюции осадочного бассейна и создание историко-геологической модели развития Соликамской впадины в уфимское время.

Фактический материал собран автором в период 2014-2018 гг. Основным источником информации при проведении исследований в рамках этой работы послужили материалы 1516 солеразведочных скважин, 1457 скважин структурного бурения, а также 320 нефтяных скважин, что позволило проследить основные границы надсолевой, соляной и подсолевой толщ, как внутри контура ВКМС, так и за его пределами (рис. 1).

Научная новизна работы заключается в следующем.

1. Составлена серия литолого-геологических разрезов широтного и меридионального простираения, отражающих разломно-блоковую структуру надсолевой толщи.

2. Установлены фациальные особенности формирования уфимских осадков и составлена серия литолого-палеогеографических карт.

3. Существенно детализирована история геологического развития Соликамской впадины.

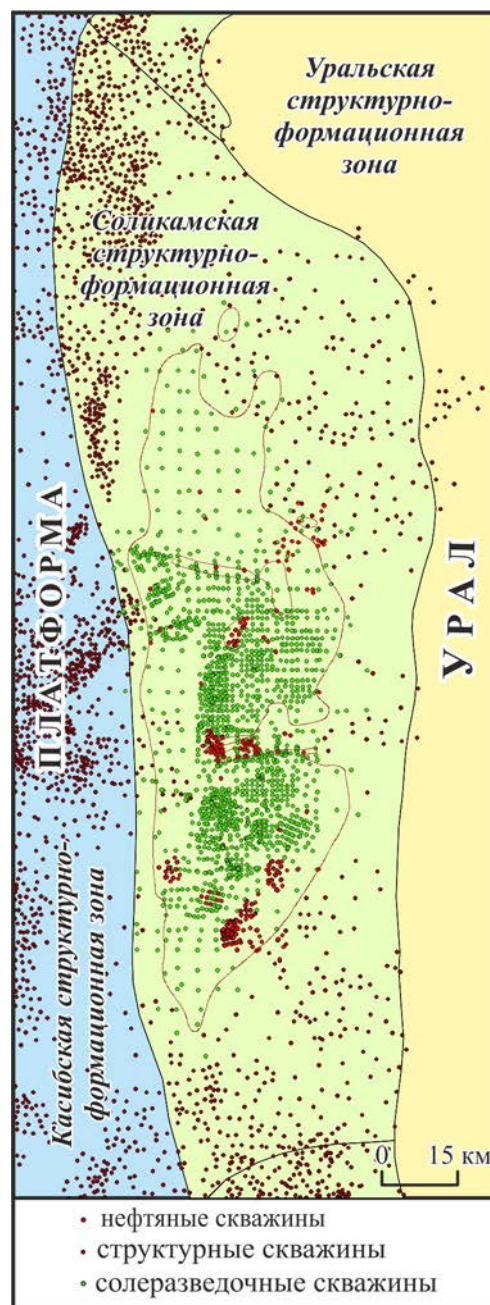


Рис.1. Карта фактического материала. Красной линией показан контур калийной залежи Верхнекамского месторождения солей, черной – границы тектонических элементов Предуральского краевого прогиба

Практическая значимость результатов исследований

Разработанная модель развития Соликамской впадины в уфимское время дает надежную основу для решения ряда проблем, связанных с доразведкой и эксплуатацией Верхнекамского месторождения солей, а также нефтяных месторождений в пределах этой площади. Выявленная разломно-блоковая структура надсолевой толщи позволяет прогнозировать ослабленные водопроницаемые структуры, представляющие угрозу разработки легко растворимых солей.

Личный вклад автора

Автором, а также при его непосредственном участии, изучен керн 12 солеразведочных скважин общей протяженностью более 1500 метров, проведен петрографический и фациальный анализ каменного материала. На основе анализа данных структурных, солеразведочных и нефтяных скважин, автором совместно с И.И. Чайковским и О.И. Галиновой построено более 40 литолого-геологических разрезов через всю территорию Соликамской впадины. Самостоятельно составлены разнообразные схемы стратиграфической и литологической корреляции, структурные карты, карты изопахит, палеотектонические блок-диаграммы и серии литолого-палеогеографических карт, что позволило выполнить палеогеографический и палеотектонический анализы. Также автором самостоятельно проведены теоретическое обобщение полученных данных и формулировка защищаемых положений.

Основные защищаемые положения

1. Отложения нижнесоликамской подсвиты Соликамской впадины формировались в периодически пересыхающем лагунно-морском бассейне в течение тринадцати эвапоритовых циклов. В конце раннесоликамского времени активизировавшийся Красноуфимский глубинный разлом, вызвал структурное перераспределение солей в подстилающей кунгурской толще, что привело к миграции депоцентра бассейна в широтном направлении
2. Накопление осадков верхнесоликамской подсвиты Соликамской впадины происходило в течение семи трансгрессивно-регрессивных циклов в морском бассейне, в который с востока впадали речные дельты. Локализация солей и гипсов пятого цикла вдоль Камского прогиба отражает продолжающееся развитие Красноуфимского разлома и начало заложения Камско-Вишерского вала, который изолировал лагуну от морского бассейна на Восточно-Европейской платформе.
3. Отложения шешминской свиты в целом по Соликамской впадине накапливались в континентальной обстановке ациклично, но в перелах дискретно развивающихся конседиментационных структур Дуринского, Боровицкого и Камского прогибов осадко-

накопление шло циклично. Развитие горстовой структуры Камско-Вишерского вала и формирование локальных положительных структур в кровле кунгурских толщ активизировали подземное выщелачивание солей, а высокая минерализация грунтовых вод привела к усложнению минерального состава медистых песчаников.

Апробация работы

Научные положения и основные результаты исследований докладывались и обсуждались на ежегодных научных сессиях Горного института УрО РАН (Пермь, 2015-2018), Научных чтениях памяти П.Н. Чирвинского «Проблемы минералогии, петрографии и металлогении» (Пермь, 2015-2018); Тектонических совещаниях (Москва, 2015-2018); Стратиграфическом совещании (Санкт-Петербург, 2016); Головкинском совещании (Казань, 2017); Всероссийской конференции «Геология Западного Урала» (Пермь, 2017, 2018).

Результаты работ вошли в следующие бюджетные программы и проекты:

- Программа ФНИ УрО РАН 2015-2017 г. «Минералогия Главного Пермского поля» ГР № ААА-А17-117120620164-1;
- Проект УрО РАН 2015-2017 г. № 15-18-5-16 «Экстремальные (галогенные и криогенные) процессы в геологической истории Урала: минеральные и геохимические индикаторы»;
- Проект РФФИ 2018-2020 г. № 18-05-00046 «Геохимия и минералогия процессов формирования и изменения эвапоритов Соликамской впадины (Пермское Приуралье)»

Публикации

Основные положения диссертационной работы изложены в 13 научных работах, из них 3 работы – в рецензируемых научных журналах, рекомендованных ВАК РФ для защиты диссертаций.

Объем и структура работы

Диссертационная работа состоит из введения, 5 глав и заключения; изложена на 151 странице, включает 81 рисунок и список использованной литературы из 182 наименований, в том числе 23 фондовых источника.

Благодарности

Автор признателен своему научному руководителю И.И. Чайковскому за помощь в написании данной работы, коллегам по работе Е.П. Чирковой, Л.В. Андрейко, Т.А. Уткиной, О.В. Коротченковой за участие в процессе работы над диссертацией. Выражаю благодарность О.И. Галиновой за помощь в составлении карт, схем и оформление графических материалов. Я хочу выразить признательность своей жене А.Б. Трапезниковой, за помощь в оформлении и редакции рукописи, а также за моральную поддержку и терпение, проявленное во время моей работы над диссертацией.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

Для геологических объектов:

ПКП – Предуральский краевой прогиб

СолВ – Соликамская впадина

ВКМС – Верхнекамское месторождение солей

Для стратиграфических элементов:

МСШ – международная стратиграфическая шкала

ОСШ – общая стратиграфическая шкала

ГАТ – глинисто-ангидритовая толща

ПдКС – подстилающая каменная соль

КЗ – карналлитовая зона

СЗ – сильвинитовая зона

ПКС – покровная каменная соль

ПП – переходная пачка (входит в состав нижнесоликамской подсвиты)

СМТ – соляно-мергельная толща

ТКТ – терригенно-карбонатная толща

ПЦТ – пестроцветная толща

Для микрофотографий илифлов:

XPL – вид при скрещенных николях

PL – вид при параллельных николях

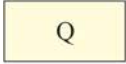
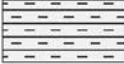
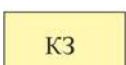
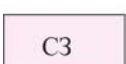
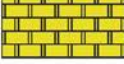
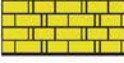
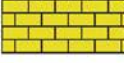
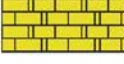
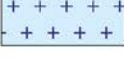
	- четвертичные отложения		- алевролит
	- пестроцветная толща		- аргиллит
	- терригенно-карбонатная толща		- глина
	- соляно-мергельная толща		- мергель
	- каменная соль в СМТ (переходная пачка)		- мергель глинистый
	- каменная соль (покровная ПКС, подстилающая ПдКС)		- мергель доломитизированный
	- карналлитовая зона		- мергель глинистый доломитовый
	- сильвинитовая зона		- доломит
	- маркирующая глина		- доломит глинистый
	- гипс-ангидритовая толща		- доломит известковистый
	- карбонатно-сульфатная толща (филипповская свита)		- доломит глинистый известковый
	- торф		- известняк
	- песок		- известняк доломитовый
	- супесь		- известняк глинистый
	- глина Q		- известняк глинистый доломитовый
	- суглинок		- каменная соль ПП
	- песчаник		- каменная соль ПКС и ПдКС
	- конгломерат		- гипс, ангидрит
	- гравелит		- гипсово-глинистая шляпа

Рис. 2. Условные обозначения для геологических разрезов и схем, принятые в рамках данной работы

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И ИЗУЧЕННОСТЬ СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЫ

1.1. Общие сведения

Соликамская впадина (СолВ) одна из крупнейших отрицательных тектонических структур Предуральяского краевого прогиба, расположена на стыке Восточно-Европейской платформы и Урала. В пределах прогиба впадина ограничена с юга Косьвинско-Чусовской, а с севера – Ксенофонтово-Колвенской седловинами (Геологические памятники..., 2009), ее протяженность с севера на юг составляет более 250 км, а с запада на восток – порядка 60 км (рис. 1.1). В центральной части впадины расположено Верхнекамское месторождение солей (ВКМС), которое занимает значительную часть ее площади и является крупнейшим месторождением по запасам калийных солей в России.

Соликамская впадина была установлена при бурении структурно-поисковых скважин по кровле артинского яруса, но интенсивное изучение началось с момента открытия Верхнекамского месторождения солей (1925 г.). Общее геологическое строение, стратиграфия, тектоника и история геологического развития впадины и сопредельных территорий освещены в работах В.Л. Наливкина (Геология Западного Урала, 1950, 1962), Н.П. Герасимова (1952), Н.Г. Чочиа (1955), П.А. Софроницкого (1956, 1959, 1960, 1961, 1963, 1969), А.А. Иванова и М.Л. Вороновой (1975), В.П. Золотовой (1961), Б.И. Грайфера (1962, 1962ф, 1965ф), Фивега (1956, 1958, 1968) и др. В 1960-2000 гг. многочисленные работы проводились съемщиками под руководством М.И. Денисова (1980ф), Т.В. Харитоновой (2002ф), Ушкова (2000ф, 2008ф) и специалистами геологоразведочных партий Б.И. Сапегиним, Ю.А. Третьяковым и др., а также Б.М. Голубевым (1971, 1973) и В.И. Копниным (1962, 1963, 1964, 1972, 1991, 1995). С 2000-х годов обобщающие работы выполнены под руководством А.И. Кудряшова (2000, 2004, 2013) и Н.М. Джиноридзе и др. (Петротектонические..., 2000).

1.2. Стратиграфия отложений Соликамской впадины

В пределах Соликамской впадины отложения уфимского яруса развиты практически повсеместно (рис.1.2), но на земную поверхность выходят крайне редко, так как практически повсеместно перекрыты чехлом кайнозойских образований. Тем не менее, они вскрыты большим количеством солеразведочных скважин (см. рис. 1)

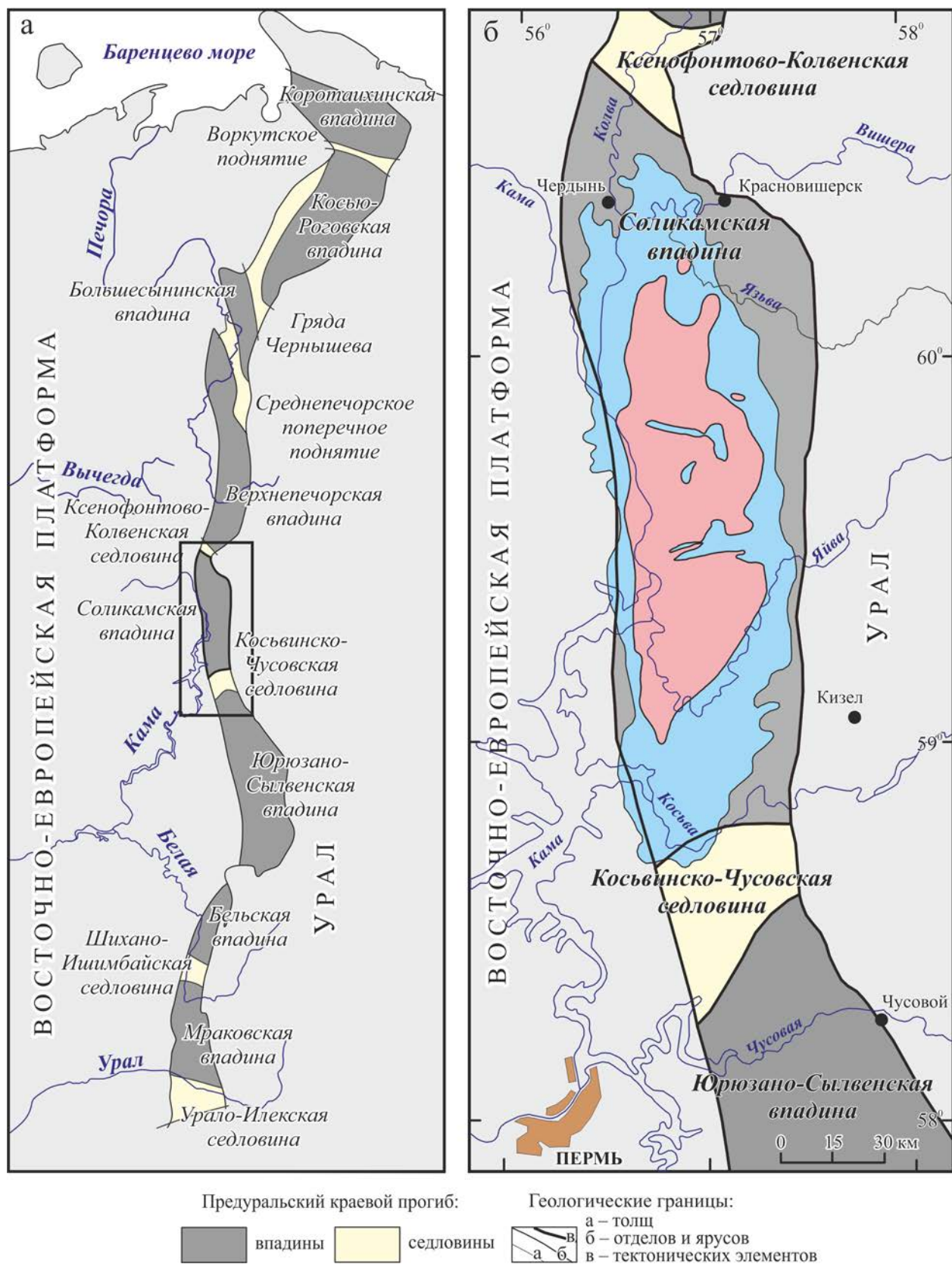


Рис. 1.1. Структура Предуральского краевого прогиба (а) и Соликамской впадины (б) с нанесенными контурами каменных и калийных солей (по данным Софроницкого, 1963; Денисова, 1980ф, Копнина, 1995; Голубева, 1996; Проворова, 2000; Харитоновна, 2002ф; Кудряшова, 2013).

В районах нефтяных месторождений, кроме того, вскрыты девонские и каменноугольные комплексы, а единичные скважины достигли вендских отложений (1-ОП глубиной 2973 м, 37-ОГП глубиной 2912 м и др.).

Кристаллический фундамент по геофизическим данным располагается на глубинах 4–5 км с общей тенденцией погружения с запада на восток. Породы рифейского комплекса на изучаемой площади скважинами не вскрыты.

Подробная стратификация палеозойских отложений (девон-карбон) приведена в работах лаборатории стратиграфии КО ВНИГНИ (КамНИИКИГС) и ПермНИПИнефть, а также в отчетах геологосъемочных партий (Денисов, 1966ф, 1980ф; Харитонов, 2002ф).

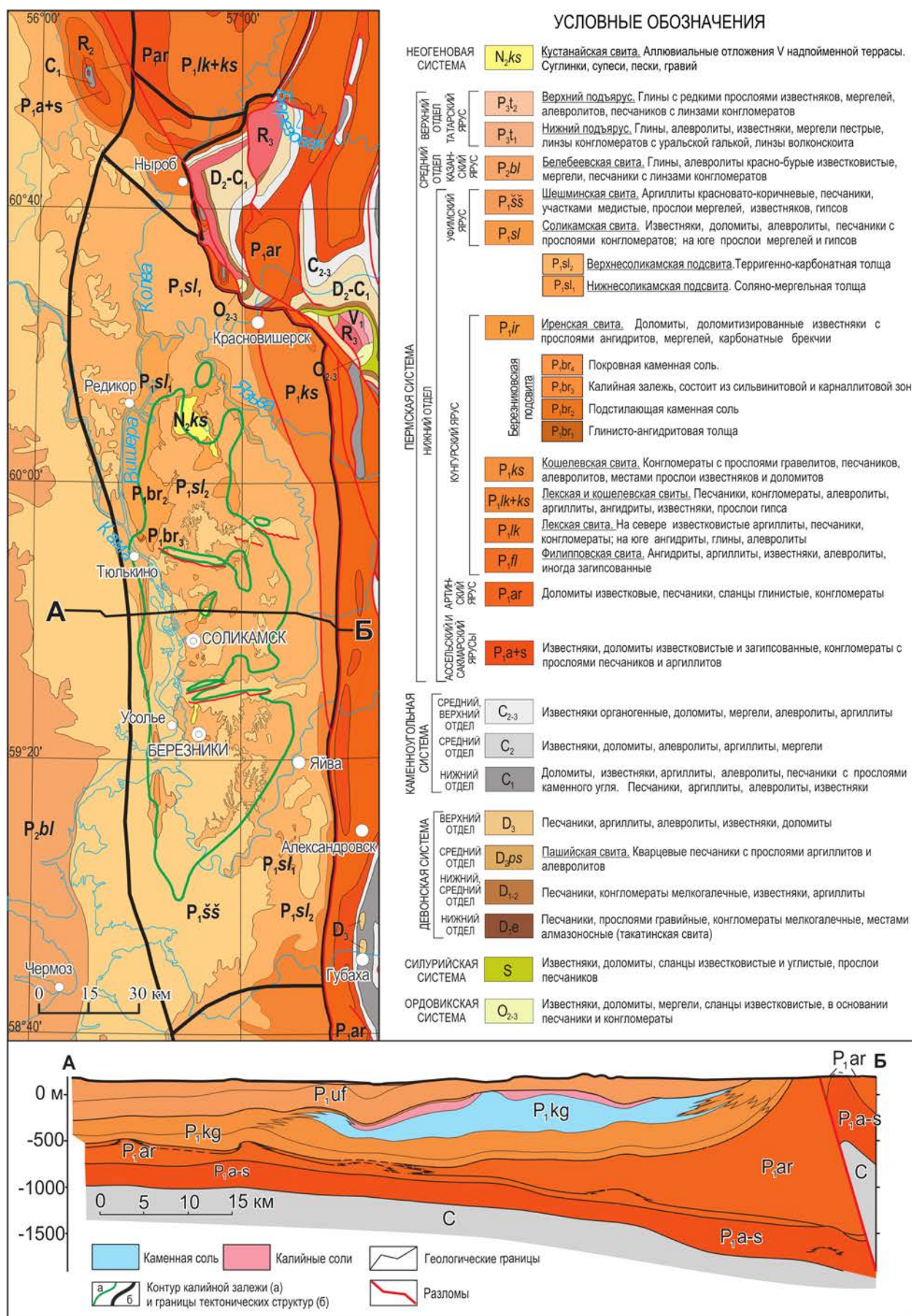
Докембрий

Вендская система. На территории Соликамской впадины отложения венда представлены отложениями кудымкарской свиты, соответствующей верхнему мегаритму сыльвицкой серии западного склона Среднего Урала. Вскрытая мощность 342 м в Березниковской опорной скважине представлена преимущественно аргиллитами и песчаниками (Протерозойские..., 1973).

Палеозой

Девонская система. Отложения девона перекрывают вендские отложения со стратиграфическим несогласием. Нижний отдел в разрезе отсутствует. Залегание пород среднего и верхнего отдела трансгрессивное. С востока на запад наблюдается омоложение залегающих на венде различных горизонтов девона. Нижняя граница девонской системы отчетливо устанавливается по смене полимиктовых пород вендского комплекса на пестроцветные кварцевые песчаники и алевролиты. Контакт проводится в подошве кварцевых песчаников или алевролитов, а на электрокаротажных диаграммах он совпадает с вендским репером (Стратиграфические типовые разрезы, 1969). Система сложена двумя толщами: нижней (терригенной) и верхней (карбонатной). В терригенную толщу входят эйфельский и живетский ярусы среднего девона (D_2), а также пашийский и нижняя часть тиманского горизонтов франского яруса верхнего девона. Карбонатная часть разреза *франского яруса* и породы *фаменского яруса* составляют карбонатную толщу, которая характеризуется рифовым и межрифовым типами разреза. Мощность системы составляет обычно 400-600 м (Протерозойские..., 1973).

Каменноугольная система. *Нижний отдел* имеет терригенно-карбонатный тип разреза. *Турнейский ярус* (0-270) сложен преимущественно известняками, образующими структуру облекания на девонских органогенных постройках.



Нижняя часть *визейского яруса* (10–90 м) сложена терригенными породами, а верхняя часть *визейского яруса* и нерасчлененный *серпуховский ярус* суммарной мощностью от 110 до 530 м, сложены карбонатными породами.

Средний отдел каменноугольной системы представлен башкирским (16–80 м) и московским ярусами (195–305 м), которые сложены преимущественно известняками, аргиллитами, доломитами (Протерозойские..., 1973).

Верхний отдел каменноугольной системы (34–83 м) представлен, главным образом, доломитами с прослоями известняков.

Пермская система. За полуторавековую историю стратиграфическое расчленение пермской системы претерпело множество преобразований и по состоянию на начало 2018 года в общей стратиграфической шкале России система подразделяется на приуральский, биармийский и татарский отделы (Общая стратиграфическая шкала, 2016).

Пермские отложения Соликамской впадины хорошо изучены поисковыми, структурными («Пермнефть»), солеразведочными, инженерными и гидрогеологическими скважинами (ОАО «Сильвинит», ПАО «Уралкалий»).

Палеонтологическая характеристика пермских отложений Соликамской впадины подробно описана в работах П.И. Кротова (1888), А.В. Нечаева (1894), А.А. Краснопольского (1889), Е.М. Люткевича (1951), Е.А. Гусевой (1967), В.А. Горошковой и Н.А. Горнштейн (1971), В.В. Барышникова и др. (1980), Л.М. Варюхиной и др. (Корреляция..., 1981), Г.П. Канева (1978, 1983), А.К. Гусева (1990), П.А. Софроницкого и др. (1991), В.В. Силантьева (1995, 1996, 2016) и др.

Нижний отдел представлен ассельским, сакмарским, артинским и кунгурским ярусами (рис.1.3).

Ассельский и сакмарский ярусы (P_{1a+s}) объединяются в одну толщу, сложенную известняками с прослоями доломитов, иногда окремнелых или с желваками кремней и незначительным содержанием битумов. Мощность толщи от 182 до 451 м.

Артинский ярус (до 400 м) подразделяется на два подъяруса. Нижний представлен карбонатной пачкой окремнелых органогенно-детритовых известняков, с редкими прослоями доломитов, мощностью от 68 до 221 м. Верхний подъярус представлен в районе впадины мергельно-глинистой дивьинской свитой, в которой отмечены прослои известняка с фауной пелеципод, брахиопод и гониатитов. В западном направлении дивьинская свита замещается карбонатными породами саргинской свиты, а к востоку – она постепенно переходит в урминскую свиту, которая формирует артинский терригенный клин. Мощность свиты возрастает в восточном направлении и достигает 1500 м и более.

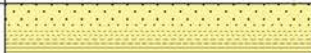
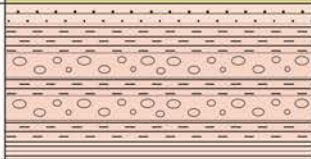
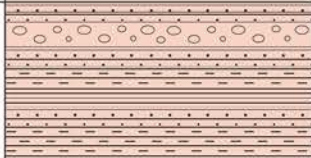
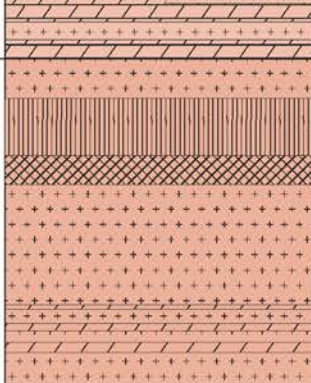
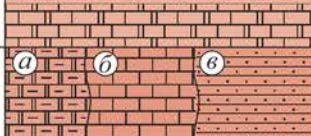
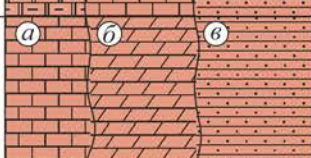
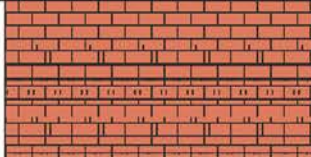
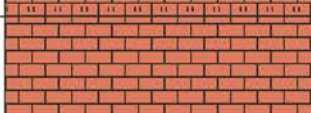
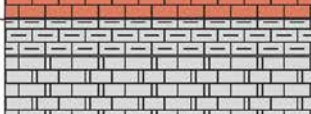
Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Литоология	Мощность, метры	Краткое литологическое описание пород		
Четвертичная, Q					0-50	Глины, суглинки, пески, галечники, гравий, конгломерат, торф		
Пермская, P	Нижний, P ₁	Средний, P ₂	Казанский, P _{2kz}		0-275	Глины с включениями и прослоями мергелей и известняков. Песчаники с линзами конгломератов		
		Уфимский, P _{1uf}	Шешминский, P _{1ss}		0-350	Переслаивание красноцветных глин, песчаников с линзами конгломератов, алевролитов; глины с включением карбонатов и сульфидов меди		
			Соликамский, P _{1sl}		160-280	Тонкослоистые глинистые известняки, доломиты с прослоями песчаников, алевролитов, мергели, глины с включениями и прослоями каменной соли, гипса, ангидрита		
		Кунгурский, P _{1kg}	Иренский, P _{1ir}		381-746	Каменная соль с гипсовыми пропластками, карналлитовые породы, силвиниты, переслаивающиеся с каменной солью и гипс-ангидритовыми желваками, галопелитами и карбонатными породами: известняками, мергелями, редко доломитами		
			Филипповский		30-195	а) Филипповская свита. Доломиты, известняки доломитизированные	б) Карнауховская свита. Известняки, доломиты, ангидриты	в) Лексинская свита. Песчаники, алевролиты, ангидриты, известняки
		Артинский, P _{1ar}	Верхний		140-360	а) Верхнеартинский подъярус. Известняки, доломиты сульфатизированные, окремненные	б) Дивьянская свита. По западному борту - известняки, доломиты. К востоку - прослои мергелей, алевролитов, песчаников	в) Урминская свита. Алевролиты, песчаники, аргиллиты, с прослоями мергелей
			Нижн.		65	Органогенные известняки		
		Сакмарский, P _{1sk}			120-450	Известняки битуминозные, иногда доломитизированные, окремненные		
		Ассельский, P _{1as}			120-150	Известняки с прослоями доломитов		
		Каменноугольная, C					30-130	Переслаивание глинистых известняков с известковыми доломитами

Рис. 1.3. Стратиграфическая колонка пермских отложений в пределах Соликамской впадины (Голубев, 1998)

Галогенные отложения в пределах Соликамской впадины развиты в березниковской (кунгурский ярус) и соликамской (уфимский ярус) свитах (Копнин, 1991).

Кунгурский ярус представлен филипповским и иренским горизонтами. Галогенная формация кунгурского яруса в пределах Соликамской впадины включает в себя подстилающую каменную соль, калийную залежь и покровную каменную соль.

Филипповский горизонт (50–160 м) на большей части Соликамской впадины представлен карбонатно-сульфатным типом разреза, сложенным гипсами и ангидритами в переслаивании с доломитами и реже известняками, объединяемыми в карнауховскую свиту.

Иренский горизонт (P_{ir}) в центральной части Соликамской впадины сложен породами березниковской свиты (P_{br}) мощностью 150–800 м, которая представлена глинисто-ангидритовой и соляной толщами.

Глинисто-ангидритовая толща сложена мергелями, аргиллитами, доломитами и, в меньшей степени, ангидритовыми породами, каменной солью, алевролитами и песчаниками. Мощность 145–325 м.

Соляная толща мощностью до 550 м включает в себя подстилающую каменную соль, калийную залежь и покровную каменную соль. Подстилающая каменная соль (ПдКС), в свою очередь, подразделяется на три пачки: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Толща, содержащая калийные соли, подразделяется некоторыми авторами на две зоны: сильвинитовую и карналлитовую (Иванов, 1965, 1975; Кудряшов, 2013), а другими – на три (сильвинитовую, карналлитовую, галит-карналлитовую (Копнин, 1995)). Мощность сильвинитовой зоны варьируется от 3,3 до 30,0 м, в среднем составляя 17,4 м. Для карналлитовой зоны соответствующие значения составляют от 38 до 80 м. В каждой зоне выделяются продуктивные пласты (сильвинитовые или карналлитовые) и межпластья (преимущественно галитовые).

Перекрывает отложения карналлитовой зоны толща покровной каменной соли (ПКС) мощностью 16–22 м (в среднем 20 м), которая сложена каменной солью характерного желтовато-серого цвета, возникающего за счет редкой вкрапленности красящего гётитового или гематитового вещества.

Уфимский ярус. В международной стратиграфической шкале уфимский ярус не выделяется, а соответствующие ему по возрасту отложения относятся к кунгурскому ярусу (Ogg et al, 2016). В связи с этим многими исследователями ставится вопрос об исключении из ОСШ уфимского яруса (Котляр, 2013). Более того, на стратиграфической шкале принятой по итогам стратиграфического совещания, уфимский ярус отсутствует (Общая..., 2013). Тем не менее, на данный момент нет официального постановления МСК (Постановления..., 2013, 2016) на счет исключения уфимского яруса из ОСШ. В связи с этим, мы

руководствуясь действующими постановлениями МСК (2006, 2008), изучаемые в рамках этой работы отложения, относим к уфимскому ярусу нижней перми.

Изучение уфимского яруса Соликамской впадины началось с момента проведения первых геологических съемок и данных первых скважин, пробуренных в 1925-1932 гг. Это позволило П.И. Преображенскому (1927, 1929) и А.А. Иванову (1932) разработать первую стратиграфическую схему, в соответствии с которой надсолевые отложения отнесены к уфимскому ярусу. В рамках яруса были выделены два подъяруса: верхний P_2^b и нижний P_2^a . Верхний подъярус представлен только одной толщей медистых песчаников. В нижнем подъярусе сверху вниз выделены известняково(плитняково)-мергелистая, глинисто-мергелистая, гипсоносных глин и гипсов и переходная толщи. Последняя толща залегает на кунгурской соляной толще (рис. 1.4).

В 1940 г. коллективом исследователей (Артемьев, 1940) была предложена детальная стратиграфическая схема для района Соликамского гидроузла, который располагается у северо-западной границы впадины. Позднее А.А. Иванов (1963ф) упростил свою схему (исключил гипсоносную толщу) и привязал ее к стратиграфической схеме Волго-Уральской области (Уточненные унифицированные схемы, 1960). Согласно этой схеме граница кунгурского и уфимского ярусов проводится по кровле соляных отложений. К уфимскому ярусу были отнесены глинисто-мергелистая, известняково-песчаниковая и пестроцветная толщи. Верхняя часть разреза пестроцветной толщи была отнесена к белевской свите казанского яруса.

В 1958 г. П.А. Софроницкий и Е.А. Фофанова (1959ф) в составе иренского горизонта описали глинисто-мергелистую толщу, назвав ее вместе с переходной толщей мергельно-глинистой. Позже П.А. Софроницкий (1961) объединил глинисто-доломит-ангидритовую (подсолевую), соляную и мергельно-глинистую (надсолевую) толщи в единую верхнекамскую свиту, сопоставив ее с иренской свитой кунгура. Таким образом, верхняя граница иренских отложений была поднята до основания соликамских плитняков, которые являются стратотипическим разрезом соликамского горизонта. Однако, никаких аргументов в пользу принятого решения сделано не было.

В 1963 г. Уральская стратиграфическая комиссия приняла решение о переименовании верхнекамской свиты в березниковскую. Реализуя эти решения, геологи Соликамской ГРП А.И. Белоликов и Б.И. Сапегин (1965) пересмотрели стратиграфическую схему и ввели глинисто-мергелистую толщу в состав березниковской свиты и тем самым, верхнюю границу иренского горизонта подняли до кровли глинисто-мергелистой толщи, т.е. на 70-80 м выше, чем было раньше. В 1967 г. Б.И. Сапегин, А.И. Белоликов и В.В. Захваткин (1967ф) в березниковской свите выделили соляно-мергельную толщу, путем объединения

и упразднения названий глинисто-мергелистой и переходной толщ, предложив следующее обоснование.

1. Мощность и состав переходной толщи на площади месторождения характеризуется изменчивостью и непостоянством. Верхние пласты выпадают из разреза и на сводах антиклинальных структур.

2. В составе вышележащей глинисто-мергелистой толщи установлены пласты и линзы каменной соли, сильвинитов и проявления мирабилита, которые приурочены к зонам глубоких прогибов (Камский, Дуринский).

3. Кровля переходной толщи из-за выпадения верхних пластов каменной соли является скользящей границей, вследствие этого не соответствует определенному стратиграфическому уровню.

Таким образом, основным критерием выделения соляно-мергельной толщи являлось исключительно наличие в разрезах прогибов слоев каменной соли.

Позднее А.А. Иванов (1975) вновь пересмотрел вопрос о стратиграфическом положении кровли соляных отложений. По его мнению, залегающая на покровной каменной соли толща глинисто-мергелистых, аргиллитовых и карбонатных пород с пластами каменной соли и по стратиграфическому положению и по литологии тесно связана как с соляной толщей, так и с вышележащей толщей известняково-мергелистых пород. Однако, без какого-либо обоснования, вся соляно-мергельная толща им отнесена к соликамскому горизонту уфимского яруса.

Однако, в 1950-70 гг. было широко распространено мнение, что верхняя граница иренского горизонта располагается в кровле соленосных отложений, т.е. кровли переходной пачки. Эта точка зрения просматривается в работах Г.А. Дягилева, А.И. Белоликова, Б.И. Сапегина и Н.К. Чудинова (1958ф), Б.И. Грайфер, А.С. Ердякова и др. (1962ф, 1965ф), В.И. Копнина (1968ф), П.М. Матвеева (1966ф), Ю.И. Коровина и П.М. Матвеева (1967ф) и многих других. Близкую точку зрения высказывал А.А. Иванов (1963ф), считавший, что рассматриваемая граница располагается внутри верхней части переходной толщи.

Наиболее обоснованной точкой зрения на стратиграфический возраст соляных отложений Соликамской впадины являются исследования возглавляемые Б.И. Грайфером. По мнению коллектива авторов (Грайфер, и др 1962, 1965ф) вся соляная толща, включая переходную, может сопоставляться с лунежской пачкой иренской свиты Прикамья.

Дальнейшее развитие эта точка зрения получила в работах В.И. Копнина и А.С. Зуевой (1973ф), которые по геолого-геофизическим корреляционным профилям проследили кровлю лунежской пачки в центральной части Соликамской впадины, где она расположе-

на на уровне кровли переходной пачки. Наряду с послойной корреляцией, они выполнили анализ условий седиментации лунежской пачки ирени и соляной толщи ВКМС и показали, что количество глинисто-карбонатных пород в анализируемых подразделениях близки. Такой подход в определении верхней границы иренских отложений или березниковской свиты принимался при расчленении шахтных стволов (Коновалова и др., 1964ф; Копнин и др., 1971ф, 1973ф; Коновалов, 1968ф).

В связи с находками брахиопод соликамского возраста в известково-песчаниковой толще (скв. 199/1) был пересмотрен вопрос о верхней границе соликамской свиты в районе Соликамской впадины. При ведении геологосъемочных работ П.М. Матвеев (1964ф), Ю.И. Коровин и П.М. Матвеев (1967ф) стали проводить верхнюю границу соликамских отложений в кровле известняково-песчаниковой толщи. При этом они выделяли нижнесоликамскую подсвиту в составе соляно-глинисто-мергелистой толщи и верхнесоликамскую в объеме двух толщ: известняково-мергелистой и известняково-песчаниковой. Позиция П.М. Матвеева была принята геологами Соликамской ГРП Б.И. Сапегиным, А.М. Белоликовым и В.В. Захваткиным (1967ф), которые известняково-мергелистую и известняково-песчаниковую толщи объединили в одну литолого-стратиграфическую единицу под названием «терригенно-карбонатная толща». Эту толщу они сопоставили с соликамской свитой, а вышележащую - с шешминской свитой.

Таким образом, на территории Соликамской впадины стратиграфическое расчленение надсолевых отложений в разрезах буровых скважин и шахтных стволов проводилось не одинаково. Также остается открытой проблема неоднозначности проведения, как подошвы толщи, так и границы между двумя ярусами.

В рамках данной работы, мы принимаем схему расчленения уфимского яруса Соликамской впадины предложенную А.А. Ивановым (1975). В соответствии с ней (рис. 1.4) в уфимском ярусе выделяют соликамский и шешминский горизонты.

Соликамский горизонт распространен практически на всей площади Соликамской впадины, где является стратотипическим районом.

Нижнесоликамская подсвита (P_1sl_1) представлена соляно-мергельной толщей (СМТ), в которой доминируют карбонатно-глинистые породы, каменная соль и гипс-ангидритовая порода. Соляно-мергельная толща, в соответствии с позицией А.А. Иванова (1975), залегает непосредственно на кунгурской соляной залежи, чаще всего гранича с покровной каменной солью. В редких случаях, за счет подземного выщелачивания солей, СМТ может граничить с карналлитовой, сильвинитовой или с подстилающей каменной солью.

Верхнесоликамская подсвита (P_1sl_2) представлена терригенно-карбонатной толщей (ТКТ), сложена карбонатными и терригенными породами (Копнин, 1991).

Шешминский горизонт представлен одноименной *шешминской свитой ($P_1\check{s}\check{s}$)*, которой соответствует пестроцветная толща (ПЦТ), сложенная, в основном, песчаниками, аргиллитами, алевролитами, глинами и конгломератами.

Средний отдел пермской системы.

Казанский ярус (P_2kz), представленный белебеевской свитой, в пределах Соликамской впадины достоверно не установлен. Существуют лишь предположения о том, что в некоторых крупных прогибах верхняя часть пестроцветной толщи, возможно, относится к казанскому ярусу. На данный момент достоверно разделить шешминские отложения от перекрывающих их казанских, исходя только из литологического расчленения не удастся, так как их состав обычно идентичен (Иванов, 1975).

Кайнозой

Некоторыми исследователями на территории впадины выделялись отложения палеогена (Денисов, 1980ф), однако, в ходе работ, проведенных позднее (Харитонов, 2002ф), наличие осадков палеогенового возраста не было подтверждено.

Неогеновые (N) отложения установлены работами партий Соликамского гидроузла и Соликамской ГРП в долинах рр. Кама и Боровая. Наиболее полно эти отложения были изучены Г.И. Горецким (1964). В пределах изученной площади они представлены кустанайской свитой и выполняют переуглубленное ложе древнего русла р. Камы и представлены глинами, песками и суглинками мощностью до 36 м.

Четвертичные (Q) отложения представлены комплексом пород различной мощности и разнообразного генезиса. Известны породы аллювиального, аллювиально-делювиального, озерного, ледникового, элювиального, делювиального, биогенного и техногенного происхождения, а также смешанные и переходные типы. Средняя мощность четвертичных отложений по данным 911 скважин колеблется от 5 до 15 м. Аномально высокая мощность (свыше 70 м) установлена в районе Быгельско-Троицкого участка (Харитонов, 2002ф).

1.3. Тектоническое строение Соликамской впадины и ее обрамления

В районе Соликамской впадины основные тектонические структуры нами подразделены на три иерархических порядка, определяемые как крупными региональными разломами, так и локальными колебаниями кровли кунгурской соляной залежи.

Тектонические структуры I порядка

К структурам I порядка нами отнесена собственно Соликамская впадина и обрамляющие ее региональные разломы. Впадина на структурном плане кровли артинских отложений представляет собой крупную брахисинклинали, погружающуюся на юг (рис. 1.5а).

В число региональных разломов входят Красноуфимский, Западно-Уральский, Предтиманский, Косьвинский, Дуринский и Боровицкий разломы (Проворов, 2009; Кудряшов, 2013; Разрывная тектоника..., 2004), которые выделены по комплексу геофизических методов (Кассин, Филатов, 1989, 1983; Филатов, 1990, 2016) в виде зон шириной 5-15 км (рис. 1.5б).

Красноуфимский разлом контролирует западную границу Предуральского прогиба и соответственно, Соликамской впадины. Положение разлома установлено несколькими широтными сейсмическими профилями. Возраст разлома определяют как позднепротерозойский. Принято считать, что с рифея до позднекаменноугольного времени разлом практически не развивался, а в раннепермское время вновь активизировался. На основе геофизических данных предполагается, что в кинематическом плане разлом на протяжении всего периода развивался как правый сбросо-сдвиг в фундаменте (Кассин, Филатов, 1989).

Западно-Уральский разлом имеет надвиговую природу и ограничивает впадину с востока, отделяя ее от Уральского орогена. **Предтиманский разлом** отделяет впадину от Ксенофонтово-Колвинской седловины на севере, и имеет северо-западное простирание, совпадающее с простиранием Тиманид. **Косьвинский разлом** отделяет впадину с юга от Косьвинско-Чусовской седловины (Проворов, 2009).

Дуринский и Боровицкий широтные разломы пересекают Соликамскую впадину в широтном направлении. На основе анализа гравитационных и магнитных аномалий исследователи предположили (Кассин, Филатов, 1989), что оба разлома являются левосторонними сдвигами. Считается, что Дуринский разлом имеет протяженность более 500 км и пересекает уральские структуры, а Боровицкий локализован в пределах Соликамской впадины, так как ограничен Западно-Уральским разломом на востоке, а Красноуфимским – на западе.

Достаточно сложно судить о границах разломов в осадочном чехле, при условии, что на разных стратиграфических уровнях границы разломов мигрируют в широком диапазоне особенно в соляных и надсолевых отложениях. Определение кинематики тектонических структур по гравитационным аномалиям также весьма проблематично, из-за значительных отличий структурного плана подсолевых и надсолевых отложений.

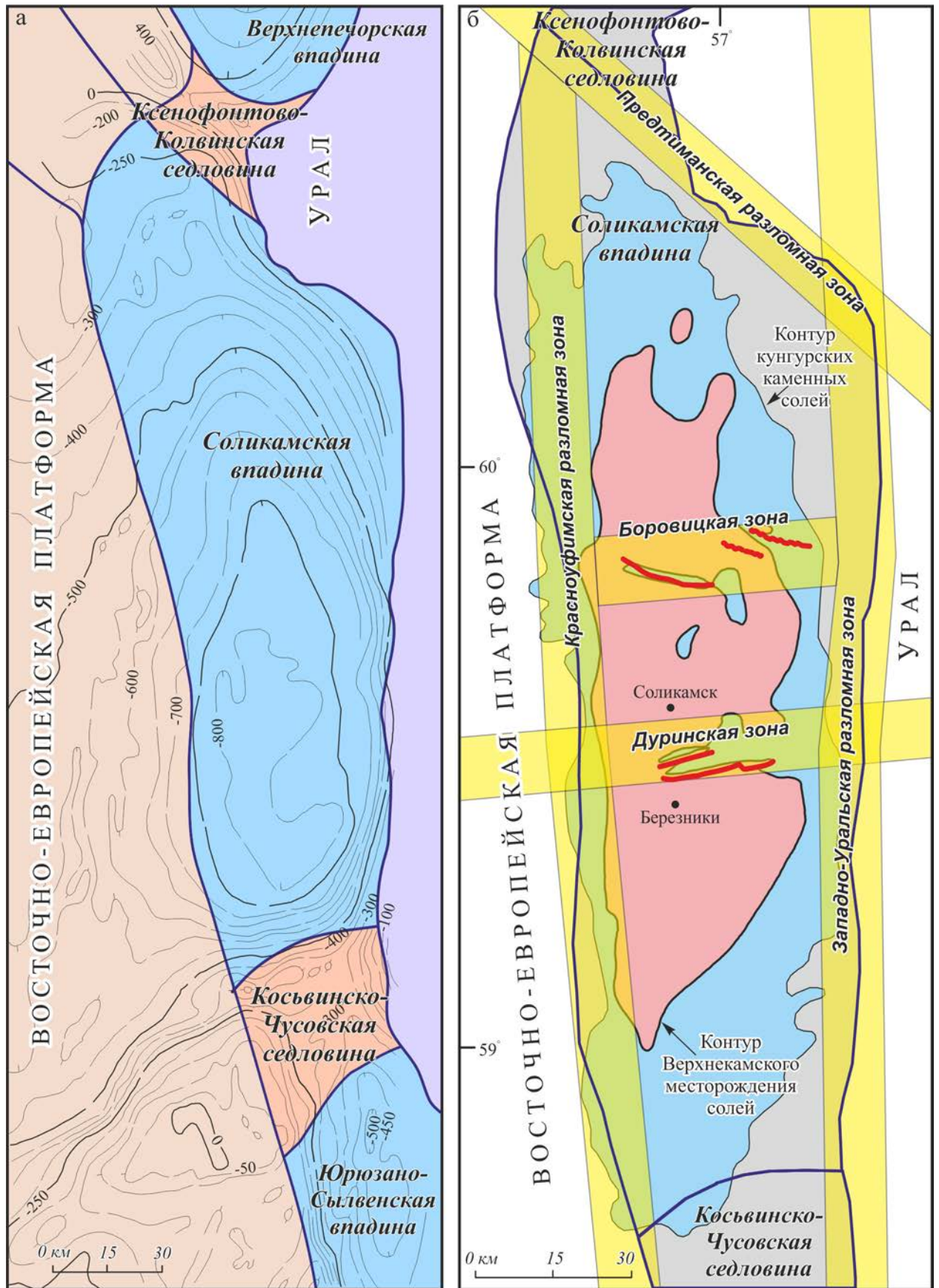


Рис. 1.5. Схема тектонического районирования района Соликамской впадины с изо-
 линиями кровли артинского яруса (а) (по Проворову, 2004) и схема региональных разлом-
 ных зон (по Филатову, Кассину, 1989)

Тектонические структуры II порядка

В настоящее время в пределах впадины выделено несколько структур площадью не менее 10 км², которые установлены в кровле соляной залежи кунгурского яруса. Это обычно протяженные отрицательные и положительные структуры (прогибы, валы и др.). Среди них наиболее крупные, отнесенные нами к структурам II порядка, являются: Камско-Вишерский вал, Камский, Дуринский и Боровицкий прогибы, а также Центральный купол.

Большинство структур II порядка было открыто и подробно изучено в ходе разведочного бурения. Например, в конце 1939 г. в Соликамском районе была обнаружена большая антиклинальная структура (рис.1.6), ядро которой сложено интрузией подстилающей каменной соли, а кровля – преимущественно глинистыми породами (Горецкий, 1964). Позднее зона внедрения подстилающей каменной соли была вскрыта скв. 100 на Усольском поднятии, где отмечены четко выраженные флюидальные текстуры с бесформенными включениями шпатовой соли и глинисто-ангидритовых прослоев, состоящих из мелких желваков ангидрита. Позднее зона аномального строения соляной и надсолевой толщ была прослежена большим количеством скважин, что позволило оконтурить и обособить ее в структуру, названную Камско-Вишерским валом.

Камско-Вишерский вал протягивается вдоль западной окраины Соликамской впадины. Его протяженность свыше 100 км, ширина обычно не превышает 5 км, и лишь в южной части наблюдается локальное расширение до 12 км. Вертикальная амплитуда в среднем составляет 200–250 м. В пределах вала принято выделять более мелкие структурные формы, выделяющиеся на его среднем уровне. С севера на юг выделяют следующие антиклинальные структуры: Дубровская, Порошинская, Пыскорская, Усольская, Белопашнинская и Сыньвинская. Практически все они относятся к линейным складкам, кроме Белопашнинской изометричной антиклинали (Кудряшов, 2013).

Камский прогиб расположен к востоку от Камско-Вишерского вала и прослеживается в субмеридиональном направлении на 85 км при ширине 5–10 км. В пределах прогиба принято выделять две брахисинклинали – Усольскую и Романовскую (Кудряшов, 2013).

Несмотря на подробное описание этих структур, нами не было встречено геологической интерпретации их образования. Существуют лишь отрывочные свидетельства о более детальных работах в пределах структур. Так, например, инженерные изыскания 1930-х годов (Горецкий, 1964) на стыке северной оконечности Камско-Вишерского вала и Боровицкого прогиба позволили вскрыть соляные структуры, морфологически и структурно отвечающие диапирам.

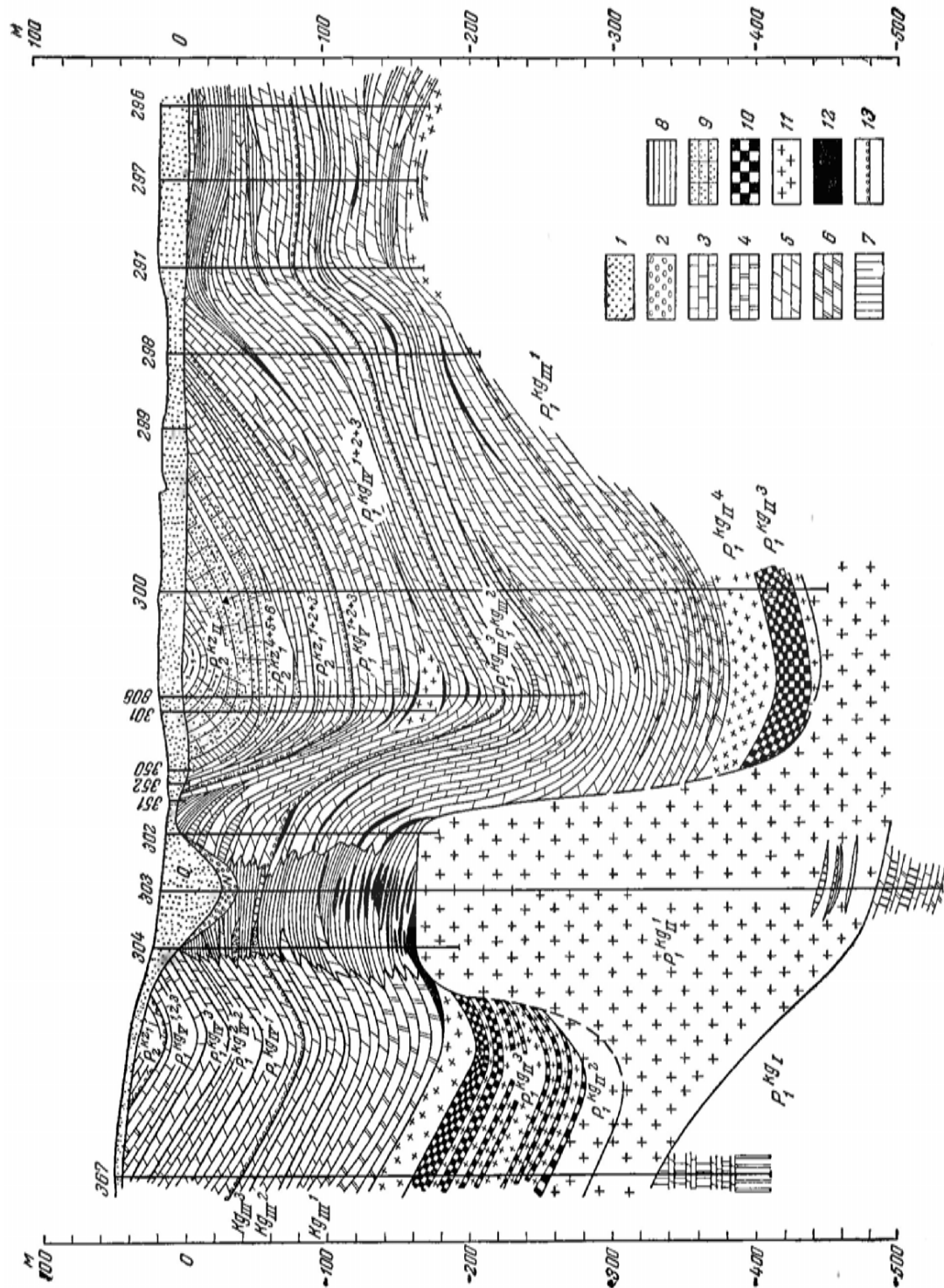


Рис. 1.6. Схематический геологический разрез через Камско-Вишерский вал (Горецкий, 1964)

1 – антропогенные отложения; 2 – неогеновые отложения; 3 – известняки; 4 – доломиты; 5 – мергели известковые; 6 – мергели доломитовые; 7 – алевролиты и аргиллиты; 8 – глины; 9 – песчаники; 10 – сильвиниты и карналлиты; 11 – каменная соль; 12 – гипс; 13 – граница между Kg_{IV} и Kg_{IV}

Центральный купол ранее не выделялся. В структуру купола предлагаем объединить несколько структур III порядка (Клестовский, Рудничный, Поповский, Харюшинский, Пашковский купола и Березниковское поднятие). Причины выделения этой структуры кроются в последовательности формирования крупных тектонических элементов Соликамской впадины, о чем будет сказано в последующих главах.

