

Федеральное агентство по образованию
Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Пермский государственный технический университет»

А. С. Флаас

ГЕОТЕКТОНИКА

**(МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ
ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА)**

Утверждено
Редакционно-издательским советом университета
в качестве учебного пособия

Издательство
Пермского государственного технического университета
2008

УДК 551.24
Ф69

Рецензенты:

д-р геол.-мин. наук, профессор *Б. С. Лунёв*
(Пермский государственный университет);

д-р геол.-мин. наук, профессор *В. М. Проворов*
(Камский научно-исследовательский институт

комплексных исследований глубоких и сверхглубоких скважин)

Флаас, А. С.

Ф69 Геотектоника (методические приемы палеотектонического анализа): учеб. пособие / А. С. Флаас. – Пермь: Изд-во Перм. гос. техн. ун-та, 2008. – 197 с.

ISBN 978-5-88151-997-1

Изложены краткие сведения о строении и развитии континентальных платформ. Основное внимание уделено принципам и новым методам палеотектонического анализа в пределах молодых платформенных областей на примере Западно-Сибирской плиты. Предлагаемые методы исследований позволяют расшифровать генезис и историю формирования локальных поднятий, что имеет первостепенное значение для установления времени, места и условий образования УВ, путей их миграции, формирования и разрушения залежей.

Во второй части пособия дана методика расшифровки палеотектонических напряжений в складчатых поясах. Методика позволяет установить генетические связи перераспределения вещества в земной коре и формирования залежей различных полезных ископаемых с деформациями в складчатых поясах. Основная часть излагаемых методов палеотектонических реконструкций разработана автором и публикуется впервые.

Предназначено для студентов высших учебных заведений направления «Прикладная геология», аспирантов и научных сотрудников, занимающихся проблемами структурной эволюции континентальных платформ и складчатых поясов земной коры.

УДК 551.24

Издано в рамках приоритетного национального проекта «Образование» по программе Пермского государственного технического университета «Создание инновационной системы формирования профессиональных компетенций кадров и центра инновационного развития региона на базе многопрофильного технического университета»

ISBN 978-5-88151-997-1

© ГОУ ВПО «Пермский государственный
технический университет», 2008

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	6
Часть I.	
ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ.....	8
Глава 1.	
КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ.....	8
Глава 2.	
СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛАТФОРМ.....	12
2.1. Основные факторы формирования современной структуры молодых платформ на примере Западно-Сибирской плиты	18
2.2. Структурные особенности доюрского основания на территории Широкого Приобья	19
2.3. Состав и строение юрского комплекса.....	26
2.4. Клиноформный комплекс нижнего мела	27
Глава 3.	
РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПЛАТФОРМ.....	31
Глава 4.....	39
УПЛОТНЕНИЕ ПЕРВИЧНОГО ОСАДКА	39
Глава 5.....	46
ОСНОВЫ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА.....	46
5.1. Построение палеотектонических профилей и карт	48
Глава 6.....	54
НОВЫЕ МЕТОДЫ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ	54
6.1. Роль уплотнения юрских отложений в формировании локальных поднятий	55
6.2. Соотношение структурных планов различных стратиграфических уровней	61

Глава 7.	
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ	63
7.1. Особенности палеотектонических реконструкций в клиноформном комплексе	65
7.2. Результаты палеотектонического анализа по региональному сейсмическому профилю	75
7.3. Анализ причин и времени образования «аномальных разрезов» баженовской свиты	78
7.4. Палеотектонические аспекты формирования современной структуры Кочевского и Северо-Кочевского месторождений	82
7.5. Результаты палеотектонического анализа Ново-Молодёжной структуры	86
Часть II.	
РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ	94
Глава 8	96
ДИНАМИЧЕСКИЕ НАПРАВЛЕНИЯ	96
Глава 9	98
ОСНОВНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ДИНАМИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ОРИЕНТИРОВОК МАКРОСТРУКТУРНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ....	98
9.1. Динамический анализ ориентировки структурных элементов в кинкбандах	100
9.1.1. Угловатые кинкбанды	101
9.1.2. Сигмоидальные кинкбанды	106
9.2. Анализ динамической обстановки в период образования наложенных складок	111
9.3. Динамический анализ ориентировки кристаллов дистена	115
9.4. Динамическая интерпретация ориентировок макроструктурных элементов в первичных складках изгиба	124