Таким образом, Центральный купол представляет собой меридионально вытянутое куполообразное поднятие (40×20 км). Структура осложнена рядом дочерних структур, как положительных, так и отрицательных. В центре располагается крупная Тверитинская мульда, окруженная грядой мелких поднятий. Ранее эти структуры объединялись в Соликамское поднятие на западе и Харюшинское поднятие на востоке.

Субширотные структуры Дуринского и Боровицкого прогибов также относятся к структурам II порядка. Первым в ходе бурения был открыт Дуринский прогиб в 1957 г., позже 1969 г. был установлен Боровицкий прогиб. Они считаются наложенными структурами, образовавшимися в результате сдвиговых подвижек по одноименным глубинным разломам (Кассин, Филатов, 1989). Строение прогибов в общих чертах достаточно схожее, оба представляют собой структуры с аномально высокими мощностями пестроцветных отложений, залегающих на соляных или подсолевых кунгурских отложениях (Голубев, 1998).

Тектонические структуры III порядка

К структурам III порядка относятся различные мелкие купола, мульды, валы, поднятия, прогибы и брахискладки, выделяемые по структурной поверхности кунгурской соляной толщи (рис.1.7). Эти структуры осложняют собой крупные элементы II порядка. Различными авторами (Денисов, 1980ф; Харитонов, 2002ф; Кудряшов, 2013, и др.) по структурным картам соляной толщи выделяются несколько десятков структур, площадь которых колеблется в пределах от нескольких сотен квадратных метров, до первых десятков квадратных километров. При этом их диаметр редко превышает несколько километров. Морфология тел этих структур постоянно уточняется в ходе разведочного бурения и уточнения структурного плана соляной залежи, некоторые структуры объединяются, а некоторые наоборот – дробятся и усложняются. Кроме того, на данный момент нет однозначных критериев выделения границ этих структур. В связи с этим тектонические схемы, предлагаемые различными авторами, с одной стороны обладают рядом сходств, а с другой значительно различаются. В рамках данной работы мы остановимся на последней схеме, предложенной А.И. Кудряшовым (2013).

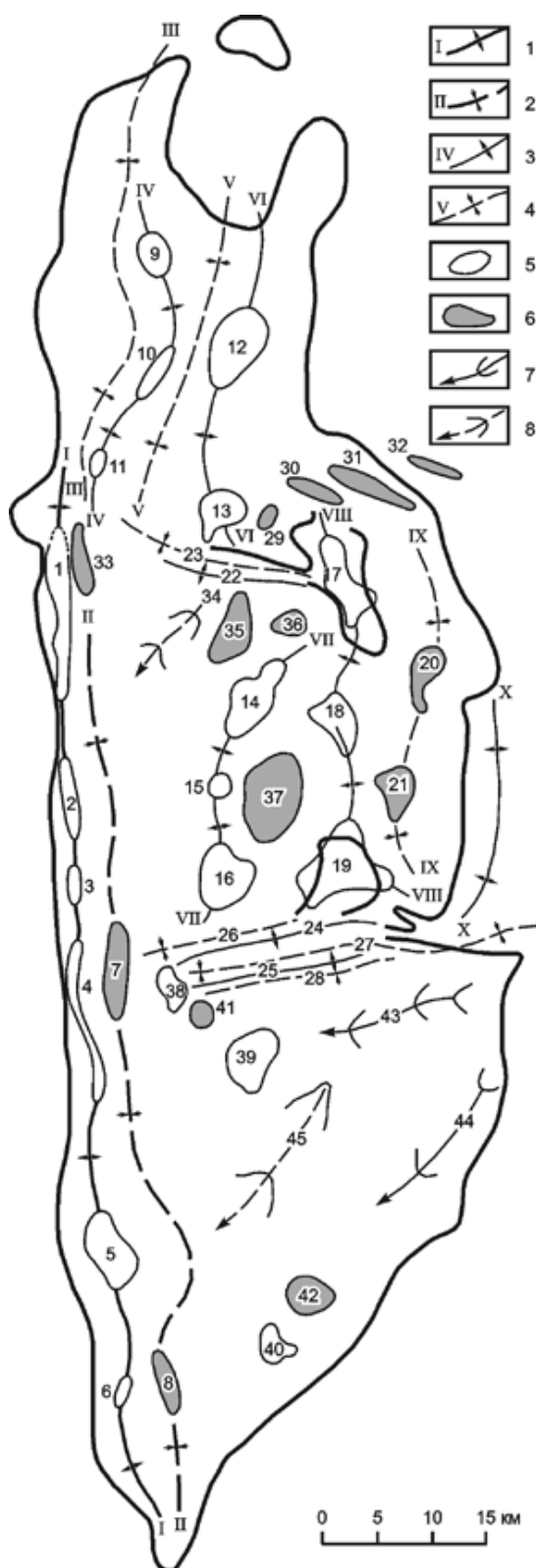


Рис. 1.7. Структурно-тектоническая схема соляной залежи в пределах Верхнекамского месторождения (Кудряшов, 2013)

1 – валы; 2 – прогибы; 3 – поднятия; 4 – прогибы и синклинали; 5 – купола и брахиантисклинали; 6 – мульды и брахисинклинали; 7 – структурные выступы; 8 – незамкнутые прогибы и синклинали.

Структуры II порядка

I – Камско-Вишерский вал; II – Камский прогиб; III – Губдорский прогиб; IV – Клепиковское поднятие; V – Федюнькинский прогиб; VI – Корельско-Тюлинское поднятие; VII – Соликамское поднятие; VIII – Харюшинское поднятие; IX – Осокинский прогиб; X – Малосурмогское поднятие.

Структуры III порядка

Субширотные валы: 22 – Южно-Боровицкий; 24 – Косиковский; 25 – Ереминский.

Поднятия: 39 – Березниковское.

Купола: 9 – Кузнецовский; 11 – Среднемошешевский; 12 – Тюлинский; 13 – Корельский; 14 – Клестовский; 15 – Рудничный; 16 – Поповский; 17 – Потымкинский; 18 – Харюшинский; 19 – Пашковский; 38 – Усть-Ленвинский; 40 – Романовский.

Брахиантисклинали: 1 – Дубровская; 2 – Порошинская; 3 – Пыскорская; 4 – Усольская; 5 – Белопашнинская; 6 – Сыньвинская; 10 – Жулановская.

Структурные выступы: 43 – Легчимский; 44 – Еловский.

Прогибы: 23 – Боровицкий; 26 – Усовский; 27 – Гулинский; 45 – Дурыманский.

Синклинали: 28 – Северо-Быгельская; 34 – Чертежная.

Мульды: 29 – Азлаская; 35 – Парасинская; 36 – Шубинская; 37 – Тверитинская; 41 – Заячье-горская; 42 – Палашерская.

Брахисинклинали: 7 – Усольская; 8 – Романовская; 20 – Осокинская; 21 – Чуринская; 30 – Тарховская; 31 – Ельническая; 32 – Исток-Боровая; 33 – Нижнемошешевская

1.4. Палеотектонические, палеогеографические и палеоклиматические условия в пермское время

Соликамская впадина является одним из нескольких относительно мелких бассейнов, входящих в структуру гигантского внутриконтинентального морского бассейна, расположенного в пределах Восточно-Европейской платформы. В связи с этим Соликамский бассейн имеет ряд черт, характерных для глобальных обстановок пермского времени, но с другой стороны, он обладает уникальным строением, предопределенным региональными условиями геологической среды.

В течение перми и раннего триаса размещение на Земле главных глобальных палеогеографических элементов оставалось почти неизменным. Сохранялась меридиональная асимметрия, выраженная в существовании океанического полушария, занятого океаном Панталасса, и континентального полушария, где располагались громадный континент Пангея, океаны Палеотетис и Неотетис, Катазийская и Киммерийская системы микроконтинентов (Scotese, Langford, 1995; Рифовые..., 2015) (рис.1.8).

Пангея, образованная объединением континентов Лавразийской группы (Северной Америки, Балтии, Сибири и Казахстана) и Гондванских континентов (Южной Америки, Африки, Индостана, Австралии и Антарктиды), простиралась в виде единого суперконтинента от южного полюса и до 85° с.ш., пересекая все широтные климатические пояса. Киммерийская система отделяла Неотетис от Палеотетиса и объединяла микроконтиненты Западного Ирана, Центрального Ирана, Северного Тибета (Чангтан) и Бирмо-Малазии (Сибамесу) (Scotese, Langford, 1995).

Пермские и раннетриасовые биосферные перестройки - одни из самых значительных в фанерозое (Климат, 2002). Согласно имеющимся данным о глобальных изменениях изотопных соотношений, мировой океан был «холодным» (ледниковый период) в начале перми (в ассельском веке), мощное таяние льда произошло в конце сакмарского и в середине артинского веков. В конце ранней перми (кунгур) ледниковый климат окончательно сменился безледниковым, что привело к аридизации Пангеи (Parrish, 1995).

В поздней перми режим межледникового периода сохранялся, что привело к массовому вымиранию морской и наземной фауны в конце пермского периода (Raup, Sepkoski, 1986; Sepkoski, 1989; Maxwell, 1989; Алексеев, 1998).

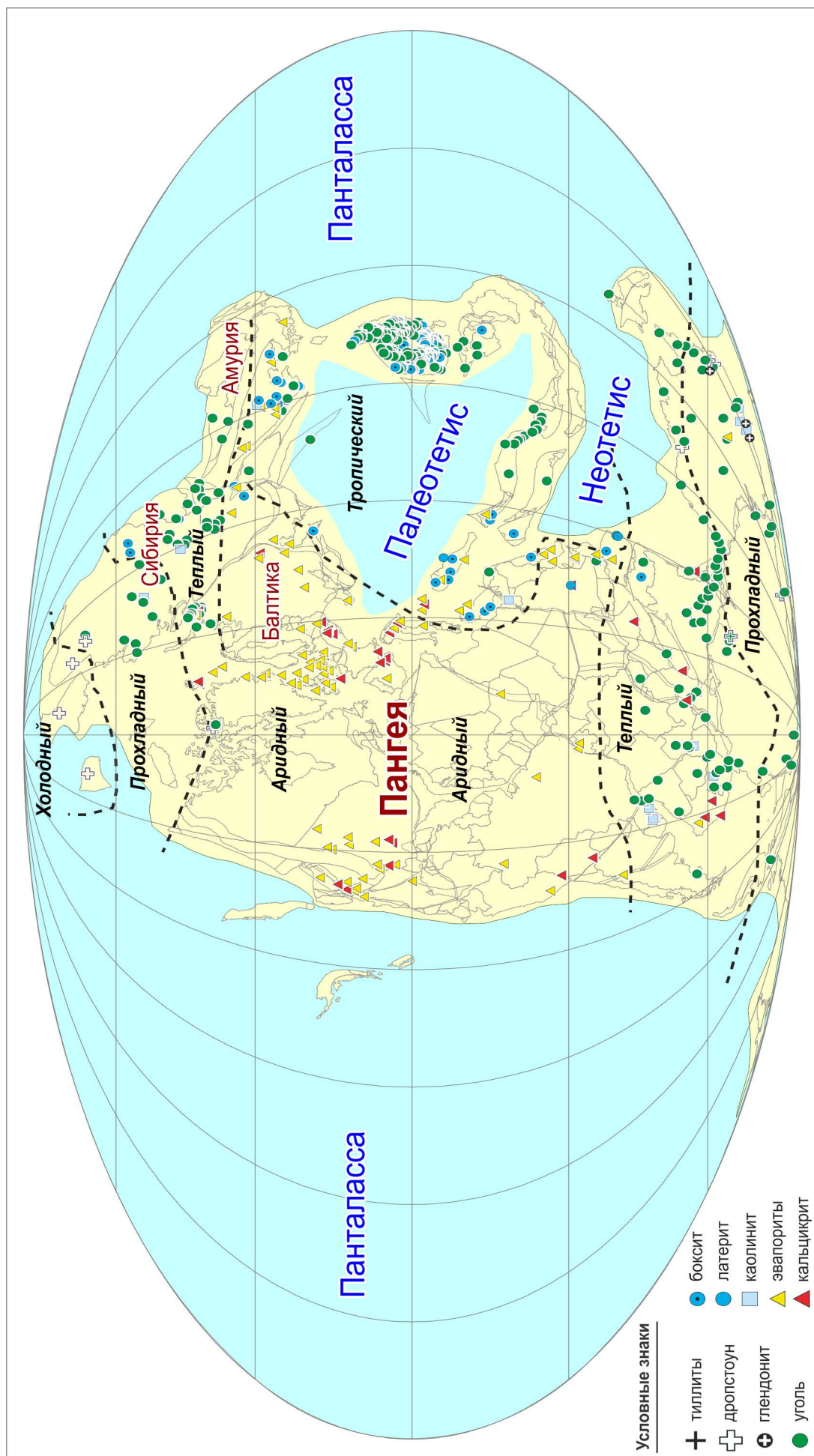


Рис. 1.8. Палеотектоническая карта (Torsvik, Cocks, 2017), совмещенная с литолого-климатической картой Boucot et al., 2013)

Огромные размеры Пангеи и формирование вдоль ее окраин протяженных горных систем, постепенная регрессия эпиконтинентальных морей и глобальное потепление, связанное с завершением оледенения, приводили, в конечном счете, к возрастанию аридности в низких и средних широтах внутриконтинентальных областей и продвижению к полюсам аридных и семиаридных поясов.

Все центральные районы Пангеи, расположенные севернее и южнее горной страны Центральной Пангеи, характеризовались обстановками аридного осадконакопления. (Robinson, 1973; Parrish et al., 1986; Parrish, 1995).

Пояс эвапоритового седиментогенеза простирался от западной периферии Северной Америки (бассейны Мидконтинента, Виллистонский, Делаверский и др.) в центральные районы Лавразии (Восточно-Европейский, Днепровско-Донецкий, Центрально-Европейский бассейны) и до южных окраин Казахстано-Ангарида (Чу-Сарысуиский бассейн), где широко развиты эоловые комплексы, континентальных и прибрежных эбх, эвапоритовых и соленосных бассейнов, пересыхающих речных долин (вади), пустынь с плейевыми соляными озерами, красноцветных аллювиальных и аллювиально-озерных отложений. В это же время, вдоль поперечных систем сжатия – Уральской, Британско-Скандинавской и Кольдильерской формируются соляные бассейны гиганты – Предуральско-Прикаспийский, Центрально-Европейский и Пермский (Мидконтинет), галогенез которых относится к сульфатно-калиевому типу (Рифовые..., 2015; Glennie, 1983; Жарков, 1978; Peterson, 1980; Drong et al., 1982; Ziegler, 1982; Clemmensen, Abrahamsen, 1983; Glennie, Buller, 1983; Mazzullo et al., 1985; 1995; Кухтинов, 1987; Shneh, 1988; Wardlow et al., 1995).

Изучаемая нами Соликамская впадина относится к Предуральско-Прикаспийскому бассейну. Палеогеографические условия впадины в кунгурское и уфимское время описаны Г.Г. Уразовым (1930, 1932), А.Е. Рыковским (1932), Ю.В. Морачевским (1939, 1940), М.П. Фивегом (1952, 1955, 1956, 1958, 1968), В.И. Копниным (1962, 1963, 1964, 1965ф и др.), Н.М. Страховым (1962), А.А. Обориным (1964) и др.

В период ранней перми, в изучаемом регионе выделяют три структурно-фациальные зоны: Восточно-Европейскую платформу, Предуральский краевой прогиб и Уральское орогеническое поднятие (Пучков, 2000).

На платформе в раннепермском эпиконтинентальном море продолжилось накопление трансгрессивной серии осадков. Нижнепермские мелководные слоистые известняки залегают согласно на таких же известняках верхнего карбона. В Предуральском прогибе в ассельско-раннеартинское время различают две фациальные зоны – внешнюю предфлишевую и внутреннюю флишевую, граница между которыми постоянно смещалась к запа-

ду по мере заполнения глубоководной впадины флишевыми осадками (Чувашов, 1998; Пучков, 2000) (рис.1.9).

Общая мощность нижнепермских осадков увеличивается как к Уралу, так и в южном направлении, в сторону Прикаспийской впадины. Полнота разрезов в Приуралье резко убывает в северном направлении, за счет их верхней части. На Урале к востоку от Главного уральского разлома надежно доказанные нижнепермские отложения практически отсутствуют (Фивег, 1968; Пучков, 2010).

Регрессия шельфового моря получила заметное развитие в конце ранней перми. В кунгурское время, когда произошло обмеление бассейна и всего за 4 млн. лет накопилось больше половины всей мощности осадков нижней перми. Это связано с огромной скоростью накопления эвапоритов в полуизолированной глубоководной впадине, в которую с востока продолжали поступать и терригенные осадки. В конечном счете, кунгурские отложения заполнили глубоководную впадину (Мизенс, 1997; Чувашов, 1998).

В уфимское время окончательно исчез бассейн, задерживавший терригенный материал, сносившийся с Уральского орогена, что позволило континентальным терригенным осадкам широко распространиться на платформу.

В соликамское (раннеуфимское) время в пределах Соликамской впадины осадконакопление сменилось на мелководно-морское. На платформе нижняя часть соликамского горизонта отсутствует.

В шешминское время преобладающую роль играют континентальные отложения речных потоков, дельт, стариц, аллювиальных равнин, озер и опресненных лагун. Морские условия теряют ведущую роль в осадконакоплении, а направление трансгрессий становится восточным. Дифференциация на структурно-фациальные зоны утрачивает свое устойчивое тектоническое значение, поэтому принципиальные различия разрезов прогиба и платформы в значительной мере сглаживаются. Отложения представлены красноцветными и сероцветными полимиктовыми песчаниками, часто косослоистыми, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, с прослоями мергелей и известняков.

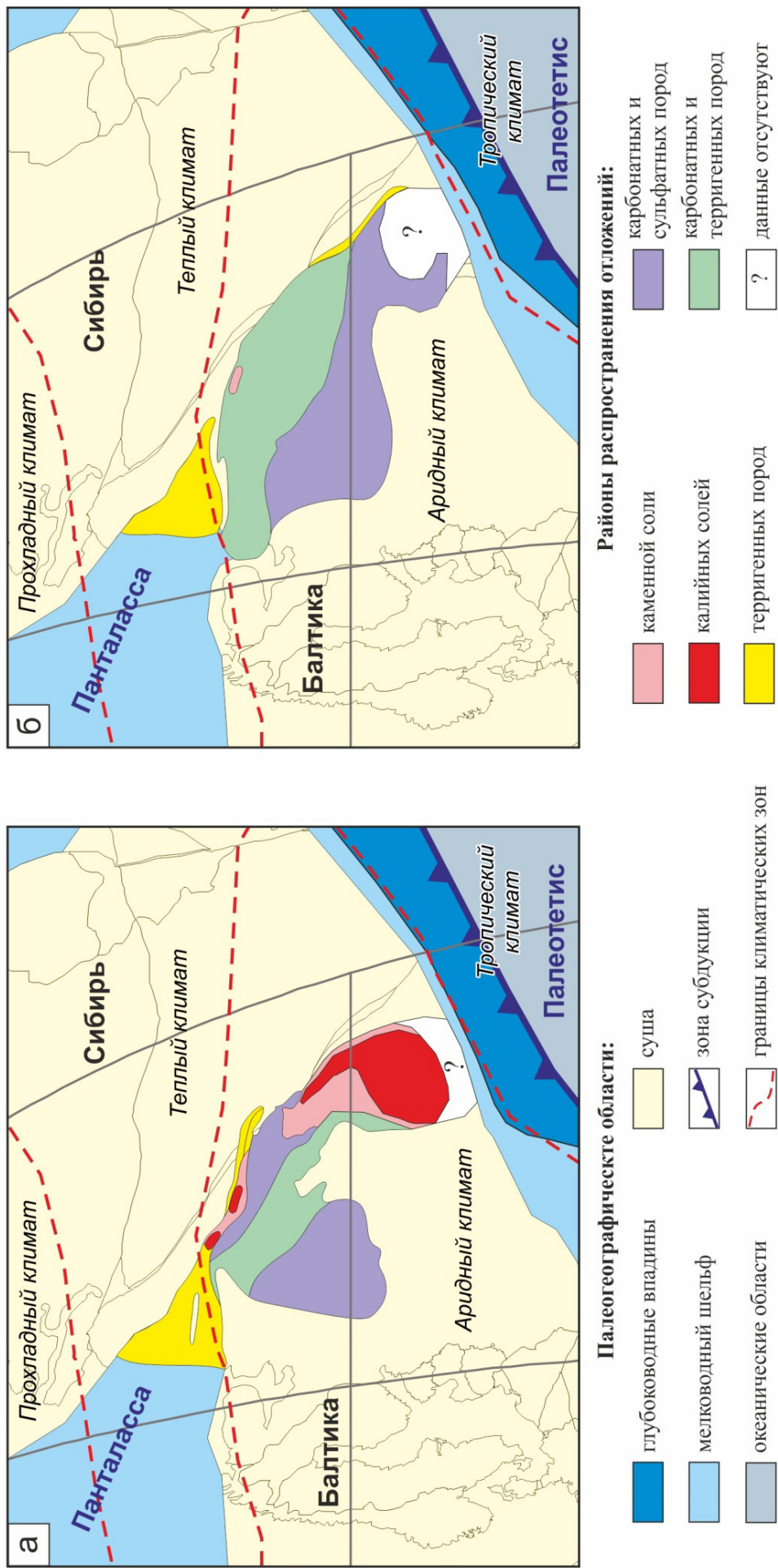


Рис. 1.9. Палеогеографическая схема для кунгурского (а), и уфимского (б) времени.
Палеотектоническая реконструкция на пермское время (по данным Torsvik, 2017; Scotte 2018); схема питания Восточно-Европейского эпиконтинентального морского бассейна с составом отложений накапливавшихся в нем (по данным Жарков, Мерзляков, Фивег, 1983; Беленицкая, 2015); палеоклиматическая карта (по данным Ziegler, 1982; Boucot et al., 2013)

2. МЕТОДИКА РАБОТЫ

Выбор методики проведенной работы, напрямую зависел от характерных особенностей объекта изучения. В нашем случае объектами исследования выступили три толщи уфимского яруса, хорошо выдержанные по всей площади Соликамской впадины. Для достижения цели и решения поставленных задач диссертационная работа выполнялась в два этапа. Первый этап включал в себя сбор первичной литологической, палеонтологической, минералогической и геологической информации. На ее основе в комплексе с архивными данными бурения была создана общая база данных. На втором этапе проводился фациальный и историко-геологический анализы данных посредством стратиграфического, палеотектонического и палеогеографического методов.

Создание геоинформационной базы геологической информации. Для обобщения большого объема геологических данных нами использовался пакет программ американского института ESRI (поколение программ ArcInfo, ArcView, ArcGIS). Используя геоинформационные системы, отображение геологической информации на картографической основе и ее обработка с помощью встроенных приложений значительно ускорила процесс исследования и повысила его качество.

Создание геоинформационной базы данных позволило решить следующие задачи.

1. Уточнить границы распространения изучаемых толщ.
2. Проанализировать мощности различных стратиграфических подразделений и отдельных слоев. Построение карт изопакит проводилось в программной среде Surfer (GoldenSoftware) с использованием приближенного метода интерполяции Kriging.
3. Обобщить данные о находках палеонтологических остатков, с привязкой к определенным стратиграфическим уровням.
4. Синтезировать данные о мощности, составе, палеонтологических остатках и стратификации толщ, что позволило актуализировать схемы расчленения толщ.

Литологический анализ подразделялся на две стадии изучения пород. Первая, макроскопическая, в ходе которой устанавливались структурно-текстурные особенности пород. Вторая, микроскопическая, во время которой породы изучались в шлифах и под электронным микроскопом.

Структурно-текстурный анализ заключался в изучении структур и текстур пород, а также их изменчивости в пространстве. Таким образом, изучались размер обломков, сортировка обломочного материала, степень окатанности, а также внутрислоевые и межслоевые текстурные особенности осадочных пород.

Минералого-петрографический анализ заключался в установлении вещественного состава осадочных пород. Глинисто-карбонатные и обломочные породы изучались непосредственно в шлифах (поляризационный микроскоп проходящего и отраженного света Axioskop 40 Pol (Carl Zeiss), а также под электронным сканирующим микроскопом (сканирующий электронный микроскоп VEGA 3 LMH с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа Oxford Instruments INCA Energy 250/X-max 20). Это позволило определить как минеральный состав пород, так и взаимоотношение зерен, тип цемента и степень преобразования пород. Пересчет химических анализов глинисто-карбонатных пород на нормативные фазы позволяет определить соотношение основных компонентов пород (кальцита, доломита и глины). На основании полученных данных, была произведена их типизация с использованием классификационной диаграммы с 24 полями (Вишняков, 1933) (рис. 2.1).

Для исследования минерального и петрокластического состава песчаных пород использовалась методика, основанная на подсчете и анализе обломочных зерен минералов и пород, входящих в его состав. Качественное содержание обломков выяснялось путем подсчета и диагностики 300-500 зерен в одном шлифе. После этого необходимые значения суммировались и пересчитывались на 100 %, и наносились на классификационные треугольные QmFLt-диаграммы (Шванов, 1987; Dickinson, 1979, 1983) (рис. 2.2).

Для построения треугольных диаграмм использовалась программа Grapher (GoldenSoftware), с помощью которой строились карты плотностей распределения точек в программной среде Surfer (GoldenSoftware) с использованием метода Approximate Density.

На основе всестороннего изучения пород, были выделены литотипы, под которыми мы, вслед за В.Т. Фроловым (1995), понимаем слой породы с типичным, устойчивым комплексом первичных литологических (литогенетических) признаков, свидетельствующих о способе образования и условиях ее формирования. Выделение литотипов являлось основой для последующего фациального (генетического) анализа, поэтому все они должны обладать максимально полным комплексом признаков.

Фациальный анализ складывается из лито- и биофациального анализов, а также из анализа мощностей (площади распространения, мощности, переходов по простирацию и т.д.) (Геоисторический анализ, 1999). Фациальный анализ основывался на результатах изучения образцов из обнажений и кернового материала солеразведочных скважин, а также на данных из опубликованных и фондовых источников, содержащих подробные литологические описания.

Под фацией нами принято следующее определение – это горные породы (литотипы), возникшие в определенных условиях осадконакопления определенного геологического

времени, которые представляют собой конкретный литотип, либо парагенез литотипов, отличающихся от состава и условий образования смежных разновозрастных пород (Кузнецов, 1991; Короновский, 1991).

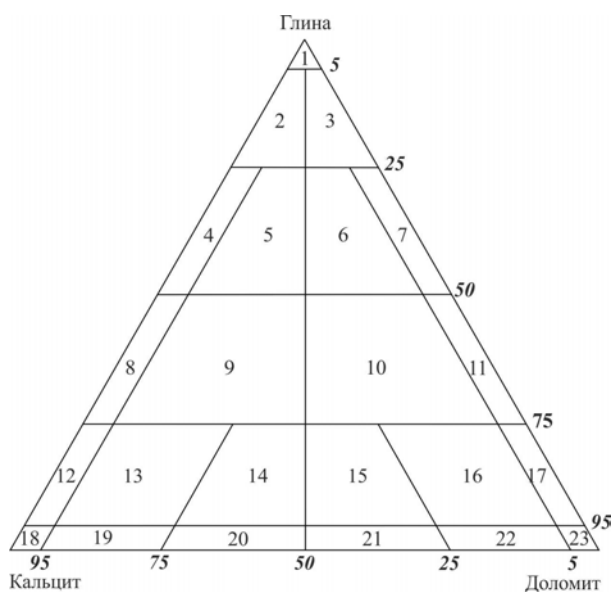


Рис. 2.1. Классификационная диаграмма карбонатных и глинисто-карбонатных пород (Вишняков, 1933).

- 1 - глина;
2 - глина доломитисто-известковая;
3 - глина известкостисто-доломитовая;
4 - мергель глинистый;

- 5 - мергель глинистый, доломитисто-известковый;
6 - мергель глинистый, известкостисто-доломитовый;
7 - мергель глинистый, доломитовый;
8 - мергель;
9 - мергель доломитисто-известковый;
10 - мергель известкостисто-доломитовый;
11 - мергель доломитовый;
12 - известняк глинистый;
13 - известняк глинистый доломитистый;
14 - известняк глинистый доломитовый;
15 - доломит глинистый известковый;
16 - доломит глинистый известкостистый;
17 - доломит глинистый;
18 - известняк;
19 - известняк доломитистый;
20 - известняк доломитовый;
21 - доломит известковый;
22 - доломит известкостистый;
23 - доломит.

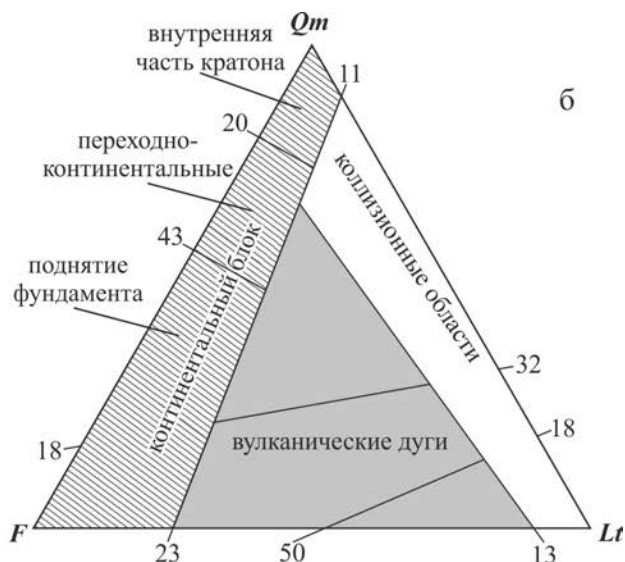


Рис. 2.2. Классификационная диаграмма песчаных пород (а) (Шванов, 1987) и диагностическая диаграмма геодинамических обстановок областей сноса песчаных пород (Dickinson, 1983) (b). Qm – кварц монокристаллический; F – полевые шпаты, как плагиоклазы, так и калиевые полевые шпаты; Lt – любые обломки пород, в том числе кремни и микрокварциты

Таким образом, литофациальный анализ заключался в расшифровке условий формирования пород путем анализа характеристик и изменчивости литотипов как по латерали, так и по вертикали, составлении карты равных мощностей литотипов. Все это позволило идентифицировать палеогеографические обстановки, условия седиментации уфимских отложений Соликамской впадины. В изучаемом разрезе крайне мало палеонтологических находок. Тем не менее, даже столь небольшой источник информации позволил получить и уточнить информацию о солености, температуре и глубине осадочного бассейна.

Стратификация разрезов. На основе данных литологического и фациального анализа была проведена корреляция разрезов скважин, позволившая выделить реперные слои, которые имеют характерное положение в разрезе, определенный литологический состав и хорошо выдержанную мощность на значительной площади.

Палеогеографический и палеотектонический анализы. Основой для палеогеографического анализа изучаемых отложений служила структурно-генетическая типизация слоев, выделенных в ходе описания керна скважин. Слои, согласно иерархической концепции, объединялись в слоевые ассоциации – циклиты, образованные в ходе одного трансгрессивно-регрессивного колебания уровня моря или эвапоритового цикла (Карогодин, 1980). Циклиты в свою очередь объединялись в циклотемы и пачки, которым по времени соответствуют мезоциклы и мегациклы. Для каждого циклита составлена палеогеографическая схема на момент максимальной регрессии. Это связано с тем, что регрессия способствует усилению накопления эвапоритов на мелководьях, либо увеличению континентального стока речными системами, что является достаточно хорошим палеогеографическим маркером (Селли, 1989).

Полученные данные стали основой для сопоставления и корреляции разрезов скважин по трансгрессивным и регрессивным максимумам, принятым за изохронные уровни. При этом максимумы регрессии ограничивают отдельные циклиты и позволяют разделить изучаемую толщу на вертикальную последовательность геологических тел, сформированных в ходе одного трансгрессивно-регрессивного мегацикла. Для описания палеогеографической и палеотектонической обстановок в пределах изучаемой территории выделены три структурно-формационные зоны (см. рис. 1). В пределах платформенной зоны, не затронутой краевым прогибом, условно отделенной по границе глубинного Красноуфимского разлома выделяется **Касибская зона**. К **Соликамской зоне** отнесены Соликамская впадина и прилегающие структуры Предуралья Краевого прогиба. К востоку от фронта первых надвигов нами выделяется **Уральская зона**. Надвигами пермские отложения срезаны, а в аллохтоне уфимские отложения отсутствуют. Вероятно, площадь их накопления была сравнительно больше современной.

3. НИЖНЕСОЛИКАМСКАЯ ПОДСВИТА. ЛИТОЛОГИЯ, СТРАТИФИКАЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Разрез уфимского яруса в пределах Соликамской впадины начинается с соляно-мергельной толщи (СМТ), относящейся к нижнесоликамской подсвите (P_{isl_1}). Она перекрывает кунгурскую соляную толщу и завершает цикл накопления солей в Предуральском краевом прогибе (Иванов, 1975).

Соляно-мергельная толща развита только в пределах Соликамской впадины (рис. 3.1). Ее отложения отсутствуют как в пределах платформы, так и в восточной части Соликамской впадины, где она срезана надвигом. На остальной территории мощность толщи колеблется от 60 до 190 м. Максимальная мощность вскрыта в крупных отрицательных структурах соляной залежи кунгурского яруса, где толща сложена глинисто-карбонатными породами, переслаивающимися с каменной солью (рис. 3.2). Минимальные мощности приходятся на поднятия, где толща сложена преимущественно мергелями и глинами с прослоями гипсов, а также частично или полностью лишена слоев каменных солей.

На большей части Соликамской впадины соляно-мергельная толща перекрыта отложениями верхнесоликамской подсвиты, в то время как в северной части впадины она перекрыта четвертичными отложениями. Естественные обнажения подсвиты, редки и в них вскрыта лишь верхняя часть, но вся она хорошо изучена солеразведочными скважинами, вскрывающими ее на полную мощность.

Границы соляно-мергельной толщи проводятся достаточно условно и на разных уровнях (рис. 1.4). Выбор положения границ во многом зависит от взглядов авторов на процесс формирования толщи.

Подосва толщи одними исследователями проводится по контакту с толщей покровной каменной соли (Иванов, 1932, 1975; Третьяков, 1981). К этой точки зрения присоединяемся и мы. Другие считают, что граница должна проходить по последнему мощному соляному прослою, а нижележащие слои солей и мергеля относятся к кунгурской соляной залежи (Грайфер, 1962). Третьи, в свою очередь, вообще не выделяют соляно-мергельную толщу, а дробят разрез на ряд мелких толщ (Копнин, 1991).

С проведением кровли также все не однозначно. Четких критериев выделения какой-либо границы до сих пор не выработано. Поэтому границу условно проводят по смене гипсоносных мергелей известняками (Иванов, 1975).

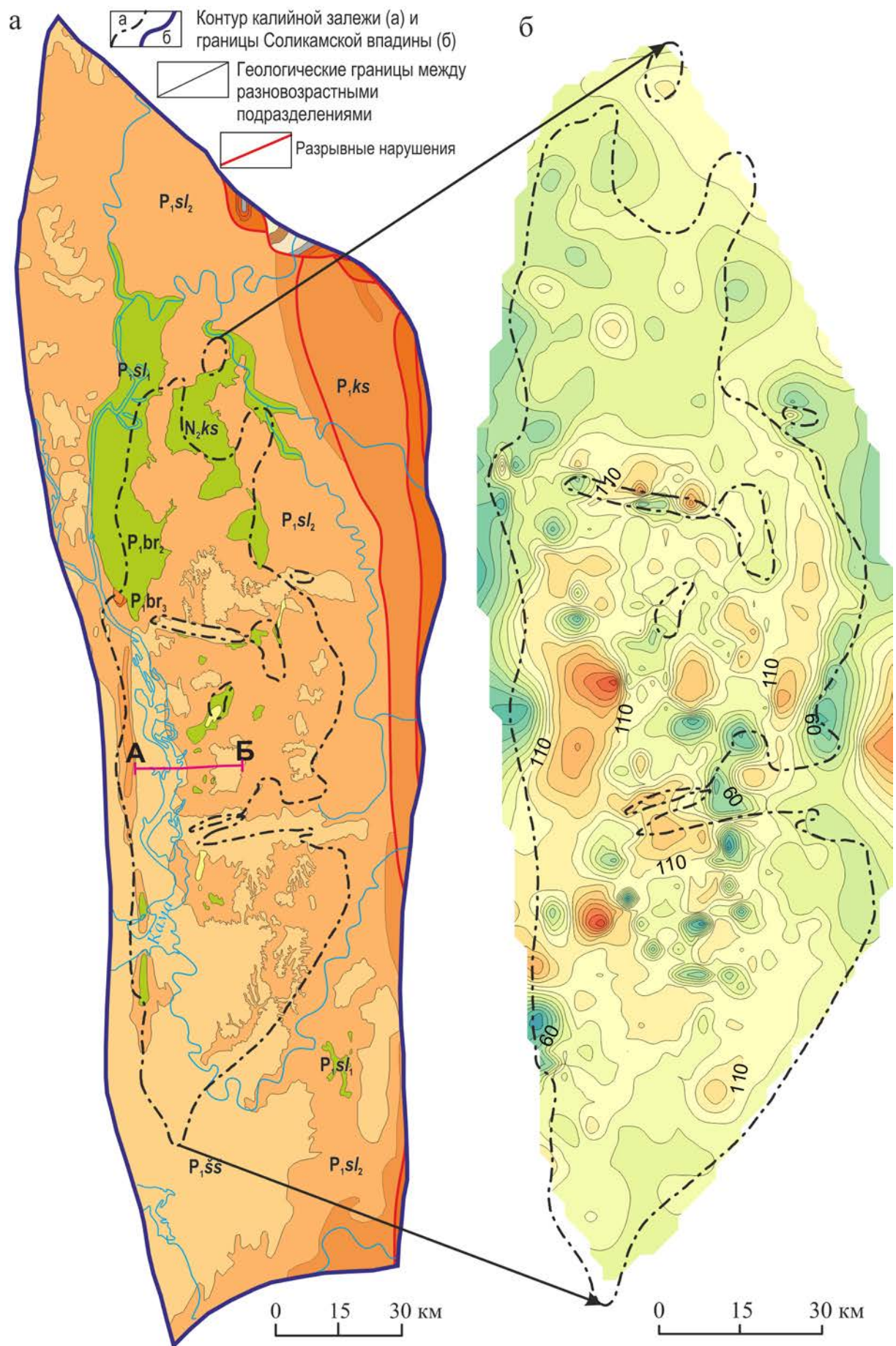


Рис. 3.1. Схема выхода нижненесоликамской подсвиты на земную поверхность и карта ее мощности в пределах контура Верхнекамского месторождения солей

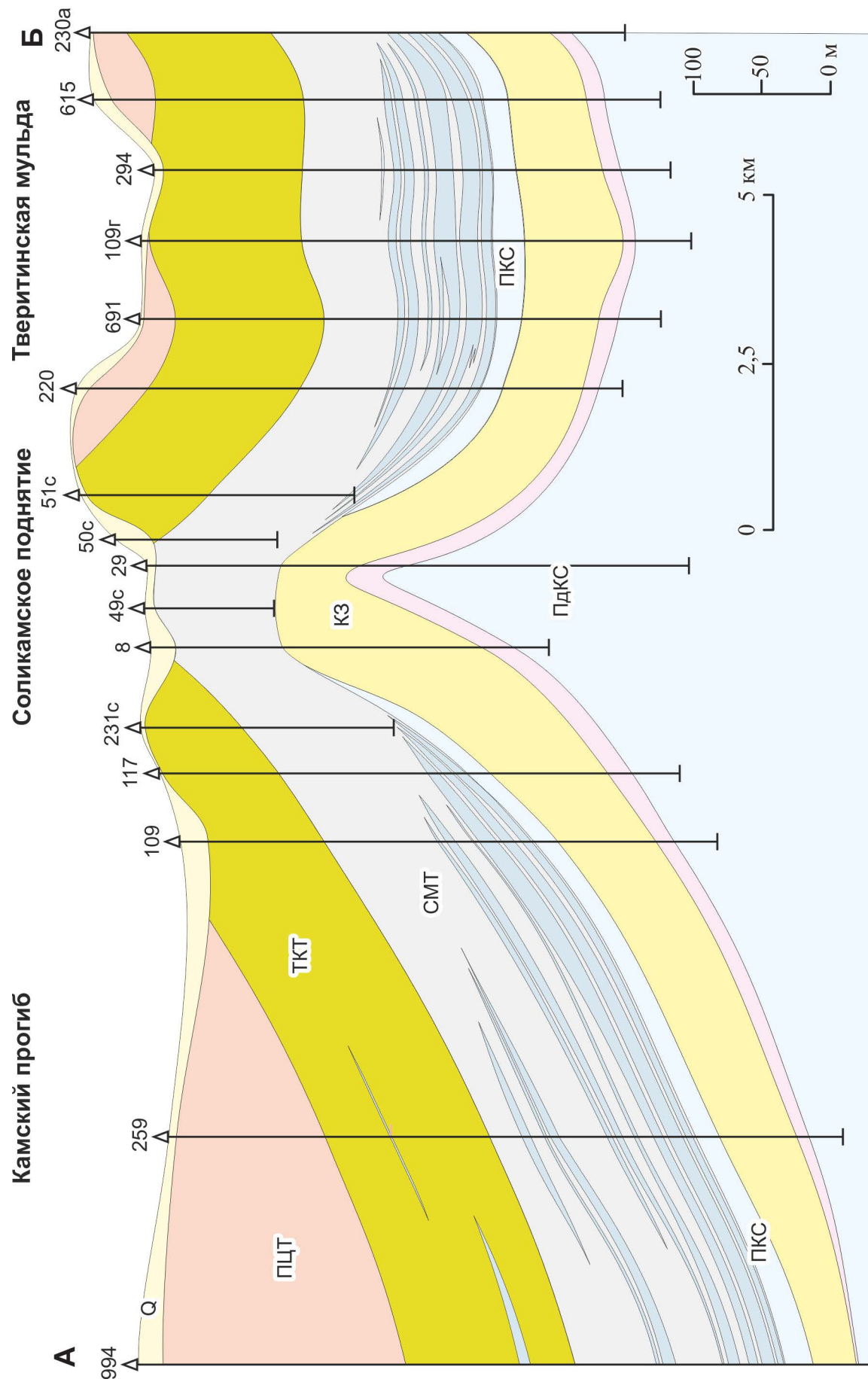


Рис. 3.2. Геологический разрез через центральную часть Соликамской впадины (составлено по материалам бурения)

3.1. Палеонтологическая характеристика

Нижнесоликамская подсвита бедна органическими остатками, которые встречаются преимущественно в верхней части толщи, что обусловлено высокой соленасыщенностью нижней части толщи.

В палинологическом плане основные отличия нижнесоликамского комплекса от иренского сводятся к значительному увеличению спор лепидофитов [*Lycospora procumbens* (Lub.), Fadd., *L. verriculifer* (Lub.), *Cirratriradites ornatus* (Lub.), Hart, *Spinosisporites rectispinus* (Lub.), *Lophotriletes osmundae* Samoil.], особенно в пресноводных фациях, и пыльцы *Ulmannia pallida* Zauer. Большинство видов миоспор являются общими для отложений кунгурского и уфимского ярусов. Комплексы миоспор лагунной и морской пачек соликамского горизонта по составу, по преобладанию в общем комплексе пыльцы над спорами и по количественным характеристикам, сходны с комплексами аналогичных пачек кунгурских отложений и отличаются от казанских (Практическая палинология, 1990)

Биостратиграфическое расчленение отложений уфимского яруса Соликамской впадины, основанное на палеонтологических находках, подробным образом было проведено В.В. Силантьевым (1996), выдержки из работы которого приведем ниже. Отметим, что при описании В.В. Силантьевым использовалось стратиграфическое расчленение СМТ по В.И. Копнину (1991).

В верхней части мергельной пачки установлен слой с морскими двустворками *Netschajewia tschernyschewi* (Lich.) и *Permophorus* sp, кроме этого в ней известны морские двустворки, остракоды, пыльца и споры растений. Морские двустворки *Schizodus rossicus* Vern. и *Sch. cf. rossicus* Vern. обнаружены в двух скважинах (943 и 917) на западной окраине Соликамской впадины, *Netschajewia tschernyschewi* Lich. и *Permophorus* sp. (Копнин, 1991).

Все находки морских двустворок приурочены к верхней половине нижнесоликамской подсвиты и принадлежат, по-видимому, одному стратиграфическому уровню, в связи с чем выделены в качестве первого (снизу) "морского прослоя" (МП1) в общем разрезе подсвиты (рис. 6). Литологически этот слой не обособлен, мощность его составляет не более 10 см (Силантьев, 1996).

Неморские двустворки также присутствуют только в верхней части нижнесоликамской подсвиты, причем в конкретных местонахождениях (скважинах) отмечены всего один или два тонких слоя с двустворками двух родов: *Palaeomutela* и *Concinella*. Род *Palaeomutela* представлен видом *P. stegocephalum* Netsch., который появляется в нижнесо-

ликамской подсвите первым из неморских двустворок. Самый нижний слой с *P. stegocephalum* вскрыт скв. 51 в 40 м ниже кровли подсвиты. В других скважинах (214, 234, 960, 965, 966) такие слои выявлены в интервале от 1 до 26 м ниже кровли. Род *Concinella* встречается реже (скв. 234, 903, 965, 966); раковины этого рода сохранились плохо, в связи с чем их видовая принадлежность не установлена. Нижний предел распространения концинелл располагается на 26 м ниже кровли нижнесоликамской подсвиты (скв. 966). Палеомутелы и концинеллы в одних ориктоценозах не встречаются; их захоронения всегда отделены друг от друга прослоем "пустых" (без двустворок) пород мощностью от миллиметра до 10 м и более (Силантьев, 1996).

3.2. Литология и фации

Нижнесоликамская подсвита, сложена преимущественно глинисто-карбонатными породами и каменной солью. В подчиненном количестве присутствуют сульфатные (гипсовые, ангидритовые) и алевропесчаные породы. Кроме того отмечены разнообразные по составу вторичные породы, связанные с гипергенными процессами.

Глинисто-карбонатные породы

Керновый материал, полученный в ходе разведочного бурения, позволил определить состав глинисто-карбонатных пород, как по всей мощности толщи, так и на значительной площади Соликамской впадины.

Анализ соотношения основных компонентов этих пород глины, кальцита и доломита показал, что в соляно-мергельной толще преобладают глинистые мергели (рис. 3.3, поле №4). Вторыми, по распространенности, являются собственно известковый мергель (поле №8), мергель глинистый, доломитисто-известковый (поле №5) и глина (аргиллит) доломитисто-известковая (поле №2). Реже встречаются собственно глины (аргиллиты), мергели глинистые, известково-доломитовые, мергели известково-доломитовые, доломиты глинистые и собственно доломиты.

На всем протяжении толщи в глинисто-карбонатных породах отмечаются секущие, послойные и диагональные трещины или жилы. Жилы чаще выполнены волокнистым гипсом, иногда желваковым. Реже встречаются жилы сложенные волокнистым галитом. Также, в глинисто-карбонатных породах отмечается вкрапленность мелкокристаллического пирита.

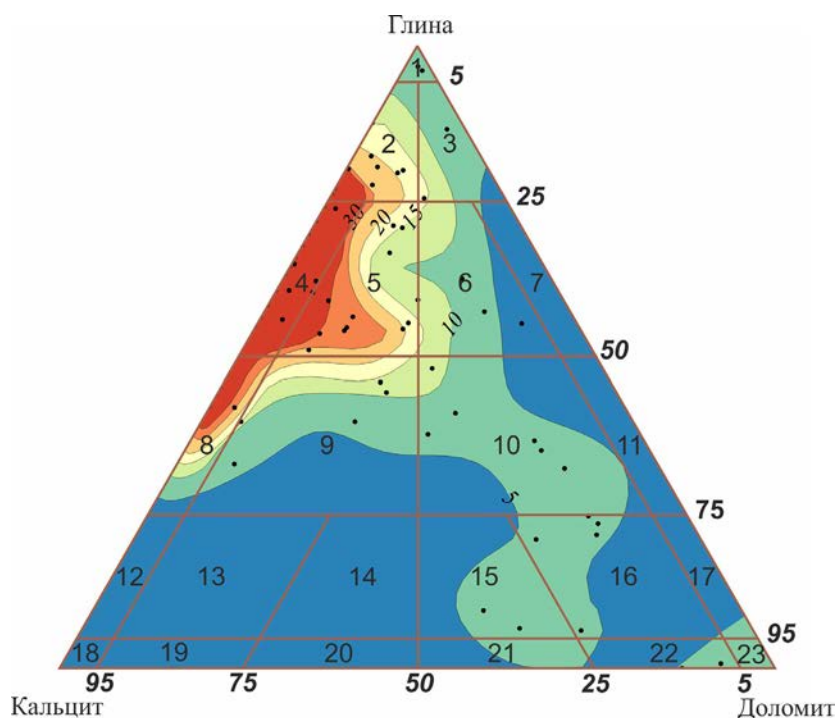


Рис. 3.3. Вариации состава глинисто-карбонатных пород соляно-мергельной толщи по соотношению глины, кальцита и доломита. Расшифровку полей см. на рис. 2.1

Литотип ГК-1. Мергели и доломиты имеют пелитоморфное строение, серый цвет, раковистый излом и текстуры от тонкослоистых до крупнослоистых, однородных (рис. 3.4а). Слагают слои мощностью до нескольких метров, редко до 10 метров. Формирование этих пород, вероятно, происходило в спокойных нормально-морских, либо слабо осоложенных условиях, ниже базиса эрозии волн, где постоянное волнение отсутствует, перенос материала осуществляется во взвешенном состоянии. Это позволяет отнести данный литотип к *относительно глубоководным морским фациям*.

Литотип ГК-2. Тонкое переслаивание глинисто-карбонатных пород переменного состава (рис. 3.4б). Цвет чаще от темного до светлого серого, иногда переходящий в коричневые и бежевые тона. Структура пелитоморфная, текстура параллельнослоистая, изредка слоистость срезается пологим несогласием, вызванным внутриформационным размывом. Толщина слойков чаще составляет первые миллиметры и редко достигает первых десятков сантиметров. Отмечаются следы перемыва и размыва осадков, подводно-оползневые текстуры. Также встречаются следы дегазации в осадке, характеризующиеся меандрирующими восходящими каналами, секущими слойки. Совокупность признаков позволяет отнести данный литотип к *мелководно-морским фациям*, для которых характерны глубины 50–70 м, иногда до 100 м. В таких условиях волнение распространяется почти до самого дна, осадки взмучиваются и хорошо сортируются.

Литотип ГК-3. Известняки, сложенные раковинами и обломками раковин двусторчатых моллюсков (мадстоун и баундстоун) (рис. 3.4в). Слоистость пород чаще горизонтальная, линзовидная или пологоволнистая. Породы слагают пласты или линзы толщиной от первых миллиметров до десятков сантиметров. Формирование этих пород могло происходить только в спокойных нормально-морских условиях, что позволяет отнести литотип к *фациям литорали*.

Литотип ГК-4. Известняки и мергели мощностью до 10 см, содержащие обломки раковин и литокласты (рис. 3.4г). Такие породы формировались под активным воздействием волн, что привело к переотложению слаболитифицированного донного осадка. Это позволяет отнести данный литотип к *прибрежно-морским фациям, с активной эрозией волн*.

Литотип ГК-5. Мергель, содержащий отпечатки или псевдоморфозы скелетных кристаллов каменной соли, так называемых «лодочек» галита (рис. 3.4д). Можно выделить два типа фациальных обстановок в зависимости от того в какой среде формировались скелетные кристаллы галита. Если формирование кристаллов происходило в морском бассейне, то условия должны были быть достаточно мелководные (до 2 м), благоприятные для роста крупных кристаллов на поверхности водоема, которые впоследствии могли постепенно погрузиться и захорониться на дне, либо кристаллы формировались непосредственно во влажном осадке, что отвечает фациям эвапоритовых мадфлетов (Warren, 2006).

Литотип ГК-6. Доломиты и мергели, известняки и известковые мергели однородные или горизонтально слоистые с трещинами усыхания (рис. 3.4е), наличие которых указывает на субаэральные условия формирования породы, что может отвечать широкому спектру *континентальных фаций*.

Таким образом, можно заключить, что карбонатные и глинисто карбонатные породы СМТ в пределах изучаемой территории формировались в разнообразных обстановках. В нижней части толщи чаще встречаются отложения, образовавшиеся в относительно мелководных обстановках, с перерывами в осадконакоплении, маркируемые внутриформационными размывами и слоями, содержащими трещины усыхания.

Породы из средней части толщи формировались как в прибрежных и мелководно-морских, так и в глубоководных условиях. При этом соленость воды в бассейне оставалась высокой, на что указывает наличие псевдоморфоз по скелетным кристаллам галита, общая загипсованность и отсутствие какой либо фауны.

В верхней части встречаются отложения преимущественно нормально морских и относительно глубоководных условий формирования. На что указывает повышение уровня карбонатности и появление первых слоев, содержащих нормально-морскую фауну.

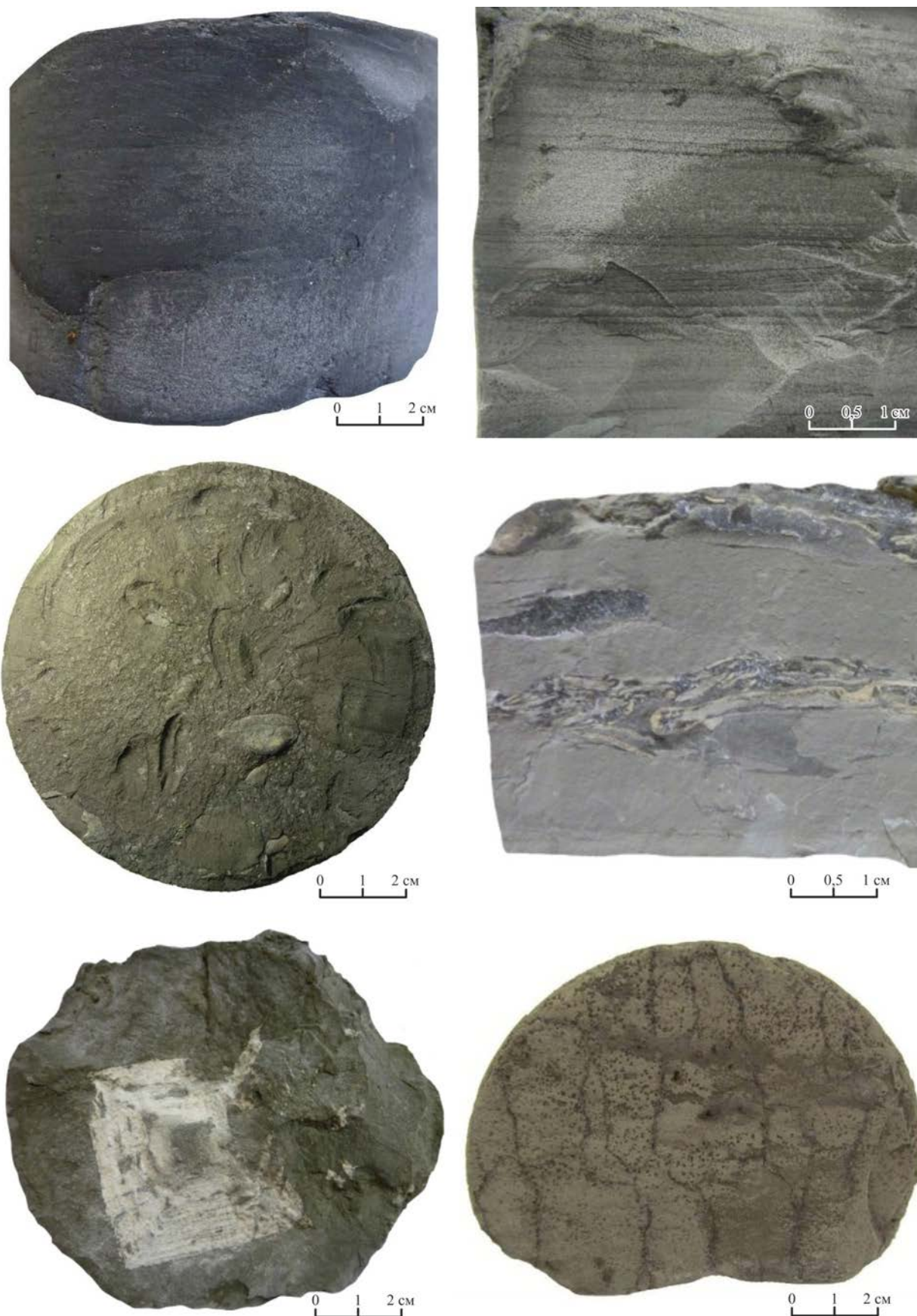


Рис. 3.4. Глинисто-карбонатные породы нижнесоликамской подсвиты

Каменная соль

Каменная соль обычно слагает хорошо выдержанные слои мощностью от 1 метра до 15 метров и представлена одним литотипом (рис. 3.5).

Литотип КС-1. Каменная соль обычно переслаивается с карбонатно-сульфатно-глинистыми прослоями различной мощности. В верхней части разреза происходит постепенное замещение солей гипсовой породой, такая тенденция наблюдается и в краевых частях соляных линз, что свидетельствует о смене фациальных условий. Галитовая порода сложена перистой и зернистой разностями, представляющими собой сезонные отложения годового цикла седиментации. Глинистые прослои с включениями гипса принято считать началом годового цикла накопления эвапоритовых слоев. На глинистом субстрате обычно расположен слой перистой каменной соли, представляющей собой кристаллы, образованные на дне водоема с небольшой глубиной. Далее соль сменяется на зернистую. Данный литотип характеризует фации солеродных лагун и представляет собой типичные породы эвапоритового цикла седиментации.

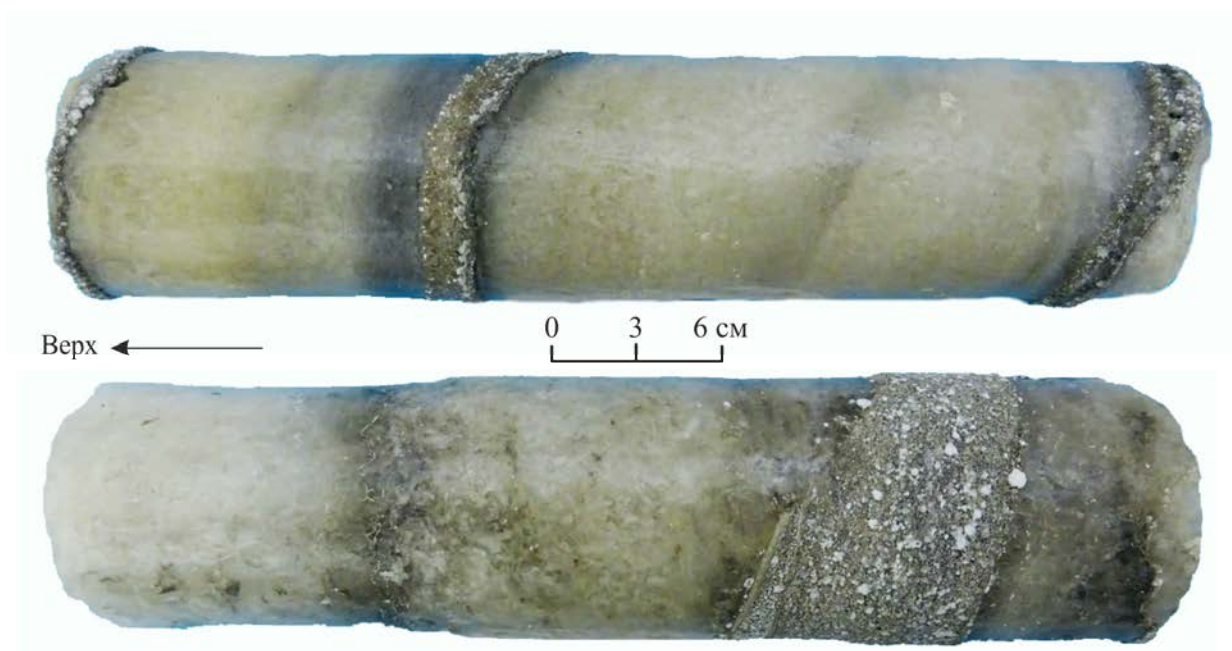


Рис. 3.5. Фрагменты керна каменной соли с прослоями карбонатно-сульфатно-глинистого материала из нижних слоев соляно-мергельной толщи

Гипс-ангидритовые породы

В разрезе СМТ сульфаты слагают линзы и слои мощностью от первых сантиметров до первых метров. Площадное распространение слоев в нижней части толщи более выдержанное, хотя эти породы здесь менее развиты. В верхней части разреза сульфаты образуют как первичные собственные слои, так и вторичные прослои, сложенные нераствори-

мым остатком бывших соляных пластов. Среди первичных пород можно выделить два литотипа.

Литотип ГА-1. Сульфатные породы обычно молочно-белого цвета (гипс), или голубовато-серого (ангидрит) от мелко-, до крупнокристаллических. Слагают слои мощностью до первых метров (рис. 3.6). Текстура пород чаще однородная, неяснослоистая, либо крупнослоистая. Такие породы характерны для нижней части соляно-мергельной толщи, где они хорошо выдержаны как по мощности, так и по площади. Данный литотип слагает либо собственные слои, либо является фациальным продолжением соляных слоев.

Формирование этих пород, вероятно, связано с двумя типами обстановок. В одном случае накопление шло в сульфатных озерах или лагунах, где уровень минерализации был недостаточным для накопления каменных солей, но был достаточен для кристаллизации гипса или ангидрита, в зависимости от температуры и уровня минерализации.

В другом случае, сульфаты накапливались в краевых частях солеродных озер и лагун, представляя собой фациальный переход каменных солей.

Литотип ГА-2. Мергель с прослоями или линзами желвакого ангидрита или гипса, кремней (рис. 3.6). Желваки, слагающие слои и линзы, имеют размер от первых миллиметров до нескольких десятков сантиметров, зачастую заключены в глинистую оболочку, тем самым формируя сетчато-желваковую текстуру породы. На контакте с глинисто-карбонатным материалом гипс порой частично замещен молочно-белым халцедоном. На отдельных участках строение осложнено секущими прожилками параллельно-шестоватого гипса. На фоне основной мелкозернистой массы отмечаются зоны, где гипс слагает крупные (до 1 см) пластинчатые метакристаллы. Этот литотип характерен для верхней части толщи, где он встречается чаще, но по площади прослеживается хуже.

Формирование этих пород происходило либо в условиях близких к современным себхам – прибрежным равнинам с близким к поверхности положением уровня грунтовых вод морского состава, либо в прибрежно-морской зоне, периодически затопляемой водой. В связи с этим в уже накопившихся мергелистых осадках сформировались син- и постседиментационные желваковые сульфатные эвапориты.



Рис. 3.6. Гипс пластовый среднекристаллический и желваковый гипс в мергеле

Алевропесчаные породы

В разрезе соляно-мергельной толщи крайне редко встречаются слои глинисто-карбонатных пород, содержащие прослои алевропесчаного материала, или насыщенные обломочными зернами, которые можно объединить в один литотип.

Литотип ГКП-1. Песчанистые мергели либо мергелистые песчаники (рис. 3.7). Гранулометрический анализ пород в шлифах показал, что размер обломочных зерен колеблется от 0,1 до 1 мм, при этом крупные зерна чаще угловатые, а мелко-, среднеразмерные – полуокатанные и округлые. Породы имеют чаще базальный тип цемента, реже встречается поровый. Минералого-петрокластический анализ обломочных зерен демонстрирует преобладание обломков пород.

Среди литокластов доминируют обломки силицитов (до 60 %), в относительно равных пропорциях присутствуют обломки микрокварцитов (до 25 %). Из мономинеральных обломков доминируют зерна кварца (до 14 %), а оставшаяся доля приходится на единичные зерна полевых шпатов (1 %).

На типизационной диаграмме (рис. 3.7) нижнесоликамские песчаники отвечают кварцевым грауваккам, а идентификация питающих провинций показывает, что нижнесоликамские песчаники отвечают по составу коллизионному источнику обломочного материала (рис. 4б).

Площадное распространение пород этого литотипа имеет спорадический характер, а в вертикальном разрезе они тяготеют к верхней границе толщи. Текстура песчаников чаще волнистослоистая, местами переходящая в горизонтальную или, наоборот, в косую слои-

стость. Характерно переслаивание песчаных прослоев с мергелем или доломитом. Линзовидное переслаивание глинисто-карбонатных пород с алевролитами и песчаниками составляют пачки от первых десятков сантиметров до нескольких метров.

Данный литотип, вероятней всего, формировался в прибрежно-морских условиях. Единственным источником обломочного материала могли быть реки, хотя достоверно известных свидетельств наличия речных отложений в нижнесоликамской толще нет. Можно предположить, что эти отложения относятся к **дистальным фациям речных дельт**, поставляющих обломочный материал с Урала.

Таким образом, полученные данные указывают на то, что нижнесоликамские отложения формировались в разнообразных как морских, так и континентальных фациальных условиях. В частности, отмечены глубоководно-, мелководноморские, прибрежные, лагунные, озерные, континентальные фации, а также фации себх и мадфлетов.

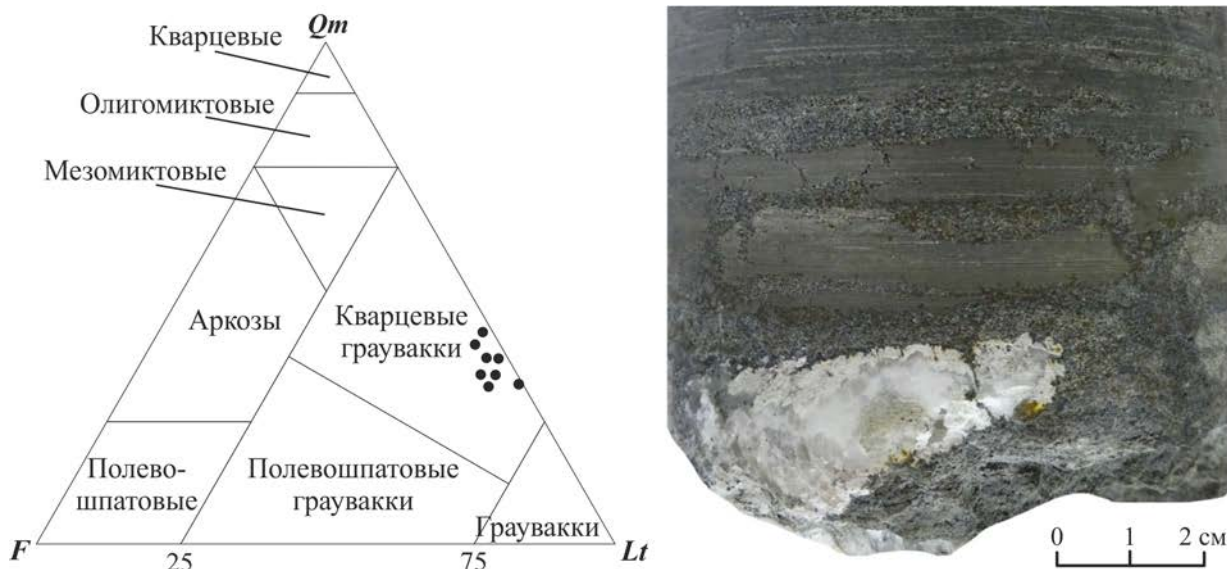


Рис. 3.7. Положение состава нижнесоликамских песчаников на диаграмме В.Н. Шванова и фото песчаника, переслаивающегося с мергелем, содержащим желваковый гипс

Вторичные породы

Исследование строения и состава соляно-мергельной толщи, позволило выявить несколько типов вторичных пород, так или иначе связанных с подземным выщелачиванием.

В верхней части толщи встречено два вида вторичных пород. Первый – сульфаты, представляющие собой нерастворимый остаток по соляным слоям. Второй тип – декарбонатизированные породы, лишенные части карбонатного вещества в процессе его выноса растворами. В ходе декарбонатизации, слоистость пород значительно не меняется, а меня-

ется лишь вещественный состав, становящийся более глинистым. Зоны декарбонатизации приурочены к проницаемым зонам (Чайковский и др., 2015).

В нижней части соляно-мергельной толщи, в районах поднятия соляной залежи, формируются остаточные образования, называемые гипсово-глинистой шляпой (ГГШ) или кепроком (сар гок), за счет активного растворения кровли соляной толщи. В ГГШ наряду с дезинтегрированным и выветрелым материалом соляно-мергельной толщи (гипс, глина) содержится реликтовое красящее вещество (гематит и гетит), оставшееся после растворения карналлита и сильвина (рис. 3.8).

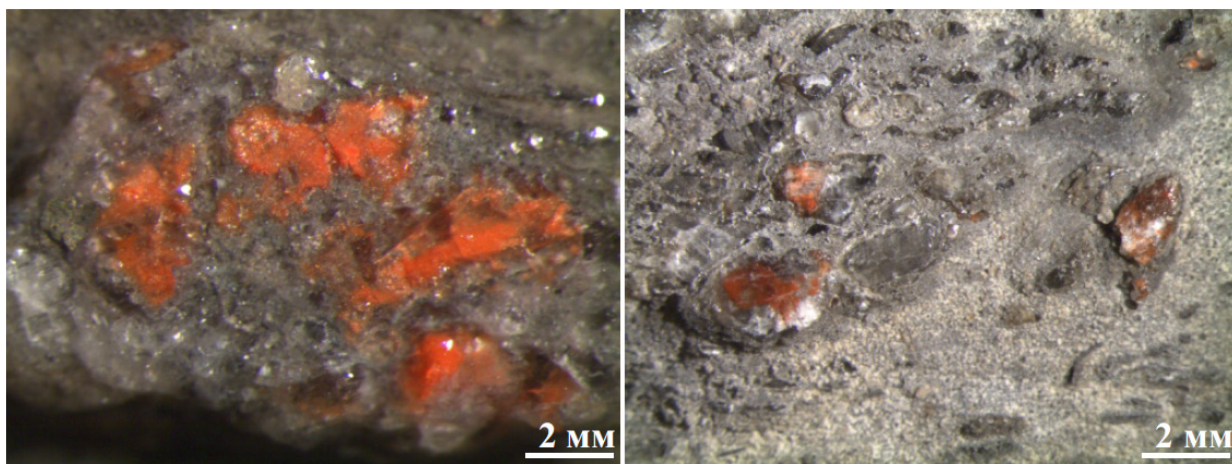


Рис. 3.8. Глинисто-гипсовая шляпа с реликтами красящего вещества, оставшегося после растворения сильвинитовых пластов, скв. № 40, Половодовский участок ВКМС

Исследование разреза контрольно-стволовых скважин на Половодовском и Южно-Соликамском участках позволило показать, что ГГШ развиты не только на контакте с соляной залежью, но и на месте бывших соляных пластов (Чайковский и др., 2015; Калинина, Трапезников, 2016), где представлены интенсивно измененными (дезинтегрированными и выщелоченными) породами (рис. 3.9). Состав их цемента может быть галитовым, мергель-ангидритовым и глинистым, а состав обломков мергельный, доломитовый, ангидритовый и гипсовый (рис. 3.10). Различие в составе цемента и обломков определяется как растворимостью, так и механическими свойствами. Так, для относительно пластичных и более растворимых гипсовых пород типичны складчатость и разлинзование, а для пород, обогащенных карбонатом (особенно доломитом) - система диагональных трещин сбросового характера.

Последовательное выщелачивание галитовой, а затем сульфатной и карбонатной составляющих приводит к преобразованию разнообразных отложений нижнесоликамской подсвиты в остаточную глинистую породу.

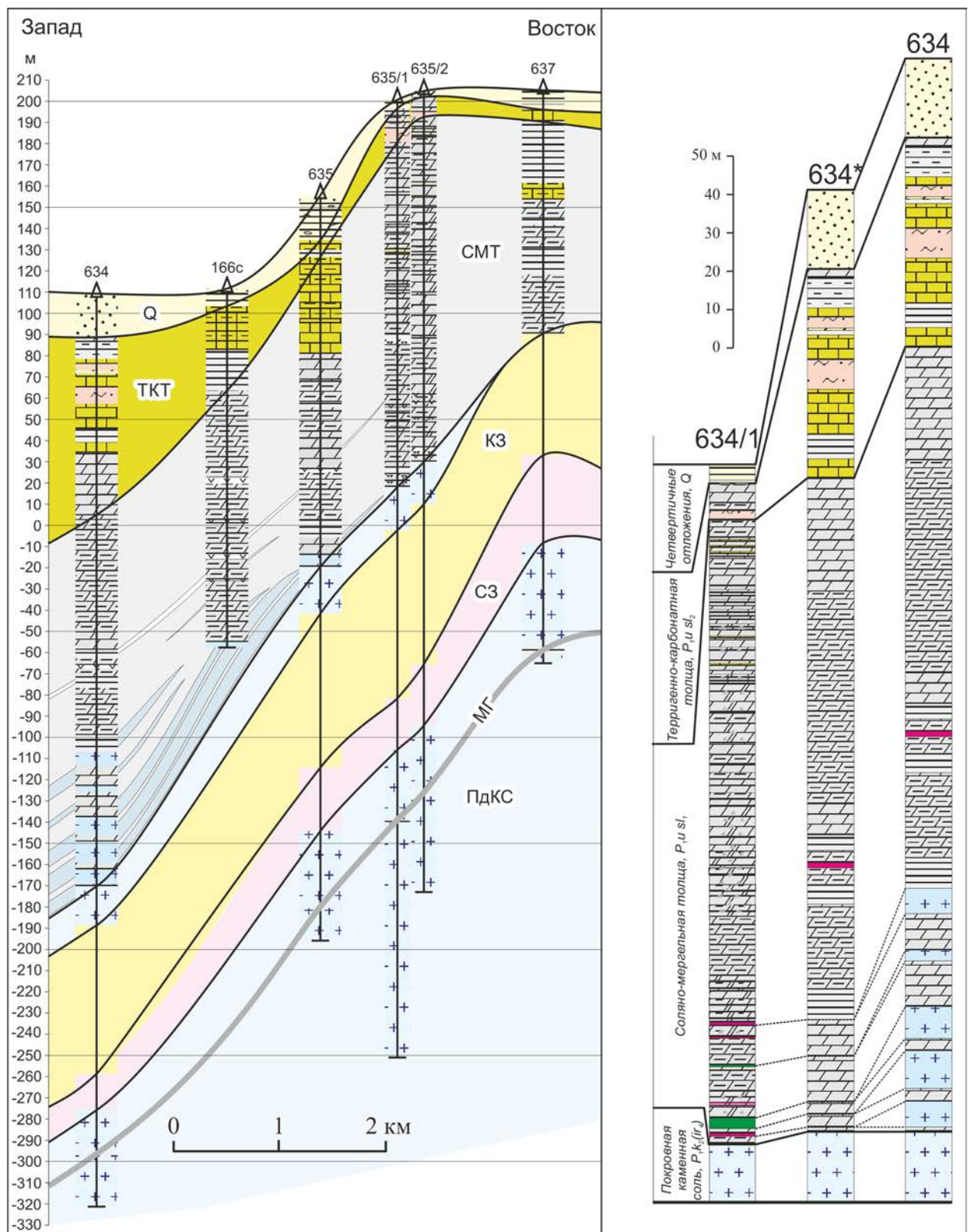


Рис. 3.9. Геологический разрез через сводовую часть Поповского купола и сопоставление разрезов скважин (635/1, 635/2, 634). Пунктиром показаны зоны замещения слоев каменной соли брекчированными породами (зеленое)

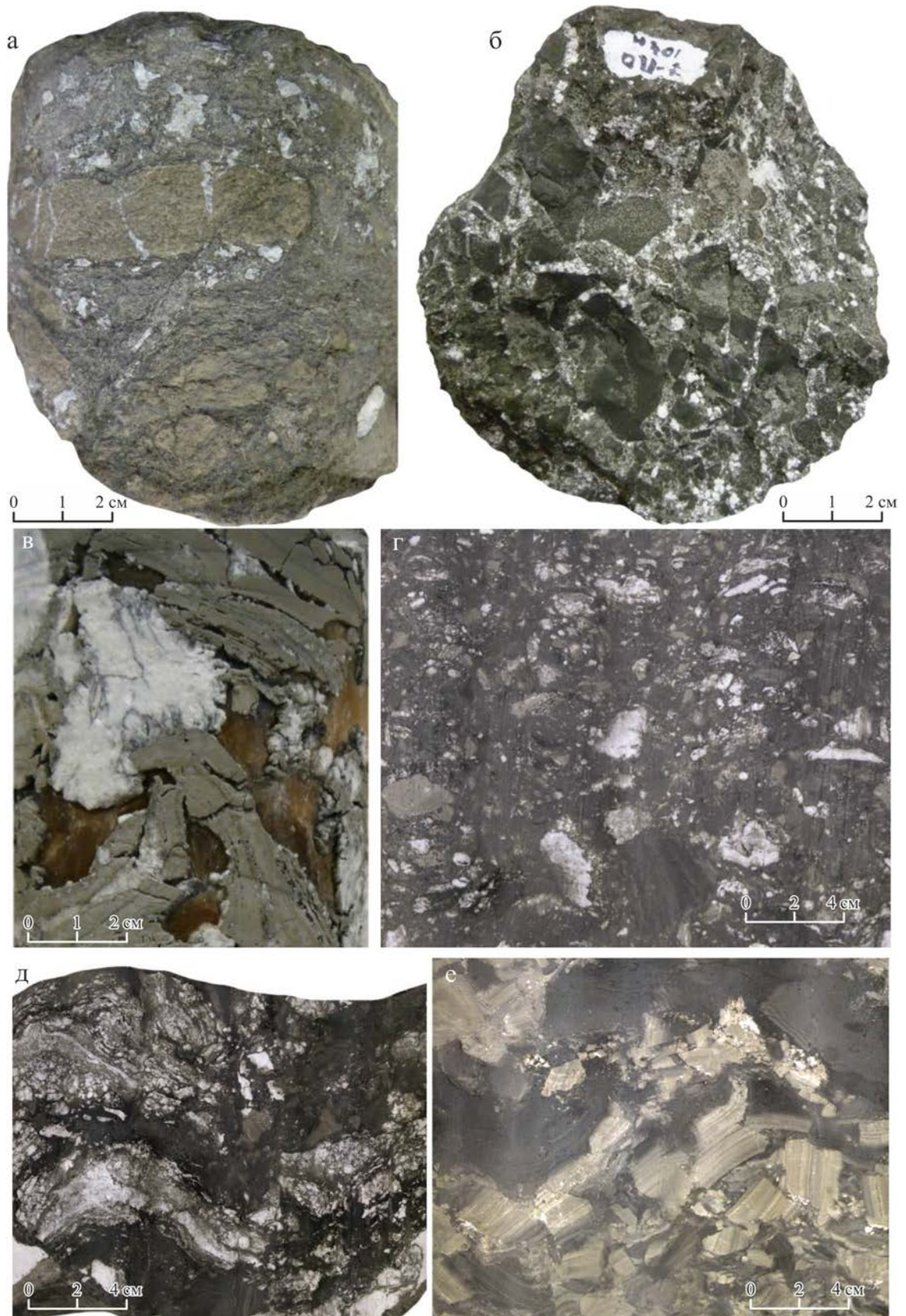


Рис. 3.10. Фото основных типов вторичных пород соляно-мергельной толщи:
а – брекчия ангидритового мергеля с галитовым цементом; б – брекчия мергеля в глинисто-ангидритовом цементе; в – брекчия глинистого доломита в ангидрит-мергелистом цементе; г-е – обломки гипса (г), доломита и ангидрита (д), доломита (е) в глинистом цементе

3.3. Стратификация и цикличность

Породы, слагающие соляно-мергельную толщу, на одних участках представлены глинисто-карбонатных и эвапоритовых слоев, а на других только глинисто-карбонатными породами. Это привело к тому, что одними исследователи в основании соляно-мергельной толщи стали выделять переходную пачку (Грайфер, 1965; Иванов, 1975; Голубев, 1998; Кудряшов, 2001, 2013). Другие разделили СМТ на две разновозрастные толщи (Копнин, 1991). Третьи, хоть и выделяют переходную пачку, но не считают ее отдельной толщей (Кудряшов, 2013), а четвертые СМТ разделяют на ритмопачки (Третьяков, Сапегин, 1981).

Особого внимания заслуживает стратиграфическая схема, разработанная А.В. Артемьевым и А.А. Султанаевым (1940ф) (институт «Гидропроект») в ходе работ в районе Соликамского гидроузла. В надсолевых отложениях ими было выделено 6 толщ, из которых 4 нижние содержали 17 серий. Серии представляют собой довольно мелкие породные пачки мощностью от 3-4 м до 33-48 м. Выделение серий основывалось на 25 маркирующих горизонтах. Анализ маркирующих горизонтов показывает, что одна группа признаков фаунистическая (8 горизонтов с фауной остракод, пелеципод), другая текстурная, например, кавернозность (6 горизонтов), третья литологическая, заключающаяся в наличии характерных пород среди однообразной пачки (12 горизонтов) и, наконец, четвертый – это маркирующий слой алевролита с обильным обугленным растительным детритом (М-6, К21-2). В связи с тем, что скважины в этом районе находились на небольших расстояниях от 75 до 500 м, все маркирующие горизонты хорошо прослеживались. Наиболее хорошая корреляция устанавливается по верхним горизонтам. Что же касается горизонтов верхней части соляной толщи и толщи покрывающих ее пород, то вследствие относительно малого количества скважин, низкого выхода керна по солям, отсутствия каротажа, то расчленение этой части выполнено не так детально. В частности, мергельно-глинистая толща по А.С. Артемьеву и А.А. Султанаеву (1940) не содержит каменной соли и имеет всего один маркирующий горизонт М-16, который В.Д. Ершовым впоследствии был признан случайным и невыдержанным. Именно отсутствие характерных маркирующих признаков в толще пород, непосредственно залегающих на солях и широкое развитие в разрезе толщи пластов каменной соли, затрудняло однозначную отбивку кровли соляной толщи, и явилось причиной того, что стратиграфия района работ института «Гидропроект» - северо-запад впадины и ее центральной части оказались не увязанными друг с другом.

В 50-60 гг. было предложено (Грайфер, 1965; Иванов, 1975) два-три нижних слоя каменной соли выделить в переходную пачку. Это было обусловлено тем, то на тот момент времени большего количества слоев в разрезе соляно-мергельной толщи не было

вскрыто. Кроме того, даже сейчас, нижние два - три слоя каменных солей хорошо прослеживаются в большом количестве разрезов скважин.

Позже было предложено (Копнин, 1968ф) упразднить соляно-мергельную толщу, а вместо нее выделить две толщи с пятью пачками. Выше покровной каменной соли выделялись переходная зона с соляной и мергельно-соляной пачкой. Далее, выделялась глинисто-мергелистая толща с мергельно-глинистой, мергельной и гипсово-мергельной пачками (Копнин, 1968ф). При этом каждому пласту мергеля и каменной соли был присвоен соответствующий индекс: МП-1, СП-1, МП-2, СП-2 и т.д. Такая нумерация пластов каменной соли оказалась удобной и применялась при стратиграфических разбивках в шахтных стволах. В дальнейшем, в гипсово-мергельной пачке, был выделен первый прослой морской фауны (Силантьев, 1996).

После периода активной разведки бурением ряда участков Верхнекамского месторождения в 1973 г. А.И. Белоликов, В.В. Захваткин и В.Н. Янин (1973ф) в составе соляно-мергельной толщи на основе геофизических исследований выделили 9 ритмопачек. Нижние части ритмопачек характеризуются высокими значениям гамма активности, а верхние низкими. При этом ритмопачки относительно надежно выделяются в разрезах с наибольшей соленасыщенностью и весьма условно с низким коэффициентом соленасыщения. На практике, такое дробное расчленение СМТ при геологоразведочных работах ими не применялось (Сапегин и др., 1976ф). Деление на ритмопачки активно продвигалось Ю.А. Третьяковым (1976ф, 1977ф), но им также было показано, что хорошо выделяются только две верхние и две нижние ритмопачки, а ритмопачки с 3 по 7 выделяются локально и весьма условно.

Таким образом, можно сказать, что внутренняя стратификация СМТ не имеет однозначно принятой схемы, существуют различные подходы, что зачастую приводит к путанице, и одновременному расчленению по разным методикам. Это вызывает сложности с обработкой и анализом старых скважин, а также сопоставлением данных с разных участков. Также остается открытой проблема неоднозначности проведения, как подошвы толщи, так и границы между двумя ярусами.

В предыдущей главе было показано, что первичный разрез толщи должен содержать слои каменной соли. Различными исследователями ранее уже было отмечено то, что слои солей обычно располагаются в районах крупных отрицательных структур кровли соляного ложа (кровли покровной каменной соли) (Третьяков, Сапегин, 1981).

Исходя из этого, нами в первую очередь была построена структурная карта кровли соляной залежи и мощности солей СМТ (рис. 3.11).

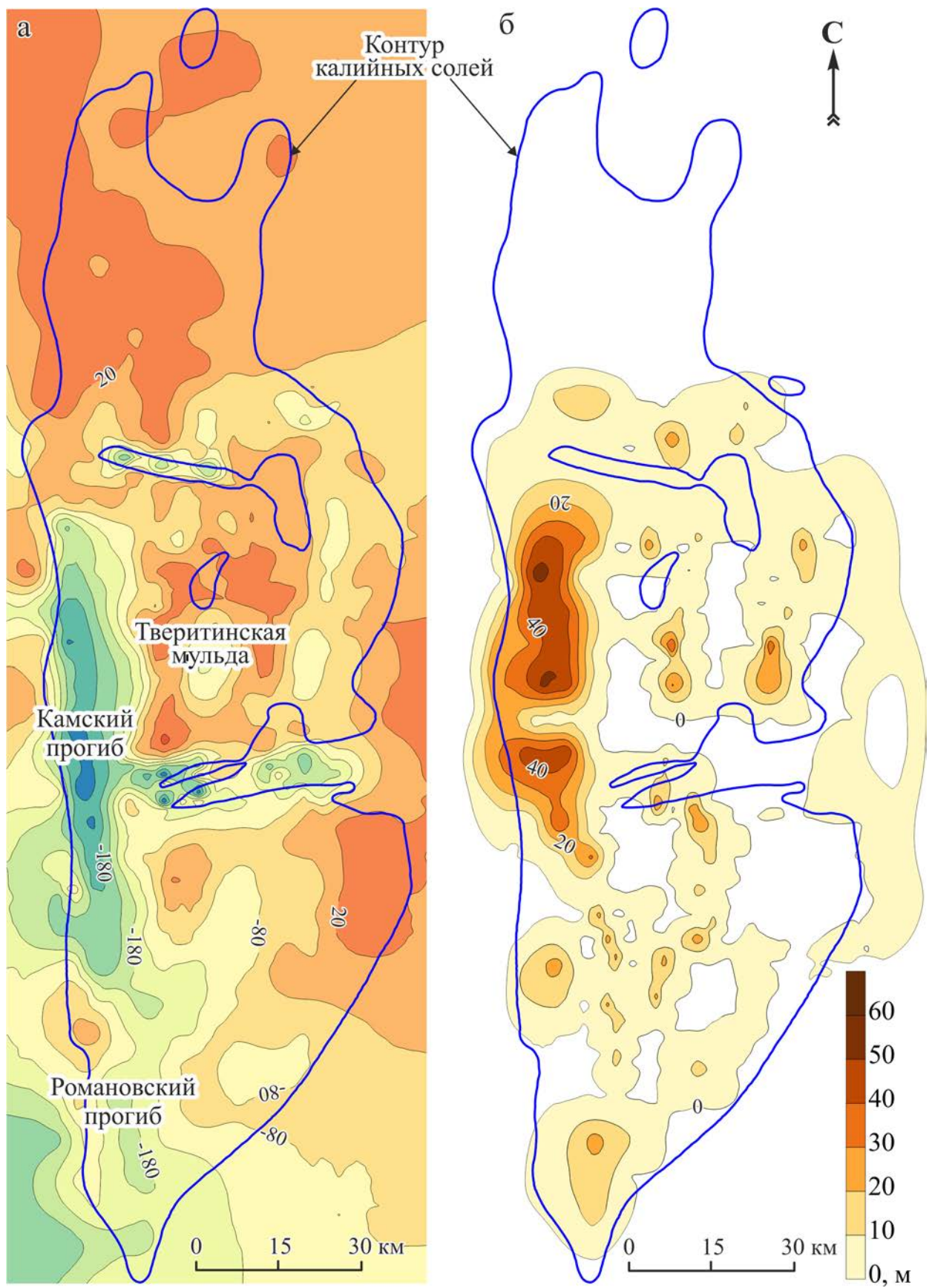


Рис. 3.11. Структурная карта кровли соляной толщи кунгурского яруса (а) и суммарной мощности эвапоритовых пород в СМТ (б)

Построение карт поверхности соляной залежи и мощности солей СМТ позволило определить структуры наиболее пригодные для анализа первичного разреза толщи. Как видно на карте (рис. 3.11б) соли СМТ имеют максимальную мощность в пределах Камского и Романовского прогиба. Анализ разрезов скважин в пределах этих структур показал присутствие тринадцати слоев каменной соли в соляно-мергельной толще (рис. 3.12). Мы принимаем эти слои за реперные, так как они хорошо прослеживаются в разрезе скважин, расположенных на расстоянии больше нескольких километров друг от друга.

Сравнение разреза Камского прогиба с разрезами в других отрицательных структурах на всей территории Соликамской впадины, выявило хорошую корреляцию слоев в каждой из структур (рис. 3.13). Слои с 1-го по 4-ый полностью сложены каменной солью, а с 5-го по 13-ый – как каменной солью, так и гипс-ангидритовой породой.

Мощности первых 7 слоев в центральной части Соликамской впадины в 2 раза больше, чем на ее западной окраине – в Камском прогибе. Начиная с 8 по 13 слой, максимум мощности сместился в район Камского прогиба. В прогибе эти слои сложены каменной солью, а в центральной части Соликамской впадины они чаще замещаются гипсами.

Таким образом, разрез Камского прогиба, с наиболее полной сохранностью соляных пластов, на наш взгляд можно считать опорным.

Анализ изменения распределения мощностей (рис. 3.14 – 3.16) позволил установить развитие двух смежных противоположных структур в раннесоликамское время: Центрального купола и Камского прогиба. Развитие структуры купола маркируется на структурных картах мощности соляных слоев 7 и 8 пачек. В своде купола, даже в Тверетинской мульде отложения этих пачек отсутствуют, а в краевых частях на западе и к востоку они хорошо прослеживаются. Формирование купола связывается с нагнетанием солей в центральной части Соликамской впадины.

Камский прогиб, в свою очередь, начинает четко выделяться на картах мощностей пачек с 9 по 13. Вероятно, именно в это время структура начинает формироваться в результате активизации Красноуфимского разлома и увеличения альтитуды сброса, где висячем крыле собственно и формируется Камский прогиб. В последующее время Центральный купол и Камский прогиб развиваются взаимосвязано, что обусловлено переток солей из прогиба в купол.

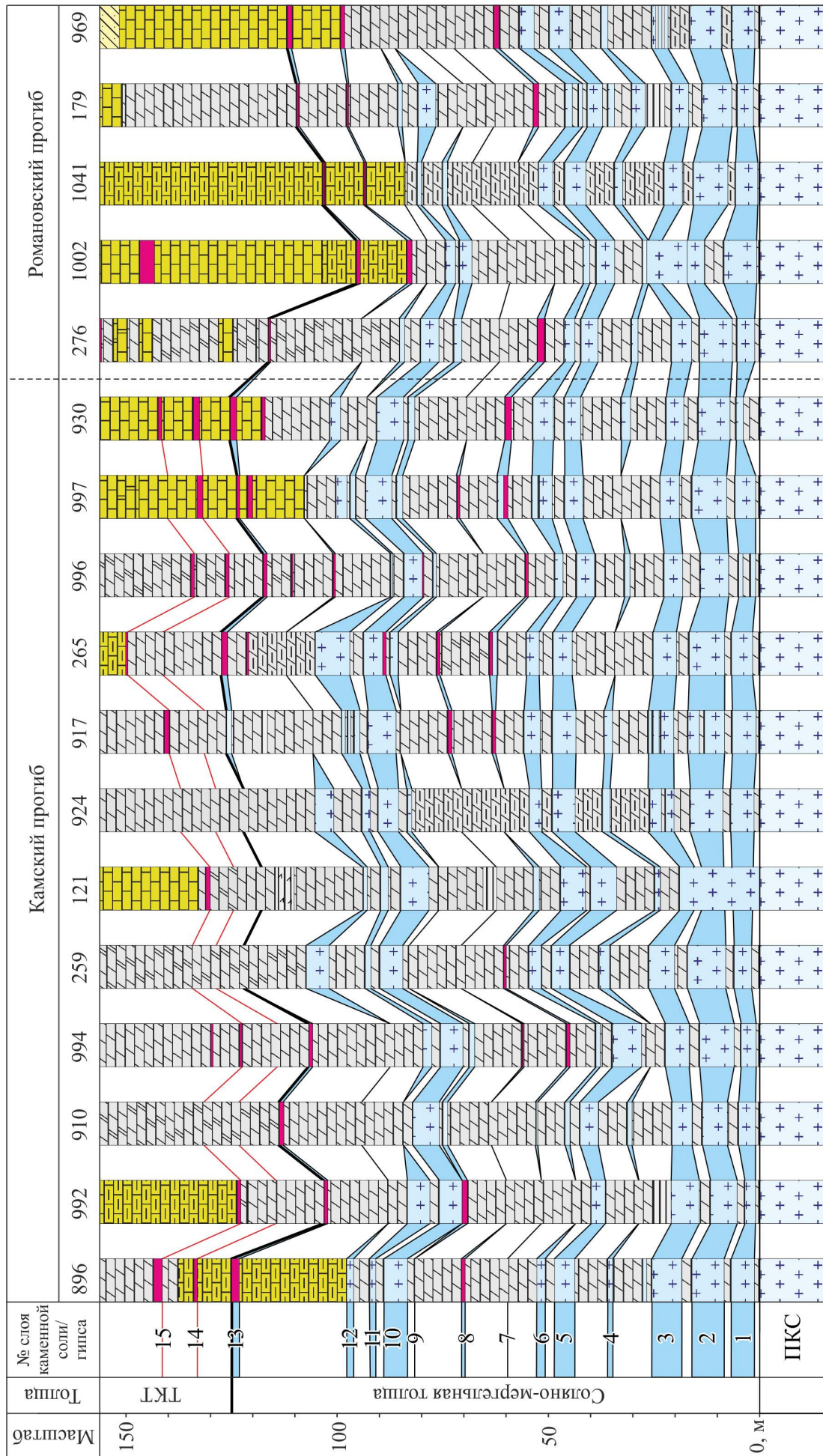


Рис. 3.12. Схема корреляции разрезов соляно-мергельной толщи в пределах Камского прогиба

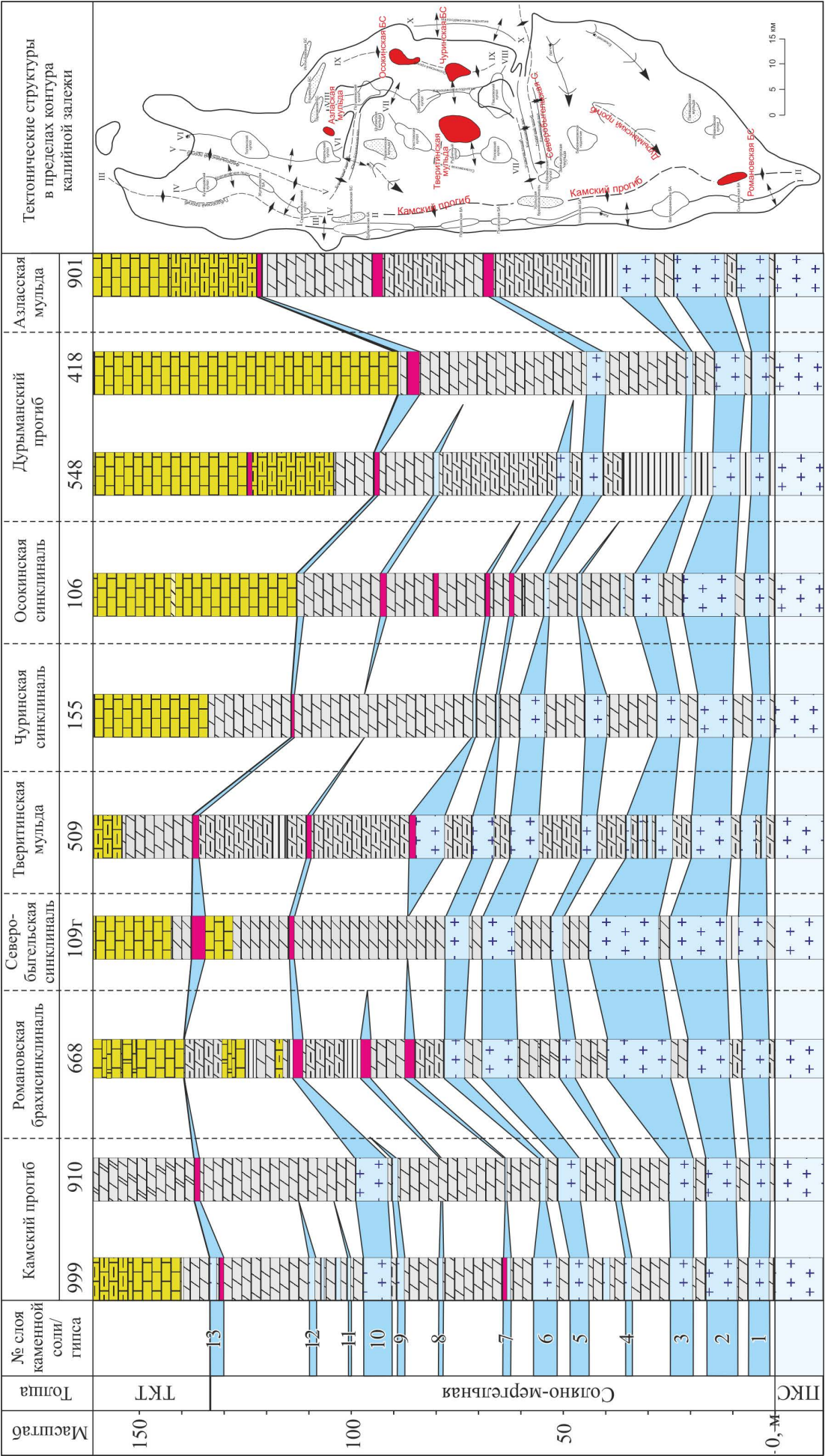


Рис. 3.13. Схема корреляции реперных эвапоритовых слоев в соляно-мергельной толще в пределах Соликамской впадины

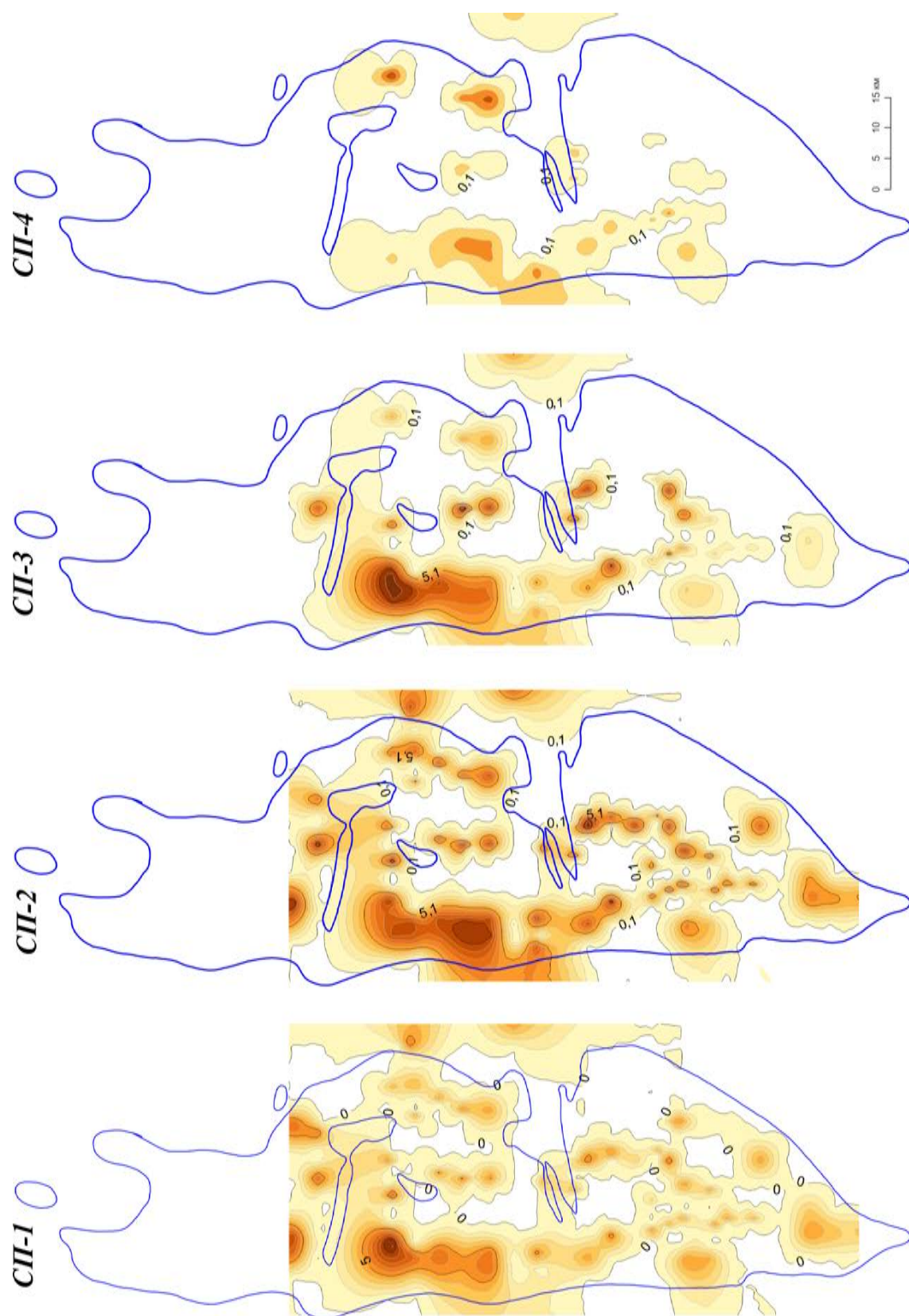


Рис. 3.14. Карты мощностей соляных слоев СП-1 – СП-4 соляно-мергельной толщи в пределах контура ВКМС

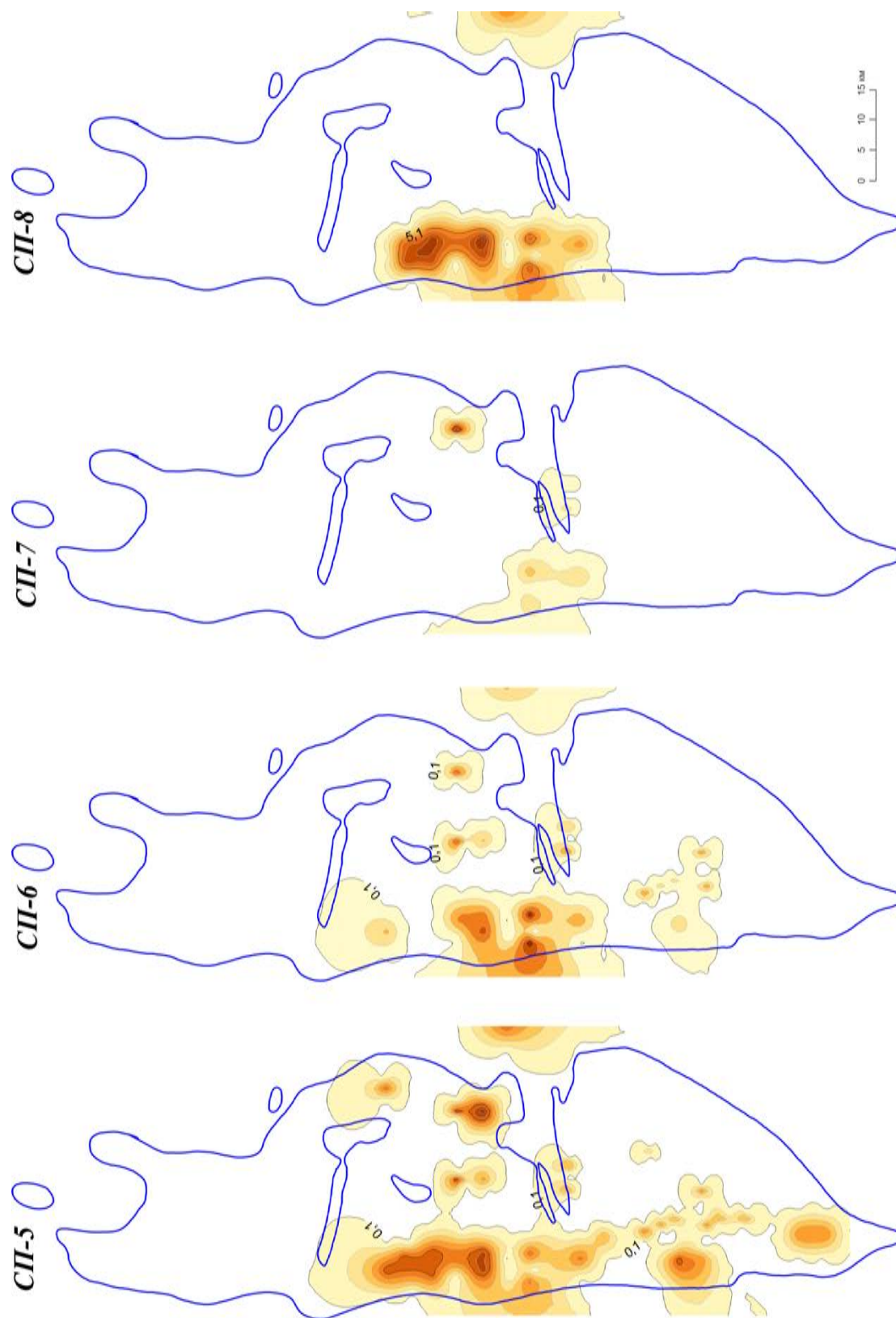


Рис. 3.15. Карты мощностей соляных слоев СП-5 – СП-8 соляно-мергельной толщи в пределах контура ВКМС

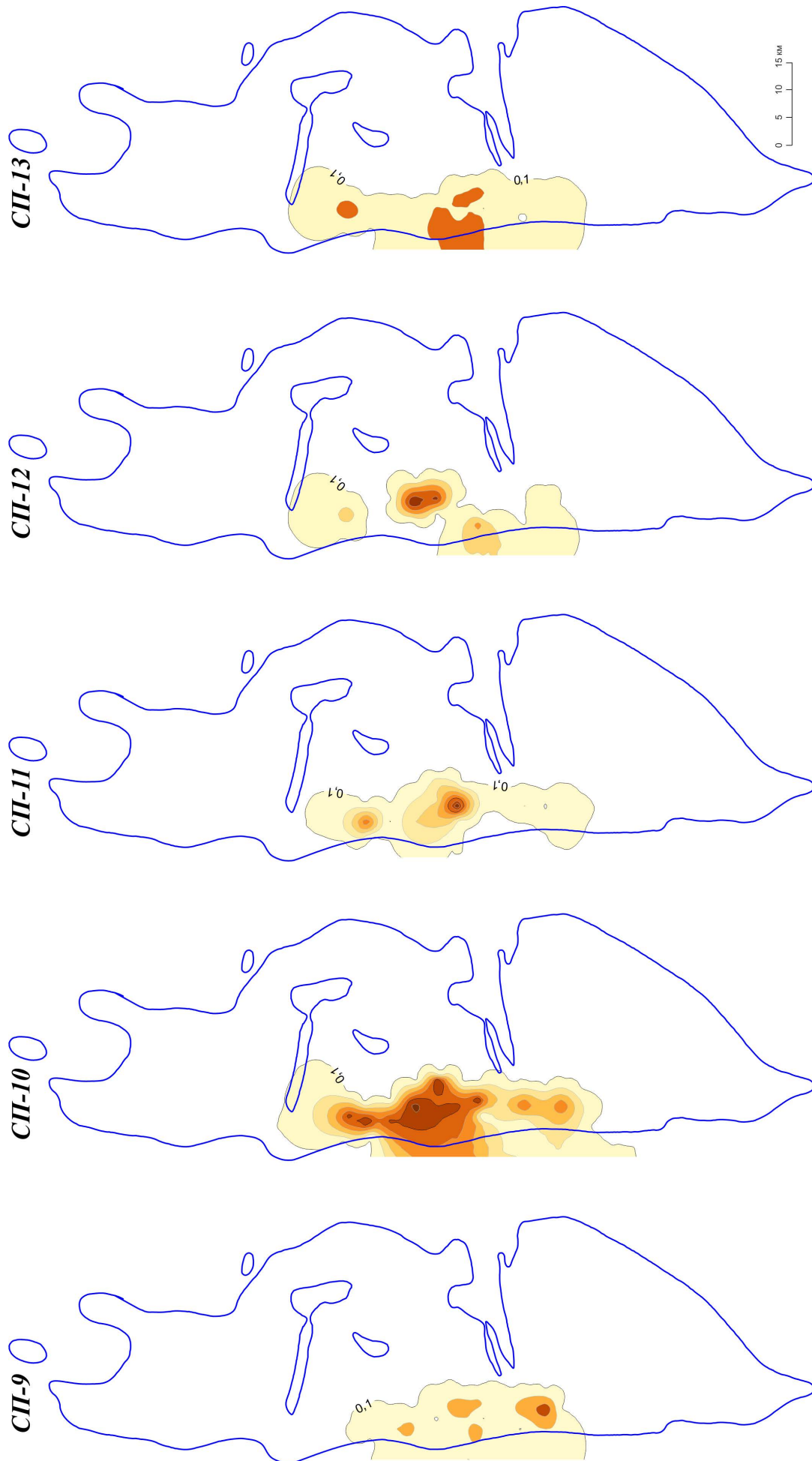


Рис. 3.16. Карты мощностей соляных слоев СП-9 – СП-13 соляно-мергельной толщи в пределах контура ВКМС

Таким образом, полученные данные о полноте разреза соляно-мергельной толщи на всей территории Верхнекамского месторождения, позволяют выделить несколько литологических типов разреза толщи, отличающихся степенью гипергенного изменения, а также предложить модифицированную схему стратификации толщи (рис. 3.17).