Глава 10.....	133
ДЕФОРМАЦИИ И ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЩЕСТВА.....	133
10.1. Понятие об относительном структурном разуплотнении	133
10.2. Основные формы перераспределения вещества при складкообразовании.....	135
10.3. Морфологический тип складки как отражение интенсивности внутрислоевого перераспределения вещества	155
Глава 11.....	164
УСЛОВИЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В СКЛАДКЕ И ИХ РОЛЬ В ПРОЦЕССЕ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВА.....	164
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	170
Список рекомендуемой литературы.....	171
ПРИЛОЖЕНИЯ	
Самостоятельная работа по палеотектоническому анализу клиноформного комплекса.....	173
Итоговое контрольная работа	175

ВВЕДЕНИЕ

Генезис локальных структур, характер и время проявления различных тектонических процессов, а также ряд других вопросов, связанных с особенностями геологического строения и развития платформенных нефтегазоносных областей, до настоящего времени не находят однозначного решения и являются дискуссионными. Необходимо отметить, что та или иная трактовка этих вопросов имеет первостепенное значение для установления *времени, места и условий* образования УВ, путей их миграции, формирования и разрушения залежей. Решение этих принципиальных задач возможно лишь только на основе проведения детальных, теоретически обоснованных палеотектонических реконструкций современного геологического разреза.

Вопросы палеотектонического анализа в той или иной степени затрагиваются в существующих в настоящее время учебниках и учебных пособиях, предназначенных для подготовки специалистов нефтяного профиля. Это относится к таким дисциплинам, как «Структурная геология», «Геотектоника», «Геология нефти и газа», «Теоретические основы поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений». Несомненная практическая и научная значимость этого направления требует как углубленного изучения и внедрения уже апробированных методических приёмов в процесс обучения студентов, так и совершенствования методических приемов палеотектонического анализа и расширения его потенциальных возможностей. В связи с этим назрела необходимость внесения определенных дополнений в учебно-методическую литературу и издания специального учебного пособия.

Первая часть данной работы посвящена теоретическому обоснованию и методике палеотектонического анализа в пределах молодых платформ, которые принципиально отличаются по своему строению и характеру тектонического развития от древних платформ.

Одной из крупнейших молодых континентальных платформ является Западно-Сибирская плита. Особенности её геологического строения вызывают противоречивые суждения по целому ряду проблемных вопросов как прикладного, так и теоретического характера.

Аргументированные ответы на многие из этих вопросов могут быть получены в результате применения новых эффективных методов палеотектонических реконструкций.

В работе рассматриваются разработанные автором новые методы палеотектонического анализа геолого-геофизических данных, включая широкое использование временных сейсмических разрезов МОГТ, на основе компьютерной обработки фактического материала с геологической интерпретацией полученных результатов. В частности, на примере Западно-Сибирской плиты показывается эффективность применения этих методов, позволяющих:

1) решить остро дискутируемую проблему генетической природы локальных поднятий и установить закономерности изменения их морфологических характеристик;

2) определить степень суммарного уплотнения толщи осадочного чехла на конкретный геологический момент её формирования в количественном или процентном выражении;

3) установить наличие, время проявления и динамику поздних (наложенных) тектонических дислокаций в осадочном чехле и в фундаменте платформы.

Помимо изложения новых методических приемов критически рассмотрены «классические» методы палеотектонического анализа и предлагаются рекомендации по внесению необходимой корректировки в процессе их применения.

Во второй части рассматриваются теоретические предпосылки, принципы и методы расшифровки палеотектонических напряжений в процессе сложной эволюции складчатых поясов.

Часть I

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Глава 1

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Основные положения, касающиеся вопросов строения земной коры и её развития, излагаются по В. Е. Хаину и М. Г. Ломизе (2005), В. П. Гаврилову (2005), Ю. А. Косыгину (1969). При рассмотрении процессов формирования осадка в зоне шельфа автор опирался на известные работы Н. М. Страхова (1960), Л. Б. Рухина (1961). Использовались также различные работы других авторов, посвященные вопросам, затрагиваемым в учебном пособии.