Полный разрез, в котором сохранились 13 литологических пачек, каждая из которых состоит из одного слоя глинисто-карбонатной породы и слоя эвапоритовой (каменная соль или гипс) породы. Данный тип разреза развит преимущественно в пределах наиболее погруженных структур в Камском и Романовском прогибе.

Слабо измененный разрез, в котором сохраняются и хорошо идентифицируются пачки по гипсовым слоям, а также сохраняются несколько слоев каменной соли. Такой тип разреза характерен для большинства отрицательных структур, в которых соли эродированы только в верхней части разреза.

Измененный разрез, в котором не сохраняются слои каменной соли, но сульфаты могут присутствовать. На месте расположения слоев каменных солей фиксируются зоны брекчий. Карбонатно-глинистые породы в целом изменены мало, отмечаются локальные зоны декарбонатизации, трещиноватости и интенсивное развитие гипсовых жил.

Сильно измененный разрез представляет собой глинистую шляпу СМТ, в которой слои эвапоритов полностью отсутствуют. Мергели интенсивно декарбонатизированы и дезинтегрированы до щебнистого и глинисто-дресвяного материала, отсутствует какая-либо слоистость.

Таким образом, нижнесоликамские отложения, формируясь в пределах внутриконтинентального бассейна, характеризуются достаточно хорошей стратификацией и латеральной выдержанностью фаций. Ритмичное повторение в разрезе глинисто-карбонатных и соляных пород говорит как о нескольких трансгрессивно-регрессивных периодах, так и о периодическом пересыхании бассейна. Отсутствие соляных пород в разрезе толщи, особенно нижней его части, воспринималось некоторыми исследователями как особенность седиментации, что приводило к разделению нижнесоликамских отложений на две разновозрастные толщи. Анализ, проведенный нами, позволяет говорить об ошибочности такого подхода.

Нижнесоликамские отложения в пределах отрицательных структур имеют схожее строение. Это говорит, о том, что формирование соляных слоев нижнесоликамской подсвиты шло одновременно на всей территории Соликамской впадины, а сложная конфигурация кровли кунгурской толщи возникла после накопления большей части разреза нижнесоликамской подсвиты.

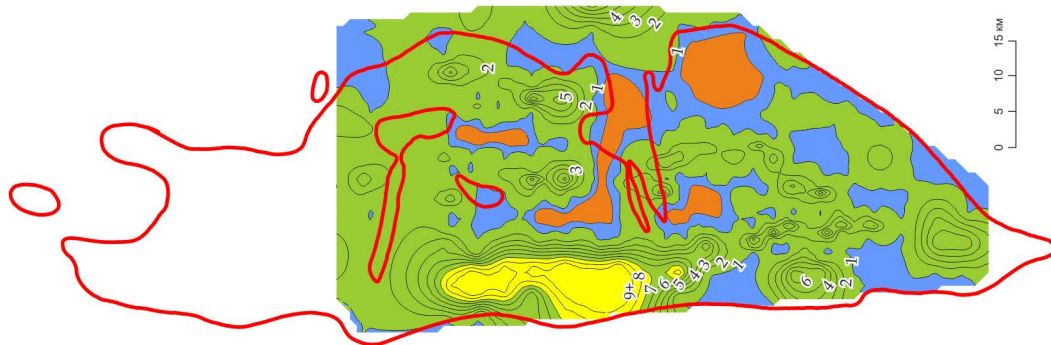


Рис. 3.17. Схема стратификации и типизации разрезов соляно-мергельной толщи в пределах контура ВКМС. Изолиниями показано количество реперных слоев в разрезе соляно-мергельной толщи

3.4. Палеогеографические и палеотектонические условия в раннесоликамское время

Палеогеографический анализ раннесоликамского времени в пределах Соликамской впадины в нашем исследовании основан на анализе фаций и построении карт изопахит эвапоритовых слоев каждой пачки. При построении карт использовались участки с наиболее полным разрезом СМТ, для того чтобы исключить влияние вторичных процессов. На основании анализа площадного и временного распределения фациальных рядов и обстановок осадконакопления нами построены литолого-палеогеографические схемы. Каждая из представленных схем, характеризует парагенез обстановок осадконакопления в определенный период времени.

Мегацикл соляно-мергельной толщи является промежуточным между лагунным мегациклом пачки покровной каменной соли и нормально-морским мегациклом терригенно-карбонатной толщи. Таким образом, отложения нижнесоликамской подсвиты сформировались в результате крупного трансгрессивного цикла (рис. 3.18).

Чередование мергельных и соляных пород в разрезе соляно-мергельной толщи отвечает нормальной эвапоритовой цикличности. Основываясь на полном разрезе соляно-мергельной толщи, можно утверждать о наличии в ее разрезе 13 циклов, которые соответствуют пачкам, т.е. чередование крупных глинисто-карбонатных и эвапоритовых слоев, мощностью больше 0,5 м и значительную площадь распространения. В зависимости от строения разреза в той или иной скважине, цикл может подразделяться на циклиты разного порядка. В частности, могут выделяться слои пород мощностью менее 0,5 м или годовые циклиты в пределах одного слоя каменной соли. На основе соотношения долей соляных и глинисто-карбонатных пород в циклитах, предлагается объединять циклы в мезоциклы, которые формируют крупный мегацикл, соответствующий всей соляно-мергельной толще. Каждый цикл отображает как глобальные колебания моря, так и локальную тектоническую перестройку региона.

Все вышесказанное позволяет утверждать то, что отложения нижнесоликамской подсвиты формировались в условиях мелководного внутриконтинентального бассейна в ходе нескольких трансгрессивно-регрессивных циклов с формированием солей в периоды максимума регрессий. Седиментация происходила в одном крупном бассейне, охватывающем практически всю центральную часть Соликамской впадины. Отсутствие солей на поднятиях кунгурской соляной залежи является результатом более поздних процессов подземного выщелачивания, за счет чего формировались различные типы глинисто-гипсовых шляп и брекчий.

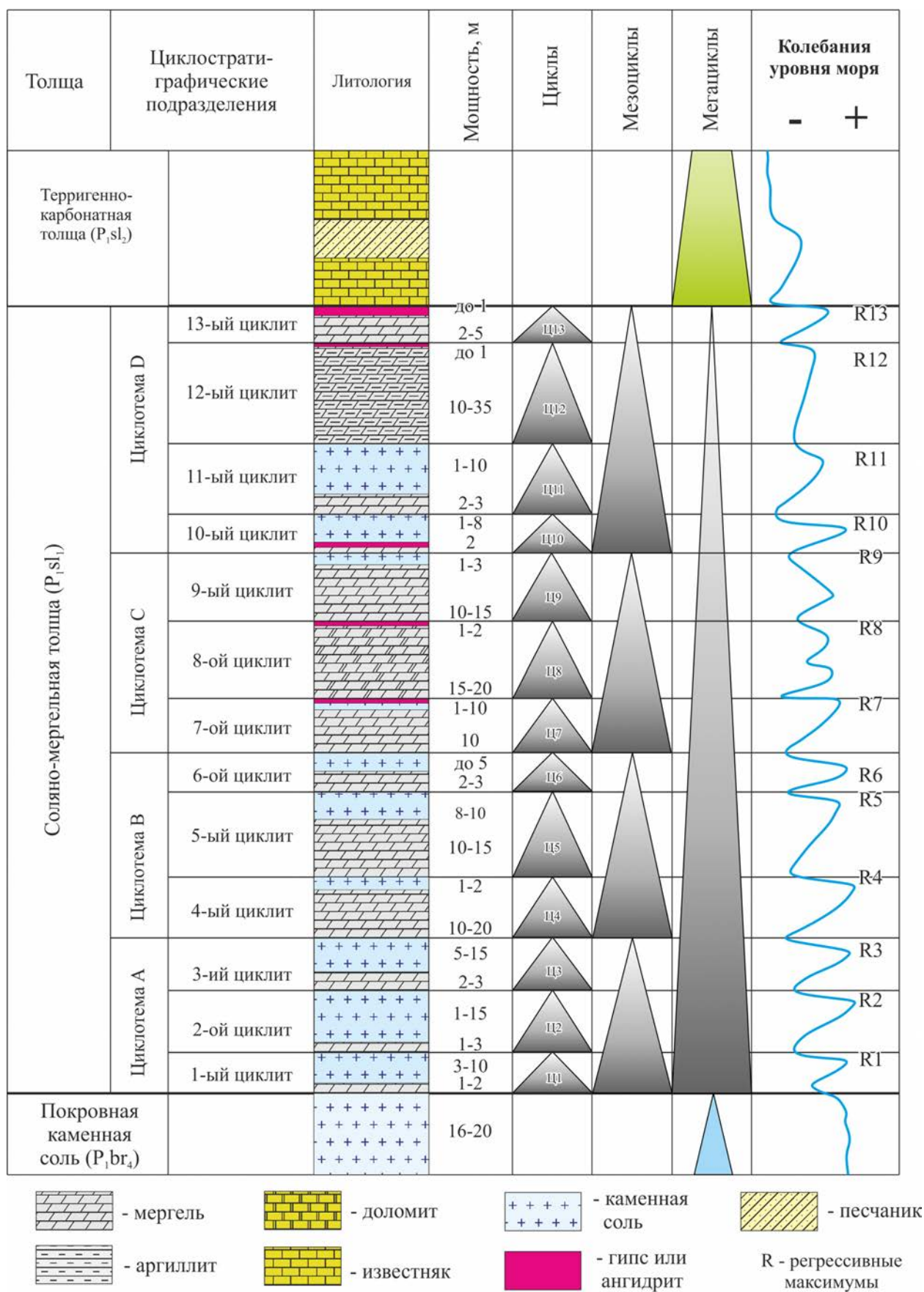


Рис. 3.18. Циклостратиграфическое расчленение соляно-мергельной толщи

Первый мезоцикл

Первый мезоцикл представлен интервалом разреза, включающим в себя первые три пачки или циклита. В каждом циклите отмечается доминирование соляных пород над глинисто-карбонатными, что указывает на его унаследованный характер от предыдущего мегацикла, в период которого формировалась кунгурская соляная залежь. В частности, в Камском прогибе слои М1, М2 и М3 имеют мощности 2, 3 и 4 м соответственно, в то время как соляные слои достигают мощности 10–15 м.

Касибская зона. Платформенная область к западу от Красноуфимского разлома в раннесоликамское время, не имела четкого перехода. В связи с этим, отложения первого мегацикла постепенно выклиниваются в пределах Касибской зоны на протяжении первых десятков метров. По большей части это глинисто-карбонатные отложения, относящиеся к мелководным обстановкам, переходящие в обстановки прибрежных аккумулятивных равнин с мадфлетами и себхами. Для себх характерно накопление гипсовых отложений.

Соликамская зона. Глинисто-карбонатные отложения этой зоны фациально идентичны Касибской зоне. Эвапоритовые отложения накапливались в изолированных солесодных лагунах. На основе реконструированных карт мощностей первых трех слоев солей, можно утверждать, что лагуны имели ряд общих черт, главная из которых – совпадение палеодепоцентров. Все эти слои образуют тела овальной формы, а их границы близки к контурам Соликамской впадины. Распределение мощности на карте слоя S1 позволяет предполагать, что его второй депоцентр располагался в Камском прогибе, где соли достигают 11 м. У слоев S2 и S3 на карте мощностей выделяется несколько участков с повышенными мощностями (до 14 м), что говорит о наличии двух–трех центров седиментации, обусловленных неровностью дна бассейна (рис. 3.19).

Уральская зона. Уфимские, как и все нижнепермские отложения, на Уральском орогеническом поднятии отсутствуют, так как по границе надвигов эти отложения эродированы. На основании строения отложений в Соликамской зоне, можно предполагать, что в пределах Уральской зоны в это время отсутствовала интенсивная денудация. На Урале в это время, вероятно, существовала прибрежная равнина, с практически полным отсутствием денудационных процессов. Тем не менее, именно Урал, на наш взгляд, был основным источником глинистого материала, накапливающегося в пределах Соликамской и Касибской зон в виде глинисто-карбонатных пород. Это подтверждается последними исследованиями глинистого вещества, которые показали, что материнским веществом служили коры выветривания по основным породам (Исаева, 2015).

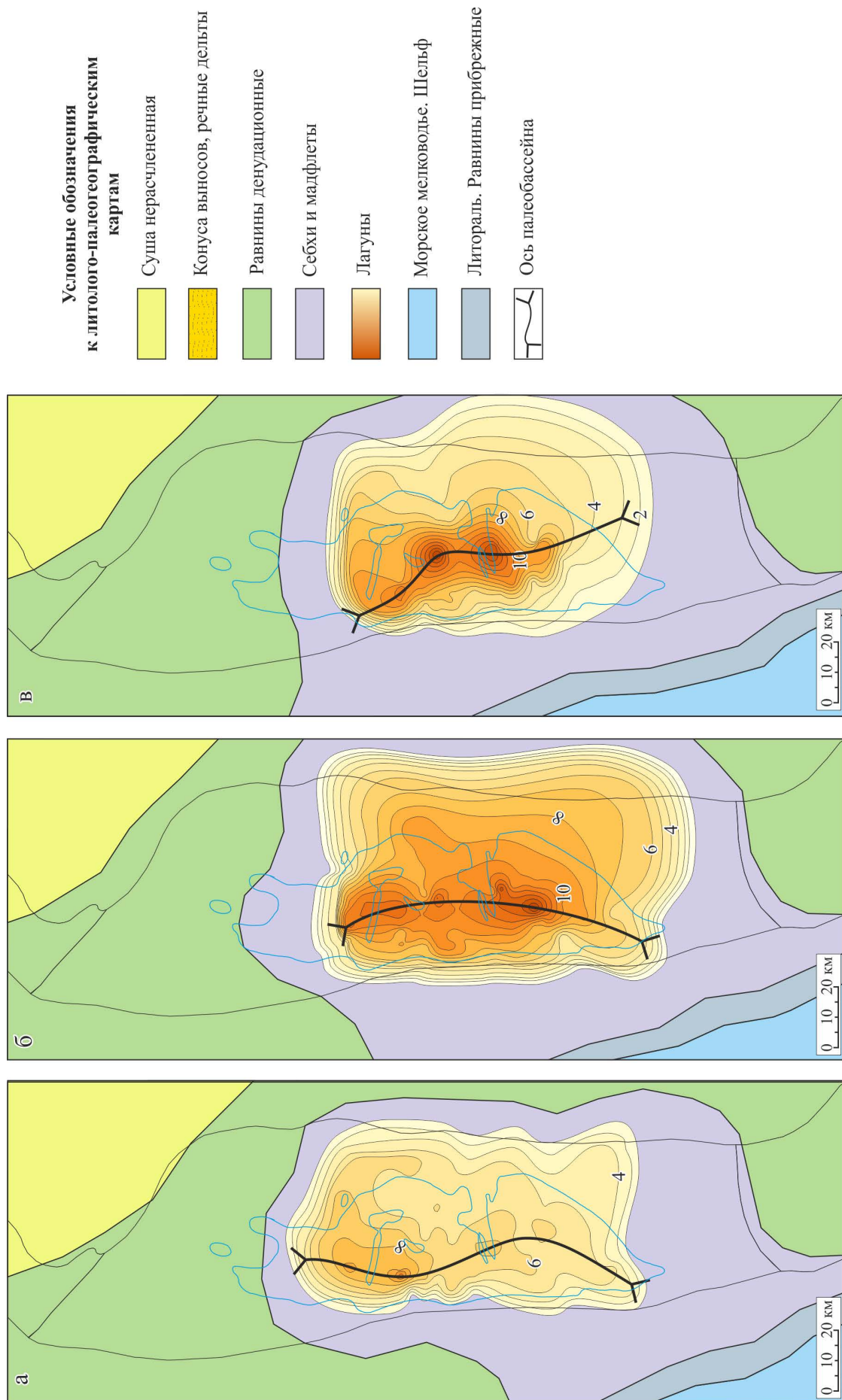


Рис. 3.19. Палеогеография нижнесоликамской подсвиты на момент окончания первого (а), второго (б) и третьего (в) циклов

Второй мезоцикл

Второй мезоцикл включает в себя 4-6 циклит и характеризуется относительным преобладанием глинисто-карбонатных пород, которые составляют не менее 60 % от общей толщины. Соляные пласты здесь имеют небольшую мощность, максимум 5–6 м в восточной части ВКМС. Соотношение мощностей слоев демонстрирует кардинальную смену типа осадков. Лагунные отложения замещаются более глубоководными и менее минерализованными глинисто-карбонатными породами, составляющими 50-80 % от общего объема циклотемы.

Касибская зона. Имеет аналогичное первому мегациклу строение. Отложения глинисто-карбонатного состава постепенно выклиниваются к западу. Фациальные условия постоянно меняются от мелководно-морских до прибрежно-морских. В периоды максимального осушения в центральной части Соликамской зоны формируются солеродные лагуны. По периферии лагун и в прибрежных районах, имеют место обстановки seab как карбонатного, так и сульфатного типа (рис. 3.20).

Соликамская зона. Глинисто-карбонатные отложения здесь также фациально идентичны Касибской зоне. Эвапоритовые отложения накапливались в изолированных солеродных лагунах по площади меньших, чем в предыдущем мегацикле. На основе реконструированных карт мощностей первых трех слоев солей, можно утверждать, что для солеродных лагун слоев S4-S7, характерна разгруппировка депоцентров и их концентрация вдоль периферии центральной части Соликамской впадины. Это указывает на некоторые подвижки, как в соляном ложе, так и в самой соляной толще кунгурского возраста, что связано с формированием Соликамского купола. Это крупная структура, включающая все положительные структуры центральной части впадины, которая сформировалась в ходе гравитационного перетока соляной массы с бортов впадины в центральную ее часть.

Уральская зона. Значительных отличий от предыдущего мегацикла не имеет. Доля глинисто-карбонатных пород и общая глинистость отложений 2 мегацикла возрастает, а доля солей в разрезе становится немного ниже. Это является признаком увеличения транзита глинистого материала, образующегося в области уральского орогена. Понижение общего засоления также указывает на повышение доли речного водопотока в бассейн, что приводит к незначительному опреснению.

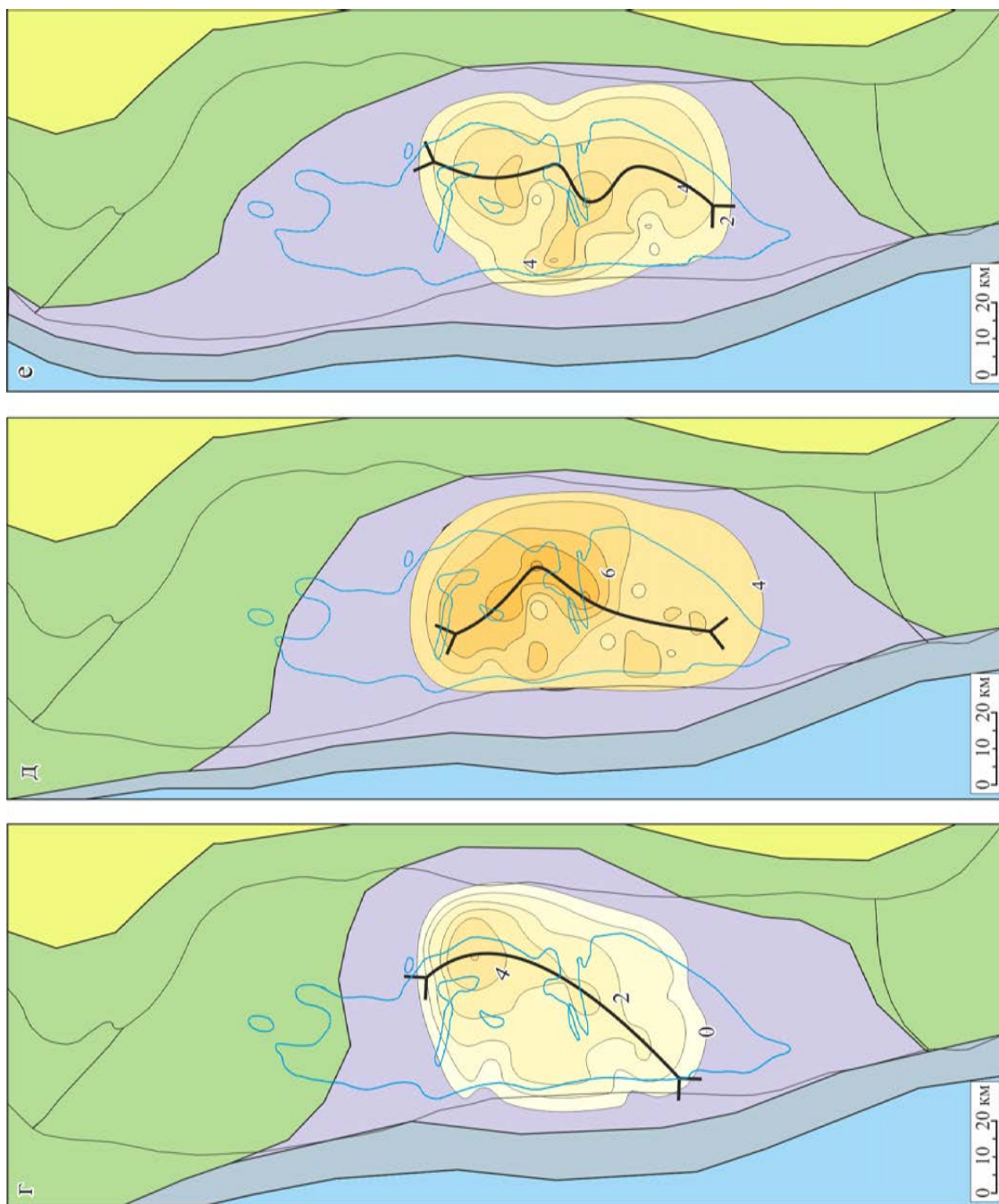


Рис. 3.20. Палеогеография нижнесоликамской подвпадины на момент окончания четвертого (г), пятого (д) и шестого (е) циклов. Условные обозначения см. на рис. 3.19

Третий мезоцикл

Третий мезоцикл включает в себя циклиты с 7 по 9. В этих пачках мергели имеют большую мощность, по сравнению с эвапоритовыми, которые здесь сложены чаще гипсовой породой, а не каменной солью.

Касибская зона. В период третьего мезоцикла, трансгрессия эпиконтинентального моря достигает своего пика, поэтому возрастает площадь распространения нормально-морских фаций. Периодически море отступает или пересыхает, что приводит к смене условий на субаэральные с фациями себх и мадфлетов (рис. 3.21).

Соликамская зона. Глинисто-карбонатные отложения здесь фациально идентичны Касибской зоне и накапливались, по большей части, в мелководном бассейне со значительной долей глинистого осадконакопления. Эвапоритовые отложения накапливались в изолированных солеродных лагунах по площади в 2-3 раза меньшей, чем в предыдущих мегациклах. Реконструированные карты мощностей выявили нахождение депоцентра солеродной лагуны 7 слоя у восточной границы впадины, а 8 и 9 наоборот - у западной. Общая область соленакопления представляет собой достаточно изометричную лагуну, что говорит о продолжении развития Соликамского купола. В периоды формирования эвапоритовых лагун, их периферические части представляли собой области себх, что приводит к накоплению слоев желваковых гипсов.

Уральская зона. Урал продолжает развиваться как область денудационной равнины, являясь основным источником глинистого материала. Увеличивается транзит речных пресных вод, опресняющих бассейн в целом.

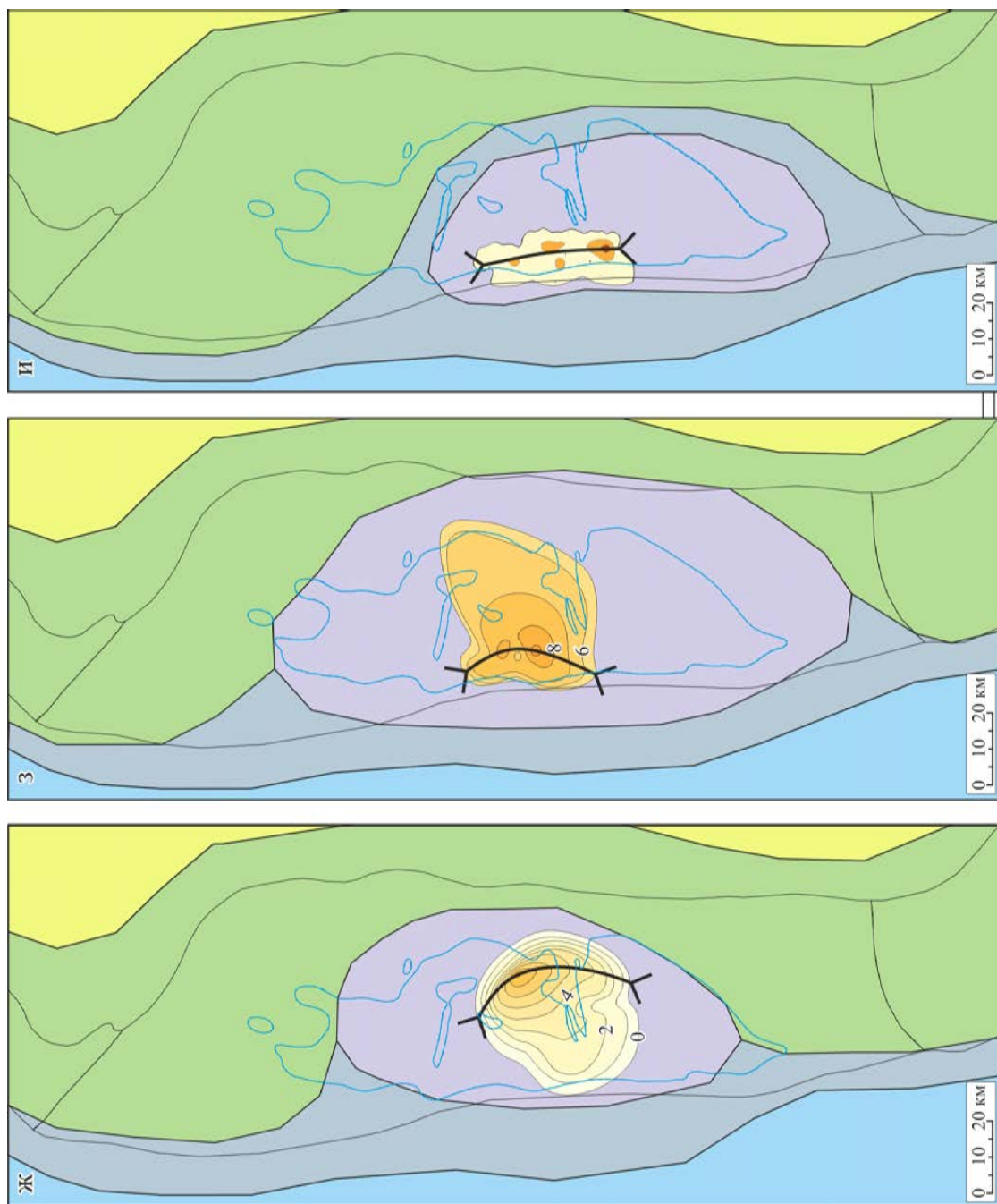


Рис. 3.21. Палеогеография нижнесиликамской подвскиты на момент окончания седьмого (ж), восьмого (з) и девятого (и) циклов. Условные обозначения см. на рис. 3.19

Четвертый мезоцикл

Четвертый мезоцикл включает 4 циклита с 10 по 13, выделен нами по доминированию глинисто-карбонатных пород, которые переслаиваются либо с тонкими гипсовыми прослоями, либо с гипсоносными глинами или мергелями в центральной части бассейна, а также в резкой перестройке осадочного бассейна. Слои S9-S13 локализованы узкой полосой вдоль ее западной границы. Такая резкая перестройка бассейна может быть связана с крупными сбросами в подсоловых отложениях, спровоцировавшими образование валов и компенсационных мульд в кровле кунгурских солей (Трапезников, 2015).

Касибская зона. В последнем мегацикле осадконакопление в платформенной области достигло своего максимума. В основном происходило накопление карбонатно-глинистых отложений в мелководно-морских условиях. Следует отметить, что именно в это время впервые после длительного периода происходит накопление карбонатов, содержащих остатки двустворчатых моллюсков.

Соликамская зона. Глинисто-карбонатные отложения, как и в Касибской зоне, накапливались в мелководно-морских условиях. В верхней части разреза встречаются несколько прослоев с нормально-морской фауной, что свидетельствует о смене солевого баланса в бассейне. При этом, эвапоритовые отложения продолжили накапливаться в изолированных солеродных лагунах, но только вдоль западной границы Соликамской впадины, вдоль Красноуфимского разлома. Геологические разрезы, построенные через эту территорию, выявили ступень сбросового типа в подсоловых отложениях. Таким образом, положение солеродных лагун выявляет полную перестройку структуры осадочного бассейна, спровоцированную тектонической перестройкой дна бассейна. Солеродные лагуны локализованы в пределах опущенного висячего крыла крупного сброса. Лежащее крыло в свою очередь служило грядой, изолировавшей лагуны от морского бассейна в Касибской зоне (рис. 3.20). В результате этого в западной его части, в районе Камского прогиба сформировались мощные эвапоритовые линзы. Мощность солей в несколько раз превышает мощность глинисто-карбонатных слоев 10 и 11 пачек, а 12 и 13 наоборот значительно меньше, что указывает на затухание компенсированного осадконакопления в локальном прогибе. На востоке, в это время, начинают формироваться первые речные дельты.

Уральская зона. В пределах Урала также отмечается некоторая смена обстановок. С одной стороны этот регион остается единственным поставщиком глинистого материала, накапливающегося в Соликамском бассейне. С другой стороны, значительное распреснение бассейна, фиксирующееся по неморским моллюскам, а также наличие незначительной примеси песчаного Уральского материала, говорит об активизации территории и приближение базиса эрозии к соликамской впадине.

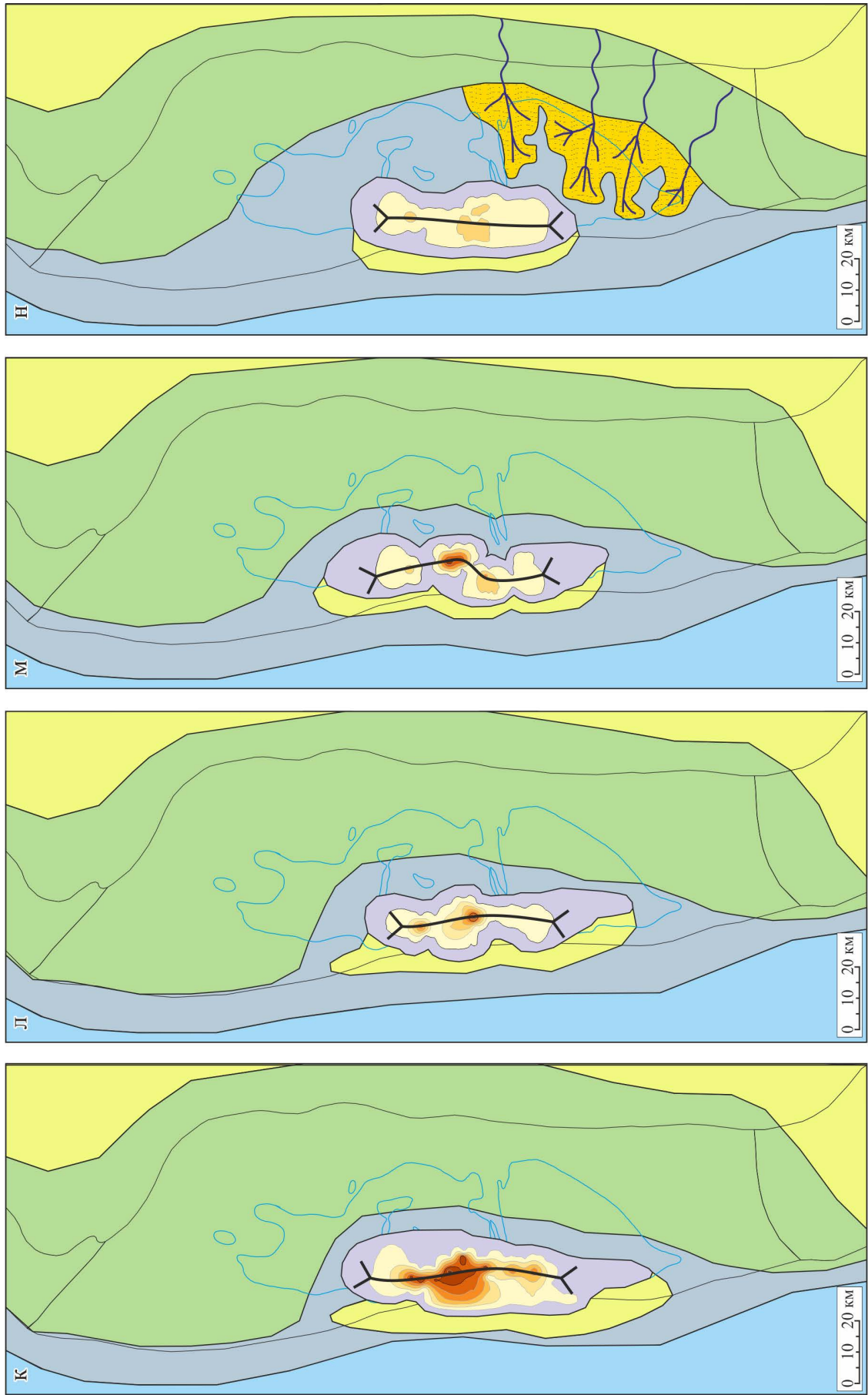


Рис. 3.22. Палеогеография нижнесоликамской подовиты на момент окончания десятого (к), одиннадцатого (л), двенадцатого (м) и тринадцатого (н) циклов. Условные обозначения см. на рис. 3.19

Выводы

В ходе данного исследования, в соляно-мергельной толще было выявлено наличие 13 реперных прослоев каменной соли или гипсов. Это позволило уточнить строение и составить новую схему стратиграфического расчленения СМТ. Полный разрез состоит из четырех крупных циклотем, характеризующих крупные периоды (мезоциклы) седиментации в структуре бассейна. Каждая циклотема подразделена на циклиты, выделенные по реперным слоям. Циклиты сложены парами слоев – мергелем и каменной солью или гипсом, что отвечает эвапоритовому циклу. На периферии Соликамской впадины зафиксирована фациальная смена соляных слоев гипсовыми.

В Соликамской впадине, в период формирования соляно-мергельной толщи, существовал единый бассейн седиментации, на что указывают общий характер распространения эвапоритовых слоев и зональное распределение их мощностей.

Установлено, что тектонические процессы различных порядков определяли динамику развития солеродного бассейна. Так, постепенная вертикальная смена эвапоритовых отложений морскими, обусловлена общей трансгрессией в этом регионе. Миграция депозитов соликамского бассейна связывается с активизацией Красноуфимского глубинного разлома у западной границы Соликамской впадины. Это привело к внутриформационному движению кунгурских солей и заложению линейно вытянутой синклинальной структуры Камского прогиба. Развитие разлома привело к погружению западного крыла Соликамской впадины, в результате чего начал формироваться Камский прогиб, заполнявшийся осадками. Это привело к тому, что мощность соляно-мергельной пачки в пределах прогиба вдвое больше, чем в других частях впадины.

Таким образом, уфимский эпиконтинентальный бассейн Соликамской впадины характеризовался плоским рельефом дна и относительной мелководностью, на что указывает выдержанность фаций. Периодическая связь бассейна с нормально-соленым морем, а также благоприятный климат создали условия для накопления сульфатных и хлоридных солей. Благодаря активизации соляной тектоники, на некоторых участках происходило интенсивное погружение дна бассейна, что приводило к компенсированному осадконакоплению.

4. ВЕРХНЕСОЛИКАМСКАЯ ПОДСВИТА. ЛИТОЛОГИЯ, СТРАТИФИКАЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Верхнесоликамская подсвита соликамского горизонта уфимского яруса в пределах Соликамской впадины соответствует объему терригенно-карбонатной толщи (ТКТ). Ее активное изучение началось в 1920-х годах, с момента открытия и последующего освоения Верхнекамского месторождения солей (ВКМС) (Иванов, 1975).

Терригенно-карбонатная толща в пределах Соликамской впадины отсутствует лишь в пределах некоторых локальных положительных структур кровли солей, на которых она эродирована (рис. 4.1). На остальной территории впадины толща имеет повсеместное распространение, а ее мощность колеблется от 80 до 190 м. Литология представлена двумя основными типами пород: карбонатно-глинистыми (ряд известняки – мергели - глины) и терригенными (ряд алевролиты-песчаники), находящимися в том или ином соотношении, но терригенные отложения всегда имеют подчиненный характер. В северной части ВКМС широко развиты мощные слои известковых глин и аргиллитов, а песчаники здесь встречаются очень редко. Центральная часть, в основном, карбонатная. На юге происходит значительное увеличение терригенной составляющей (песчаники, реже алевролиты), эта же тенденция наблюдается с запада на восток.

Границы терригенно-карбонатной толщи проводятся снизу – по смене мергелей известняками, а сверху – по контакту последнего слоя известняков с пестроцветными алевропесчаными отложениями.

Характерной особенностью карбонатных и карбонатно-глинистых пород верхнесоликамской подсвиты является наличие у них плитчатой отдельности, отчего верхнесоликамская подсвита ранее выделялась как толща "соликамских плитняков". На Восточно-Европейской платформе, где нижнесоликамская подсвита, отсутствует, толщу "соликамских плитняков" ошибочно отождествляли здесь со всей соликамской свитой (Иванов, 1932; Силантьев, 1996).

В отложениях ТКТ не принято (Иванов, 1975, Кудряшов, 2013) выделять более мелкие подразделения, но существуют альтернативные точки зрения. В частности, В.И. Копниным было предложено (Копнин, 1991, 1995) вместо одной толщи выделять две: мергельно-доломитово-известняковую и известняково-терригенную, первая из которых подразделяется на три, а вторая – на две пачки (см. рис. 1.4). Граница между толщами проводится по подошве последнего сверху, относительно мощного терригенного пласта, чаще песчаника.

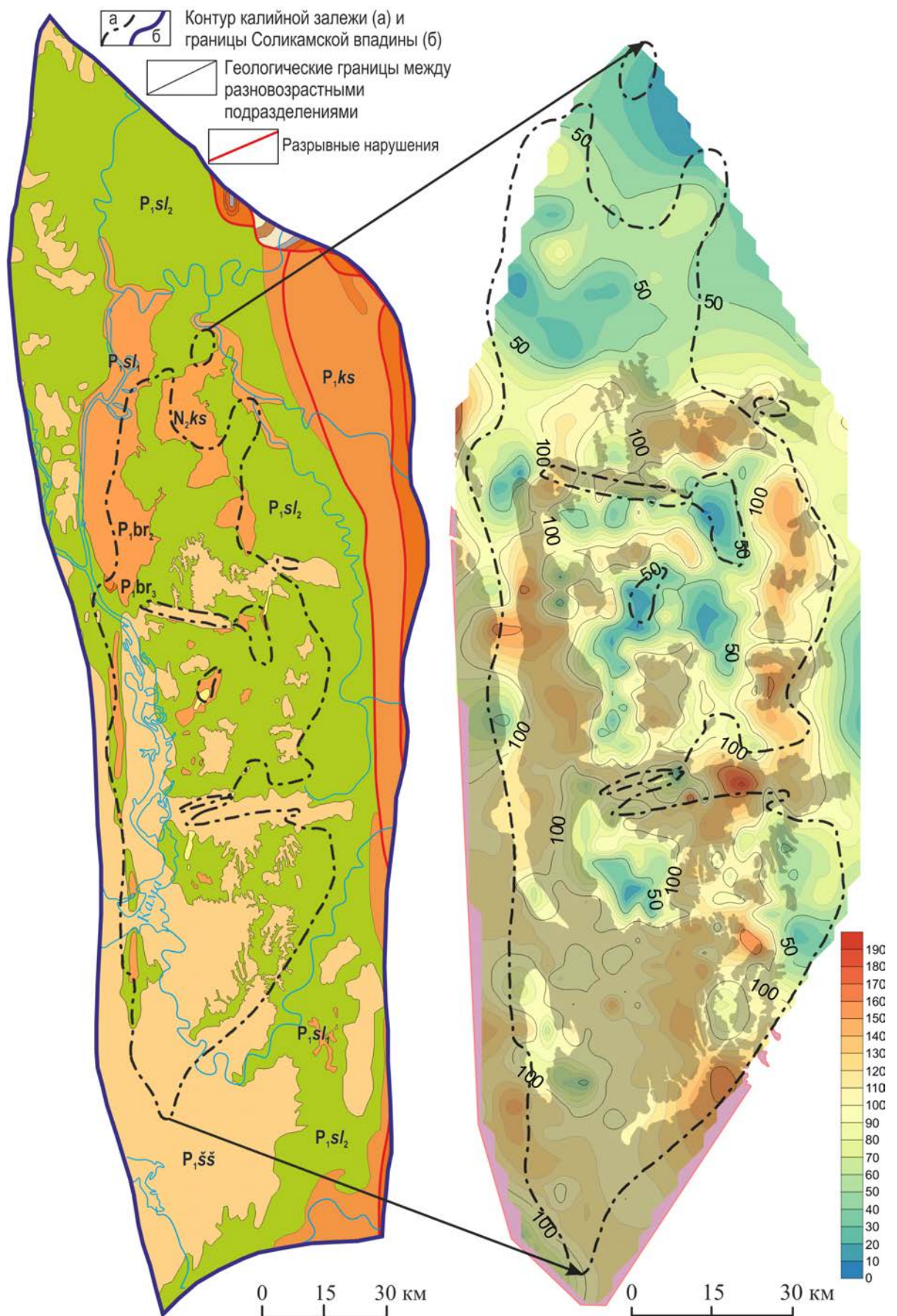


Рис. 4.1. Схема распространения верхнесоликамской подсвиты, и ее мощность в пределах контура калийных солей. Серым выделены участки с полным разрезом терригенно-карбонатной толщи

Мергельно-доломитово-известняковая толща складывается преимущественно известняками, доломитами и мергелями, а песчаники, алевролиты, аргиллиты и гипсы имеют здесь явно подчиненный характер. При этом терригенные породы шире распространены в южной части месторождения, а в центральной присутствуют преимущественно известковистые аргиллиты. Мощность толщи изменяется от 59 до 72 м, в среднем 65-70 м.

Известняково-терригенная толща верхнесоликамской подсвиты складывается тонкообломочными породами (аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками) и известняками. Среди аргиллитов и алевролитов имеются прослои коричневых и реже красновато-коричневых оттенков. Мощности слоев разнообразны: 0,05-6 и преобладают 0,6-1,2 м. По литологическому составу толща делится на нижнюю пачку, в составе которой терригенные породы преобладают над карбонатными, и верхнюю, в которой количество известняков достигает 40-45 м. Мощность толщи 52-64 м.

4.1. Палеонтологическая характеристика

Единственным крупным обобщением биостратиграфических данных, по-прежнему остается работа В.В. Силантьева (Силантьев, 1995), в которой в качестве опорного разреза верхнесоликамской подсвиты принято считать разрез, расположенный на правом берегу р. Камы у д. Тюлькино, в 25 км севернее г. Соликамска (рис. 4.2).

По стратиграфическому объему и степени насыщенности органическими остатками, этот разрез является в Соликамской впадине наиболее полным и представительным, но на наш взгляд этот район не самый удачный в тектоническом плане. Ранее нами было показано (Трапезников, Чайковский, 2015), что в подсолевых отложениях развиты диапироподобные структуры, которые в значительной мере оказали влияние на вышележащие отложения. Именно этот факт объясняет то, что в обнажении у д. Тюльконо (Силантьев, 1996) отложения верхнесоликамской подсвиты разбиты системой субпараллельных разломов на ряд блоков, в которых залегание слоев меняется от горизонтального до наклонного, с падением на север или юг под углом в 1–5 градусов. Движения блоков вызвали перемещения разновозрастных слоев относительно друг друга на расстояние от 1 до 12 м. Нижняя граница верхнесоликамской подсвиты не обнажена. В составе подсвиты выделены четыре пачки (снизу вверх) – А, В, С и D (рис. 4.2) (Силантьев, 1995). Также отметим, что в целом породы залегают согласно, но слой 14 контактирует с вышележащей терригенно-карбонатной пачкой D по плоскости взброса.

Пачка А. Чередование плитчатых мергелей и не плитчатых глин. В мергелях и глинах встречены неморские двустворки, а также множество прослоек и линз с массовыми остатками остракод, реже встречаются отпечатки насекомых и мелкие чешуйки рыб.

Пачка В. Чередование глин, алевролитов и песчаников, известняков и мергелей с трещинами усыхания. Встречены концинеиллы и синомии, остракоды и чешуйки рыб.

Пачка С. Глины, алевролиты, известняки, содержащие многочисленные раковины двустворок, встречаются остракоды и чешуйки рыб, а также отмечены строматолитовые прослои.

Пачка Д Известняки, глины и мергели, содержащие двустворки, остракоды и фрагменты рыб. Алевролиты и песчаники, содержащие углефицированный растительный детрит.

Верхнесоликамская подсвита в своем опорном разрезе содержит довольно разнообразный комплекс органических остатков, включающий не морские двустворки, остракоды, фораминиферы, брахиоподы, чешую рыб, единичные отпечатки насекомых. Преобладают двустворки и остракоды, образующие массовые скопления; часто встречаются чешуйки рыб.

Среди остракод, в разрезе у д. Тюлькино определены: *Palaeodarwinula angusta* (Mand.), *P. aff. timanica* (Kash.), *Suchonella aff. onega* Bel., *Darwinuloides cf. urusovi* Pal., *D. aff. circularis* Mand., *Placidae* sp., *Tomiella* sp., *Kemeroviana* sp.

Из этого же обнажения Л.М. Варюхиной (Корреляция..., 1981) были выделены и изучены спорово-пыльцевые комплексы, в которых доминирует пыльца *Striatiti* (до 53 %) и *Vittatina* (до 54,5 %), споры *Zonotriletes* (до 37 %).

В скважине 2202 (Белопашнинский участок) на глубине 82,6 м. был зафиксирован прослой глинистого мергеля, содержащего хорошо сохранившиеся, порой целые раковины двустворчатых моллюсков. В ходе детального изучения, извлеченные раковины из этого прослоя, позволили идентифицировать их как *Palaeomutela cf. stegocephalum* Netschajow (определения производились к.б.н. Т.В. Фадеевой, Горный институт УрО РАН, г. Пермь).

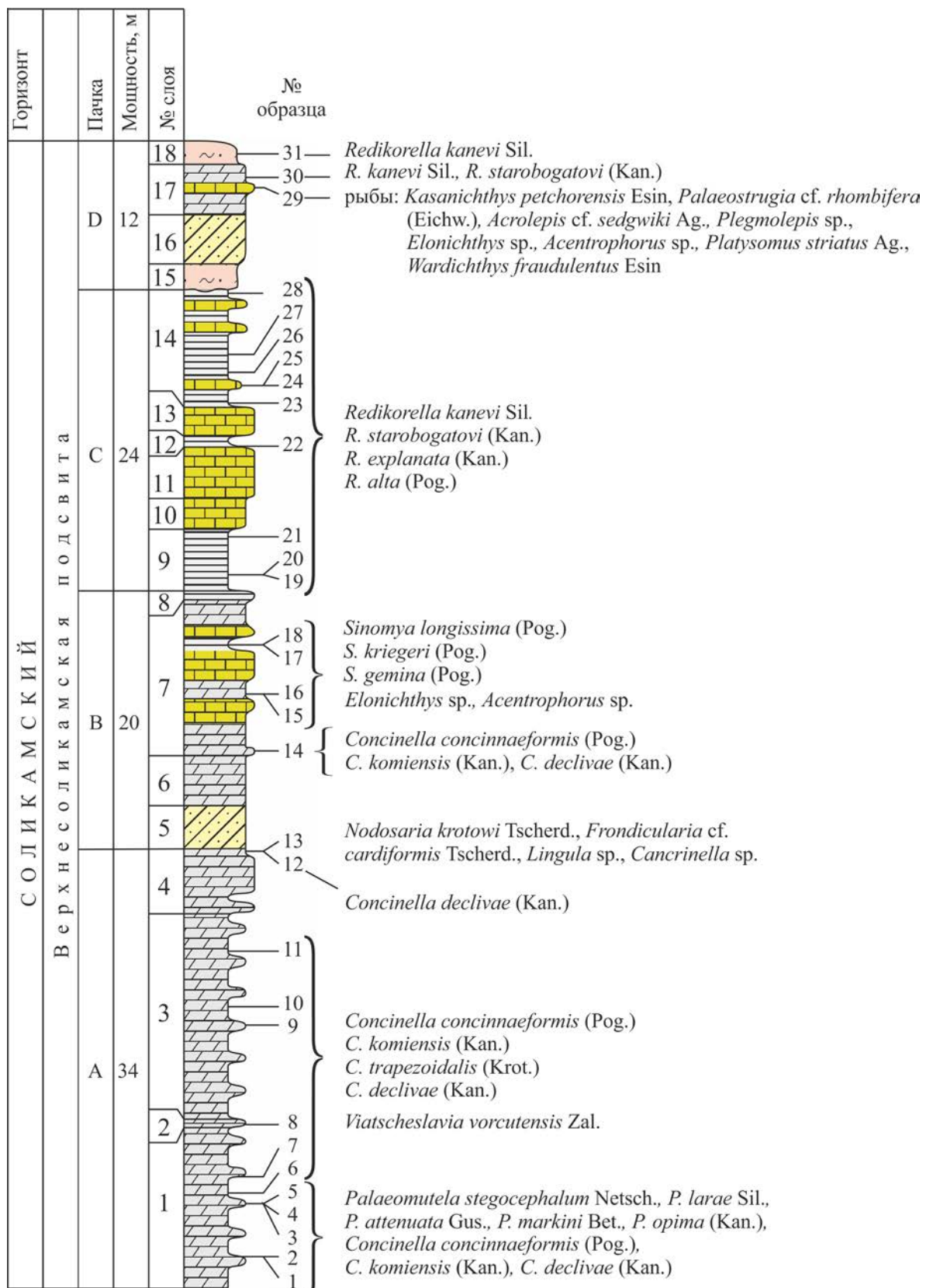


Рис. 4.2. Стратиграфический разрез верхнесоликамской подсвиты на территории Соликамской впадины (Силантьев, 1996, с упрощениями)

4.2. Литология и фации

Терригенно-карбонатная толща имеет неоднородное литологическое строение. В юго-восточной части территории она сложена как карбонатами, так и алевро-песчаными породами, причем доля терригенных пород в восточном направлении увеличивается.

Построение литолого-геологических разрезов, в том числе с учетом архивных скважин, позволило показать, что наряду с глинисто-карбонатными (глины, аргиллиты, мергели, известняки, доломиты и их переходные разности) и терригенными породами (алевролиты, песчаники, конгломераты и брекчии), присутствуют эвапоритовые породы (каменная соль, гипс и/или ангидрит). Последние локализованы у западной границы Соликамской впадины, но их доля от мощности не превышает 10 %. В литологическом плане эвапориты представлены чаще 1 или 2 слоями гипса, а иногда и каменной соли.

Глинисто-карбонатные породы

Анализ литохимии глинисто-карбонатных пород показал, что среди них доминирует ряд известняк-глина, и наблюдается некоторое скопление в области глинисто-известковых доломитов, что согласуется с наличием в разрезе эвапоритов (рис. 4.3).

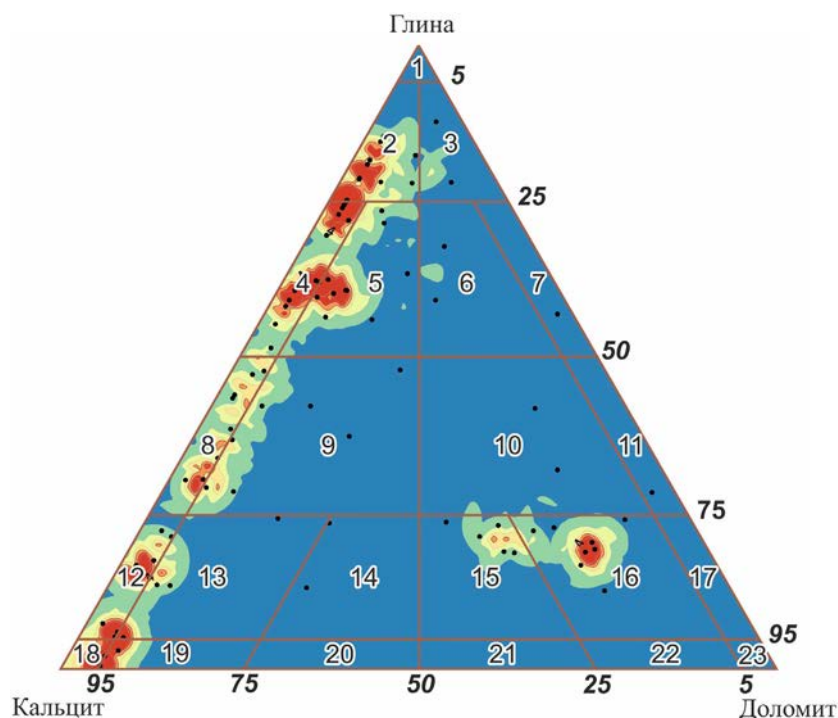


Рис. 4.3. Вариации состава глинисто-карбонатных пород терригенно-карбонатной толщи по соотношению кальцита, глины и доломита на диаграмме Вишнякова (1933)

Литотип ГК-1. Мергели и доломиты имеют пелитоморфное строение, серый цвет, раковистый излом и текстуры от тонкослоистых до крупнослоистых, однородных. Слага-

ют слои мощностью до нескольких метров, редко до 10 метров. Формирование этих пород, происходило в спокойных нормально-морских, либо слабо осолоненных условиях, ниже базиса эрозии волн, где постоянное волнение отсутствует, перенос материала осуществляется во взвешенном состоянии. Это позволяет отнести данный литотип к *морским или глубоководно-шельфовым фациям*, для которых характерны глубины 100–200 м.

Литотип ГК-3. Известняки, сложенные раковинами и обломками раковин двусторчатых моллюсков (мадстоун и баундстоун) (рис. 4.5). Слоистость таких пород чаще горизонтальная, линзовидная, или пологоволнистая. Породы этого литотипа слагают пласты или линзы толщиной от первых сантиметров, до первых десятков сантиметром. Обилие органики, а также их хорошая сохранность указывает на мелководно-морские фациальные обстановки.

Литотип ГК-2. Полидетритовые и пеллетовые известняки небольшой мощности с неяснослоистой текстурой. Часто содержат фрагменты микрокристаллического известняка или мергеля, что соответствует синседиментационной брекчии (рис. 4.6).

Литотип ГК -9. Доломиты, мергели, известняки и известковые мергели с линзовидной, волнистой, горизонтальной слоистостью. Также отмечаются границы локального размыва, которые в разрезе могут следовать через промежутки в несколько сантиметров и более (рис. 4.7).



Рис. 4.5. Известняк с раковинами моллюсков. Фото Е.П. Чирковой

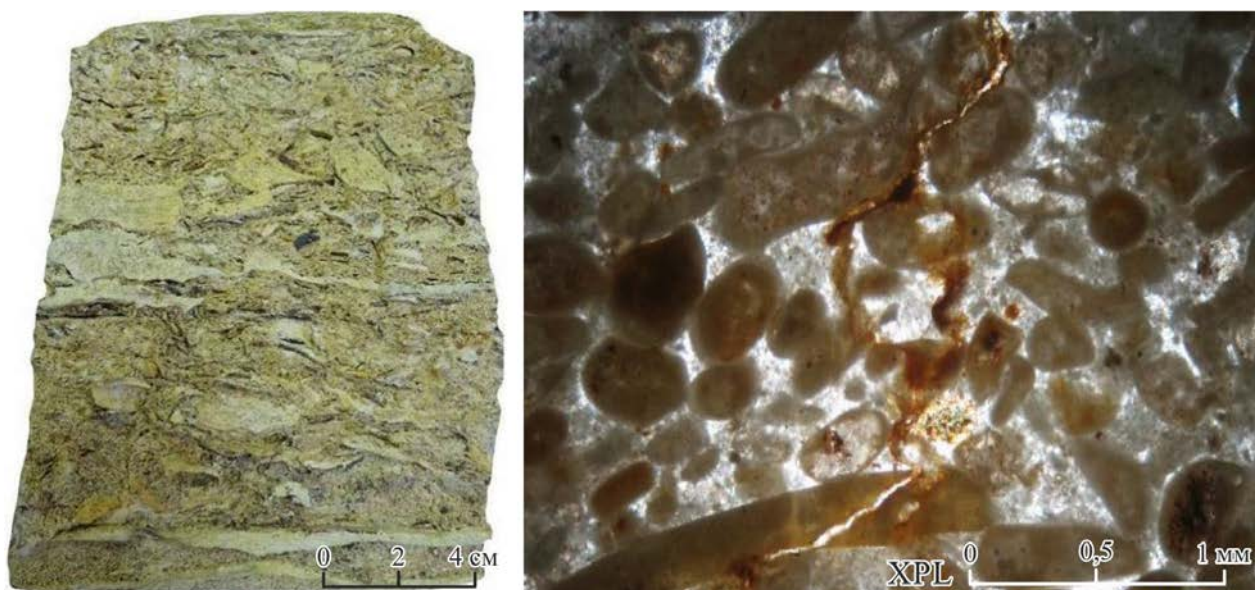


Рис. 4.6. Биокластовый (детритовый) известняк, с прослоями пеллетового известняка.

Фото Т.А. Уткиной

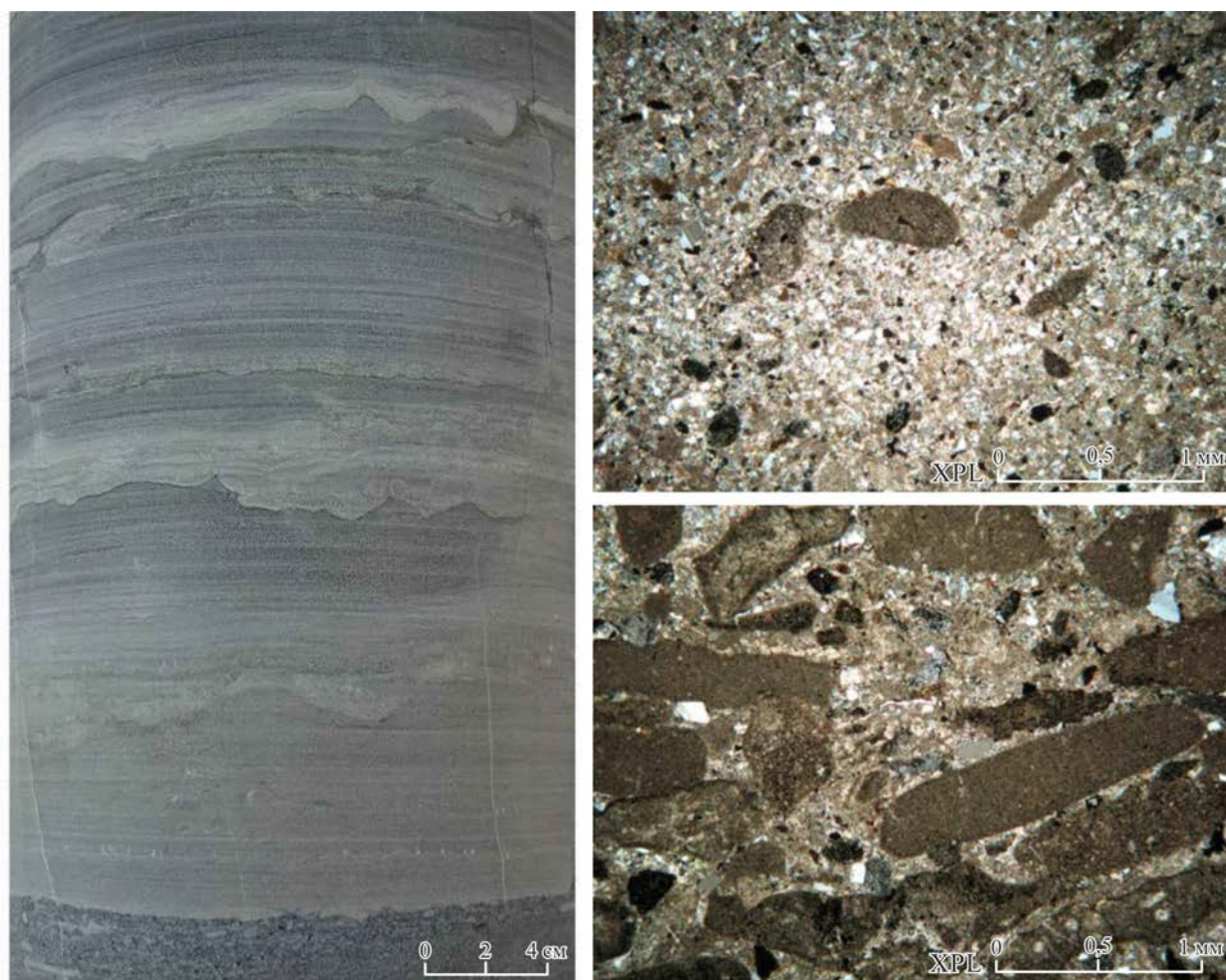


Рис. 4.7. Мергель с локальными размывами. Фото Т.А. Уткиной

Строение литотипов **ГК-2 и ГК-9** указывает на формирование ее в условиях морского мелководья в пределах базиса эрозии волн, что привело к перетиранию биогенного материала и свежего, плохо литифицированного донного осадка. Таким образом, эти породы отнесены к *прибрежно-морским или литоральным фациям*.

Песчаники

Гранулометрический анализ образцов песчаных пород в шлифах показал, что размер обломков колеблется от 0,1 до 1 мм, при этом крупные зерна чаще угловатые, а мелко-, среднеразмерные полуокатанные и округлые. Межзерновые контакты чаще точечные, реже вогнуто-выпуклые, что указывает на незначительное преобразование пород.

Цемент песчаников от базального до порового. Базальный цемент чаще представлен микритом, идентичным соседним слоям известняка и мергеля. Поровый цемент представлен либо аналогичным микритом, либо раскристаллизовавшимся мелко-, среднекристаллическим кальцитом, либо крустификационным доломитом. Доломит в таких случаях формирует сноповидные волокнистые агрегаты вокруг зерен, заполняя практически все поровое пространство.

Минералого-петрокластический анализ образцов песчаных пород демонстрирует преобладание обломков минералов и пород магматического и вулканогенного происхождения (до 60 %). Затем следуют обломки силицитов (до 22 %), в относительно равных пропорциях присутствуют обломки микрокварцитов (до 6 %), кварца (до 7 %) и полевых шпатов (до 5 %), а также единичные зерна гематита и лимонита. Редкие зерна пироксенов и амфиболов подвержены частичному разложению и замещены лимонитом и гематитом. По плагиоклазам и полевым шпатам иногда развиваются мелкие агрегаты хлорита, серицита, глинистых минералов, а также доломита. Среди обломков осадочных пород выделяются зерна мергелей и известняков.

Полученные данные о вещественном составе аллотигенной составляющей песчаников в 19 шлифах позволяют классифицировать эти породы с помощью треугольной QmFLt-диаграммы (Шванов, 1980), как кварцевые граувакки и собственно граувакки (рис. 4.8). Это указывает на незрелость обломочного материала, а в сочетании со средней сортировкой и средней степенью окатанности, говорит о незначительной дальности переноса материала.



Рис. 4.8. Вариации состава верхнесоликамских песчаников на классификационной диаграмме В.Н. Шванова

Литотип ГКП-1. Линзовидное переслаивание глинисто-карбонатных пород (глин известковых, мергеля, доломитов и известняков) с алевролитами и песчаниками (рис. 4.9). Слагают пачки от первых десятков сантиметров до нескольких метров, в некоторых про-
слоях в шлифе фиксируются тонкие участки развития строматолитовой слоистости.

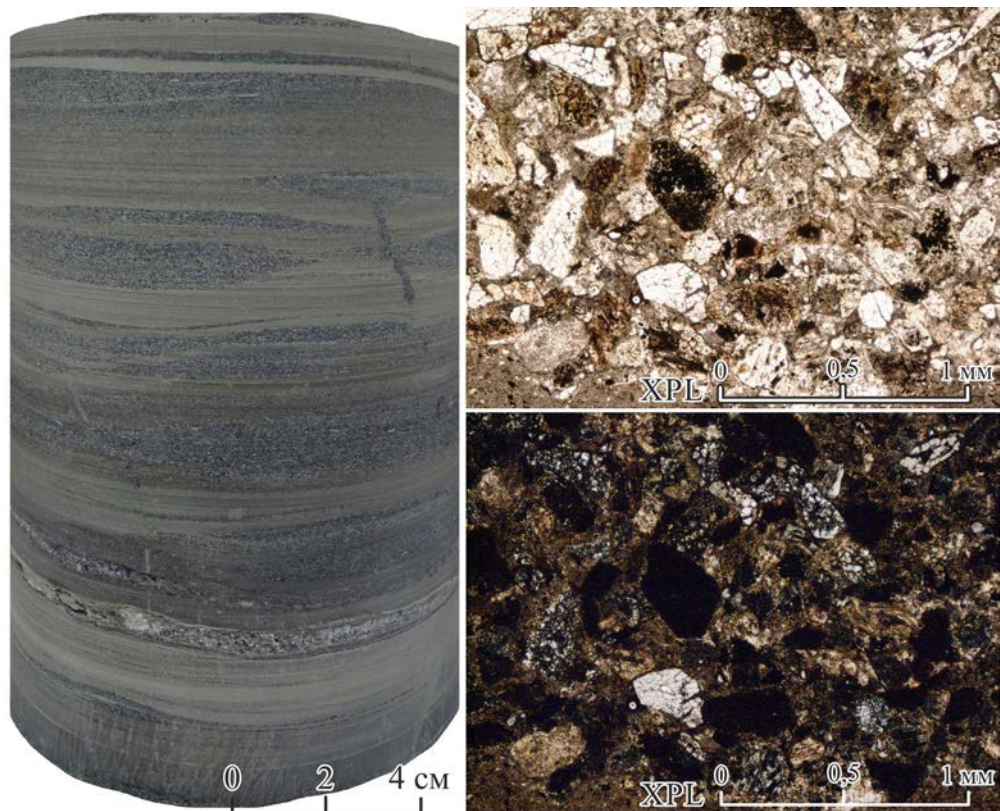


Рис. 4.9. Мергель, переслаивающийся с песчаником

Литотип П-1. Переслаивание сероцветных алевролита глинистого с песчаником тонко-, среднезернистым с косой, косоволнистой текстурой (рис. 4.10). Мощность слоев алевролита колеблется от первых миллиметров до первых сантиметров, а песчаники достигают толщины 5-7 см. Общая мощность слоев этого литотипа достигает в разрезе 0,5-2 м. В шлифе отмечается наличие зерен глауконита.

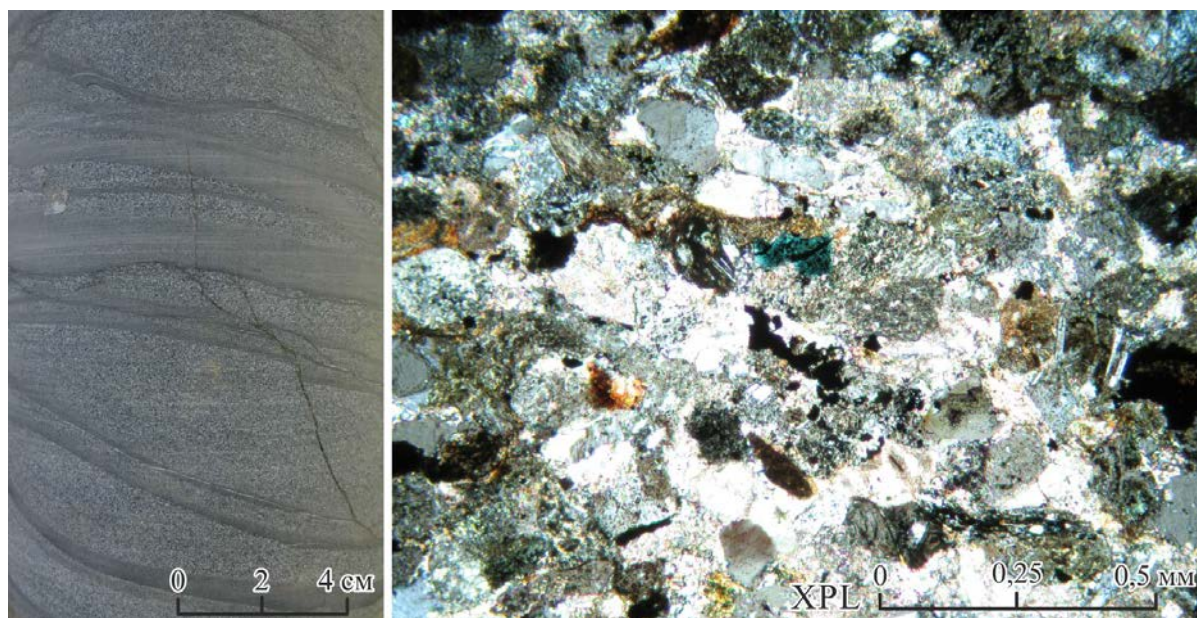


Рис. 4.10. Песчаник косослоистый

Литотип П-2. Песчаник средне-, крупнозернистый с горизонтальной слоистостью или однородный (рис. 4.11). Слагают пласты мощностью до 1 м. В шлифе отмечается плохо окатанные обломки, среди которых доминируют кварциты и вулканиты. Цемент породы чаще карбонатно-глинистый, порового и базально-порового типа.

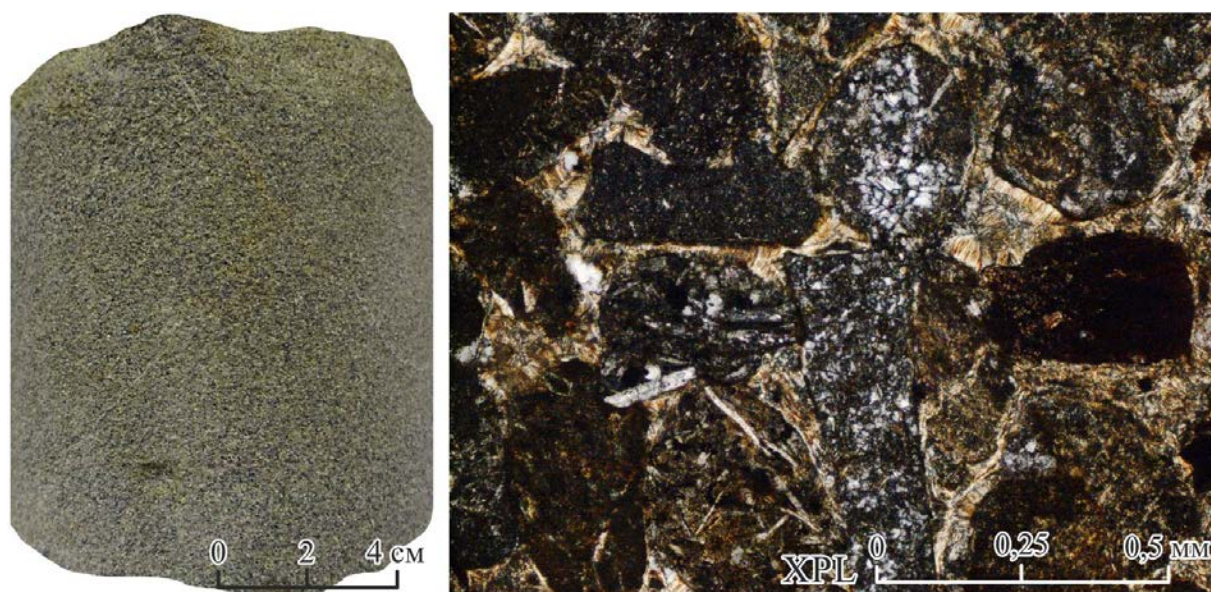


Рис. 4.11. Песчаник полимиктовый неслоистый, однородный

Литотип П-3. Песчаник крупно-, грубозернистый, однородный или неясно-, косо-слоистый (рис. 4.12). Цемент порового типа представлен хорошо раскристаллизованным шпатовым кальцитом. В обломочной части преобладают полуокатанные зерна кварцита, аргиллита и вулканокластики.

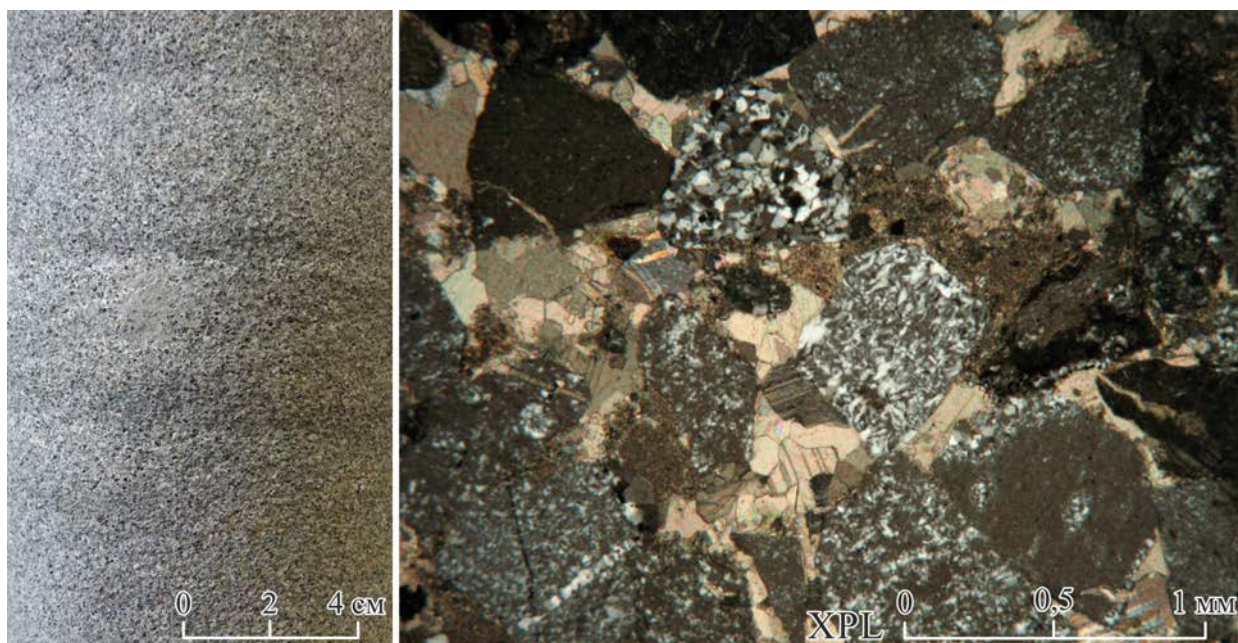


Рис. 4.12. Песчаник полимиктовый

Литотип П-4. Переслаивание песчаника мелко-, среднезернистого с глинисто-алевритовыми прослоями, имеющими волнистую текстуру и знаки ряби (рис. 4.13). Границы между слойками четкие. Глинисто-алевритовые прослои слагают невыдержанные слойки, иногда волнистые, на границах расщепляющиеся, или же представляют собой перетолженные литокласты.

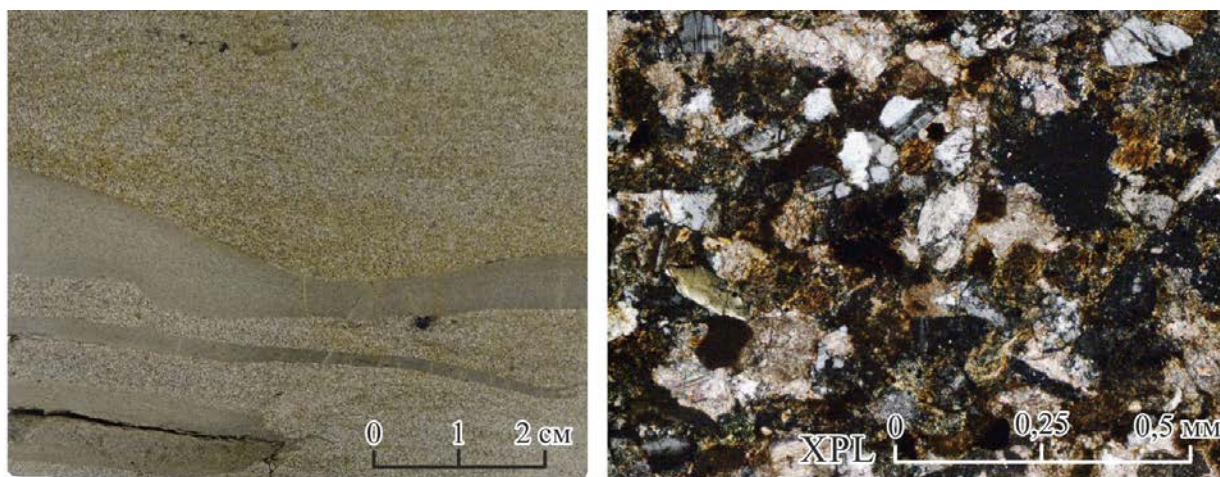


Рис. 4.13. Песчаник с алевритовыми прослоями

Таким образом, песчаные отложения ТКТ в виду их прослаивания с карбонатными и глинисто-карбонатными породами, а также содержание в некоторых из них зерен глауконита накапливались в номальноморских условиях. Ввиду относительно низкой сортировки и полимиктового состава, обломочные зерна переносились на незначительные расстояния небольшими реками и накапливались в бассейне в морских дельтовых конусах.

Эвапоритовые породы

В средней части терригенно-карбонатной толщи зафиксированы два слоя эвапоритов, сложенных либо гипсом, либо гипсом с каменной солью.

Один из этих слоев в Камском прогибе и Романовской синклинали достигает мощности 10 метров. В плане отмечается зональность - внутренняя часть сложена каменной солью, а периферия гипсовой породой, что соответствует осадконакоплению в полностью изолированном бассейне.

Второй слой развит только в северной части Камского прогиба. Мощность этого слоя не превышает 3 метров, а сложен он полностью гипсовой породой.

Литотип ГА-1. Гипс-ангидритовая порода обычно молочно-белого цвета (гипс) или голубовато-серого (ангидрит) (рис. 4.14). Гипсовые или ангидритовые желваки размером от первых миллиметров до нескольких десятков сантиметров, зачастую имеют глинистую оболочку, характеризую сетчато-желваковую текстуру породы.

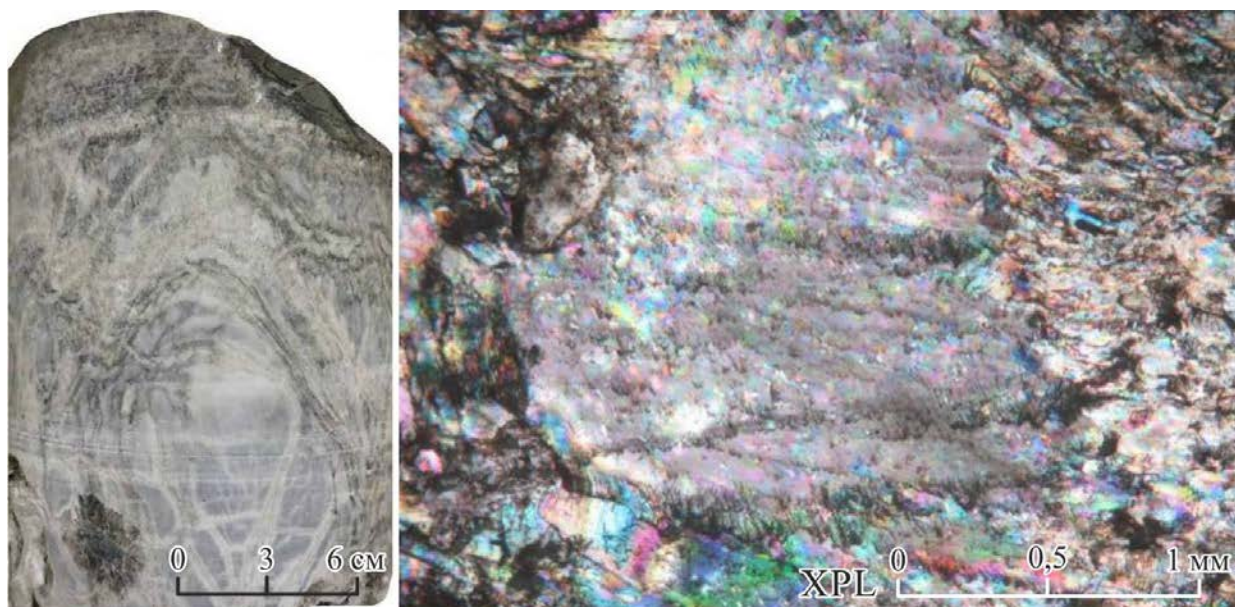


Рис. 4.14. Фрагмент слоя желваковой гипс-ангидритовой породы с сетчатой текстурой и фото шлифа. Фото Уткиной Т.А.

Литотип Г-1. Переслаивание каменной соли с глинистыми прослоями. Каменная соль в разрезе ТКТ слагает одиночную линзу мощностью до 6 метров, которая вскрыта малым количеством скважин, пробуренных в 60-70 гг., в связи с этим в нашем распоряжении имеются только данные геологического описания.

Каменная соль ТКТ аналогична солям в СМТ. Здесь она также переслаивается с глинистыми прослоями, которые содержат сферические желваки мелкокристаллического гипса или ангидрита (от нескольких мм до 1 см в диаметре).

Фации солеродных лагун. Характерными литотипами в этой фации выступают *А-1* и *Г-1* представляющие собой типичные породы эвапоритового цикла седиментации. В пределах линзы отмечается зональное строение: краевые части линзы, как по периферии, так и снизу и сверху по разрезу сложены гипс-ангидритовой породой, а центральная часть – каменной солью.

Фации нормально-морских лагун накапливались в пределах солеродной лагуны в период между накоплением двух слоев эвапоритов. Специфические тектонические процессы привели к локализации компенсированного карбоната накопления в пределах северной части камского прогиба, что в разрезе выражается в виде известняково-мергельной линзы, заключенной между гипс-галитовыми слоями.

Литотип ГА-2. Гипс-ангидритовая порода сетчато-желвакового строения (рис. 4.15). На контакте с глинисто-карбонатным материалом гипс частично замещен молочно-белым халцедоном. На отдельных участках строение замещенных участков осложнено секущими прожилками параллельно-шестоватого гипса. На фоне основной мелкозернистой массы отмечаются зоны, где гипс слагает крупные (до 1 см) пластинчатые метакристаллы.

Обилие глинистого вещества, желваковое строение, а также хаотическое и слабо выдержанное распределение этого литотипа по разрезу толщи, дает основание отнести его к фации субэвральных прибрежно-морских себх. Характерными литотипами в этой фации выступают ГА-1 и Г-1, представляющие собой типичные породы эвапоритового цикла седиментации в прибрежно-морской зоне.

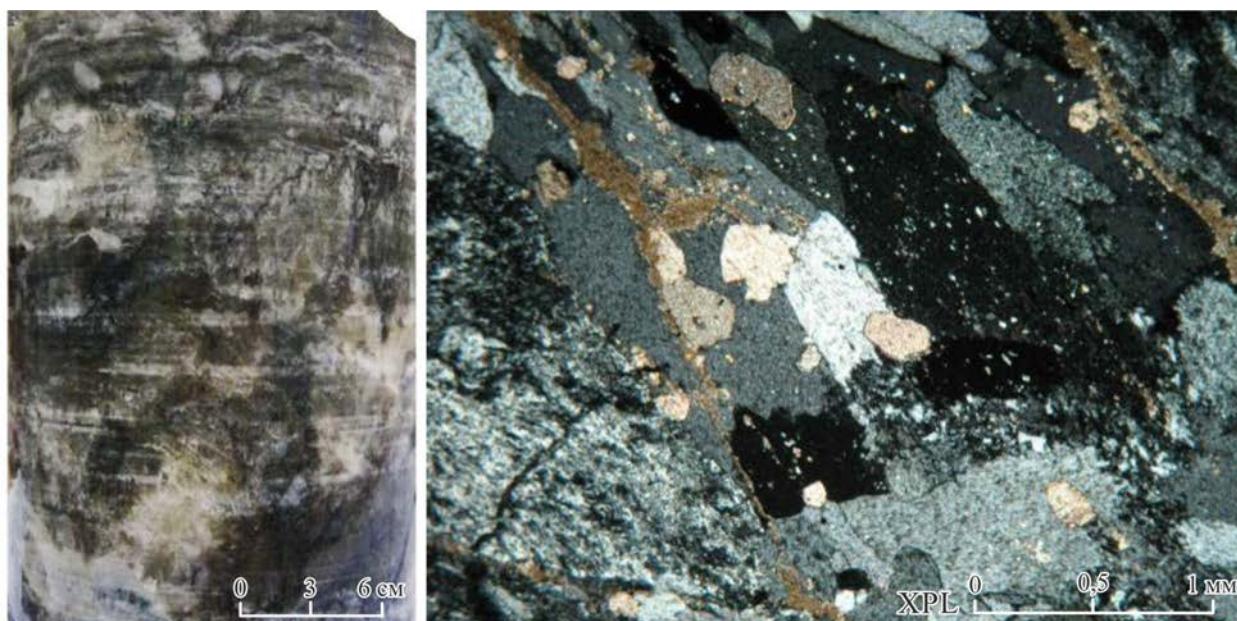


Рис. 4.15. Слой желвакового ангидрита, замещенного пойколокристаллами гипса
Фото Т.А. Уткиной

4.3. Стратификация и цикличность

Стратификация верхнесоликамской подсвиты выполнена по распределению псаммитового и эвапоритового материала, а их прослои использованы в качестве реперных.

Исследование распределения процентного содержания терригенных пород в верхнесоликамской подсвите по площади Соликамской впадины, позволило построить карту песчанистости. В пределах области имеющих данных, распределение содержания песчаников колеблется от 0 до 70 %. На карте хорошо видна тенденция увеличения песчаного материала с северо-запада на юго-восток. Также, в разрезе ТКТ наблюдаются несколько терригенных слоев клинообразной формы (рис. 4.16) хорошо прослеживающихся в южной части впадины. Это позволяет детально стратифицировать толщу в пределах распространения этих слоев.

Корреляционные схемы, составленные на основе сопоставления скважин из соседних разрезов, позволили выявить 7 реперных песчаных слоев (рис. 4.16). Для каждого отдельного слоя были построены карты изопахит, которые позволили установить границы распространения терригенных пород, а также определить особенности распределения вещества, определяющую внутреннюю структуру слоев.

На полной серии карт и геологических разрезов хорошо видна эволюция фронта выноса терригенного материала в осадочный бассейн Соликамской впадины. Снизу вверх наблюдается постепенное расширение площади и увлечение мощности каждого слоя. Общий план карт изопахит позволяет утверждать о сугубо восточном, юго-восточном источ-

нике поступления материала. Конфигурация изопакит в плане позволяет предполагать существование нескольких ветвящихся потоков, формирующих подводные терригенные конусы выноса в бассейне Соликамской впадины (рис. 4.17). Это позволяет отнести отложения терригенных слоев к дельтовым отложениям.

В связи с полученными результатами о полноте разреза терригенно-карбонатной толщи на изучаемой территории, предлагается выделить несколько литологических типов разреза верхнесоликамской подсвиты, отличающихся литологическим составом.

Исследование пространственного распределения нижнего и верхнего эвапоритовых слоев позволило показать, что они локализованы только в западной части Соликамской впадины (рис. 4.18).

Исследование распределения всех типов пород позволяет выделить несколько типов разреза (рис. 4.19).

Карбонатный тип разреза – это разрез толщи, в котором присутствуют только карбонатные и глинисто-карбонатные породы. Зона распространения охватывает северную, северо-западную и западную часть изучаемой территории. Причем на западе этот тип разреза распространен уже за пределами Соликамской впадины. В качестве опорного разреза предлагается использовать разрез Тюлькино, который является наиболее изученным среди всех разрезов соликамского горизонта.

Эвапоритово-карбонатный тип. Этот тип разреза встречен в северной части Камского прогиба. Здесь эвапоритовые отложения (каменные соли и гипсы) залегают непосредственно в карбонатных породах. В разрезе могут быть встречены либо один слой, сложенный гипсом или ангидритом, либо два эвапоритовых слоя. В случае с двумя пластами, нижний слой обычно смешанного состава, т.е. представляет собой переслаивание каменной соли и гипса, а верхний обычно гипсовый.

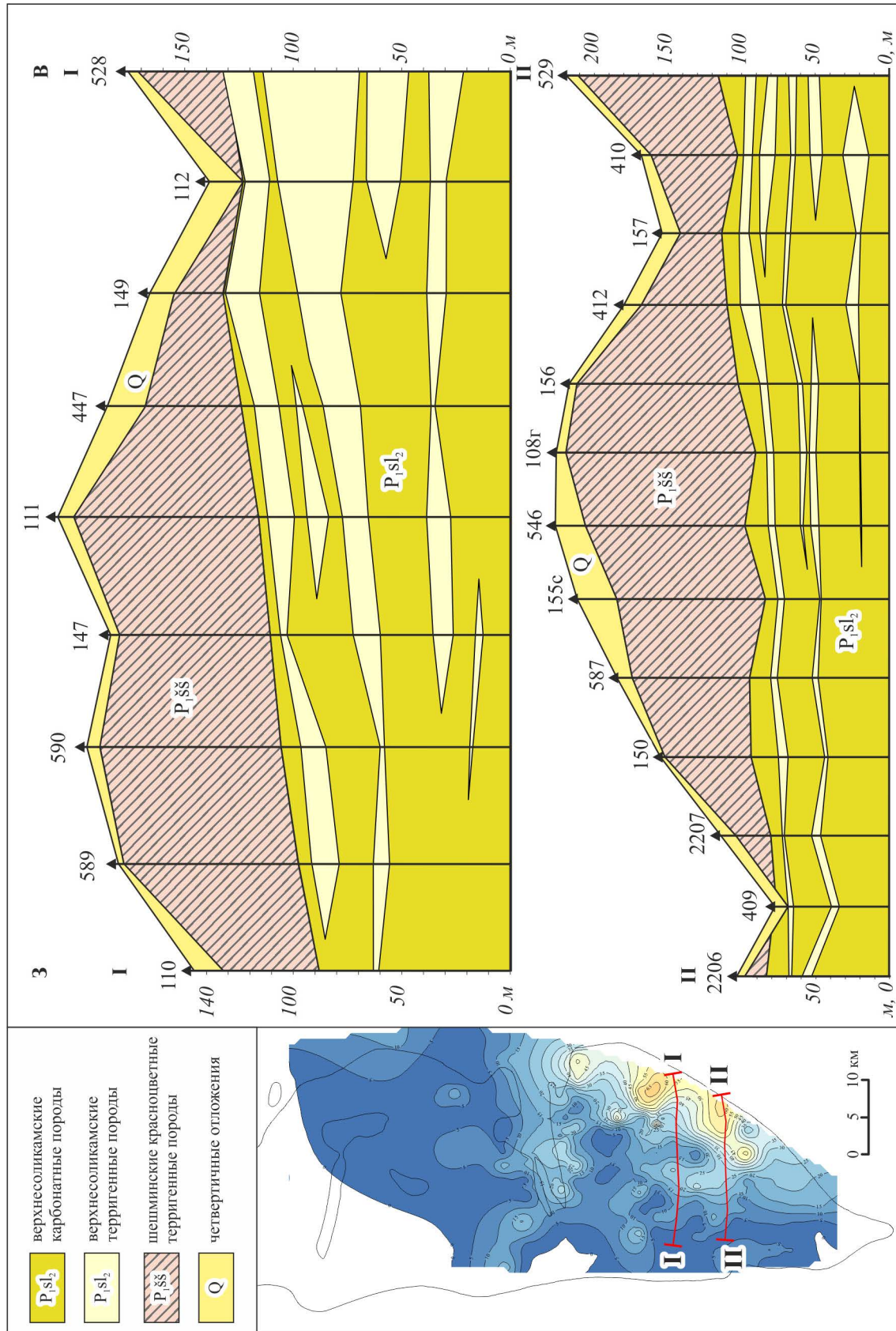


Рис. 4.16. Корреляционные схемы-разрезы верхнесоликамской подсисты, приведенные к ее подошве

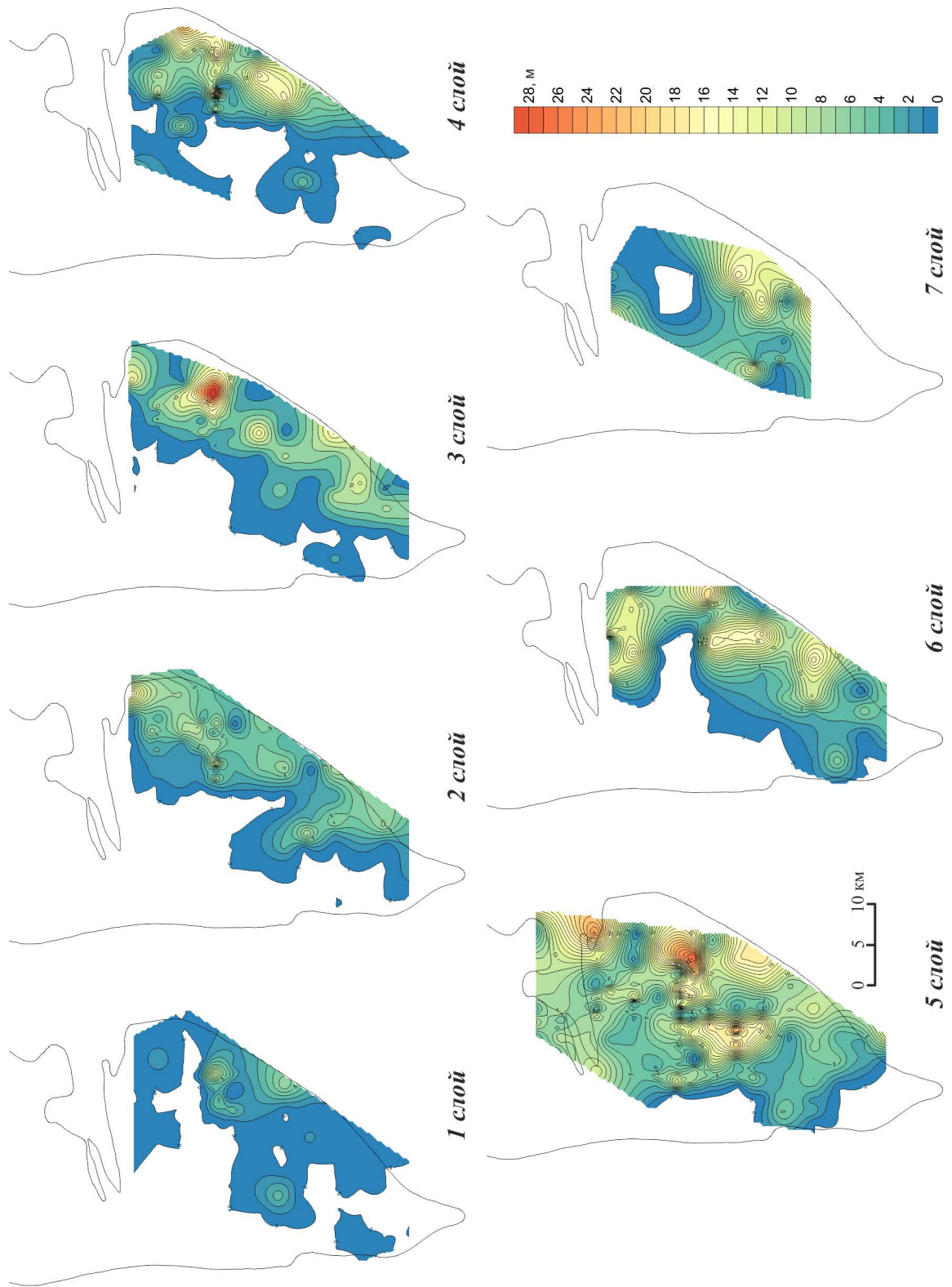


Рис. 4.17. Карты изопакит слоев песчаника в верхнесоликамской подбассине

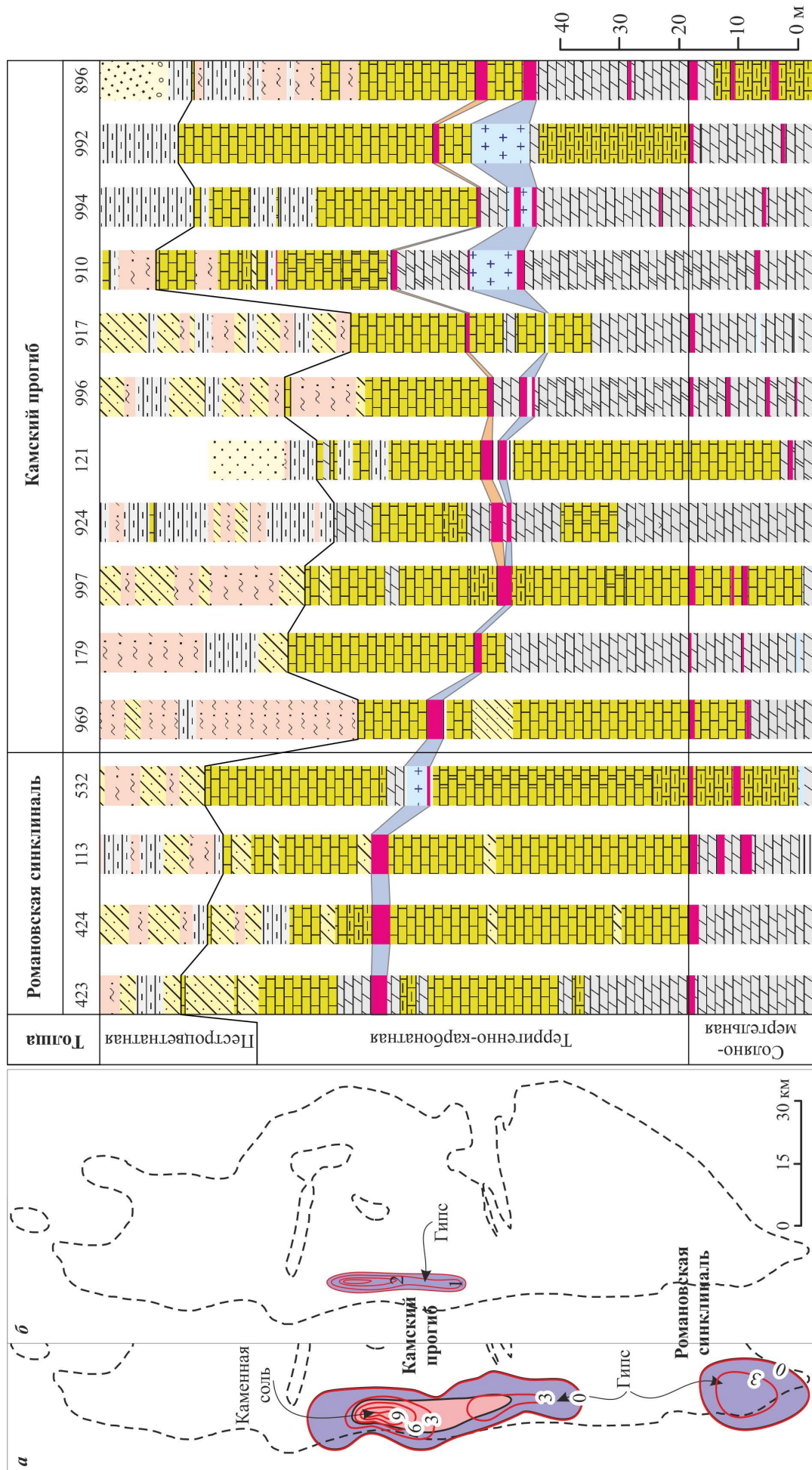


Рис. 4.18. Карты распределения мощности и литологического состава нижнего (а) и верхнего (б) эвапоритовых слоев и схема сопоставления разрезов терригенно-карбонатной толщи в Романовской синклинали и Камском прогибе

Эвапоритово-терригенно-карбонатный тип разреза выделен там, где толща содержит эвапоритовые, терригенные и карбонатные породы. Эвапориты здесь являются продолжением слоев, выделенных на севере Камского прогиба, но площадь их распространения заходит значительно южнее вплоть до Романовской синклинали, где на гипсовом слое залегает слой песчаника.

Терригенно-карбонатный тип. Выделен по контуру песчаности до 50 %. Разрез представлен переслаиванием карбонатных и песчаных пород. В пределах этой площади лучше всего прослеживаются терригенные пласты, благодаря чему разрез можно разделить на пачки. В общей сложности нами выделено 7 пачек, из которых первые 4 прослеживаются хорошо, а верхние пачки зачастую трудно идентифицировать, из-за их частичного или полного размыва, либо из-за схожести с вышележащей пестроцветной толщей. Скорелировать восточные разрезы с западными удалось благодаря тому, что 5 реперный слой песчаника залегает непосредственно на 10 реперной гипсовом слое. Отложения, залегающие до кровли гипсового слоя, нами объединены в нижнюю подтолщу, а залегающие выше – в верхнюю.

Терригенный тип. Этот тип разреза выделен в районах развития мощных слоев терригенных пород. Доля этих пород в разрезе составляет больше 50 % от мощности. Проследить какие-либо пачки становится трудно, так как порой полностью отсутствуют карбонатные слои, что усложняет общую структуру толщи. Это связано с близостью источника сноса, что приводит к более частым интервенциям песчаного материала в бассейн.

Таким образом, на основе анализа типов разреза верхнесоликамской подсвиты нами предлагается модифицированная *схема стратификации толщи* (рис. 4.19). Предлагается подразделить толщу на 7 пачек. В каждую пачку включаются слои карбонатных пород и один реперный слой песчаника, залегающий сверху. Кроме этого, предлагается выделить две подтолщи, разделенные эвапоритовым слоем, что фиксирует переломный момент в развитии бассейна и маркирует пик регрессии. Таким образом, 4 пачки включены в нижнюю подтолщу, а 3 - в верхнюю.

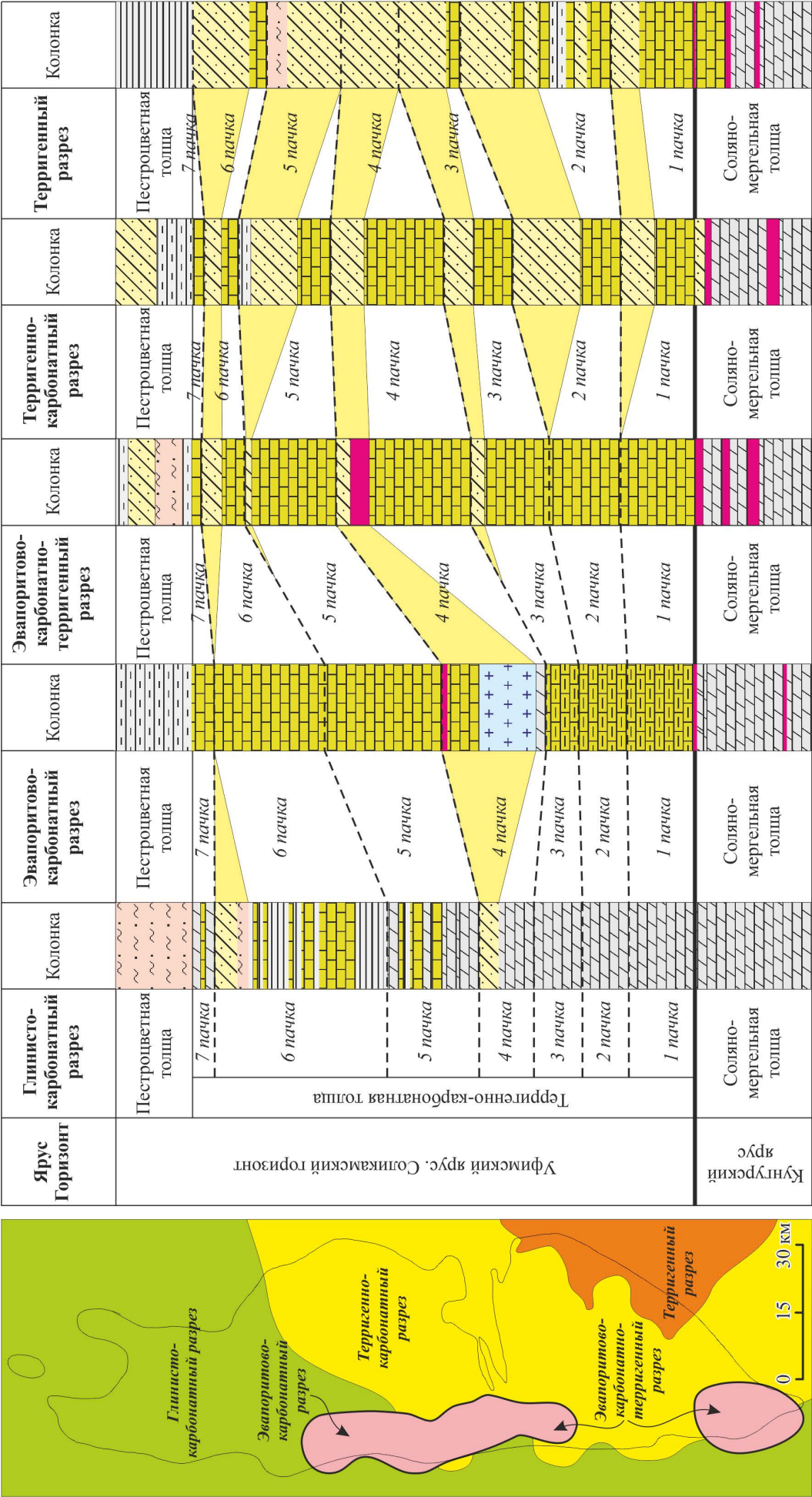


Рис. 4.19. Карта распределения типов разреза терригенно-карбонатной толщи

4.4. Палеогеографические и палеотектонические условия в позднесоликамское время

Палеогеографический анализ позднесоликамского времени основан на анализе фаций и построении карт мощностей реперных слоев для каждой пачки. При построении карт использовались участки с наиболее полным разрезом ТКТ, для того чтобы исключить влияние вторичных процессов. На основании анализа площадного и временного распределения фациальных рядов и обстановок осадконакопления нами были построены литолого-палеогеографические схемы. Каждая из представленных схем характеризует определенный временной интервал, определяющий парагенез обстановок осадконакопления.