Прежде чем перейти к рассмотрению теоретических предпосылок, обобщению обширного фактического материала и, наконец, непосредственно к различным методическим приёмам палеотектонического анализа в пределах платформенных нефтегазоносных провинций, необходимо кратко рассмотреть современные представления об основных структурных элементах земной коры.

Земная кора – это самая верхняя твердая оболочка Земли, являющаяся составной частью литосферы. Она характеризуется горизонтальной неоднородностью своего петрографического состава и различной мощностью. В океанах на некоторых участках срединно-океанических хребтов земная кора практически отсутствует, а у континентальных подножий её толщина достигает 15–20 км (включая мощный слой осадков).

Средняя мощность земной коры континентов – 35–40 км (от 20–25 км на платформенных участках и до 70–75 км в горных районах). Состав и строение коры существенно различаются под континентами и под океанами. По этим признакам земная кора подразделяется на два главных типа – океанский и континентальный.

Выделяются также различные типы так называемой коры переходного типа, на долю которой приходится около 3 % земной поверхности.

Континенты и океаны являются главными структурными элементами земной коры. Они различаются не только своим строением, но и резкой индивидуальностью развития (рис. 1.1).



Рис. 1.1. Схема строения земной коры

Океанская земная кора занимает 56 % земной поверхности. В её строении выделяются три слоя.

Первый, или осадочный, слой имеет по периферии океанов близ континентальных подножий мощность до 10–15 км, к центральной части океанов – не более 1 км, а в осевых зонах срединно-океанических хребтов осадочный слой практически отсутствует. Максимальный возраст осадков этого слоя установлен по периферии океанов и не превышает 170–180 млн лет.

Второй слой океанской коры сложен базальтами с редкими прослоями пелагических осадков. Базальты нередко имеют подушечную отдельность, характерную для подводных излияний магмы основного состава. В нижней части второго слоя развиты параллельные дайки долеритов. Общая мощность второго слоя 1,5–2 км.

Максимальный возраст этого слоя, аналогично первому слою, не превышает 180 млн лет по периферии океанов и постепенно уменьшается до 0–5 млн лет в осевых зонах срединно-океанических хребтов.

Третий слой океанской коры состоит из полнокристаллических магматических пород основного и ультраосновного состава. Мощность третьего слоя – около 5 км.

Континентальная земная кора не ограничивается береговой линией современных континентов, т.е. суши, а продолжается в шельфовых зонах ниже уровня моря до глубины 200 м и более. Общая площадь развития континентальной коры составляет 41 % земной поверхности.

Для континентальной коры также характерно трехчленное строение, однако сходство с океанской корой ограничивается лишь наличием верхнего осадочного слоя, остальная же её часть по своему составу, строению и происхождению коренным образом отличается от океанской.

Осадочный слой (осадочный чехол) континентальной земной коры практически отсутствует на платформенных щитах и в осевых зонах складчатых сооружений и достигает 10 и даже 20 км в некоторых платформенных впадинах (Каспийская впадина) и в передовых прогибах горных поясов. Осадочный чехол сложен различными осадочными породами преимущественно мелководного морского или континентального происхождения, а также, далеко не повсеместно, покровами и силлами основных магматических пород, образующих трапповые поля. Возраст осадочных пород континентальной коры – до 1,7 млрд лет, т.е. на порядок выше, чем возраст самых древних пород осадочного слоя современных океанов.

Гранитогнейсовый слой (или верхний слой консолидированной коры – *фундамент*) выступает на дневную поверхность на щитах платформ и в осевых зонах складчатых сооружений. На древних платформах главную роль в составе этого слоя играют метаморфические породы высоких ступеней метаморфизма – различные кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, а также граниты. В пределах молодых платформ этот слой называют *гранитно-метаморфическим*. Обычно он сложен породами, претерпевшими более слабые метаморфические преобразования (зеленосланцевая фация

фация метаморфизма), и в своём составе содержит значительно меньшее количество гранитов. Мощность гранитогнейсового (гранитно-метаморфического) слоя составляет 15–20 км на платформах и 25–30 км в горных сооружениях.