Мегацикл терригенно-карбонатной толщи является промежуточным между лагунно-морским мегациклом соляно-мергельной толщи и континентальным мегациклом пестроцветной толщи. Таким образом, отложения верхнесоликамской подбиты сформировались в результате продолжения крупного трансгрессивного этапа, начавшегося еще в раннесоликамское время (рис. 4.20).

Чередование песчаных и карбонатных пород в разрезе позволяет выделить 7 трансгрессивно-регрессивных циклов, а наличие эвапоритовых слоев в средней части толщи позволяет разделить ее еще на два мезоцикла.

Касибская зона. Платформенная область к западу от Красноуфимского разлома в позднесоликамское время, вероятно, представляла собой область накопления нормально морских карбонатных осадков, содержащих соответствующую фауну.

Уральская зона. Уфимские, как и все нижнепермские отложения, на Уральском орогеническом поднятии отсутствуют, так как по границе надвигов эти отложения эродированы. На основании строения отложений в Соликамской зоне можно предполагать, что в пределах Урала в это время существовала прибрежная равнина, с практически полным отсутствием денудационных процессов. Тем не менее, именно Урал, был основным источником глинистого материала, накапливающегося в пределах Соликамской и Касибской зон в виде глинисто-карбонатных пород. Это подтверждается последними исследованиями глинистого вещества, которые показали, что материнским веществом служили коры выветривания по основным породам (Исаева, 2016).

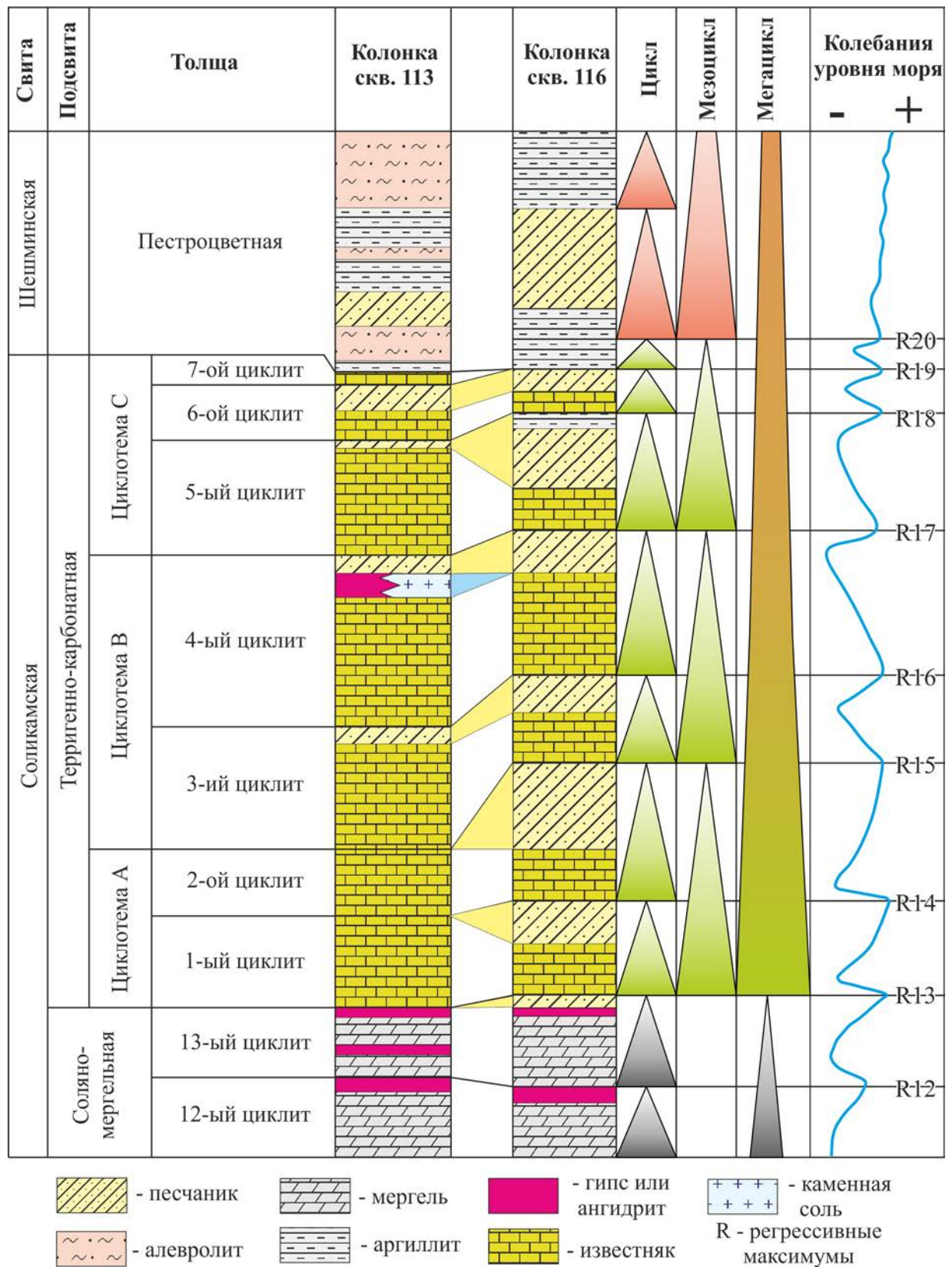


Рис. 4.20. Циклостратиграфия верхнесоликамской подсвиты территории Соликамской впадины

Соликамская зона. Анализ распределения литофаций, построенных для каждой пачки (7 стадий) терригенно-карбонатной толщи, выявляет следующую палеогеографическую картину в Соликамской впадине в позднесоликамское время.

Первый мезоцикл

Первый мезоцикл представлен интервалом разреза, включающим в себя первые четыре пачки или циклита. В каждом циклите нижняя часть сложена карбонатными породами, а верхняя песчаными. Эта тенденция сохраняется только в восточном терригенно-карбонатном типе разреза. На западе выделение циклов достаточно условно. Песчаные породы имеют явный уральский источник сноса (рис. 4.21).

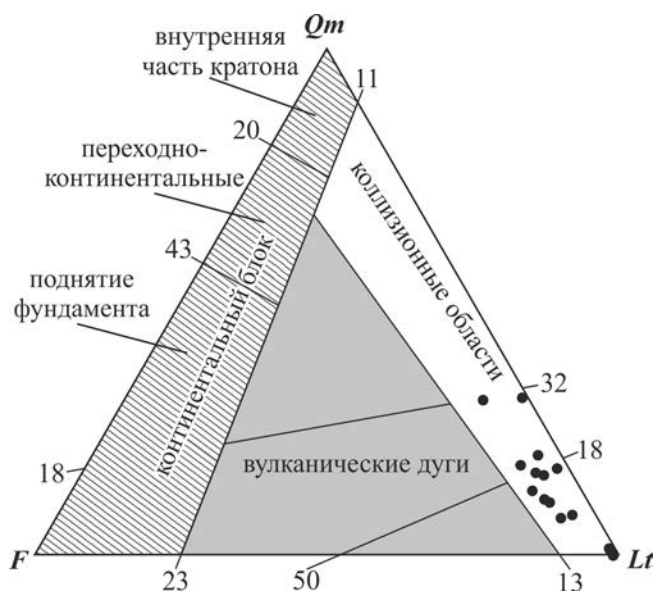


Рис. 4.21. Вариации состава верхнесоликамских песчаников на диаграмме источников сноса обломочного материала (Dickinson, 1983)

Первые 4 циклита демонстрируют постоянно увеличивающуюся площадь распространения подводной дельтовой фации, залегающих на слоях морских карбонатных известняков или мергелей.

В пределах Камского прогиба 4 пачка в верхней части сложена лагунными эвапоритовыми отложениями, что указывает на крупную трансгрессию в регионе. Это подтверждается максимальной площадью дельтовых отложений, распространившихся севернее Дуринского района и достигших Камского прогиба на западе, где песчаники залегают непосредственно на 10 эвапоритовом слое, сложенном гипсом. Севернее границы дельты в слое 10 присутствует каменная соль (рис. 4.22). Отсутствие галогенной части разреза южнее, связано с растворением речными пресными водами, что привело к сохранению только менее растворимых сульфатных пород.

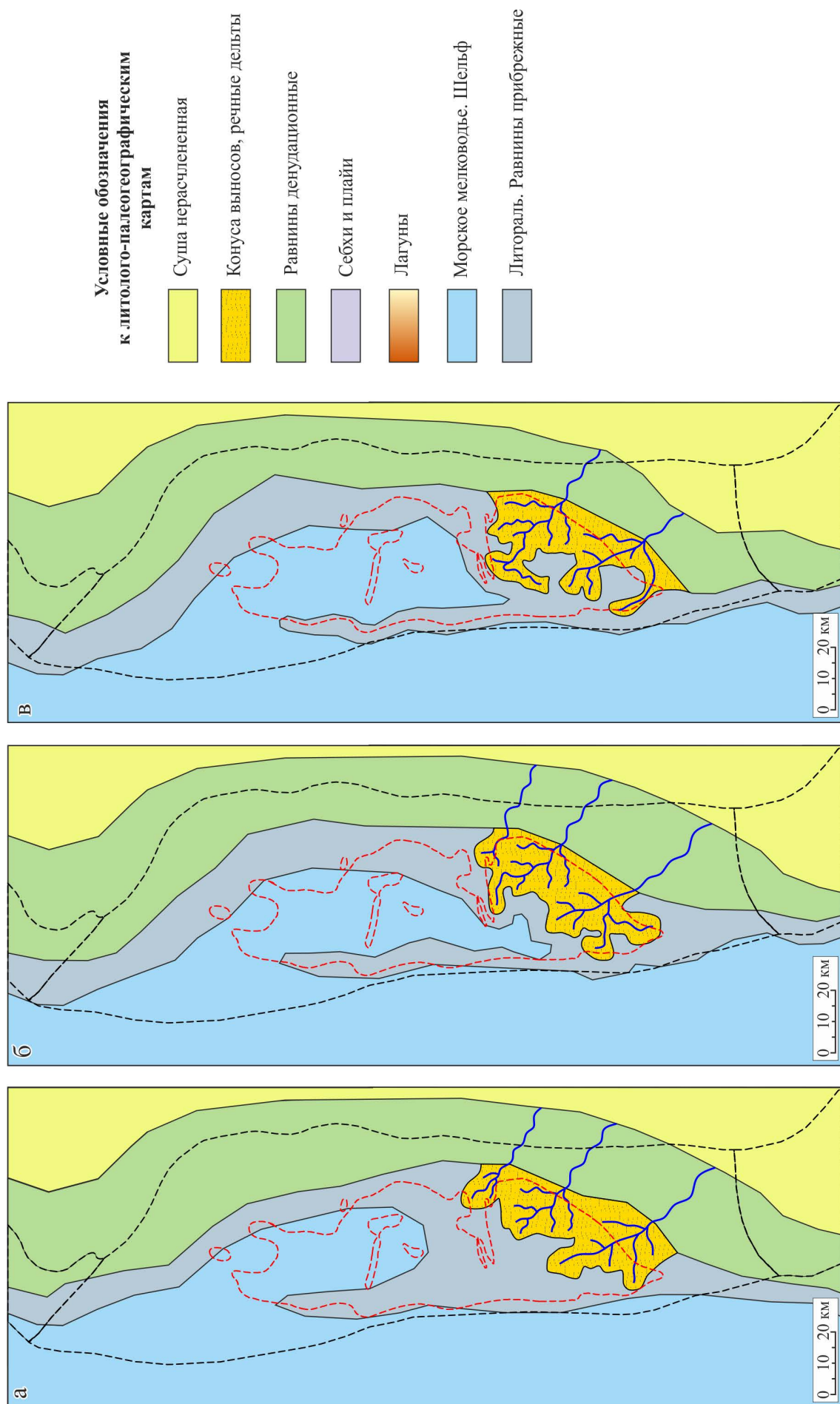


Рис. 4.22. Палеогеография верхневолынской подсвиты на момент окончания первого (а), второго (б) и третьего (в) циклов

Образование соляно-гипсовой линзы посреди нормально морских карбонатных осадков в пределах Камского прогиба напрямую связано с активизацией и ростом Камско-Вишерского вала в позднесоликамское время. Развитие сброса на западе и перераспределение солей должно было спровоцировать рост соляного вала над разломом. Формирующийся вал мог изолировать Камский прогиб от основного морского бассейна. Также возможен вариант поступления рассолов в Камский прогиб за счет растворяющихся солей в апикальной части Камско-Вишерского вала.

Второй мезоцикл

Второй мезоцикл включает в себя 5-7 циклиты и характеризуется относительным преобладанием песчаных пород над карбонатными в восточных разрезах. Площадь распространения дельтовых фаций заметно не увеличивается. В южной части условно удаётся выделить верхние пачки, так как мощность и площадь распространения 6 и 7 песчаных слоев здесь меньше (рис. 4.23). Зачастую возникают некоторые проблемы с корреляцией границ 6 и 7 слоев из-за отсутствия карбонатной пачки между ними. Более того, возникает вопрос об эрозионном залегании пестроцветной толщи, что вносит дополнительные сложности с выделением границ между толщами.

Таким образом, можно заключить, что в позднесоликамское время в пределах Соликамской впадины доминировали морские обстановки, в которых накапливались карбонатные породы, содержащие фауну. В это же время в бассейн активно поступал обломочный материал, выносимый речными системами и накапливающийся в дельтовых конусах выносов. Накопление шло непрерывно, уровень моря то повышался, то понижался. Максимум понижения уровня бассейна пришелся на середину накопления толщи, когда в период очередной регрессии моря впадина была изолирована растущим Камско-Вишерским валом. Это привело к формированию солеродной лагуны, соленакопление в которой было прервано интервенцией пресных речных вод, принесших обломочный материал.

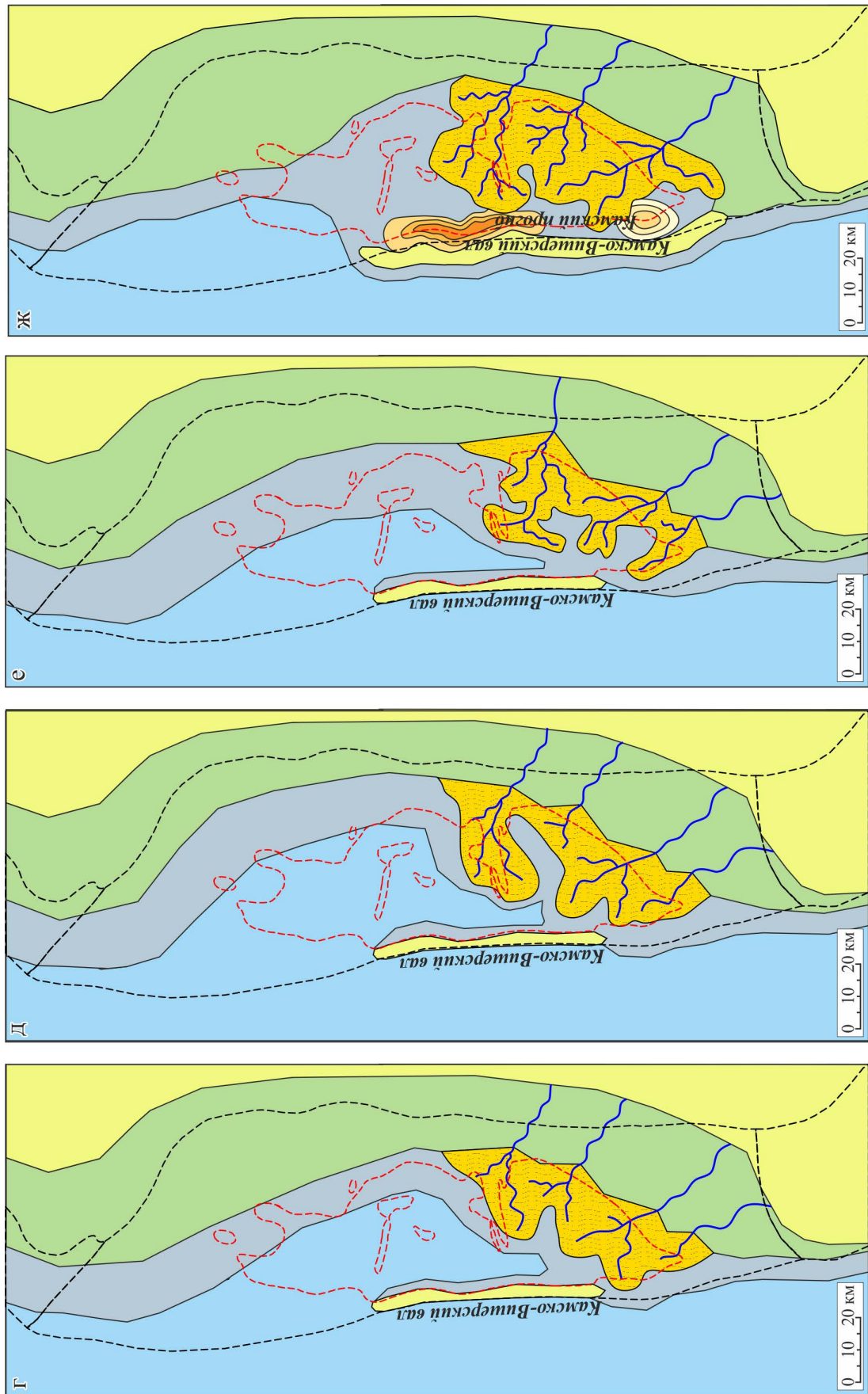


Рис. 4.23. Палеогеография верхнесоликамской подсистемы на момент окончания и четвертого (г), пятого (д) шестого (е) и седьмого (ж) циклов. Условные обозначения см. на рис. 4.22

Выводы

Изучение закономерностей распределения маркирующих слоев и литологического строения терригенно-карбонатной толщи позволяют предполагать в разрезе верхнесоликамской подсвиты сочетание разнообразных мелководно-морских, прибрежно-морских, дельтовых, а также лагунных отложений. На это указывает наличие в разрезе ТКТ карбонатных отложений с морскими и неморскими фоссилиями, косослоистых песчаников с растительным детритом, а также развитие в некоторых слоях трещин усыхания.

Картирование крупных клинообразных песчаных тел позволило выявить наличие нескольких этапов поступления обломочного материала на фоне аутигенного осаднения карбонатов. Доля песчаных слоев в разрезе и распределение их мощности по площади говорят о юго-восточном источнике сноса, что также подтверждает минералогический и петрографический состав пород. Осаждение песчаного материала шло в широких дельтовых конусах, имеющих несколько ветвящихся рукавов. Также хорошо прослеживается эволюция дельтового фронта, который становится все шире и смещается на запад.

Анализ разреза верхнесоликамской подсвиты позволяет говорить о развитии нескольких тектонических структур в пределах впадины, которые начали формироваться еще в раннесоликамское время.

Активизация Красноуфимского глубинного разлома на западе впадины спровоцировала структурную перестройку внутри кунгурской соляной толщи, что привело к дальнейшему развитию Камского прогиба и его росту на юг. В позднесоликамское время в активную стадию развития вступил Камско-Вишерский вал, который изолировал мелководное внутриплатформенное море от Соликамской впадины. Формирование вала, в свою очередь, привело к накоплению лагунных гипс-галитовых пород в Камском прогибе.

5. ШЕШМИНСКИЙ ГОРИЗОНТ. ЛИТОЛОГИЯ, СТРАТИФИКАЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Шешминская свита ($P_{1\check{s}\check{s}}$), представленная пестроцветной толщей (ПЦТ), залегает на отложениях соликамского горизонта в пределах Соликамской впадины без заметного перерыва. В пределах Дуринской и Боровицкой тектонических структур, шешминская свита может залегать и на иренских отложениях (Иванов, 1975).

Пестроцветная толща широко развита на территории Соликамской впадины. Поле выхода ее к подошве четвертичных отложений составляет не менее трети от всей площади впадины. В северной и северо-восточной части толща эродирована и сохранилась лишь в некоторых отрицательных структурах. На юге и западе толща развита практически повсеместно. Свита достаточно хорошо обнажена вдоль берегов р. Камы и ее притоков. Кроме того, шешминские отложения в пределах впадины вскрыты в разрезах нескольких сотен солеразведочных, структурных и гидрогеологических скважин.

Анализ карты мощности ПЦТ (рис. 5.1) в пределах изучаемого контура показывает, что мощность толщи колеблется от практически нулевых значений до 715 метров. Однако средняя седиментационная мощность пестроцветной толщи, по мнению А.А. Иванова (1975) близка к 150-200 м. Такой разброс величин обусловлен как глубиной среза толщи, так и наличием впадин Дуринского и Боровицкого прогибов. В пределах Соликамской впадины отсутствуют казанские отложения, поэтому судить о полной мощности шешминской свиты достаточно сложно.

На территории Соликамской впадины отложения шешминской свиты не стратифицировались. Стратотипической местностью считаются разрезы по р. Шешма, приток р. Кама в Западной Башкирии, где свиту принято подразделять на камышенскую, бураевскую и чекмагушскую толщи (Палант, 1958, 1959; Стратиграфический словарь, 1977). В пределах Соликамской впадины эти толщи не прослеживаются, поэтому здесь выделяют только одну пестроцветную толщу, соответствующую горизонту в полном объеме.

Проследить и выделить какие-либо толщи в ПЦТ Соликамской впадины не удастся в виду пестрого литологического состава отложений, что связано с их континентальным происхождением. Еще одним фактором является разнообразие фациальных обстановок в пределах небольших участков, неравномерное распределение мощности, отсутствие перекрывающих отложений, а также наличие крупных прогибов с аномально высокой мощностью.

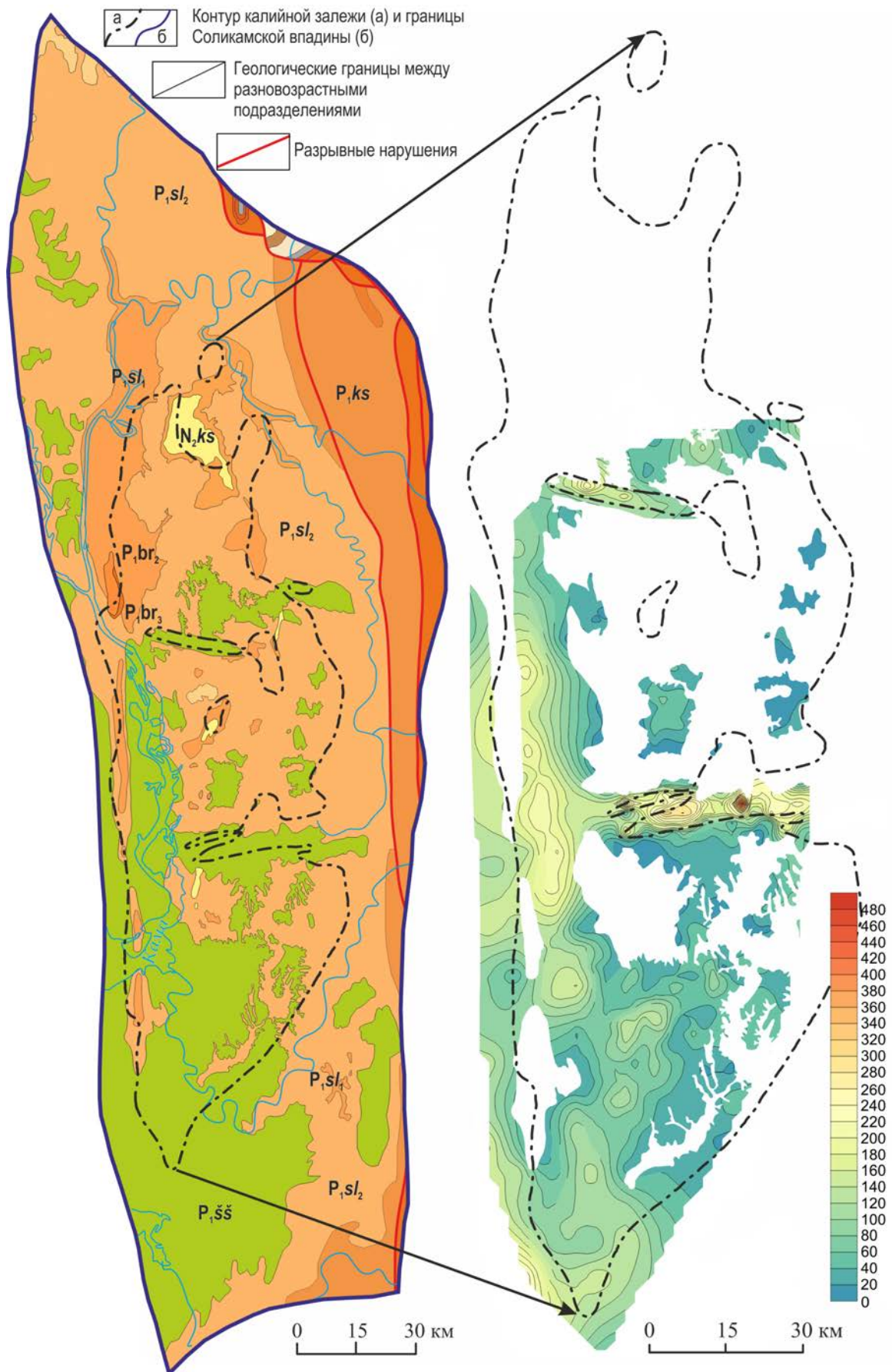


Рис. 5.1. Геологическая карта Соликамской впадины и карта мощности шешминских отложений в пределах ВКМС

Так как перекрывающие казанские отложения в пределах Соликамской впадины достоверно не известны, проблема проведения границы между ними в настоящей работе не обсуждается.

Актуальной является проблема проведения границы между соликамским (терригенно-карбонатной толщей) и шешминским горизонтом. Подошва шешминских отложений, она же граница между соликамскими и шешминскими отложениями, обычно проводится по смене сероцветных известняков красно-, и пестроцветными аргиллитово-песчаниковыми отложениями. В восточной части Соликамской впадины верхняя часть соликамского горизонта представлена известняково-песчаниковыми породами, поэтому границу с шешминскими отложениями здесь выделить достаточно трудно.

В качестве границы между соликамским и шешминским горизонтами был предложен петромагнитный рубеж (Использование петромагнитных..., 1997), установленный на основе петрофизического изучения уфимских отложений. Исследователями было показано, что на этой границе наблюдается резкая смена магнитных свойств пород, что может быть использовано в качестве дополнительного критерия при обосновании стратиграфической границы и детального расчленения опорного разреза уфимского яруса.

5.1. Палеонтологическая характеристика

Шешминский горизонт в своем стратотипическом разрезе по данным В.В. Силантьева (1996) содержит комплекс неморских двустворок *Palaeomutela stegocephalum* Netsch., *P. attenuata* Gus., *P. markini* Bet. и *Prilukiella* sp. Все перечисленные виды палеомутел встречаются и в соликамском горизонте, а вид *P. attenuata* Gus. проходит и в отложения казанского яруса. Признаки, отличающие шешминский комплекс пелеципод от соликамского, заключаются в резком обеднении систематического состава (исчезают представители родов *Redikorella*, *Sinomya* и *Concinella*), и в то же время – в появлении первых представителей рода *Prilukiella*.

Из растительных остатков в шешминских отложениях В.П. Владимирович определила формы, также характерные для шешминского горизонта: *Sphenopteris bifida* Schmal., *Callipteris erosa* Zal, *Gomia biarmica* Vlad. Также, И.А. Ефремовым и Е.П. Вьюшковым вблизи пос. Юг найдены рептилии *Brithopas priscus* Kut., *Denterosaurus* и остатки неопределимых амфибий (Государственная геологическая карта..., 2016).

Комплексы миоспор пресноводной пачки, где заметная роль в комплексе принадлежит спорам лепидофитов, отличаются от комплексов из близких по составу отложений казанского яруса, где преобладающей группой является пыльца *Striatosaccites*, *Cordaitina* и др. (Практическая палинология, 1990).

5.2. Литология и фации

Основную долю в разрезах шешминской свиты составляют пестроцветные терригенные породы, но также присутствуют карбонатные породы, угли и палеопочвы.

Угли и палеопочвы

Прослои углефицированной органики достаточно часто встречаются в пестроцветной толще, но имеют незначительные площади распространения и мощности до нескольких десятков сантиметров (рис. 5.2). Кроме отдельных слоев, углефицированная органика встречается как в виде тонкого растительного детрита, рассеянного по общей массе породы, так и в виде отдельных обломков стволов или корней растений. Это позволяет выделить *озерные и речные фации* (рассеянный детрит), *фации пойм и болот* (крупные прослои) и *палеопочвы* (остатки корней).



Рис. 5.2. Углефицированные остатки древесины и корни растений в шешминских отложениях

Карбонатные породы

Карбонатные породы в разрезе пестроцветной толщи встречаются крайне редко. Обычно это маломощные линзы и слои небольшого простираия, сложенные известняком, доломитом или мергелем. Для отложений характерно наличие диагенетических известковых конкреций, формирующих хорошо выдержанные прослои в терригенных слоях. Первичные пластовые карбонатные породы представлены одним **литотипом ГК-10**. Для этих пород характерна скрытокристаллическая структура, цвет серый переходящий в коричневатый, раковистый излом и текстуры от тонкослоистых до крупнослоистых, однородных. Также в этих породах наблюдаются остатки раковин остракод (рис. 5.3). Такие породы, скорее всего, образовались в спокойных гидродинамических условиях, соответствующих *озерным фациям*.



Рис. 5.3. Шешминские известняки с остатками остракод

Аргиллиты и алевролиты

Глинистые и алевроитовые породы составляют большую часть от общей мощности пестроцветной толщи. Эти породы характеризуются коричнево-вишневой, зеленовато-серой окраской и хорошо выраженной слоистостью. Зачастую в этих породах содержатся карбонатные конкреции, которые порой слагают хорошо выдержанные прослои.

Глинистые породы представлены преимущественно аргиллитами, реже встречаются глины, которые на земной поверхности быстро высыхают и растрескиваются, превращаясь в щебнисто-дресвяную массу с характерной раковистой отдельностью.

Алевролиты в свою очередь достаточно крепкие или слабо трещиноватые. Слоистость чаще косая, реже неяснослоистая (рис. 5.4).

Обломочная часть этих пород представлена широким спектром обломков, среди которых доминирует кварц, что связано с большей устойчивостью к истиранию. Также среди обломков отмечаются полевые шпаты, кремни, вулканокластика, а также обломки аргиллитов и карбонатов. Цемент алевролитов обычно глинисто-железистый.

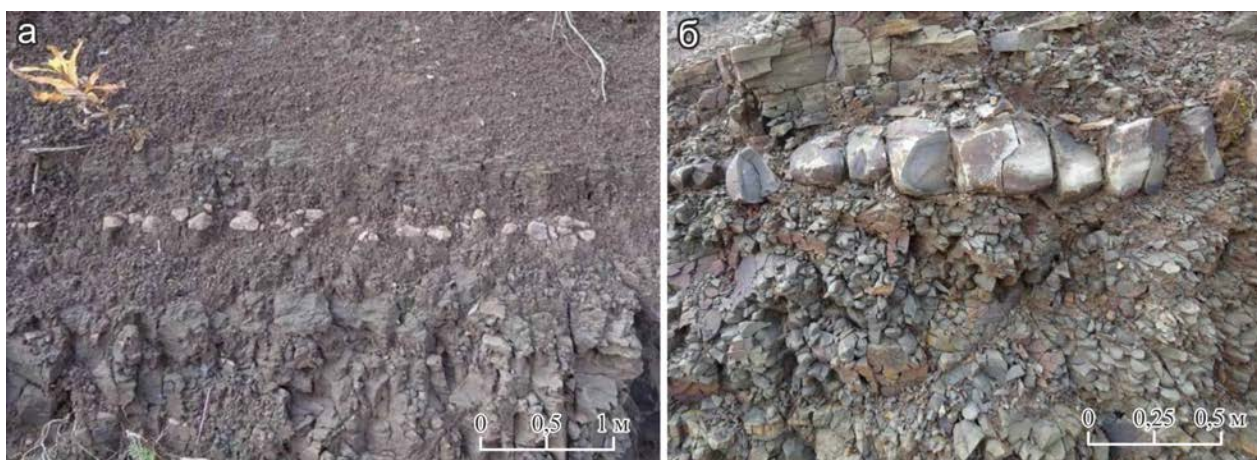


Рис. 5.4. Общий вид шешминских пестроцветных алевроаргиллитов с карбонатными конкрециями (а) и прослоями песчаников (б)

Псефитовые породы

Конгломераты и брекчии в шешминских отложениях играют подчиненную роль. Они встречаются лишь маломощными линзами, залегающими, главным образом, среди песчаных слоев. Обломки обычно сложены двумя типами пород. Первые – преимущественно кремни и обломки магматических пород уральского происхождения. Вторые – карбонатные или аргиллитовые, являются продуктами перемыва местных пород, т.е. по сути это внутрiformационные брекчии и конгломераты (рис. 5.5).

Литотип КБ-1. Обломочная часть сложена глинистой, аргиллитовой или мергельной галькой. Происхождение обломков относится либо к самим шешминским отложениям, либо к подстилающим соликамским отложениям, реже, к породам уральского происхождения.

Зачастую границы песчано-конгломератовых линз имеют резкие контакты в нижней части, являющейся границей размыва, а в верхней части переход во вмещающие породы достаточно плавный.

В этих слоях также содержатся линзы, содержащие глину и углефицированную органику. Глинистые линзы, вероятно, являются отложениями образованными в рукавах более мелких водотоков, формировавшихся в периоды спада уровня вод.

Наличие углефицированной органики в конгломератах связано с переносом речными потоками как мелкого растительного детрита, так и достаточно крупных фрагментов древесины, которые в высокоскоростных гидродинамических условиях быстро заносились новыми осадками. В условиях дефицита кислорода, растительная органика не подвергалась разложению, а претерпевала углефикацию.



Рис. 5.5. Алевроаргиллиты с прослоями и линзами карбонатных конгломератов (слева) и прослой карбонатной брекчии с песчано-гравийным матриксом (справа)

Песчаники

Изучение пестроцветных песчаников в шлифах позволило установить некоторые различия минерального состава в мелкозернистых и крупнозернистых разновидностях. Алевро-песчаники и мелкозернистые песчаники характеризуются неоднородным минеральным составом. Обломочные зерна представлены кварцем, полевыми шпатами, амфиболами, пироксенами, слюдой. В скв. 74 Я.Я. Яржемским (1979) зафиксировано присутствие авгита. Цемент часто глинистый, карбонатный, нередко железистый (лимонитовый), порового типа (рис. 6.6).

Внутреннее строение средне-, крупнозернистых песчаников аналогичное. Эти породы плохо сортированы, но имеют обломки от слабоокатанных до хорошо окатанных. Упаковка зерен достаточно плотная, зерна соприкасаются чаще по удлинённым, вогнуто-выпуклым контактам, реже с проникновением одних зерен в другие, очень редко встречаются точечные контакты. В связи с чем, цемент чаще порового типа, крустификационный, а вокруг кварцевых зерен – регенерационный. В ряде случаев отмечается цементация деформационного типа. В вещественном плане цемент разнородный и неравномерно распределённый по породе, отмечаются участки с преобладанием железистого-лимонитового и кальцитового состава.

В кластической части песчаников преобладают обломки эффузивных пород основного, реже среднего состава, часто хлоритизированных или подвергнутых соскюритизации и пелитизации, кремнистых и карбонатных пород, а также обломки зерен моноклинных пироксенов.

В нижних пластах пестроцветной толщи пироксены представлены единичными, сильно разложёнными фрагментами зерен, частично замещённые карбонатами или другими трудно определяемыми продуктами замещения. В верхних пластах, в некоторых слоях песчаников пироксенов сравнительно много (до 10 %) и в большей части зерен они свежие или слегка разложённые с поверхности (Вахромеева, 1966).

Обломочная составляющая песчаников характеризуется широким спектром обломков минералов и различных типов пород. Легкая фракция представляет собой смесь терригенных зерен кварца (от единичных зерен до 10 %), полевых шпатов (от редких зерен до 20%), пироксена (от зерен до 7 %), хлорита (от единичных зерен до 15 %) и обломков различных пород (от зерен до 60%). Среди пород преобладают кремнистые (до 30 %), глинистые (до 20%), эффузивы (до 30 %), сланцы (до 20 %, обычно до 10 %) и кварциты (от 1 – 5 до 10–15 %) (Харитонов, 2018).

На диаграмме, учитывающей соотношение обломков пород различного генезиса, шешминские песчаники попадают в поле петрокластических граувакк (рис. 5.6). Так как

среди обломков пород преобладают вулканические породы, то в шешминское время размыв орогенной области достиг эффузивных и интрузивных комплексов. В то время как соликамские песчаники отвечают кварцевым грауваккам, при этом пробы из соляно-мергельной толщи оказались более кварцевыми, а из терригенно-карбонатной толщи преобладают обломки пород.

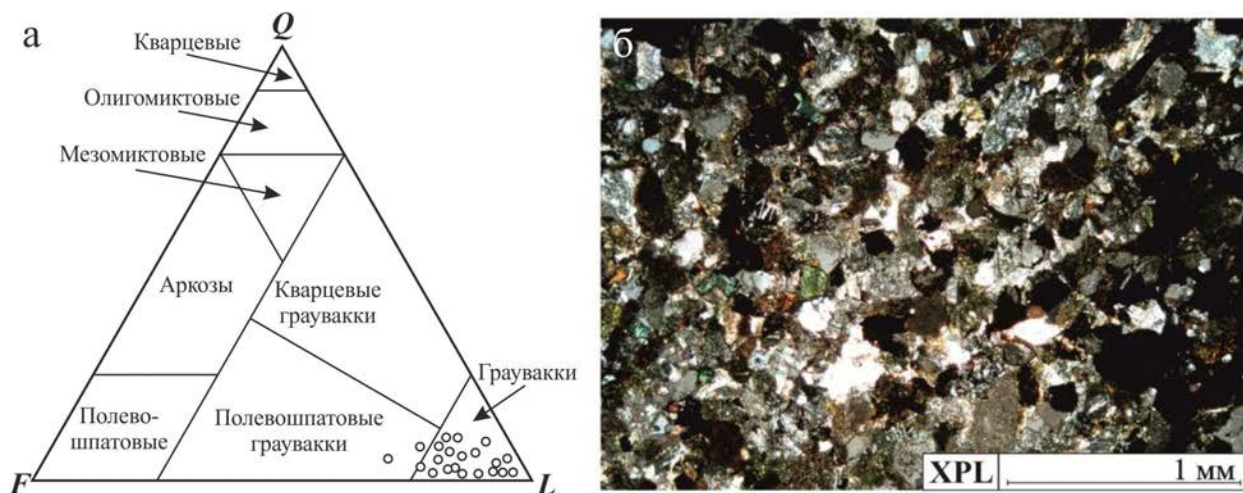


Рис. 5.6. Вариации состава шешминских песчаников на классификационной диаграмме В.Н. Шванова и микрофотография шлифа песчаника

В текстурном плане среди песчаных пород обычно преобладают косослоистые или косо-волнистые песчаники (рис. 5.7). Мощность песчаных слоев колеблется от первых сантиметров до нескольких десятков метров. Переходы между разными типами пород зачастую не четкие, часто с переслаиванием. Тектурные особенности песчаных пород, а также наличие в них ризоконкреции и углефицированных корней растений, позволяет отнести их к речным и озерным фациям.



Рис. 5.7. Выход косослоистых шешминских песчаников в естественных обнажениях правого берега р. Камы, в районе г. Усолье

«Медистые песчаники»

К «медистым песчаникам» отнесены отложения шешминской свиты, содержащие первичную и переотложенную медную минерализацию. Чаще всего это песчаники, но отмечаются и конгломераты, гравелиты, аргиллиты и известняки. Проявления меди в уфимских пестроцветах Соликамской впадины относятся к северной (Пермской) ветви меденосной полосы, которая южнее сливается с расположенной западнее верхнеказанской Вятско-Камской ветвью и далее переходит в верхнеказанскую Оренбургско-Уфимскую.

Источником меди считают разрушающиеся основные породы и колчеданные месторождения Урала. Предполагается несколько форм переноса: обломочный материал, тонкая взвесь и сульфатные соединения (Холодов, 1968). Осаждение меди связывалось с осаждением на разлагающихся растительных остатках, на карбонатном барьере, адсорбцией на углефицированном детрите (рис. 5.8), электролитическом и биохимическом осаждении из речных вод при взаимодействии с морской и лагунной водой.

В настоящее время принято, что медная минерализация является многостадийной и в схеме ее образования следует четко различать сингенетическое осаждение металлов в бассейне и последующее перераспределение в зоне окисления. Было показано (Чайковский, 2005), что фиксация меди в шешминских отложениях происходила на углефицированных остатках (куприт), обломках карбонатов (малахит), а также девитрифицированных пирокластах (хризоколла, креднерит, самородная медь, сульфиды меди ряда яроуит-спинокопит, барит). Малахит, фольбортит, хризоколла и анальцим формируются позднее в пустотах выщелачивания.



Рис. 5.8. Проявление медной минерализации на обломках углефицированной древесины в косослоистых песчаниках южнее г. Березники. Фото И.И. Чайковского

Исследование ряда проявлений медной минерализации Соликамской впадины показало, что она локализована в отложениях различных фаций (Чайковский и др., 2018). Так на проявлении Володин камень (правый берегу р. Яйва) в двух прослоях известняка (5-7 см), залегающих среди красно-бурых песчаников, наиболее распространенными являются ветвящиеся образования самородной меди (рис. 5.9). Проволока из самородной меди окаймлена органической пленкой. На поверхности меди отмечены выделения (5 мкм) халькозина (Cu_2S), а также обособления самородного серебра, золота, свинца, интерметаллиды Sn-Cu и Hg-Ag размером менее 0,5 мкм. Самородная медь может сменяться купритом, а на контакте с известняком замещаться каймой малахита. Медь с кристаллами малахита и стронцианита отмечена также в гнездах внутри минерализованных раковин остракод или в виде псевдоморфоз по самим раковинам.

Схожая минерализация, приуроченная к аналогичным известнякам с остракодами, встречена ниже уровня грунтовых вод на глубине 84,5 м в скв. № 2003 Романовского участка. Кроме «каналов», выполненных медью, на плоскостях трещин были диагностированы халькозин, самородная медь, малахит, атакамит и хлорсодержащий брошантит. В качестве единичных микроскопических выделений отмечены барит и галенит.

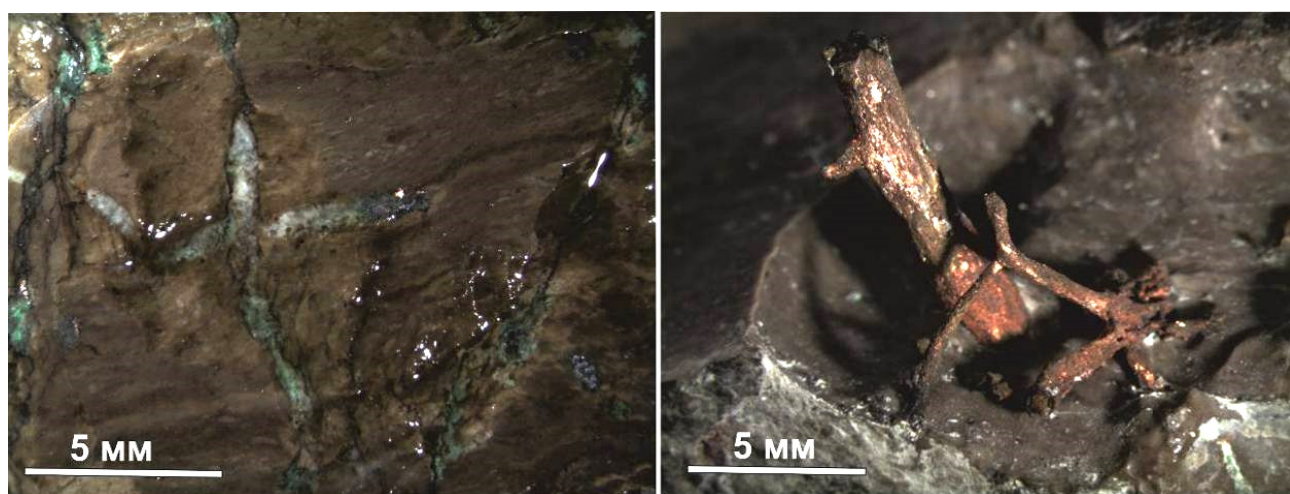


Рис. 5.9. Карбонатные породы шешминской свиты с каналами, выполненными кальцитом и малахитом или самородной медью. Фото И.И. Чайковского

Другой тип минерализации отмечен на Романовском проявлении. Здесь скопление медистых минералов приурочено к песчаникам с рассеянным углефицированным растительным детритом с карбонатным цементом, где минерализация представлена относительно изометричными зональными сгустками размером 1,5-3 см. Во внешней зеленой кайме малахит и хризоколла цементируют обломочные зерна, а во внутренней красно-оранжевой части куприт замещает кальцитовый цемент, обломки карбонатов и часть вул-

канических пород, реже – кремней (рис. 5.10). К куприту тяготеют выделения самородной меди, а также интерметаллиды Cu-Ag-Hg и Cu-As.

Таким образом, отложение медной минерализации происходило в различных фациальных обстановках: озерной для володинского типа и речных – романовского. При этом для романовского типа предполагается осаждение в сероцветных песчаниках непосредственно в карбонатно-силикатно-оксидной форме, за счет замещения карбонатного и вулканокластического материала в присутствии углефицированного растительного детрита. Для володинского типа характерно отложение самородной меди в пустотах известняка, обогащенных органикой. Появление стронциевой, бромсодержащей и хлоридной минерализации дает основание предполагать участие на поздних стадиях рудообразования весьма минерализованных хлоридных растворов.

Проявления Володин камень и Романово могут представлять собой региональные типы оруденения, наряду с широко известными: каргалинским, вятским, донецким, мансфельдским, джезказганским, удоканским и заир-замбийским (Лурье, 1988; Трубачев, 2003; Хасанов и др., 2009).

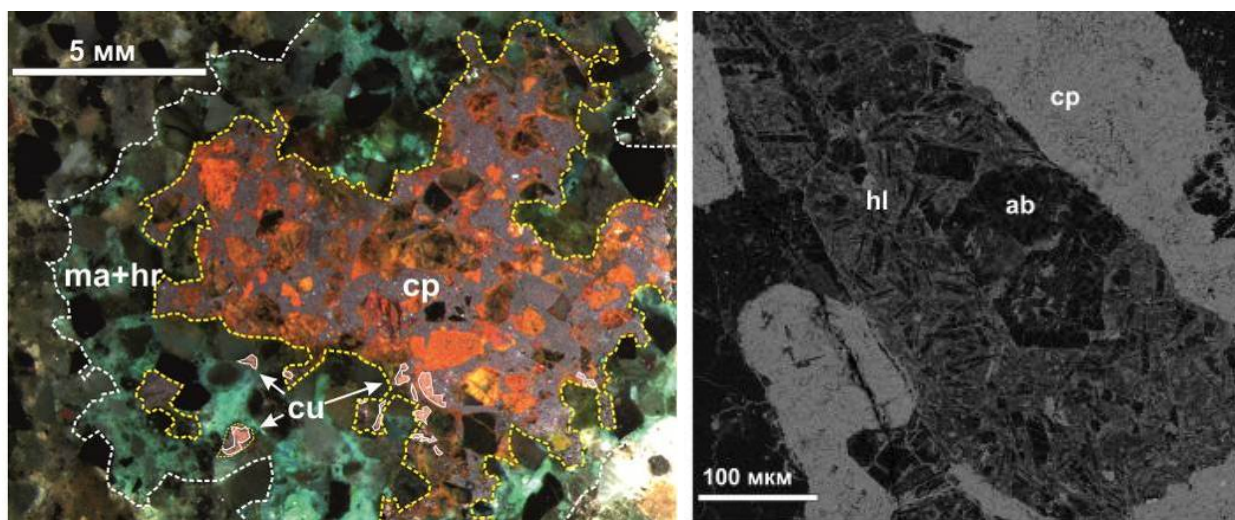


Рис. 5.10. Зональное обособление медных минералов в песчаниках Романовского проявления в виде связующего цемента (слева) и замещения (справа) по основной массе в обломке вулканита основного состава (cp – куприт, ma – малахит, hr – хризоколла, cu – самородная медь, hl – хлорит, ab – альбит)

5.3. Стратификация разрезов

Сопоставление разрезов пестроцветной толщи, не смотря на их фациальную пестроту, позволило выделить два типа разреза.

Равнинный тип. Этот тип разреза представлен отложениями, сформировавшимися в условиях аккумулятивной равнины, занимающей большую часть территории Соликамской впадины в этот период, на что указывает фациальный состав отложений.

Впадинный тип разреза развит локально в пределах трех отрицательных структур, известных как Боровицкий, Дуринский и Камский прогиб, где принципиально не отличаясь по составу, имеет аномально высокие мощности (рис. 5.11). Максимальная мощность (671,7 м) вскрыта 521 скважиной в пределах Дуринского прогиба, которая может выступать в качестве опорной и для Камского прогиба, так как эти структуры сочленяются, и, соответственно, осадками заполнялись относительно синхронно.

В ней наблюдается переслаивание алевролитов, песчаников и аргиллитов. Кроме терригенных пород отмечаются 8 карбонатных прослоев, сложенных известняком, что позволяет разделить разрез на 9 пачек, каждая из которых венчается карбонатом. Это свидетельствует о пульсационном развитии прогиба, что дает основание предполагать, что в момент интенсивного погружения в бассейне образуются мощные толщи терригенных пород, а при затухании процесса, формируется бассейн, в котором накапливаются карбонаты.

Сопоставление разрезов вдоль оси Дуринской структуры показало, что в некоторых скважинах прослеживаются два мощных слоя песчаника в первой пачке, а слой известняка латерально переходит либо в аргиллиты, либо в песчаники. Это указывает на то, что на большей части Дуринской площади сохранилась только первая пачка. Остальные пачки либо эродированы, либо не накапливались вообще.

Разрезы скважин Камского прогиба удастся связать с Дуринскими благодаря их сочленению. Так, по разрезу скважины 276 фиксируются два маркирующих слоя.

Боровицкий прогиб расположен севернее, изолирован от Камского прогиба и развивался, вероятно, независимо. Максимальная мощность вскрыта в 289 скважине, которая принята в качестве опорной для этой структуры. В разрезе присутствуют 4 карбонатных прослоя, по которым толща разделяется нами на 5 пачек (рис. 5.12).

Таким образом, Боровицкий прогиб развивался изолированно, в то время как Камский и Дуринский на начальном этапе формировались синхронно и взаимосвязанно. Но в дальнейшем Камский прогиб прекратил развиваться, а Дуринский продолжил самостоятельное развитие.

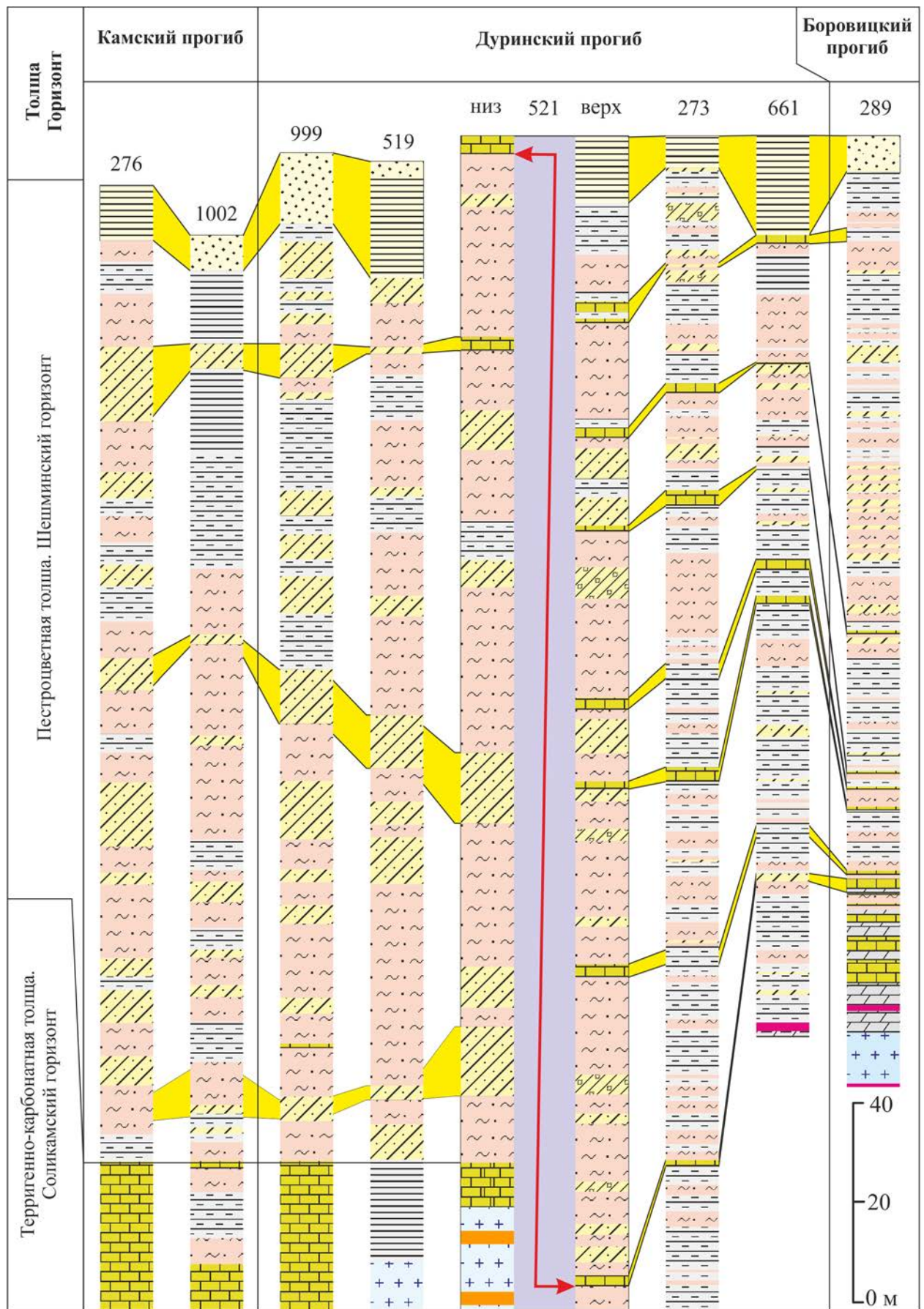


Рис. 5.11. Сопоставление разрезов шешминской свиты в Камском, Дуринском и Боровицком прогибах

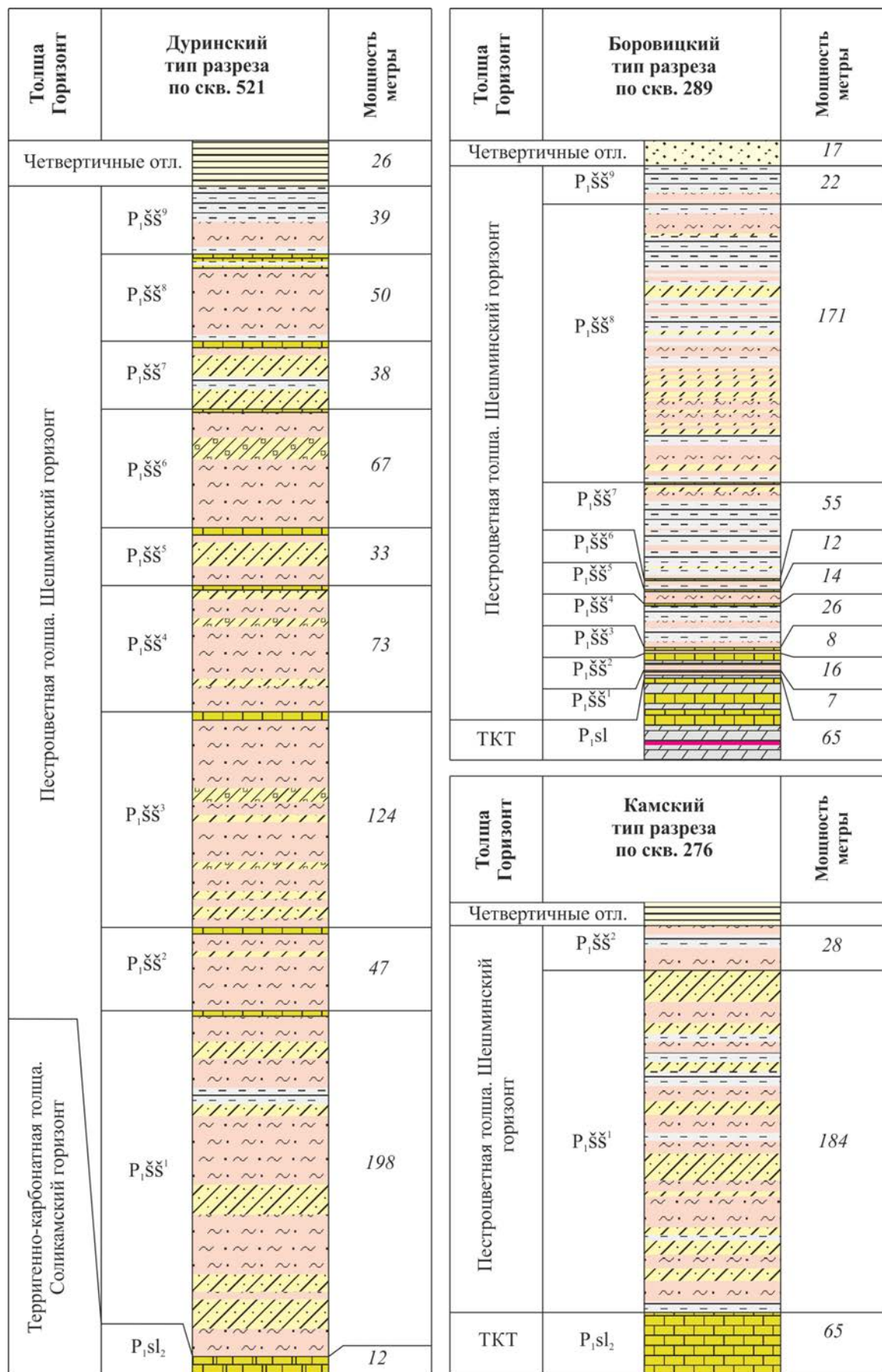


Рис. 5.12. Стратификация разрезов шешминской свиты в Камском, Дуринском и Боровицком прогибах

5.4. Палеотектонические и палеогеографические условия в шешминское время

Палеогеографическая обстановка шешминского времени находится в прямой зависимости от Урала, который в это время представлял собой высокую сушу, являющуюся главным поставщиком обломочного материала. Район Соликамской впадины к этому времени уже заполнился морскими и дельтовыми осадками, поэтому шешминские отложения накапливались на аккумулятивной низменной равнине в условиях внутриматериковых бассейнов, озер и рек, облик и размеры которых постоянно менялись (Кутергин, 1965ф).

Провести подробный палеогеографический анализ для шешминских отложений Соликамской впадины не представляется возможным, в виду его неполной мощности, но обстановки Соликамской впадины в шешминское время предопределялись развитием локальных тектонических структур, развивающихся относительно независимо. Это Камско-Вишерская субмеридиональная зона, а также Дуринский и Боровицкий широтные прогибы.

Впоследствии зона анимального строения соляной и надсолевой толщ была прослежена большим количеством скважин, что позволило оконтурить ее и выделить ряд структур разного порядка. Среди них наиболее крупные Камский прогиб и Вишерский вал (Харитонов, 2002).

Камско-Вишерская структура

Для анализа Камско-Вишерской структуры были использованы материалы 50 скважин, по которым были построены структурные карты подошвы и кровли толщи подстилающей каменной соли, карта мощности пестроцветных отложений (рис. 5.13), а также литолого-геологические разрезы (рис. 5.14). В подошве солей фиксируется меридиональный уступ сбросового типа амплитудой до 150 метров. В плане этот сброс располагается в зоне древнего глубинного Красноуфимского разлома, выделенного по комплексу геофизических методов (Кассин, Филатов, 1983) (см. рис. 1.5).

Вдоль оси уступа, в кровле солей фиксируется меридиональный соляной гребень с амплитудой до 200 м. Надсолевые отложения либо облекают соляной вал, либо им рассекаются. Анализ построенных разрезов позволяет квалифицировать этот секущий контакт, как листрический сброс. В апикальной части гребня отмечена глинисто-гипсовая шляпа, над которой уфимские отложения отсутствуют.

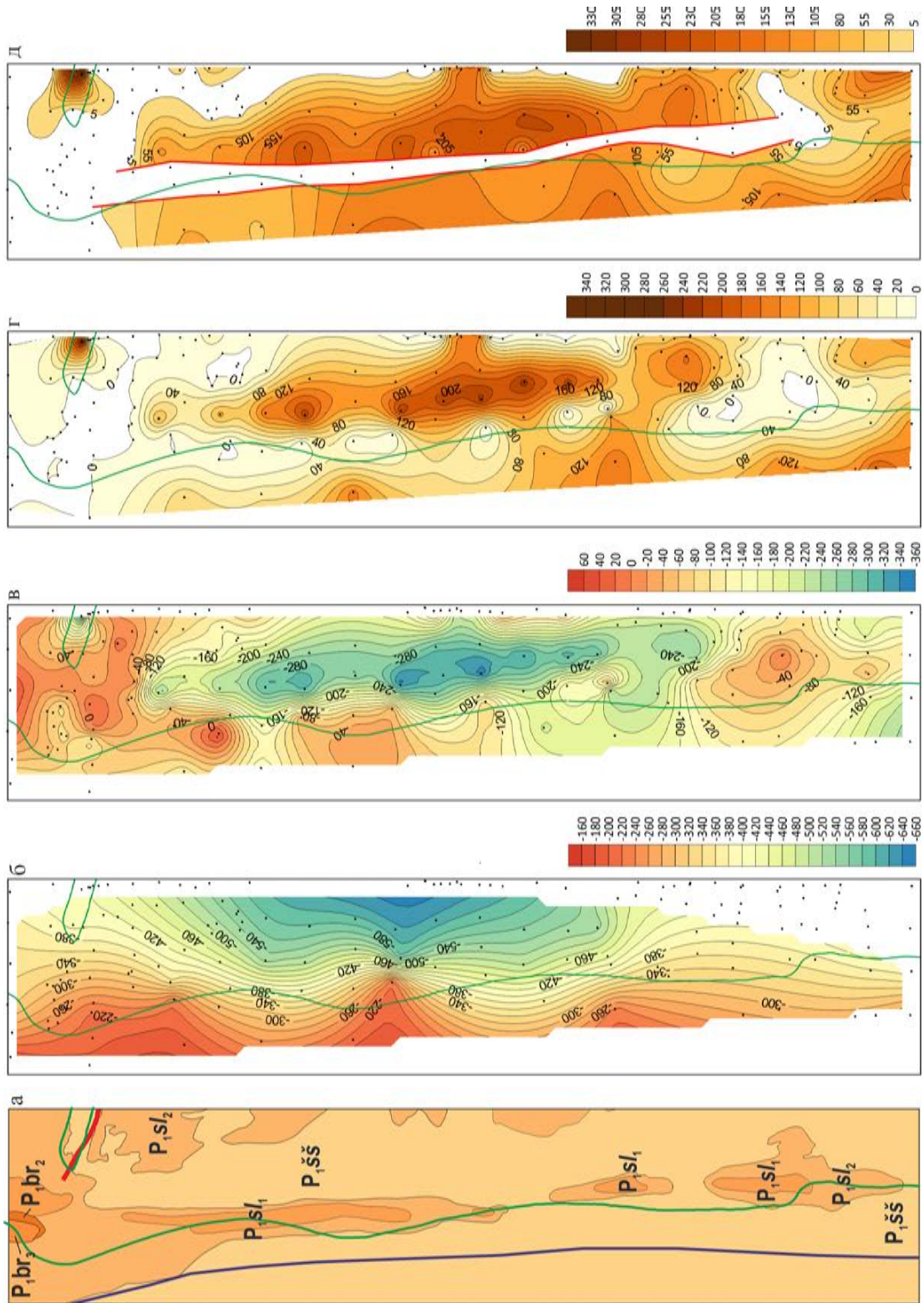


Рис. 5.13. Геологическая карта (а) (Харитонов, 2002), структурная карта подошвы (б) и кровли (в) толщи подстилающей каменной соли и карта мощности пестроцветной толщи без разломов (г) и с разломами (д) в пределах Камско-Вишерской структуры и Камского прогиба

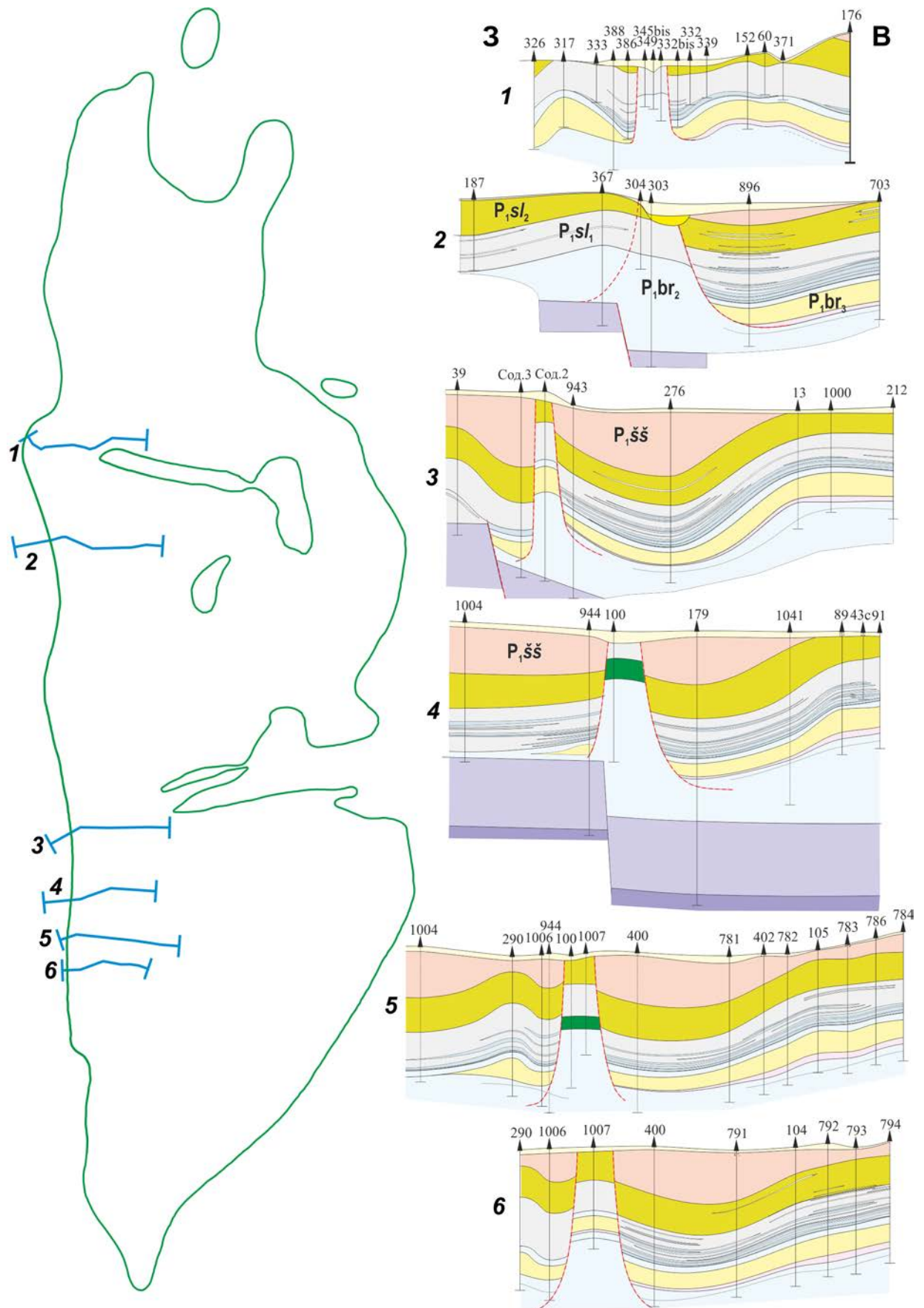


Рис. 5.14. Геологические разрезы в пределах Камско-Вишерской структуры и Камского прогиба

Анализ геологических разрезов позволяет проследить основные моменты формирования Камско-Вишерской структуры (рис. 5.15). Предполагается, что ее заложение началось еще в раннесоликамское время, на этапе формирования 9 пачки СМТ. Именно в это время соли начинают накапливаться узкой полосой в Камском прогибе.

1. В раннесоликамское время активизировался Красноуфимский глубинный разлом. Это привело к формированию высокоамплитудного (порядка 100 м) сброса в подсолевых отложениях. Соляная толща, как более пластичная масса, частично компенсировала этот резкий перегиб, поэтому в надсолевых отложениях сформировался малоамплитудный сброс с множеством сопутствующих трещин. Это приводит к росту антиклинальной структуры на западе и смежной синклиальной - на востоке.

2. В позднесоликамское время за счет неравномерного распределения нагрузки, наличия ослабленных зон и резкого перепада ложа соляная масса, вероятно, стала медленно перераспределяться. Во время формирования 5 пачки ТКТ, антиклинальная структура на западе (зачаток Вишерского вала) отделяет морской бассейн от Соликамской впадины. В результате, в пределах синклиальной структуры (будущий Камский прогиб), формируются специфические лагунные гипсовые и галитовые осадки.

3. В раннешешминское время, происходило неравномерное накопление осадков, а активизация разломов в фундаменте привела к нарушению целостности надсолевых отложений, в которых за счет постепенного растяжения сформировалась горстовая структура, ограниченная с запада и востока листрическими сбросами, простирающимися меридионально. В это же время формируется Дуринская система разломов. В апикальной части горста, как в наиболее проницаемой зоне, интенсивно растворяются калийные соли, что приводит к формированию мощной глинисто-гипсовой шляпы.

4. В позднешешминское время в пределах Камского прогиба шло компенсированное осадконакопление пестроцветных отложений. Седиментационная нагрузка от поступающих осадков провоцировала процесс роста сброса и прогибания ложа бассейна. В западной части также шло погружение надсолевых отложений. В этом блоке каменная соль, в конечном счете, была выдавлена, поэтому надсолевые отложения сомкнулись с подстилающими соль отложениями.

Повышенная мощность вышележащих осадков в пределах Камского прогиба создала дополнительную нагрузку, тем самым увеличила отток солей в сводовую часть Камско-Вишерского вала.

Исходя из этого, соль переместилась на поднятия и в ослабленные зоны, где давление вышележащих толщ меньше. Вероятно, именно это привело к формированию, ряда локальных соляных структур, в том числе, Центрального купола.

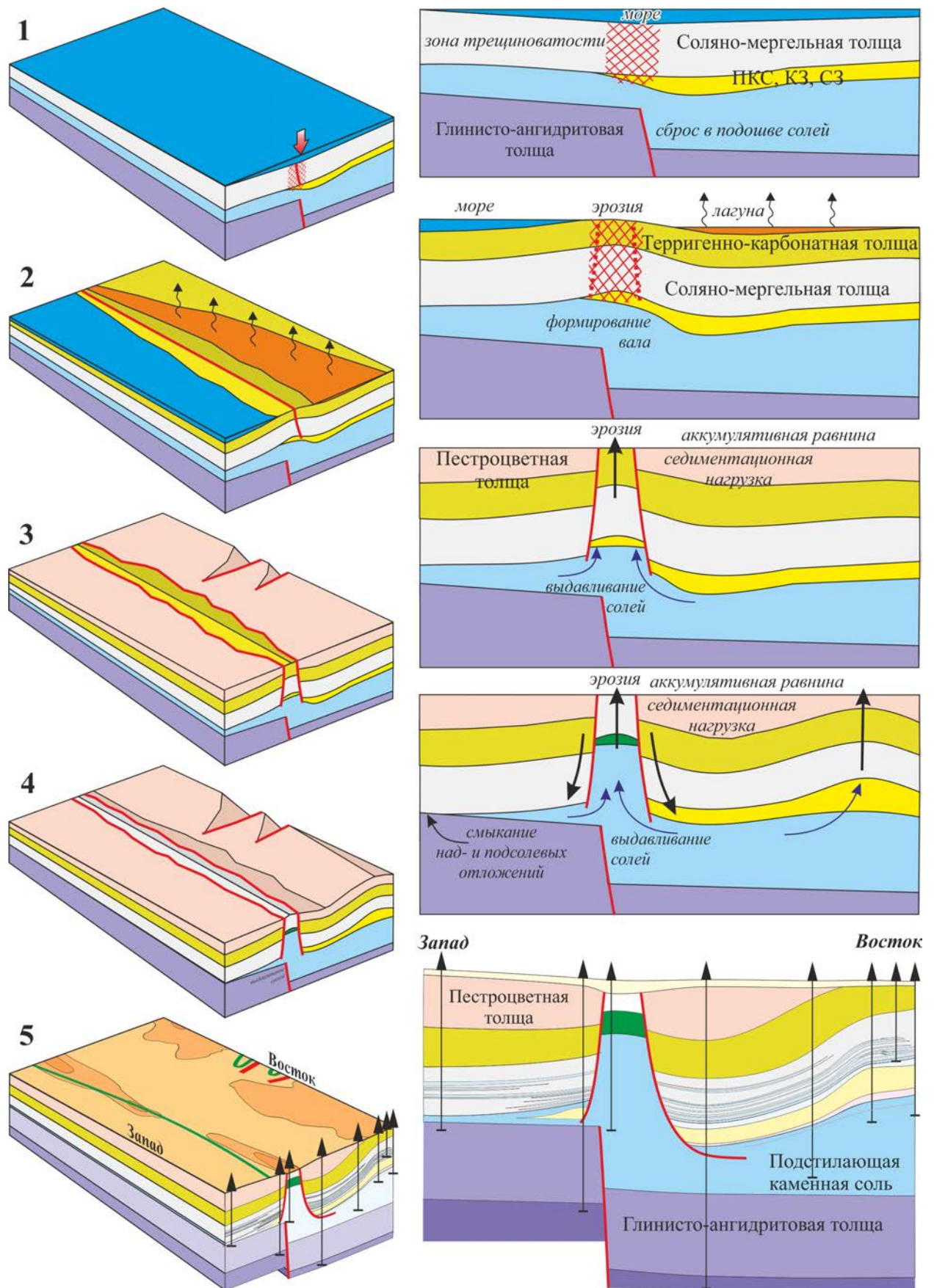


Рис. 5.15. Модель формирования Камско-Вишерской горстовой структуры и Камского прогиба над сбросом в подошве соляной толщи
1-4 стадии формирования вала и прогиба.
5 – современное состояние структур в их центральной части

Боровицкая структура

Боровицкая структура была открыта в 1969 г. в ходе бурения солеразведочных скважин (Раевский, 1973) и охватывает площадь порядка 100 км² (рис. 5.16). Боровицкая площадь включает в себя Боровицкий прогиб и ограничивающий его с юга малоамплитудный Южно-Боровицкий вал (Харитонов, 1995). В ходе картирования территории Соликамской впадины в районе Боровицкого прогиба были выделены несколько экзотектонических разломов (Денисов, 1980ф).

Процесс формирования Боровицкого прогиба практически не освещен в литературе и ограничен его морфологическим описанием и сходством с Дуринским прогибом.

В подсолевых отложениях геофизическими методами установлены кулисообразные гравитационные аномалии, связываемые с зоной Боровицкого глубинного разлома (Кассин, 1996). Симметричное положение Дуринской и Боровицкой системы позволило предположить (Чайковский, 2008), что в шешминское время произошло гравитационное оползание центрального блока Соликамской впадины в западном направлении. При этом разломы выступали в качестве сбросо-сдвигов: левых в Дуринском прогибе и правых – в Боровицком.

Для анализа структур Боровицкой площади нами были использованы материалы 150 скважин, по которым были построены литолого-геологические разрезы и структурные карты – подошвы соляной толщи, кровли толщи подстилающей каменной соли и мощности пестроцветных отложений (см. рис. 5.16).

Анализ построенных разрезов позволил квалифицировать этот субширотный разлом как листрический сброс (рис. 5.17). Наличие разлома в разрезах фиксируется в ряде скважин, в которых пестроцветные отложения залегают непосредственно на ПдКС. Линия разлома трассируется и на структурной карте ПдКС, где она отделяет крупный вал на юге от отрицательной структуры на севере. Максимальное погружение кровли ПдКС фиксируются тремя скважинами, в которых достигает -360 м.

Пестроцветные отложения в пределах Боровицкой площади локализованы только в пределах прогиба. С юга они ограничены разломом, но здесь его граница проходит южнее и с иной конфигурацией. Мощность пестроцветной толщи на этом участке имеет максимальные значения (до 230 м).

Боровицкий вал также хорошо выражен в структурной карте кровли ПдКС, субширотно вытянут на 23 км. Свод вала достигает в некоторых местах нулевых и положительных абсолютных отметок. Разница отметок кровли ПдКС на своде Камского вала и мульды смежного прогиба показывает, что амплитуда вертикального смещения по листрическому разлому превышает 240 метров.

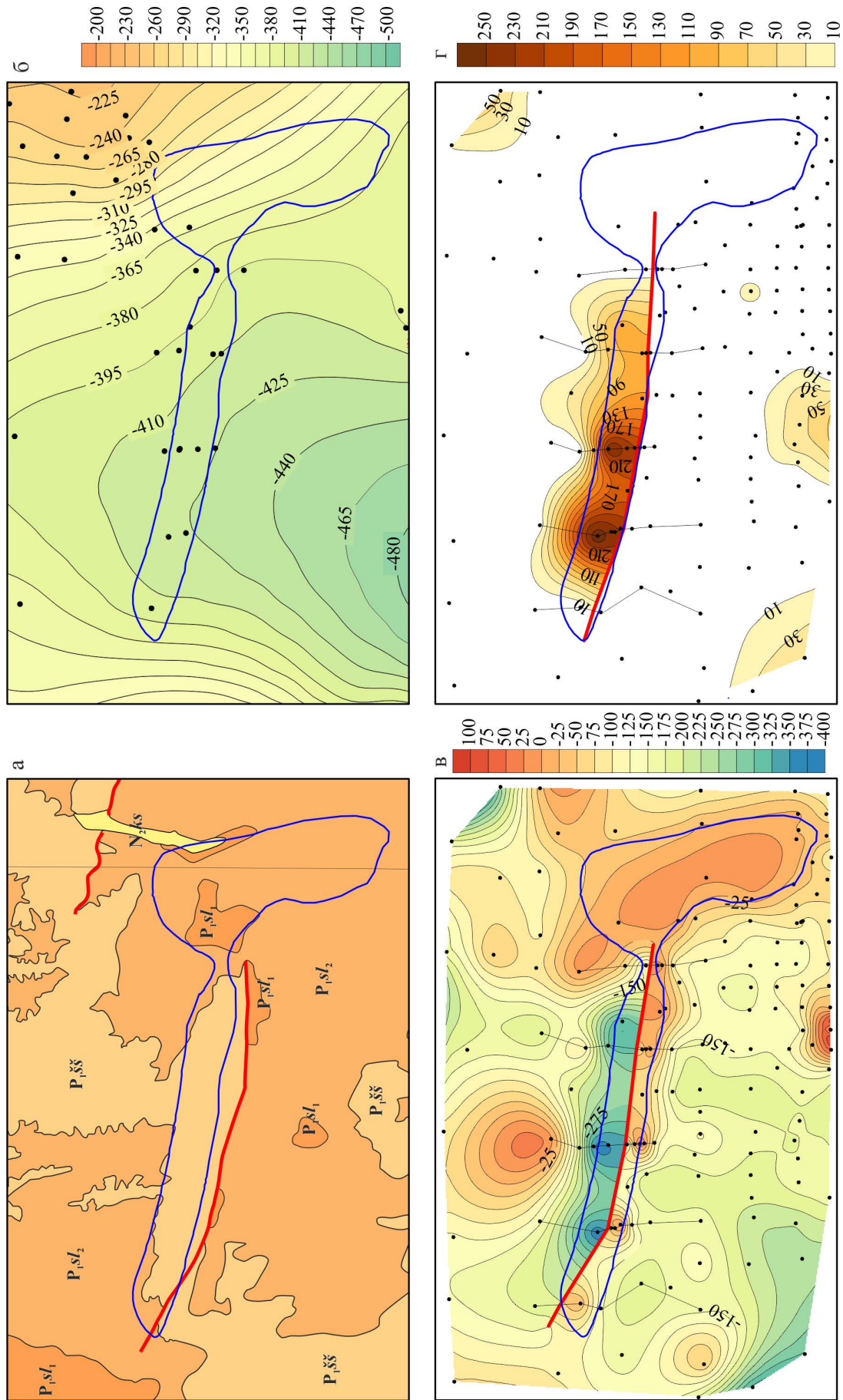


Рис. 5.16. Геологическая карта (а) (Харитонов, 2002) и структурные карты подошвы (б) и кровли (в) толщи подстилающей каменной соли и мощности пестроцветной толщи (г) в пределах Боровицкого прогиба

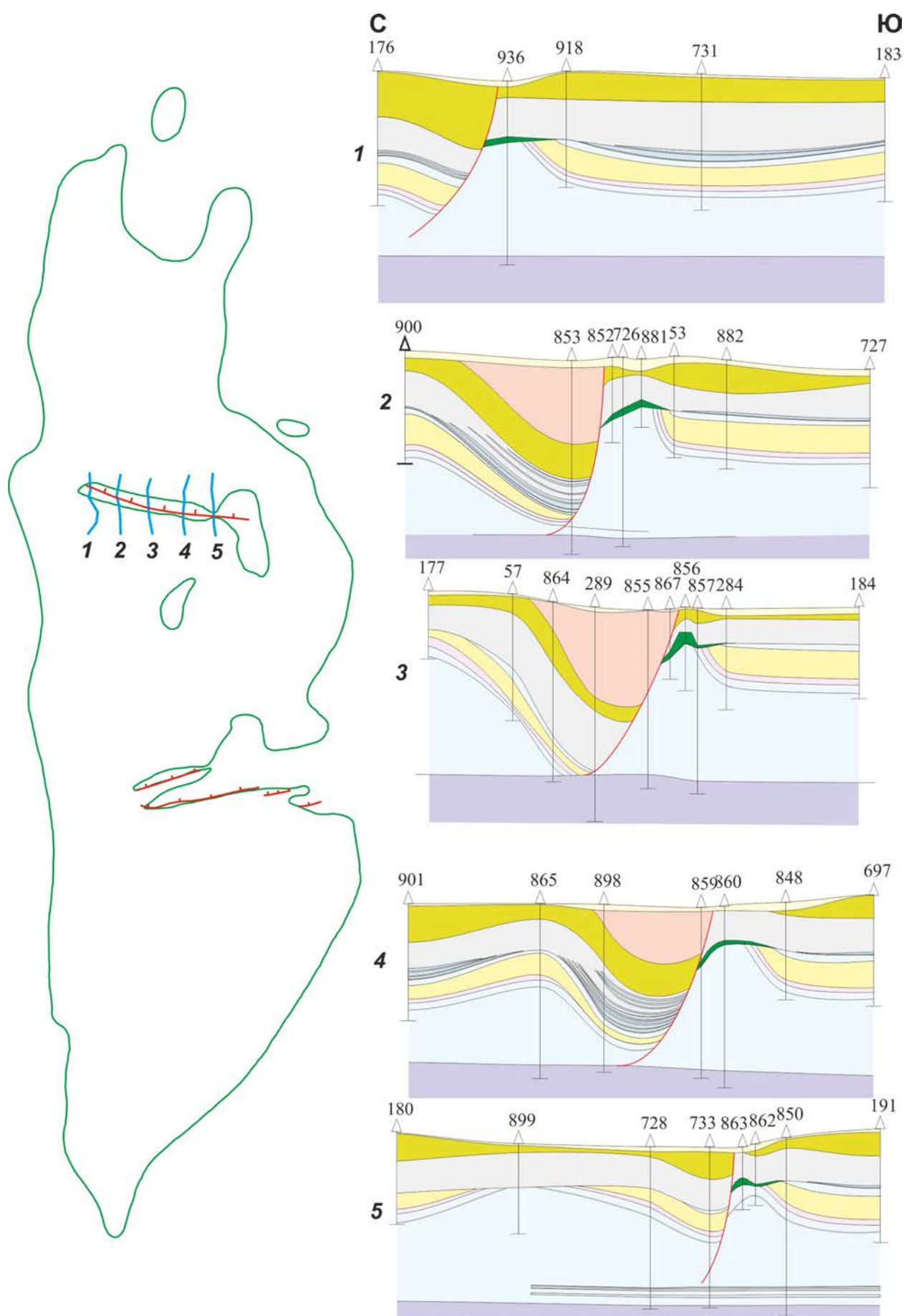


Рис. 5.17. Геологические разрезы в пределах Боровицкой площади

Формирование Боровицкой структуры, на наш взгляд, произошло в результате активизации тектонических процессов в данном регионе в конце позднесоликамского времени в виде сдвиговой деформации по Боровицкому глубинному разлому. На это указывает два факта. Первый - это незначительное смещение изолиний на структурной карте подошвы солей. Второй - это серия кулисообразных экзотектонических разломов, которые установлены в этом районе в ходе геологического картирования (Денисов, 1980ф).

Исходя из вышеизложенного, последовательность формирования Боровицкой структуры представляется нам следующим образом (рис. 5.18).

1. Движение по разлому в основании соляной толщи, могло спровоцировать образование зоны трещиноватости как в соляной, так и надсолевой толщах. Причем, если в соляной толще деформации проявлялись скорее в виде вязкого разрыва, то в надсолевых они проявились сильнее из-за большей хрупкости этих пород.

2. Активизация зоны трещиноватости в надсолевых отложениях за счет неравномерной седиментационной нагрузки, растворения калийных солей по проницаемой зоне трещиноватости, а также общее падение соляного ложа в южном направлении привело к формированию сброса. Сброс имел листрическую морфологию, что было обусловлено оттоком солей в стороны от разлома и формированием соляной антиклинали. Таким образом, смещение должно было происходить по дуге. Приподнятые участки, такие как купол антиклинали и южное крыло сброса, должны были подвергаться эрозии, что в свою очередь должно было спровоцировать изостатический подъем солей.

3. Погружение по сбросу формирует осадочный бассейн, в котором происходит седиментация пестроцветных шешминских отложений. Возрастающая седиментационная нагрузка усиливает давление на соли и активизирует их перераспределение. Также происходило выщелачивание солей выше палеоуровня грунтовых вод, что уничтожает соли СМТ в краевых частях, в то время как в смежной приразломной синклинали они сохраняются.

4. Шешминские отложения в течение всего периода продолжают заполнять приразломную синклинали до тех пор, пока соли распределяются в краевые части. Таким образом, процессы накопления осадков и изостатический подъем совместно приводят к постепенному росту структуры. На формирующемся присбросовом вале происходило выщелачивание легкорастворимых калийных солей. Завершение развития структуры связано со смыканием надсолевых и подсолевых отложений.

Таким образом, Боровицкая структура представляет собой листрический конседиментационный сброс с соляным валом на юге и присбросовой антиклиналью на севере.

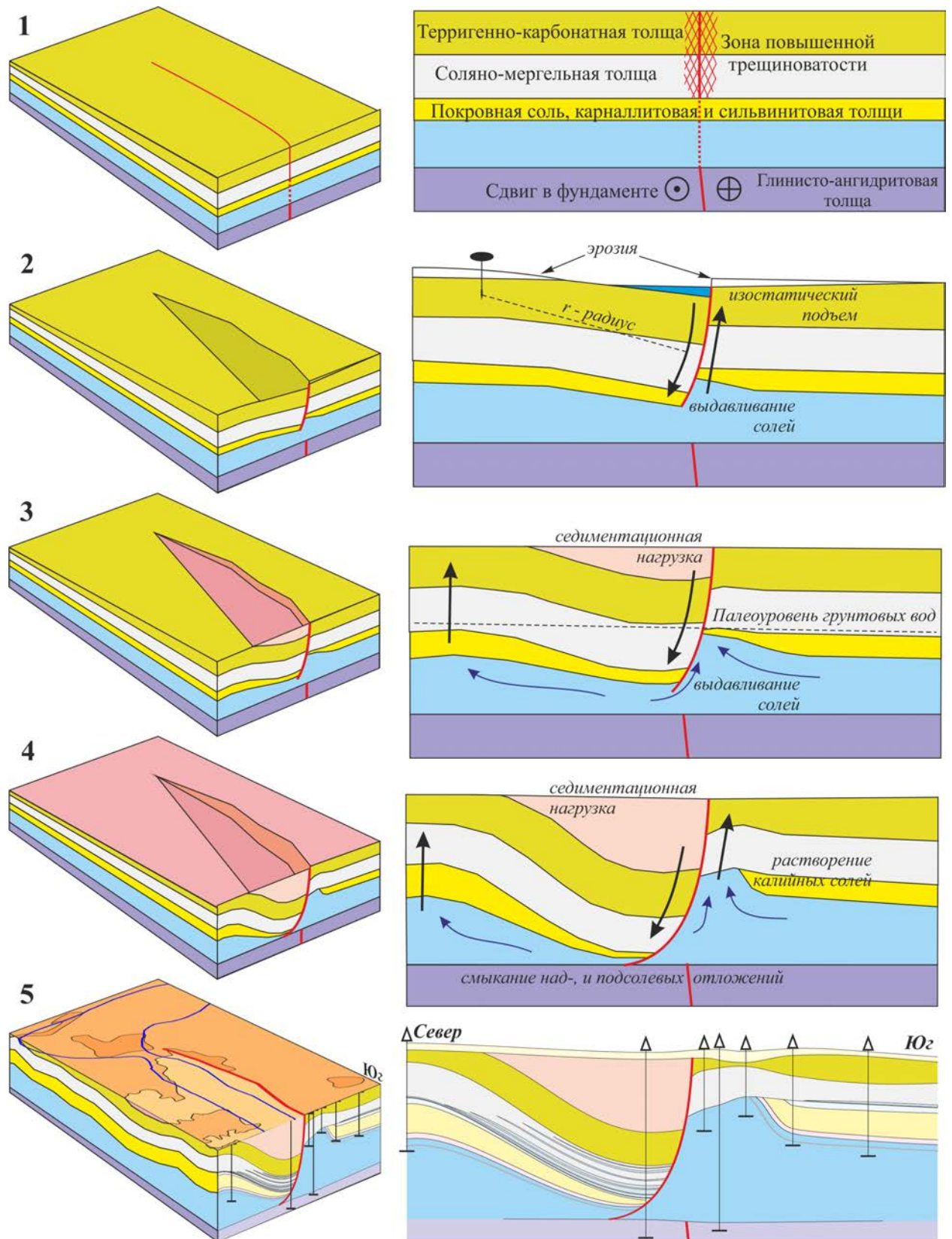


Рис. 5.18. Модель формирования Боровицкого прогиба и смежных с ним структур
1-4 стадии формирования Боровицкого прогиба.
5 – современное состояние центральной части структуры Боровицкого прогиба

Дуринская структура

Дуринская структура, выявленная в 1957 г., является наиболее изученной и в то же время сложной по строению. Контуры структуры не имеют четких границ. На западе Дуринский прогиб постепенно смыкается под прямым углом с Камским прогибом. На востоке граница условно проводится в районе выклинивания калийной залежи. В пределах прогиба пройдено несколько сотен солеразведочных, структурных и нефтяных скважин. Также, в контуре этой площади располагается несколько нефтяных месторождений.

На геологических картах (Денисов, 1980ф, Харитонов, 2002ф) в пределах Дуринского прогиба выделяются 2 кулисообразных разлома северо-восточного простирания. Авторы карт относят эти разломы к экзотектоническим.

В пределах Дуринской площади выделяются две отрицательные и две положительные структуры субширотного простирания (рис. 5.19). Южную отрицательную структуру обозначают либо собственно Дуринским прогибом, либо Гулинским прогибом, а северную – Усовским прогибом (Кудряшов, 2013). Положительные структуры представляют собой валообразные линейные поднятия кровли соляной толщи. Ереминский вал, расположен южнее, а Косиковский севернее. В пределах Гулинского прогиба пестроцветная толща порой залегает непосредственно на соляной толще, или даже на подстилающих соль отложениях, а ее мощность достигает 671,7 м.

В ходе шестидесятилетнего изучения, было предложено множество моделей формирования этой структуры (Щербинина, 1999). На раннем этапе изучения этого района предполагалось, что Дуринская структура сформировалась за счет поступления пресных вод с Уральской суши. Вследствие чего происходило неравномерное выщелачивание соляных пород, что в совокупности с неравномерной седиментационной нагрузкой пестроцветных отложений спровоцировало соляную тектонику (Копнин, 1966; Зуева, 1978). Позже возникло еще несколько теорий формирования структуры. Одни полагали, что прогиб формировался за счет неравномерной нагрузки осадка накапливающегося на солях. За счет чего, при заполнении впадины шло перераспределение соляных отложений в прибортовые части с образованием валов в примыкающих солях (Иванов, 1975; Голубев, 1994). Другие считали, что отрицательная структура сформировалась в результате подземного выщелачивания соляной толщи восходящими элизионными водами, разгружающимися вдоль субширотного разлома в подстилающих соль отложениях (Ходьков, 1971, 1976; Молоштанов, 1998; Кудряшов, 1999).

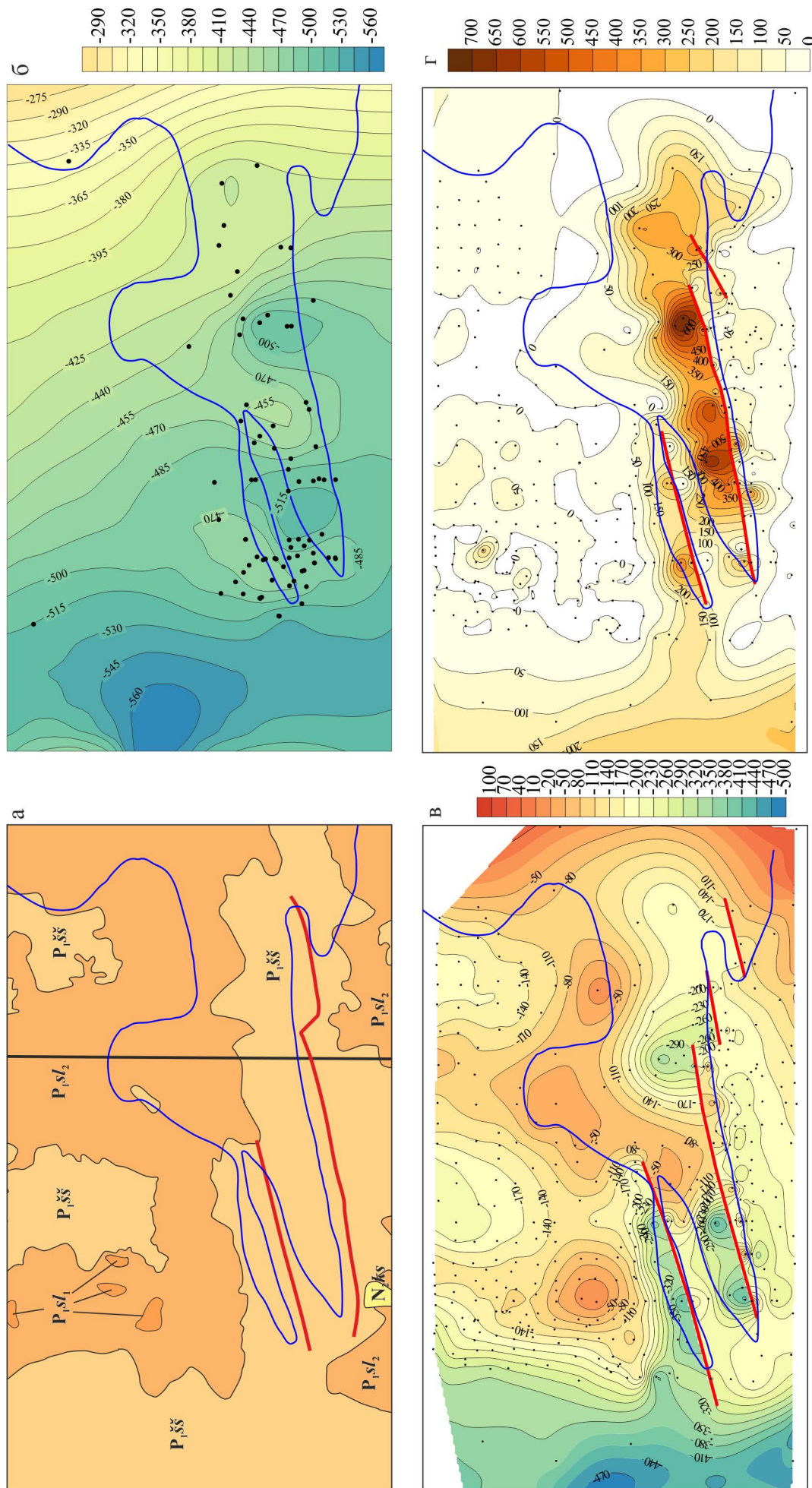


Рис. 5.19. Геологическая карта (а) (Харитонов, 2002) и структурные карты подошвы (б) и кровли (в) толщи подстилающей каменной соли и мощности пестроцветной толщи (г) в пределах Дуринского прогиба

Также рассматривался вариант образования Дуринского прогиба посредством формирования сбросов на склоне растущих соляных субширотных валов, (Белоликов, 1971; Сапегин, 1981).

Кроме этого, интерпретация гравиметрических данных позволила выявить в пределах прогиба кулисообразную серию эллиптических и S-образных аномалий, которые были интерпретированы как проявления деформаций в осадочном чехле над левым сдвигом в фундаменте Соликамской впадины (Кассин, 1989; Филатов, 2016).

Для анализа структуры Дуринского прогиба использован материал более чем 200 скважин, с помощью которых была построена серия разрезов и карт. Построение геологических разрезов (рис. 5.20) на всем протяжении прогиба позволило показать, что прогибы являются синседиментационными листрическими сбросами со смежными с разломами валами на юге и ролловер-антиклиналями на севере.

Карта подошвы солей или кровли глинисто-ангидритовой толщи демонстрирует неоднородное строение ложа солей. Общее западное погружение соляного ложа в пределах Дуринской площади, нарушается чередой положительных и отрицательных структур. Это связано со сдвиговой деформацией по глубинному разлому, что впоследствии привело к формированию ступенчатых блоков субмеридионального простирания.

Структурная карта кровли солей и карта мощности шешминских отложений являются зеркальным отражением друг друга. По контурам кровли солей выделены прогибы и валы, а шешминские отложения имеют максимальные мощности в самых погруженных участках кровли солей.

Формирование Дуринской структуры, на наш взгляд, происходило в результате активизации глубинного разлома также как и Боровицкой структуры. Специфика заключается в том, что зона Дуринского глубинного разлома проявила себя не как одиночный разлом, а как два параллельных сбросо-сдвига. В результате чего и сформировались ступенчатые нарушения в кровле глинисто-ангидритовой толщи во многом определившие особенность деформации как соляных, так и надсолевых отложений. Также стоит отметить, что мощность соляной толщи в этом районе больше, чем в районе Боровицкой или Камской структур, что усиливает эффект производимый соляной тектоникой. Вдобавок ко всему, общий наклон поверхности подсолевого ложа здесь направлен в западном и северо-западном направлениях, что меняет вектор деформаций в этих направлениях в отличие от южного вектора деформаций Боровицкой структуры.

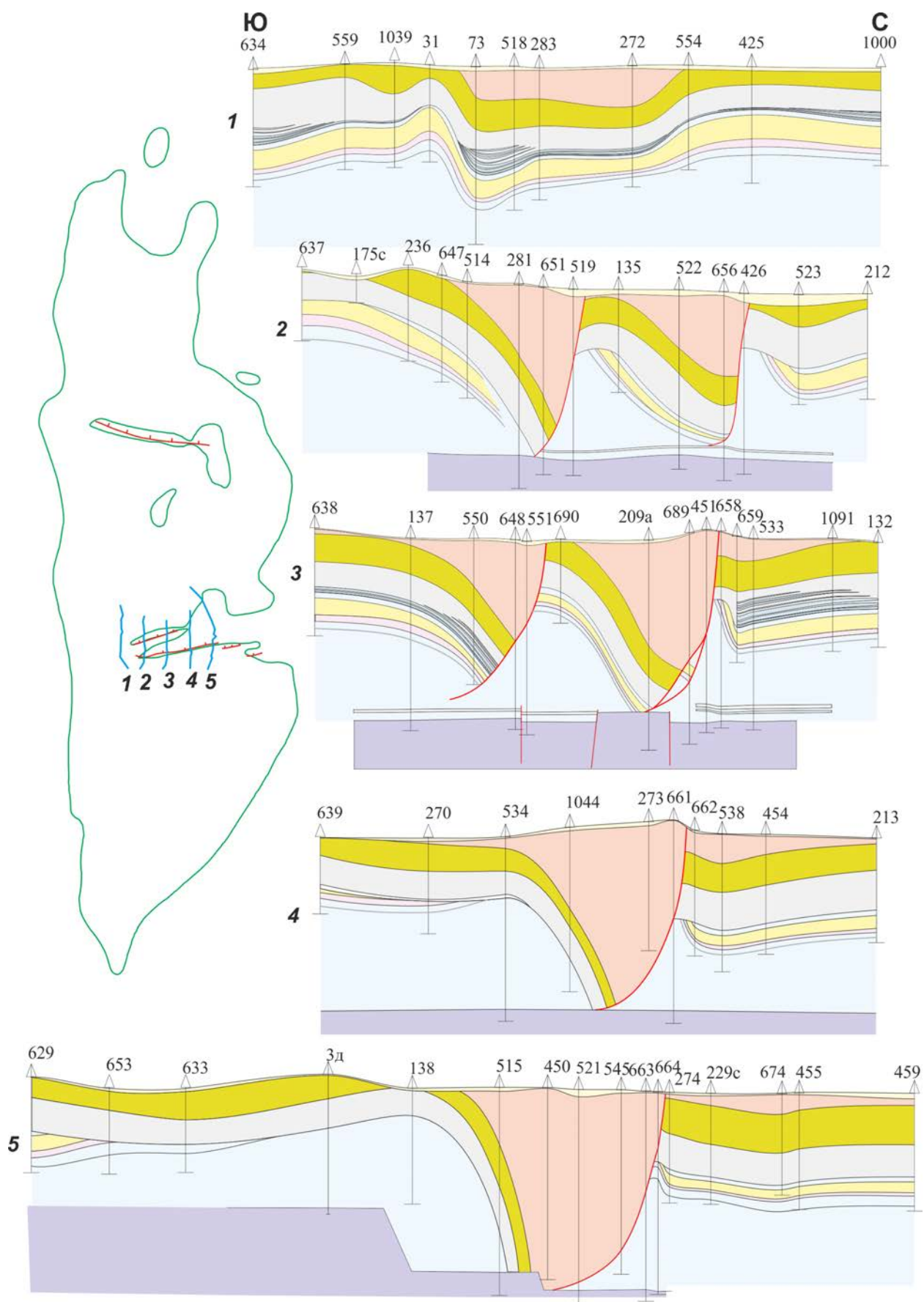


Рис. 5.20. Геологические разрезы в пределах Дуринского прогиба

Последовательность формирования Дуринской структуры, исходя из полученных данных, на наш взгляд выглядит следующим образом (рис. 5.21).

1. Движение по Дуринскому разлому с одной стороны привело к формированию ступеней в основании соляной толщи, а с другой к формированию кулисообразных сдвиговых разломов в надсолевых отложениях. В соляной толще деформация проявилась в меньшей степени, но могла привести к формированию проницаемой зоны, как для поверхностных, так и подземных вод.

2. Общий юго-западный наклон подсолевого ложа в сочетании с разломами в надсолевых отложениях, приводит к скольжению соляной массы в юго-западном направлении. Это приводит к незначительному растяжению надсолевых отложений, раскрытию проницаемых зон, и выщелачиванию соляного массива. За счет этого – формируются четыре кулисообразных сброса.

3. В формирующихся сбросовых синклиналях накапливаются терригенные осадки, создавая дополнительную нагрузку на соляную толщу, что провоцирует еще большее погружение. В то же время соли отжимаются в северные части висячих блоков. Сбросы имеют листрическую морфологию, что обусловлено погружением по дуге крыла формирующейся соляной антиклинали. На приподнятых участках активно развивается эрозия, что провоцирует изостатический подъем солей. Сбросы такого типа, сопровождающиеся ростом соляной антиклинали, возможно, отнести к ролловер структурам. К югу от разломов за счет выдавливания соляной массы, и ее подъему вдоль плоскости разлома формируются линейные соляные валы.

4. В течение всего шешминского времени продолжается растяжение по кулисообразным разломам с синседиментационным накоплением мощной толщи осадков в формирующихся бассейнах, т.е. структура развивается как типичный полуграбен.

В ходе деформации блок в центральной части, заключенный между двумя разломами, оказывается изолированным, за счет чего в разрезе поворачивается по часовой стрелке.

Таким образом, Дуринский прогиб представляет собой сложно построенную трансензионную структуру, состоящую из нескольких листрических сбросов, составляющих собой полуграбен, залегающий на соляной толще, формирующийся за счет сдвиговых движений в ложе солей.