Гранулит-базитовый слой (или нижний слой консолидированной коры) сложен, судя по его фрагментарной обнаженности, основными и кислыми гранулитами. Предполагаемая мощность слоя – около 10 км.

В современной структуре континентов выделяют:

1) *Континентальные платформы* – относительно устойчивые, консолидированные блоки литосферы, в пределах которых различают *щиты* – участки выхода кристаллического фундамента на поверхность, лишённые осадочного покрова, и *плиты*, когда складчатый фундамент скрыт под покровом осадочных ненарушенных пород.

2) *Складчатые зоны*, представленные горными хребтами различного возраста.

3) *Предгорные прогибы*, обычно вытянутые вдоль складчатых зон и характеризующиеся мощным осадочным чехлом и слабовыраженной складчатостью (Предуральский прогиб).

4) *Авлакогены* – грабенообразные линейно вытянутые впадины повышенной подвижности, нередко пересекающие платформы на протяжении тысяч километров (Днепрово-Донецкий авлакоген).

Контрольные вопросы

1. Дайте определение понятию «земная кора».
2. Расскажите о составе, строении и распространении океанской земной коры.
3. Охарактеризуйте земную кору континентального типа.
4. Назовите и кратко охарактеризуйте основные структурные элементы континентальной земной коры.

Глава 2

СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛАТФОРМ

В предлагаемом вниманию читателя пособии речь пойдет о палеотектонических реконструкциях в пределах платформенных областей земной коры континентального типа. Поэтому подробнее остановимся на строении и тех геологических процессах, которые характеризуют особенности развития лишь данных тектонических сегментов.

Континентальные платформы являются основной составной частью континентов, Это относительно устойчивые, консолидированные блоки литосферы. В современном рельефе платформы чаще всего выражены материковыми равнинами и невысокими плоскогорьями, продолжающимися за пределы береговой линии до глубин 200–600 м (материковая отмель). Таким образом, неотъемлемой составной частью континентальных платформ являются в большинстве своём внутриконтинентальные и эпиконтинентальные моря, такие как Северное, Баренцево, Карское и другие.

Для континентальных платформ характерны малая амплитуда и слабая контрастность вертикальных движений. Это выражается в сравнительно небольшой мощности накопленных осадков, преимущественном развитии неритовых фаций и постепенной изменчивости мощности и фаций вкрест простирания структур. Пласты осадочных пород имеют субгоризонтальное залегание, либо слабо изогнуты в пологие складки с углами падения крыльев, не превышающих обычно первых градусов.

Земная кора континентального типа, расположенная ниже уровня моря по периферии всех континентов, имеет ширину от нескольких десятков (северное и атлантическое побережья Африки) до многих сотен километров (моря Арктического бассейна). Она является в настоящее время объектом пристального изучения и поисков различных полезных ископаемых, прежде всего, нефти и газа.

Подводные окраины континентов являются областями интенсивного осадконакопления за счет продуктов эрозии континентов. Мощность осадков здесь нередко превышает 10 км. Обычно

подводные окраины континентов подразделяются на 3 структурных элемента – материковую отмель (шельф), материковый склон и материковое подножье.

Шельф представляет собой подводное продолжение береговых равнин континентальных платформ и предгорных прогибов. Он является неотъемлемой частью материка, постоянно меняющего свои очертания и размеры в результате трансгрессий и регрессий моря. До недавнего времени он представлял собой сушу и поэтому сохранил множество форм реликтового субаэрального рельефа – уступы, террасы, подводные поднятия, желоба. Субаэральный рельеф маскируется процессами морской абразии и аккумуляции. Ширина шельфов колеблется от 1 до 1500 км, их общая площадь занимает около 9 % поверхности Мирового океана. Средний угол наклона материковых отмелей в сторону моря не превышает нескольких минут, средняя глубина около 130 м, но иногда у бровки шельфа глубины достигают 600 м.

Континентальный (материковый) склон – это достаточно крутой обрыв, которым заканчивается материковая отмель. Его верхняя бровка расположена на глубинах от 50 до 600 м. Угол наклона в сторону океана – от 4° до 45°. В результате такого крутого наклона континентальный склон очень часто изрезан многочисленными глубокими каньонами, по которым соскальзывают огромные массы рыхлого осадочного материала, накапливающегося на материковой отмели, образуя гигантские глубоководные конусы выноса. Наиболее яркими примерами являются конусы в каньонах, которые служат продолжением ложа таких рек, как Ганг и Инд.