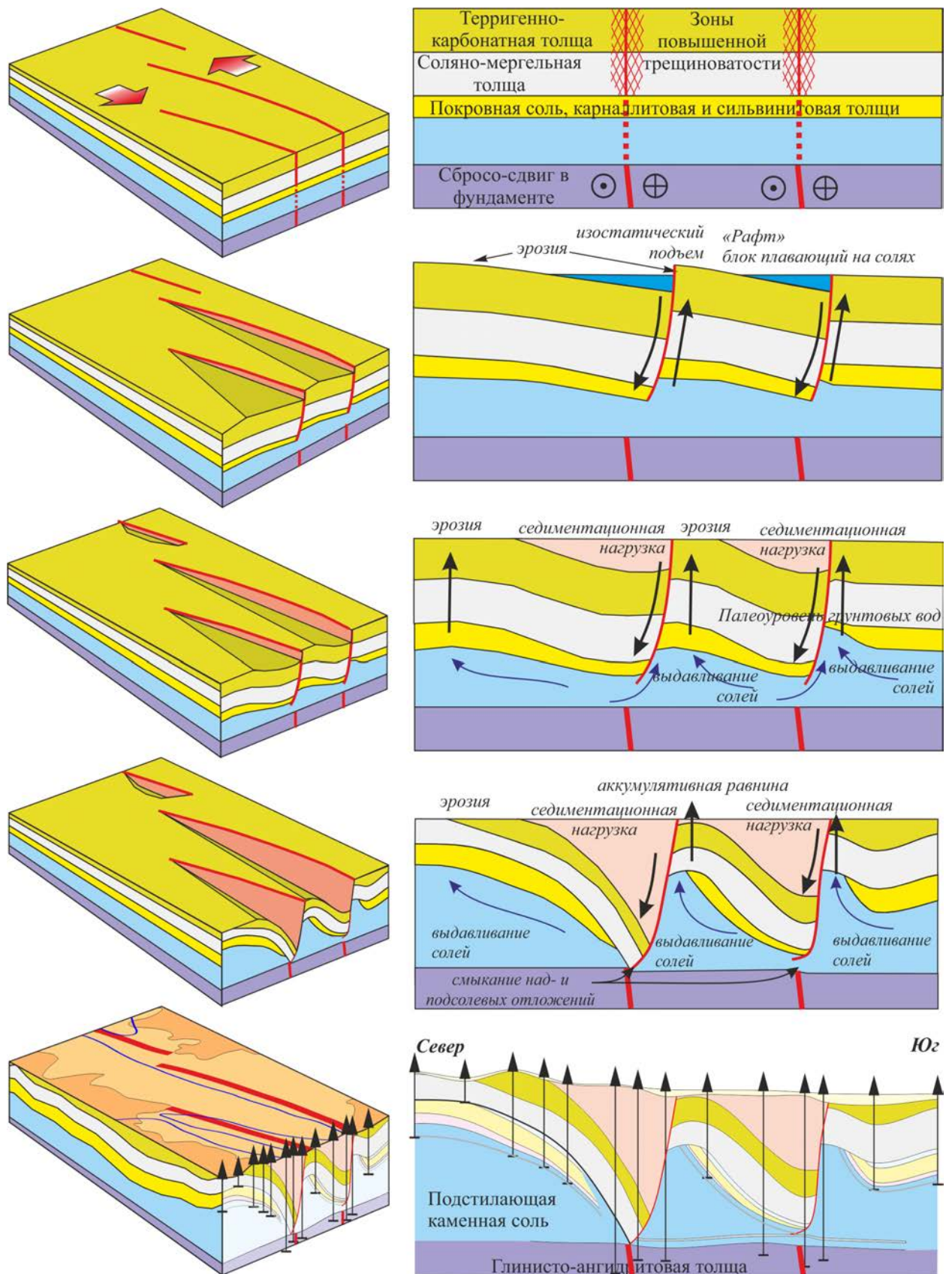


Рис. 5.21. Модель формирования Дуринского прогиба и смежных с ним структур
 1-4 стадии формирования прогиба.
 5 – современное состояние центральной части структуры прогиба

Палеогеография структурно-формационных зон

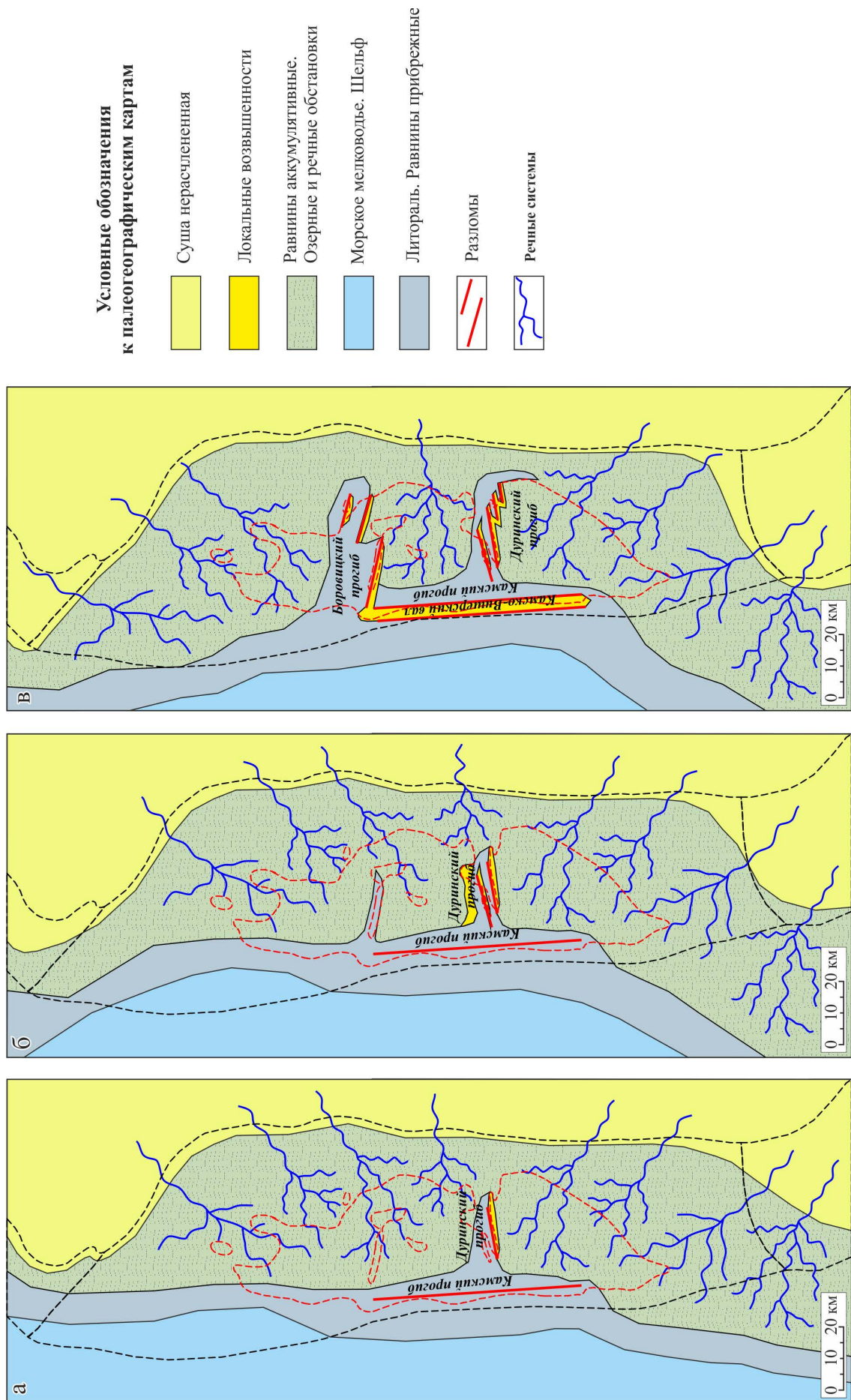
Касибская зона. Платформенная область к западу от Красноуфимского разлома в пещминское время представляла собой аккумулятивную низменную равнину, на которой периодически формировались озерные, речные и болотные отложения. Морские отложения в районе этой зоны не отмечались, мелководное внутриконтинентальное море располагалось значительно западнее района современного положения г. Глазова (Кутергин, 1965ф).

Соликамская зона. Палеогеографическая обстановка и накапливающиеся отложения этой зоны аналогичны платформенным. Принципиальное отличие заключается в наличии Камского, Дуринского и Боровицкого суббассейнов, возникающих в результате соляной тектоники.

В каждом из этих небольших бассейнов отмечается уникальная схема седиментационной цикличности. Это указывает как на синхронное развитие некоторых структур, так и на их самобытное развитие (рис. 5.22).

Анализ разрезов Камского и Дуринского прогибов показал совпадение первого цикла седиментации. Это позволяет утверждать об их синхронном заложении на раннем этапе формирования пестроцветной толщи. В течение второго цикла прогибы сначала развиваются синхронно, а затем Камский прогиб, вероятно, прекращает свое развитие. В то время как Дуринский прогиб находится только на начальной стадии развития, так как здесь накапливаются в общей сложности 9 циклов аномально высокой мощности. Каждый из терригенных циклов венчается мощным слоем известняков. Это указывает на периодическое затухание тектонических процессов, что позволяет накапливаться мощной толще карбонатных осадков, не типичных для континентальных отложений. Образование тектонических нарушений, на наш взгляд, также шло постепенно с севера на юг. Поэтому южные разломы имеют незначительные по мощности толщи осадков в сброшенных крыльях.

Боровицкий суббассейн развивался относительно изолированно, в связи с тем, что он отсечен широтным разломом от Камского прогиба с юга, а с запада граничит непосредственно с Вишерским валом. В отложениях Боровицкого прогиба выделяются 5 седиментационных циклов, выделенных по карбонатным прослоям. Это также указывает на периоды затухания роста соляных и разломных структур, аналогично Дуринскому прогибу. Сопоставить циклы Боровицкого и Дуринского прогибов не удастся.



Помимо трех суббасейнов, с запада за счет срыва надсолевых отложений с западного борта Камско-Вишерского вала сформировалась компенсационная мульда. У восточной границы калийной залежи в это же время образовался Осокинский прогиб, который формировался из-за перераспределения соляной массы в результате активизации соляной тектоники и формирования Соликамского купола в центре впадины и деструкции краевой части соляной залежи и последующей просадки надсолевых отложений.

Таким образом, в шешминское время в обстановке аккумулятивных равнин, наряду с переотложенным местным материалом, накапливались петрокластические граувакки образованные, главным образом, из обломков основных эффузивных и интрузивных пород Урала. О разрушении базитовых комплексов свидетельствует и локализованная в шешминских отложениях медистая минерализация. На диаграмме Дикинсона, шешминские отложения располагаются как в области коллизионного орогена, так и области вулканических дуг (рис. 5.23). Отличие их состоит в меньшей зрелости осадка и в большем количестве комплексов, слагающих их. Это говорит о сокращении расстояния переноса, что позволило сохраниться большему количеству обломочных зерен.

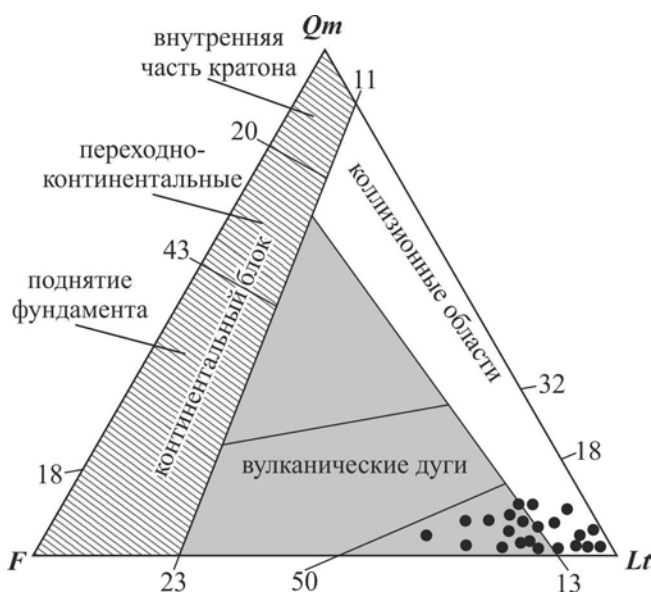


Рис. 5.23. Вариации состава шешминских песчаников на диаграмме источников сноса обломочного материала

Уральская зона. На Уральском орогеническом поднятии, как и на большей части Соликамской зоны, шешминские отложения отсутствуют. Состав шешминских отложений позволяет утверждать, что на Урале размывались отложения различных по составу комплексов в том числе меденосных.

Выводы

Шешминское время в пределах Соликамской впадины характеризуется континентальными условиями осадконакопления. Пестроцветные отложения накапливались преимущественно в условиях аккумулятивных равнин (озер, дельт и русел рек). При этом, формирование красноцветных терригенных осадков происходило в бассейнах с окислительными условиями, а сероцветных – в восстановительной среде. Накопление карбонатных отложений происходило только в изолированных бассейнах, куда морские воды поступали в периоды крупных трансгрессий.

В шешминское время активизировались глубинные разломы, что привело к формированию таких тектонических структур, как Камско-Вишерский вал, Камский, Дуринский и Боровицкий прогибы. Все прогибы по своей природе являются консидементационными сбросами и представляют собой структуры, сформировавшиеся в ходе активизации соляной тектоники. На начальной стадии ведущим триггером их образования была активизация глубинных разломов в фундаменте, что приводило к нарушению целостности соляной и надсоляной толщ. Это провоцировало соскальзывание надсолевых толщ по поверхностям листрических сбросов и перераспределение соляной массы. Выжимание солей шло как в сторону лежачего, так и висячего крыльев сбросов. При этом в лежачем крыле формировались изометричные соляные антиклинали, а в висячем крыле вдоль разлома формировались вытянутые валы.

Активизация процессов подземного выщелачивания солей, в свою очередь привела к формированию специфической высокоминерализованной гидрологической среды. На это указывает наличие в медистых песчаниках поздней минерализации, представленной хлоридами, в том числе содержащих бром.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование уфимских отложений позволило реконструировать процесс развития территории Соликамской впадины и показать его связь с двумя крупными геодинамическими этапами.

В первый раннесоликамский трансгрессивный мегацикл сформировалась соляно-мергельная толща. Постепенная смена обстановок седиментации с эвапоритовых на морские происходила в ходе 13 трансгрессивно-регрессивных циклов. Активизация глубинного Красноуфимского разлома формирует сброс в подсолевых отложениях, что в свою очередь вызывает переток соляных масс, изменение конфигурации бассейна седиментации и в последствии приводит к заложению структуры Камского прогиба

Во второй позднесоликамский-шешминский регрессивный мегацикл сформировалась терригенно-карбонатная и пестроцветная толщину. В ходе второго этапа морские обстановки седиментации постепенно сменились континентальными. При этом терригенно-карбонатная толща состоит из 7 мелких трансгрессивно-регрессивных циклов. В позднесоликамское время сброс в подсолевых отложениях вдоль западной границы Соликамской впадины продолжил свое развитие. Это привело к формированию не только Камского прогиба, но и спровоцировало начало формирования горстовой структуры Камско-Вишерского вала, который на короткое время изолировал Камский прогиб от морского бассейна. В связи с этим в прогибе формируются лагунные эвапоритовые отложения.

В шешминское время общая тектоническая активизация региона, привела к накоплению терригенных осадков в континентальных условиях. Активизация глубинных разломов в фундаменте приводит к формированию системы субширотных конседиментационных сбросов, в пределах которых накапливались аномально мощные толщи пестроцветных отложений (до 694 м).

Перераспределение вещества внутри соляной залежи и появление проницаемых разломных зон спровоцировало активное выщелачивание солей как в кровле кунгурской залежи, так и внутри соляно-мергельной толщи. Выщелачивание солей в последней привело к полной потере элементов стратификации.

Не смотря на общее мнение о спокойном развитии района Соликамской впадины в уфимское время и отсутствие соляной тектоники как таковой, реконструируемые нами деформации сопоставимы с процессами, проходящими в крупнейших соляных структурах мира.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная литература

1. Алексеев А.С. Массовые вымирания в фанерозое: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук в форме научн. докл.: 04.00.09 / Алексеев Александр Сергеевич. — М., 1998. — 76 с.
2. Белоликов А.И. Верхнекамское калийное месторождение / А.И. Белоликов, Б.И. Сапегин // Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождений горнохимического сырья СССР. — М.: Недра, 1971. — С. 193-209.
3. Вишняков С.Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв / С.Г. Вишняков // Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР. — М.: Госгоргеонефтеиздат, 1933 — вып. 1. — С. 3-22.
4. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов / А.С. Алексеев, Е.Ю. Барабошкин, С.Н. Болотов, А.Б. Веймарн, А.В. Ершов, Л.Ф. Копаевич, М.В. Коротаев, А.М. Никишин, П.А. Фокин, А.В. Фурнэ, И.В. Шалимов. — М.: ЦРГЦ, 1999. — 524 с.
5. Геология Западного Урала / [Ред. В. Д. Наливкин]. — Ленинград ; Москва : Гостоптехиздат, Ленингр. отд-ние, 1950. — Вып. 44. — 148 с.
6. Герасимов Н.П. Кунгурский ярус Камского приуралья / Н.П. Герасимов // Уч. Зап. Молотовского гос. Унив-та. — Пермь, 1952. — Т.7, вып.1. — С. 3-38.
7. Голубев Б.М. Геологическое строение Дуринской депрессионной структуры Верхнекамского месторождения калийных солей и вопросы комплексного недропользования этой территории / Б.М. Голубев // Проблемы формирования и освоения МПИ солеродных бассейнов: Тез. докл. V Междунар. Всеросс. солевого сов-я. — С.-Пб.: РАН, 1994. — С. 32-34.
8. Голубев Б.М. О природе сил, обусловивших послынное течение солей и образование соляных структур Верхнекамского месторождения / Б.М. Голубев // Нижнепермские отложения Камского Приуралья. Труды ВНИГНИ. — Пермь, 1973. — Вып. 118. — С. 239-246.
9. Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины / Г.И. Горецкий. — М.: Наука, 1964. — 416 с.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-40 – Пермь. Объяснительная записка / В.П. Водолазская, И.П. Тетерин, В.А. Кириллов, Л.И. Лукьянова и др. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. — 497 с

11. Грайфер Б.И. Стратиграфия и литофации кунгурского яруса Пермского прикамья / Б.И. Грайфер, П.И. Романов, И.Э. Залкинд // Стратиграфические схемы палеозойских отложений. — Пермь, М., 1962.
12. Гусев А.К. Неморские двустворчатые моллюски верхней перми Европейской части СССР / А.К. Гусев. — Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1990. — 295 с.
13. Додевонские и девонские отложения центральной части Соликамской впадины (по материалам Березниковской опорной скважины) / А.В. Кутуков, Н.М. Наборщикова, В.А. Светлова и др. — Пермь, 1963. — 128 с.
14. Жарков М.А. История палеозойского соленакопления / М.А. Жарков. — Новосибирск: Наука, 1978. — 172 с.
15. Золотова В.П. Верхний горизонт Кунгурского яруса Пермского приуралья / В.П. Золотова // Уч. Зап. Перм. Унив-та. — Пермь, 1961. — Т.18, вып.2. — С. 3-13.
16. Зуева А.С. Геологическое строение Дуринского прогиба Соликамской впадины и направление поисково-разведочных работ в нем / А.С. Зуева, Г.М. Толкачев // Геология поиск и разведка месторождений горючих полезных ископаемых: Межвуз. сб. науч. тр. — Пермь: Пермск. ун-т, 1978. — С. 3-9.
17. Иванов А.А. Верхнекамское месторождение калийных солей / А.А. Иванов // Тр. Всесоюз. Геолого-разв. Объединения. Л.: НТИ, 1932. — вып. 232. — 152 с.
18. Иванов А.А. Верхнекамское месторождение калийных солей (Стратиграфия, минералогия и петрография, тектоника, генезис) / А. А. Иванов, М. Л. Воронова. — Ленинград : Недра. Ленингр. отд-ние, 1975. — 217 с.
19. Иванов А.А. Отчет по разведочным работам ручным бурением, производившимся Соликамской партией Геологического комитета / А.А. Иванов // Мат-лы по общей и прикладной геологии. — 1927. — Вып. 105. — С. 1-40.
20. Иванов А.А. Пермские соленосные бассейны Печеро-Камского Предуралья / А.А. Иванов. — Новосибирск: СО АН СССР, 1965. — 98 с.
21. Исаева Г.А. Глинистые минералы в зоне выветривания надсолевых отложений Верхнекамского месторождения / Г.А. Исаева, Т.А. Уткина // Уральская минералогическая школа. — Миасс, 2016. — № 22. — С. 39-42.
22. Использование петромагнитных критериев для расчленения разрезов уфимского яруса и обоснования границы между соликамским и шешминским горизонтами в Соликамской впадине. / А.Н. Гришанов, А.Ю. Гужиков, И.И. Молостовская, Т.В. Харитонов // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. — Екатеринбург, 1997. — №1. — С. 19-25
23. Калинина Т.А. О механизме образования брекчиевых пород в кровле соляной залежи Верхнекамского месторождения солей / Т.А. Калинина, Д.Е. Трапезников // Пробле-

мы минералогии, петрографии и металлогении: сб. науч. ст. — Пермь: ПГНИУ, 2016. — Вып. 19. — С. 372-378.

24. Калинина Т.А. О природе брекчиевых пород в кровле соляной залежи Верхнекамского месторождения / Т.А. Калинина, И.И. Чайковский // Литология и полезные ископаемые. — 2014. — № 5. — С. 424-431.

25. Карагодин Ю.Н. Седиментационная цикличность / Ю.Н. Карагодин. — М.: Недра, 1980. — 242 с.

26. Кассин Г.Г. Геодинамический анализ Верхнекамского месторождения калийных солей по геофизическим данным / Г.Г. Кассин, В.В. Филатов // Геофизические аспекты изучения геологического строения калийных солей. Л.: ВНИИГ, 1989. - С. 75-84.

27. Кассин Г.Г. Динамика Дуринского прогиба по гравиметрическим данным / Г.Г. Кассин, В.В. Филатов // Геофизические работы при региональных и геологосъемочных исследованиях на Урале: Тез. докл. науч.-техн. конф. — Свердловск, 1989.

28. Кассин Г.Г. Разломы Среднего Приуралья / Г.Г. Кассин, К.С. Шершнев // Разломы земной коры Урала и методы их изучения / УНЦ АН СССР. — Свердловск, 1983. — С. 84-88.

29. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Гл. редакторы: М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков // Тр. ГИН РАН. — М: Наука, 2004. — Вып. 550. — 299 с.

30. Копнин В.И. Верхнекамское месторождение калийных, калийно-магниевого и каменных солей и природных рассолов / В.И. Копнин // Изв. ВУЗов. Горный журнал. — 1995. — № 6. — С. 10-43.

31. Копнин В.И. К условиям формирования Дуринского эрозионно-компенсационного прогиба Соликамской впадины / В.И. Копнин, В.П. Наборщиков // Тр. Пермск. ПИ. — 1966. — Сб. 20. — С. 269-280.

32. Копнин В.И. Некоторые особенности соляного карста в районе Верхнекамского месторождения / В.И. Копнин // Тр. ин-та геологии УФ АН СССР. — 1964. — Вып. 69. — С. 161-167.

33. Копнин В.И. О генезисе некоторых структур на Верхнекамском месторождении солей / В.И. Копнин // Докл. АН СССР. — 1963. — Т. 151, №4. С. 915-918.

34. Копнин В.И. О солености пород верхнего кунгура в районе Верхнекамского месторождения солей / В.И. Копнин // Докл. АН СССР. — 1962. — т.144, №5. — С. 1123-1125.

35. Копнин В.И. Соликамский калиеносный бассейн / В.И. Копнин // Пермская система земного шара. Путеводитель геологических экскурсий: Тез. докл. междунар. конгр. — Свердловск: УрО АН СССР, 1991. — Ч. 3. — С. 103-135.

36. Короновский Н.В. Основы геологии / Н.В. Короновский, А.Ф. Якушова // Учебник. — М.: Высшая школа, 1991. — 416 с.
37. Корреляция разнофациальных разрезов верхней перми Севера Европейской части СССР / Л.М. Варюхина, Г.П. Канев, Н.А. Колода, В.А. Молин [др.] — Л., 1981. — 160 с.
38. Котляр Г.В. Общая стратиграфическая шкала пермской системы: современное состояние / Г.В. Котляр, В.К. Голубев, В.В. Силантьев // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. — М.: ГИН РАН, 2013 — 187-195 с.
39. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей / А.И. Кудряшов; 2-е изд., перераб. — М.: Эпсилон Плюс, 2013. — 368 с.
40. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей / А.И. Кудряшов; Рос. акад. наук. Ур. отд-ние. Гор. ин-т. — Пермь: Соликам. тип., 2001. — 429 с.
41. Кудряшов А.И. Роль глубинного карста в формировании широтных структур Верхнекамского месторождения солей / А.И. Кудряшов, В.А. Молоштанов // Вестник Пермского ун-та. Геология. — Пермь: Изд-во Пермского ун-та. 1999. — Вып. 3. — С. 207-216.
42. Кузнецов В.Г. Литология / В.Г. Кузнецов, Б.К. Прошляков // Учебник. — М.: Недра, 1991. — 444 с.
43. Кухтинов Д.А. Позднепермские озера Арало-Каспийского региона / Д.А. Кухтинов // История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Ред. Г.Г. Мартинсон, И.Ю. Неустрова. — Л.: Наука, 1987. — С. 157-161.
44. Лурье А.М. Генезис медистых песчаников и сланцев / А. М. Лурье; Отв. ред. А. Л. Яншин, В. П. Рахманов; АН СССР, Ин-т литосферы. — М.: Наука, 1988. — 180 с.
45. Месторождения калийных солей СССР. Методы их поисков и разведки / В.И. Раевский, М.П. Фивег, В.В. Герасимова и др. — Л.: Недра, 1973. — 344 с.
46. Мизенс Г.А. Об этапах формирования Предуральского прогиба / Г.А. Мизенс // Геотектоника. — 1997. — № 5. — С. 33-46.
47. Молоштанов В.А. Геологическое строение Дуринской площади (по данным геофизики) / В.А. Молоштанов, В.П. Колесников // Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья: Мат-лы рег. науч. конф. — Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1998. — С. 194-195.
48. Молоштанов В.А. Механизмы формирования структур Дуринской площади Верхнекамского месторождения / В.А. Молоштанов // Комплексное освоение недр Западного Урала: Мат-лы. науч. сессии ГИ УрО РАН. — Пермь, 1998. — С. 60-63.
49. Молоштанов В.А. Модель строения Дуринской площади Верхнекамского месторождения солей / В.А. Молоштанов, А.И. Кудряшов // Моделирование геологических систем и процессов: Мат-лы рег. конф. — Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1996. — С. 132-134.

50. Наливкин В.Д. Геологическая история Русской платформы в перми / В.Д. Наливкин, Н.Н.Форш // Стратиграфические схемы палеозойских отложений. — М.: Гостоптехиздат, 1962. — Т. 4. — С. 24-34.

51. Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. Всероссийское совещание. 23-25 мая 2013 г., Геологический институт РАН, г. Москва. Сборник статей / М.А. Федонкин (отв. ред.), Ю.Б. Гладенков, В.А. Захаров, А.П. Ипполитов (ред.). — Москва: ГИН РАН, 2013. — 408 с. Палант И.Б. Остракоды уфимской свиты и красноцветных отложений казанского яруса северо-западной Башкирии / И.Б. Палант // Бюл. МОИП. Отд. Геол. — 1959. — Вып. 5 — С. 119-140

52. Палант И.Б. Стратиграфическое сопоставление разрезов верхнепермских красноцветных отложений по остракодам / И.Б. Палант // ДАН СССР. — 1958. — т. 119, № 1. С. 146–149.

53. Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей / Под ред. Н.М. Джиноридзе. — СПб., Соликамск: ОГУП «Соликамск», 2000. — 400 с.

54. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий: офиц. текст. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. — Вып. 36. — 68 с.

55. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий: офиц. текст. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. — Вып. 38. — 149 с.

56. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий: офиц. текст. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. — Вып. 42. — 68 с.

57. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий: офиц. текст. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. — Вып. 44. — 68 с.

58. Практическая палинотратиграфия / Под ред. Л.А Пановой, М.В. Ошурковой, Г.М. Романовской; М-во геологии СССР. Всесоюз. Науч.-исслед.геол. ин-т. — Л.: Недра, 1990. — 348 с.

59. Преображенский П.И. Геолого-разведочные работы в Соликамском и Березниковском районах за период с 1 октября 1926 г. по 1 октября 1927 г. / П.И. Преображенский // Мат-лы по общ. и прикл. геологии. — 1929. — Вып. 126. — 70 с.

60. Преображенский П.И. Геолого-разведочные работы на калий и их перспективы. Калий №1 / П.И. Преображенский. — 1932.

61. Преображенский П.И. Открытие калийных солей в районе г. Соликамска / П.И. Преображенский // Вестник Геологического комитета. — 1925. — № 1.

62. Проворов В. М. Тектоника // Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края. Пермь, 2006. С. 63-74; Проворов В. М. История геологического развития // Минерально-

сырьевые ресурсы Пермского края. Пермь, 2006. С. 93-110; Ибламинов В. Г. Тектоника Уральской складчатой системы // Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края. — Пермь, 2006. — С. 74-77.

63. Проворов В.М. Основные черты тектоники нижнепермских отложений и ее связь с глубинным строением Среднего Приуралья / В.М. Проворов // Нижнепермские отложения Камского Предуралья: Тр. ВНИГНИ. — Пермь, 1973. — Вып. 118. — С. 28-48.

64. Протерозойские и палеозойские отложения Пермского прикамья. Каталог стратиграфических разбивок додевона, девона и карбона. Часть 1. Предуральский прогиб / Колл. авт. — Пермь, Книжная типография №2, 1973. — 262 с.

65. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении) / В.Н. Пучков. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 280 с

66. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала / В.Н. Пучков. — Уфа: Даурия, 2000. — 145 с.

67. Разрывная тектоника Верхнекамского месторождения солей / А.И. Кудряшов, В.Е. Васюков, Г.С. Фон-дер-Флаасс и др.; Под науч. ред. А.И. Кудряшова. — Пермь: ГИ УрО РАН, 2004. — 194 с.

68. Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России / Отв. ред. Г.А. Беле-ницкая, О.В. Петров, Н.Н. Соболев // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. — Т. 355. — 624 с.

69. Сапегин Б.И. Основные черты тектоники Верхнекамского калийного месторожде-ния / Б.И. Сапегин, В.Н. Янин // Строение и условия формирования месторождений ка-лийных солей. — Новосибирск: Наука, 1981. — С. 118 -124.

70. Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления / Селли Р.Ч. // Пер. с англ. А.А. Никонова, К.И. Никоновой. — М.: Недра, 1989. — 294 с.

71. Силантьев В. В. Палеомутелы (неморские двустворки) соликамского горизонта Со-ликамской впадины / В. В. Силантьев // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. — 1995. — Т. 70, Вып. 5. — С. 73–82.

72. Силантьев В.В. Соликамский горизонт Пермского Приуралья / В. В. Силантьев // Стратотипы и опорные разрезы Поволжья и Прикамья. — Казань: Экоцентр, 1996. — С. 13–55.

73. Софроницкий П.А. Восточная часть Русской платформы. Предуральский краевой прогиб / П.А. Софроницкий // Геология СССР. — М.: Недра, 1969. — Т. XII. Ч.1, кн. 2. — С. 12-37.

74. Софроницкий П.А. Геология и нефтегазоносность Уфимско-Соликамской впадины в Пермской области: автореферат дис... д-ра геол.-минерал. наук. — Л., 1961. — 26 с.
75. Софроницкий П.А. К поискам нефти в Уфимско-Соликамской впадине / П.А. Софроницкий // Тр. ВНИГНИ. — М., 1960 — вып. 31.
76. Софроницкий П.А. Основные черты тектоники палеозоя Молотовской области / П.А. Софроницкий // Уч. Зап. Молотовского гос. Унив-та, — Пермь, 1956. — Т.1, Вып.2.
77. Софроницкий П.А. Пермская область. Геологическое строение / П.А. Софроницкий // Сб.: Пермская область. — Пермь, 1959.
78. Софроницкий П.А. Тектоника Пермского Прикамья в свете новых данных / П.А. Софроницкий, К.С. Шершнев // Труды ВНИГРИ. вып.34. Гостоптехиздат. 1963.
79. Стратиграфические типовые разрезы девонских и каменноугольных отложений Пермского Прикамья. — Пермь, 1969.
80. Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь / Всесоюз. н.-и. геол. ин-т ; редкол.: И. Е. Занина (отв. ред.) и др. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1977. — 535 с.
81. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза / Н.М. Страхов // Закономерности состава и размещения аридных отложений. — М.: Изд. АН СССР, 1962. — Т.3. — 550 с.
82. Трапезников Д. Е. Сравнительная характеристика песчаных пород уфимского яруса в Соликамской впадине / Д.Е. Трапезников // Вестник Пермского университета. Геология. — Пермь, 2018. — №2. — С. 3-9
83. Трапезников Д. Е. Терригенные породы соликамского горизонта в пределах Верхнекамского месторождения солей / Д.Е. Трапезников // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. — Сыктывкар, 2018. — №5 — С. 3-8
84. Трапезников Д.Е. Галогенные отложения уфимского яруса в пределах Соликамской впадины / Д.Е. Трапезников // Литосфера. — Екатеринбург, 2018. — №18 (2). — С. 223-234. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-223-234
85. Трапезников Д.Е. Литология песчаников терригенно-карбонатной толщи Верхнекамского месторождения солей / Д.Е. Трапезников // Стратегия и процессы освоения георесурсов: сб. науч. тр. / ГИ УрО РАН. — Пермь, 2017. — Вып. 15 — С. 11-14.
86. Трапезников Д.Е. Литология шешминских отложений Соликамской впадины / Д.Е. Трапезников // Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра. Материалы 12 Уральского литологического совещания / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2018. — С. 350-352
87. Трапезников Д.Е. О границе между кунгурским и уфимским ярусами нижней перми в пределах Верхнекамского месторождения солей // Общая стратиграфическая шкала и

методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России: материалы Межведомств. рабочего совещ. / ВСЕГЕИ. — СПб., 2016. — С. 177-179.

88. Трапезников Д.Е. О находках *Paleomutela subcastor* Amalitzky, 1892 на юго-западе Соликамской впадин / Д.Е. Трапезников, Т.В. Фадеева // Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting – 2017: сб. тез. / Казанский фед. Ун-т. — Казань, 2017. — С. 202-203.

89. Трапезников Д.Е. О природе псевдодиапировых структур западного борта Соликамской впадины / Д.Е. Трапезников, Чайковский И.И. // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты: материалы XLVII Тектонич. совещ. — М., 2015. — Т. 2. — С. 249-252.

90. Трапезников Д.Е. О строении и природе Дуринского прогиба на Верхнекамском месторождении солей / Трапезников Д.Е., Чайковский И.И. // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ: материалы XLVIII Тектонич. совещ. — М., 2016. — Т. 2. — С. 271-275.

91. Трапезников Д.Е. Особенности осадконакопления в соликамское время в пределах Верхнекамского месторождения / Д.Е. Трапезников // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского / ПГНИУ [и др.]. — Пермь, 2015. — Вып. 18. — С. 223-229.

92. Трапезников Д.Е. Соляная тектоника пассивных континентальных окраин / Д.Е. Трапезников // Тектоника современных и древних океанов и их окраин: материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. — М., 2017. — Т. 2. — С. 254-258.

93. Трапезников Д.Е. Характер распределения алевропсаммитового материала в терригенно-карбонатной толще в границах Верхнекамского месторождения / Д.Е. Трапезников // Стратегия и процессы освоения георесурсов: сб. науч. тр. / ГИ УрО РАН. — Пермь, 2015. — Вып. 13 — С. 10-11.

94. Третьяков Ю.А. Стратификация соляно-мергельной толщи района Верхнекамского месторождения калийных солей / Ю.А. Третьяков, Б.И. Сапегин // Строение и условия образования соленосных формаций. — Новосибирск: Наука, 1981. — С. 52-59.

95. Трубачев А.И. Основные типы стратиформных месторождений меди / А.И. Трубачев // Георесурсы: научно-технический журнал. — 2003. — Т. 14, №2. — с. 46-48.

96. Уточненные унифицированные схемы стратиграфии палеозоя Волго-Уральской нефтеносной провинции / С.В. Семихатова, З.П. Иванова, Т.В. Макарова, М.Ф. Филиппова // Геология нефти и газа. — М., 1960 г. — №6 — С. 52-60

97. Фивег М.П. Закономерности формирования и размещения калийных месторождений соленосных формаций / М.П. Фивег // Закономерности размещения полезных ископаемых. — М. 1958. — Т.1. — С. 517-530.

98. Фивег М.П. Как образуются залежи каменной и калийных солей / М.П. Фивег. — Новосибирск: Изд. «Наука», 1983. — 79 с.

99. Фивег М.П. О некоторых вопросах палеогеографии эпох осадконакопления / М.П. Фивег // Геологич и условия образования месторождений калийных солей. Тр. ВНИИГ. — Л., 1972. — С. 69-93.

100. Фивег М.П. Палеогеография кунгурского соленакопления восточной части Русской платформы и Предуралья / М.П. Фивег, Н.И. Банера // Литология и полезные ископаемые. — 1968. — Т.1. — С. 33-43.

101. Фивег М.П. Типы солеродных бассейнов / М.П. Фивег // Тр. ВНИИГ. — М. 1956. — вып. 32. — С. 102-110

102. Филатов В.В. Геофизические исследования на Верхнекамском месторождении калийно-магниевых солей / В.В. Филатов, Г.Г. Кассин, Б.А. Попов // Известия вузов. Горный журнал (специальный выпуск). Уральское горное обозрение. — 1995. — №6. — С. 150-161.

103. Филатов В.В. Природа и динамика Дуринского прогиба / В.В. Филатов, Л.А. Болотнова // Известия вузов. Горный журнал. Уральское горное обозрение. — 2016. — №4. — С. 111-119.

104. Филатов В.В. Теория и практика геодинамического анализа гравитационного поля (на примере рудных районов Урала): дис. ... д-ра геол.-минерал. наук: 04.00.33 / Филатов Владимир Викторович. — Екатеринбург, 1990. — 243 с.

105. Филатов В.В. Природа и динамика Дуринского прогиба / В.В. Филатов, Л.А. Болотнова // Изв. вузов. Горный журнал. — Екатеринбург: УрГГУ, 2016. — №4. — 416 с.

106. Фролов В.Т. Литология / В.Т. Фролов // уч. пособие. — М.: Изд. МГУ, 1995. — Кн.3. — 352 с.

107. Харитонов Т.В. О медистых песчаниках Западного Урала / Т.В. Харитонов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. — Пермь, 2018. — Вып. 21. — С. 75-84.

108. Харитонов Т.В. О медистых песчаниках Западного Урала / Т.В. Харитонов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского / ПГНИУ [и др.]. — Пермь, 2018. — Вып. 21. — С. 75-84.

109. Хасанов Р.Р. Механизмы замещения сульфиды меди растительных остатков в пермских отложениях Вятско-Камской меденосной полосы / Р.Р. Хасанов, Р.Р. Гайнов,

Е.С. Варламова, А.Ф. Исламов // Уч. записки Казанского гос. ун.-та. — 2009. Т. 151, кн. 4. — С. 162-169

110. Ходьков А.Е. Гидрогеологические особенности надсолевой толщи Верхнекамского калийного месторождения / А.Е. Ходьков, Е.В. Часовникова, Г.А. Малкин // Гидрогеология и охрана недр при разработке соляных месторождений: Тр. ВНИИГ. — Л.: ВНИИГ, 1976. — С. 13-21.

111. Ходьков А.Е. Основные черты гидрогеологии важнейших эксплуатируемых соляных (калийных) месторождений / А.Е. Ходьков // Мат-лы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. — Л.: ЛГУ, 1971. — С. 4-70.

112. Холодов В.Н. Ванадий, его геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах / В.Н. Холодов. — М.: Наука, 1968. — 245 с.

113. Чайковский И.И. К минералогии медистых песчаников Прикамья / И.И. Чайковский, Е.В. Кондратенко // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: сб. науч. статей. — Пермь: Перм. ун-т. 2005. — Вып. 7. — С. 148-166

114. Чайковский И.И. Минералогия медистых песчаников юга Соликамской впадины / И.И. Чайковский, М.Ю. Мулыгин, О.В. Коротченкова, Е.П. Чиркова, Д.Е. Трапезников // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. — Пермь, 2018. — Вып. 21. — С. 85-98.

115. Чайковский И.И. Основные этапы формирования тектонических нарушений в водозащитной толще Верхнекамского калийного месторождения / И.И. Чайковский // Горн. журн. — 2008. — № 10. — С. 41-44.

116. Чайковский И.И. Тектонические и эпигенетические процессы в надсолевой толще Верхнекамского месторождения / И.И. Чайковский, Т.А. Калинина, О.В. Коротченкова // Литосфера. — Екатеринбург, 2015. — №15. — С. 71-80.

117. Чайковский И.И. Типизация основных механизмов соляной тектоники мира: Верхнекамское месторождение как эталон многоэтапного гравитационного скольжения // Вестн. Перм. науч. центра. — 2013. — № 1. — С. 18-37.

118. Чочиа Н.Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края / Н.Г. Чочиа // Тр. ВНИГРИ, нов. серия. — 1955. — вып. 91. — 425 с.

119. Чувашов Б.И. Динамика развития Предуральского краевого прогиба / Чувашов Б.И. // Геотектоника. — 1998. — № 3. — С. 22-37.

120. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, система, описание минеральных видов) / В.Н. Шванов. — Л.: Недра, 1987. — 269 с.

121.Щербинина Г.П. Процессы, сформировавшие Дуринскую систему впадин / Г.П. Щербинина // Проблемы безопасности и совершенствования горных работ: тез. докл. междунар. конф. — Москва-С.-Петербург. Пермь, 1999. — С. 251-252.

122.Яржемский Я.Я. Краткая петрографо-минералогическая характеристика пород Дуринского участка Верхнекамского калийного месторождения / Я.Я. Яржемский, Ю.А. Третьяков // Геологическая и минералого-петрографическая оценка распространения качества руд и условий разработки калийных месторождений: Тр. ВНИИГ. — Л.: ЛЕНГОСХИМИЗДАТ, 1979. — С. 91-106.

123.Boucot, A.J. Phanerozoic Paleoclimate: An Atlas of Lithologic Indicators of Climate / Boucot, A.J., Xu, C., Scotese, C.R. // SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology. — 2013. — № 11.— 478 p.

124.Brun, J.-P. Salt tectonics at passive margins: geology versus models / J.-P. Brun, X. Fort //Marine and Petroleum Geology. — 2011. — № 28. — P. 1123-1145.

125.Clemensen L.B. Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran Basin (Permian) Scotland / L.B. Clemensen, K. Abrahamsen // Sedimentology. — 1983. — Vol. 30. — P. 311-339.

126.Dickinson W. Plate setting and provenances of sands in modern ocean basins / W. Dickinson, R. Valloni // Geology. — 1983. — V.8. — P. 82-86.

127.Dickinson W. Tectonic and sand composition / W. Dickinson, C. Suczek // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. — 1979. — V.63. № 12. — P. 2164-2182

128.Drong H.-J. Der Schneverdingen - Sandstein des Rotliegendeneine aolische Sedi-mentfuiling alter Grabenstructuren / H.-J. Drong, E. Plein, D. Sonnemann et al. // Ztschr. Dt. Geol. Ges. — 1982. — Bd. 133. — S. 699-725.

129.Folk R.L. Petrology of Sedimentary Rocks / R.L. Folk. — Austin (USA): Hemphill Publishing Company, 1974. — 182 p.

130.Glennie K.W. Lawer Permian Rotliegend desert sedimentation in the North Sea / K.W. Glennie // Eolian sediments and processes / Ed. M.W. Brookfield, T.S. Ahlbrandt. — Amsterdam: Elsevier, 1983.— Vol. 38 — P. 521-541.

131.Glennie K.W. The Permian Weissliegend of N.W. Europe: The partial deformation of aeolian dune sand caused by the Zechstein transgression / K.W. Glennie, A.T. Buller // Sediment. Geol. — 1983. — Vol. 35. — P. 43-81.

132.Hudec, M.R. The salt mine: a digital atlas of salt tectonics. In: Udden Book Series / M.R. Hudec, M.P.A. Jackson // AAPG Memoir, 99 / The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology. — 2011. — No. 5. — 305 p.

- 133.Hudec, M.R., Jackson, M.P.A. Terra infirma: understanding salt tectonics / M.R. Hudec, M.P.A. Jackson // *Earth-Science Rev.* — 2007. — № 82 (1–2), P. 1–28.
- 134.Jackson M.P.A. Regional extension as a geologic trigger for diapirism / M.P.A. Jackson, B.C. Vendeville // *Geological Society of America Bulletin.* 1994. — №106(1). — P. 57-73.
- 135.Jackson M.P.A., Galloway W.E. Structural and depositional styles of Gulf Coast Tertiary continental margins: application to hydrocarbon exploration / M.P.A. Jackson, W.E. Galloway // *American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series.* — 1984. — No. 25. 226 p.
- 136.Jackson, M.P.A, *Salt Tectonics Principles and Practice* / M.P.A. Jackson, M.R. Hudec. — Cambridge University Press. 2017. — 513 p
- 137.Kingston, D.R. Global Basin Classification System / D.R. Kingston, C.P. Dishroon, P.A. Williams // *AAPG Bulletin.* 1983. — № 67. — P. 2175–2193
- 138.Maxwell W.D. The end Permian mass extinction / W.D. Maxwell // *Mass extinction: Processes and evidence* / Ed. S.K. Donovan. — L.: Belkhamen, 1989. — P. 152-173.
- 139.Mazzullo S.J. Permian stratigraphy and facies, Permian Basin (Texas-New Mexico) and adjoining areas in the Midcontinent United States / S.J. Mazzullo // *The Permian of Northern Pangea* /Ed. P.A. Scholle et al. — B.; Heidelberg: Springer, 1995. — Vol. 2. — P. 41-60.
- 140.Mazzullo S.J. Significance of eolian quartzose sheet sands on emergent carbonate shelves; Permian of west Texas-New Mexico / S.J. Mazzullo, J. Mazzullo, P.M. Harris // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* — 1985. — Vol. 69. — P. 284.
- 141.Ogg J.G. *A Concise Geologic Time Scale* / J.G. Ogg, Gabi Ogg, F.M. Gradstein — Elsevier. 2016. — 234 p.
- 142.Parrish J.M. Permian-Triassic paleogeography and paleoclimatology and implications for the rapid distributions / J.M. Parrish, J.T. Parrish, A.M. Ziegler // *The ecology and biology of mammal-like reptiles* / Ed. N.H. Hotton et al. — Wash. (D.C.): Smithsonian press, 1986. — P. 109-132.
- 143.Parrish J.T. Geologic evidence of Permian climate / J.T. Parrish // *The Permian of Northern Pangea* / Ed. P.A. Scholle et al. — B.: Heidelberg: Springer, 1995. — Vol. 1. — P. 53-61.
- 144.Peterson J.A. Permian paleogeography and sedimentary provinces, West Central United States / J.A. Peterson // *Paleozoic paleogeography of West-Central United States: Rocky Mountain Section Soc. Econ. Paleontol. Miner. Symp.* 1980. — Vol. 1. — P. 271-292.
- 145.Pettijohn F.J. *Sand and Sandstone* / F.J. Pettijohn, P.E. Potter, R. Siever. — Springer-Verlag. New York, 1987. — 553 p.
- 146.Raup D.M. Jr. Periodicity of extinctions of families and genera / D.M. Raup, J.J. Sepkoski // *Science.* 1986. — Vol. 231. — P. 833-836.

147. Robinson P.L. Palaeoclimatology and continental drift / P.L. Robinson // Implications of continental drift to the Earth sciences / Ed. D.H. Tarling, S.K. Runcorn. — N.Y.; L.: Acad. press, 1973. — Vol. 1. — P. 449-476.
148. Rowan M.G. Salt tectonics at passive margins: geology versus models - discussion / M.G. Rowan, F.J. Peel, B.C. Vendeville, V. Gaullier // Marine and Petroleum Geology. — 2012. — P. 184-194
149. Scotese C.R. Atlas of Phanerozoic Climatic Zones (Mollweide Projection) / Scotese C.R. Boucot A.J. Xu C. // PALEOMAP Project PaleoAtlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL. — 2013
150. Scotese C.R. Pangea and paleogeography of the Permian / C.R. Scotese, R.P. Longford // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. — B.; Heidelberg: Springer, 1995. — Vol. 1. — P. 3-19.
151. Sepkoski J.J. Jr. Periodicity in extinction and the problem of catastrophism in the history of life / Sepkoski J.J. // J. Geol. Soc. — London. 1989. — Vol. 146. — P. 7-19.
152. Torsvik T.H. Earth History and Palaeogeography / T.H. Torsvik, M. Cocks L. Robin — Cambridge University Press, 2017. — 332 p.
153. Veizer J. Evidence for decoupling of atmospheric CO₂ and global climate during the Phanerozoic eon / J. Veizer, Y. Godderis, L.M. François. — Nature, 2000. — № 408. — P. 698–701.
154. Wardlaw B.R. Permian of the Western United States / B.R. Wardlaw, W.S. Snyder, C. Sphinos, D.M. Gallegos // The permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. — Heidelberg: Springer, 1995. — Vol. 2. — P. 23-40.
155. Warren J. Evaporites. A Geological Compendium / J. Warren. — Springer. 2016 — 1813 p.
156. Warren, J. Evaporites: Their Evolution and Economics / J. Warren // Second ed. — Blackwell Science, Oxford, 2006. — 438 p.
157. Ziegler P.A. Evolution of Laurussia: A Study in Late Palaeozoic Plate Tectonics / P.A. Ziegler. — Dordrecht: Kluwer, 1989. — 102 p.
158. Ziegler P.A. Geological Atlas of Western and Central Europe / P.A. Ziegler // The Hague: Shell and London: Geological Society. 2nd edn. — 1990. — 239 p.
159. Ziegler P.A. Geological atlas of Western and Central Europe / P.A. Ziegler. — Amsterdam: Elsevier, 1982. — 130 p.

Фондовая литература

- 160.Белоликов А.И. (1968ф). Отчет о бурении структурных скважин на шахтном поле Второго Березниковского рудоуправления комбината "Уралкалий" : отчет о НИР / Белоликов А.И., Захваткин В.В. Янин В.Н. — Пермь: Фонды Перм. КГРЭ, 1968.
- 161.Артемов А.В. (1940ф). Отчет геолого-съемочной партии Первого района СГУ / Артемов А.В., Султанаев А.А.. — М.: Фонды Гидропроекта, 1940
- 162.Голубев Б.М. (1998ф). Комплексный научный анализ результатов геологических исследований на территории Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС) / Б.М. Голубев и др. — Пермь, Фонды ПермНИПИнефть, 1998
- 163.Грайфер Б.И. (1962ф). Стратиграфия и маркирующие горизонты нижнепермских отложений Предуральяского прогиба и восточного борта Русской платформы на территории Пермской области: отчет о НИР / Грайфер Б.И., Ердяков А.С., Зуева Р.А., Минацевич Ф.К., Федорова Л.А., Хурсик В.З. — Пермь: Фонды ГПК, Пермнефтегазразведка, 1962
- 164.Грайфер Б.И. (1965ф). Геология и нефтеносность пермских отложений Соликамской и южной части Верхнепечорской впадин: отчет о НИР / Грайфер Б.И., Ердяков А.С., Зуева Р.А., Петина А.Г., Пименов Б.И. — Пермь: Фонды ГПК Пермнефть, 1965.
- 165.Денисов М.И. (1980ф). Отчет по геологическому доизучению масштаба 1:200000 групповым методом листов Р-40-XXXIII/юж.пол./, Р-40-XXXIV/юго-зап.четв./, О-40-III, О-40-IV/зап.пол./, О-40-IX/сев. пол./, О-40-X/сев.-зап.четв./ в бассейнах рек Камы, Яйвы, Глухой Вильвы на Среднем урале за 1977-1980 гг. в 3-х томах: отчет о НИР / Денисов М.И., Никитин А.Г., Мартемьянов В.В. — Пермь, 1980
- 166.Дягилев Г.А. (1958). Отчет о доразведке Дурыманского участка Верхнекамского Месторождения калийных солей: отчет о НИР / Дягилев Г.А., Белоликов А.И., Сапегин Б.И., Чудинов Н.К. — Пермь: Фонды Пермского геолого-разведочного треста, 1958
- 167.Иванов А.А. (1963). Геология, условия формирования и оценка Верхнекамского месторождения калийных солей: отчет о НИР / Иванов А.А. — Л.: Фонды ВСЕГЕИ, 1963.
- 168.Коновалов К.И. (1968ф). Отчет о геологической докуменации и условиях проходки шахты №1 второго Берзниковского калийного комбината: отчет о НИР / Коновалов К.И., Суханова К.С., Молодцова Н.И. Рукопись. — Березники: Фонды Уралкалий, 1968.
- 169.Коновалова Г.М. (1964ф). Геологическая документация ствола №4 Березниковского калийного комбината: отчет о НИР / Коновалова Г.М., Мухин П.И., Шуйгина Е.Б. — Березники: Фонды УФ ВНИИГ, 1964
- 170.Копнин В.И. (1968ф). Сравнительная характеристика пермских отложений по разрезам шахтных стволов в центральной части Верхнекамского месторождения калийных

солей (Стратификация Верхнекамского месторождения калийных солей): отчет о НИР / Копнин В.И. — Пермь: Фонды политехнического института, 1968

171.Копнин В.И. (1971ф). Геологическая документация шахтного ствола №3 Соликамского калийного комбината: отчет по теме 723 / Копнин В.И., Верховцев В.А., Фирулев С.Г. — Пермь: Фонды Пермского политехнического института, 1971.

172.Копнин В.И. (1973). Геологическая документация шахтных стволов №2 и 3 на Третьем Березниковском калийном комбинате: отчет о НИР / Копнин В.И., Зуева А.С., Коротаев М.А. // Фонды политехнического института. — Пермь, 1973

173.Коровин Ю.И. (1967ф). Сводная геологическая карта Верхнекамского месторождения калийных солей масштаба 1:200000 (отчет Березниковского отряда о работах 1964-1966 г.г.): отчет о НИР / Коровин Ю.И., Матвеев П.М. — Пермь: ПКГРЭ, 1967. — 197 с.

174.Кутергин А.М. (1966ф). Отчет о литолого-палеогеографических исследованиях отложений уфимского и казанского ярусов верхнепермского отдела Среднего Приуралья: отчет о НИР / Денисов М.И. Белых Б.П. Пермский геологический разведочный трест, съемочно-тематическая экспедиция; рук.: Кутергин А.М.; исполн.: Белых Б.П., Денисов М.И., Крашенинникова М.Б., Элькина Б.М. — Пермь, 1966. 677 с.

175.Матвеев П.М. (1966ф). Геологическая карта Урала. Масштаб 1:100000. Листы О-40-7 и О-40-19 (отчет Березниковской геологической съемочной партии о работах 1961-63 г.г.): отчет о НИР / Матвеев П.М., Коровин Ю.И., Григорьев Л.В., Пирожников В.И. — Пермь: ПКГРЭ, 1966. — 496 с.

176.Сапегин Б.И. (1967ф). Промежуточный отчет о поисково-разведочных работах в северной части Верхнекамского калийного месторождения: отчет о НИР / Сапегин Б.И., Белоликов А.И., Захваткин В.В. — Пермь: Фонды Перм. КГРЭ, 1967.

177.Софроницкий П.А. (1959ф). Геология и нефтеносность северной части Уфимско-Соликамской впадины: отчет о НИР / Софроницкий П.А. Фофанова Е.М. — Пермь: Фонды ГПК Пермьнефтегазразведка, 1959.

178.Третьяков Ю.А. (1976ф). Литолого-фациальное изучение соляно-мергельной толщи предварительные рекомендации по стратификации и корреляции ее разрезов: отчет о НИР / Третьяков Ю.А. — Пермь: Фонды УФ ВНИИГ, 1976.

179.Третьяков Ю.А. (1977ф). Стратификация разреза соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения: отчет о НИР / Третьяков Ю.А. — Пермь: Фонды УФ ВНИИГ, 1977.

180.Ушков Б.К. (2000ф). Геолого-экономическая карта Пермской области масштаба 1:500 000: отчет о НИР / Ушков Б.К., Спешкова Т.Н., Бабина О.П. — Пермь, 2000.

181. Ушков Б.К. (2008ф). Обновление и пополнение базы данных геолого-экономической карты Пермской области: отчет о НИР / Ушков Б.К. — Пермь, 2008.

182. Харитонов Т.В. (2002ф). Создание сводных геологической и гидрогеологической карт Верхнекамского месторождения калийных солей масштаба 1:100000. Листы: Р-40-138; 0-40-5 (в.п.); 6, 7 (з.п.); 17 (в.п.); 18; 19 (з.п.); 29 (в.п.); 30; 31 (з.п.); 42 (с.п.): отчет о НИР / Харитонов Т.В. — Пермь, 2002.