Континентальный склон на глубине 3000–3500 м переходит в *континентальное подножье*, соединяющее склон с океаническим глубоководным бассейном. Верхняя граница подножья проходит на глубинах 2–4 км, а нижняя – на глубине порядка 5 км. Это так же очень существенная зона, в которой отлагается большое количество рыхлых осадков терригенного и пелагического характера. Для пассивных континентальных окраин, типичных для Атлантического и Северного Ледовитого океанов, в пределах материковых подножий установлено наличие крупных тектонических (периокеанических) прогибов. Они протягиваются на сотни и тысячи километров, имеют крутые борта, прилегающие к континенту, и пологие – в сторону открытого океана. Прогибы

практически не отражаются в рельефе дна океана, поскольку заполнены мощной толщей осадков (до 10 км и более).

Из трех рассмотренных структурных элементов шельф и континентальный склон по всем своим характеристикам относятся к подводной окраине материков, в то время как континентальное подножье целесообразнее отнести к океаническому ложу. В этой зоне осадочный материал, сносимый с континентов, имеет максимальный возраст, который нигде не превышает 180 млн лет и соответствует возрасту подстилающей его земной коры океанского типа. Гранитогнейсовый слой (гранитно-метаморфический – для молодых платформ) отсутствует.

Анализ геологических разрезов осадочного чехла континентальных платформ и материковой отмели – литологического состава пластов, остатков флоры и фауны, масштабов распространения разновозрастных комплексов и т.д. свидетельствует о значительных изменениях условий образования первичного осадка во времени и пространстве. Ритмичное строение разреза, чередование морских мелководных и континентальных фаций, наличие перерывов в осадконакоплении являются несомненным доказательством трансгрессий и регрессий моря, многократно сменявших друг друга в процессе формирования осадочного чехла платформ. В этой связи для различных геологических периодов, эпох и даже незначительных отрезков геологического времени размеры и пространство, занимаемые шельфом, претерпевали постоянные изменения. Так, в современном понимании в мезозойское и кайнозойское время вся Западно-Сибирская плита многократно становилась шельфом. Большая часть исследователей основной причиной этого явления считают вертикальные тектонические движения земной коры. Не умаляя существенной роли этого фактора, следует отметить, что немаловажное значение в этом процессе может иметь изменение эвстатического уровня Мирового океана, обусловленное различными причинами. Так, образование современного шельфа возможно связано с таянием четвертичных ледников, которое началось около 15 тысяч лет назад. В то время уровень Мирового океана был значительно ниже современного. Для вюрмской эпохи оледенения эта разница составляла 143 м. Всеобщее поднятие уровня Мирового океана за счет таяния четвертичных ледников привело к затоплению прибрежных материковых равнин. Тенденция затопления материковых окраин сохраняется

и в наши дни. Предполагается, что в первой половине XXI века за счет таяния снежно-ледяного покрова Арктики и Антарктиды уровень Мирового океана поднимется на 60 см, что приведет к дальнейшему затоплению прибрежных материковых равнин и увеличению площади шельфа. Вместе с тем в образовании шельфов значительную роль играет и тектонический фактор.

Изменение формы океанических бассейнов может быть вызвано также поступлением в морские водоёмы большого количества осадочного материала или геотектоническими процессами (например, изменением объёма и формы срединно-океанических хребтов). В целом, как считает большинство исследователей данного вопроса, формирование шельфа – это результат совместной деятельности морской трансгрессии и абразии, тектонических движений и осадконакопления.

По мнению автора, к упомянутым факторам необходимо добавить ещё один, существенно влияющий на формирование осадочного чехла платформ и постоянное возобновление трансгрессий на молодых платформах, независимо ни от наличия вертикальных тектонических движений земной коры, ни от эвстатического изменения уровня океана. После регрессии моря с обширных территорий платформ этим фактором является уплотнение осадков, которое значительно отстает от скорости их накопления, но неизбежно приводит к новой трансгрессии моря на территорию молодой платформы.

Платформы принято подразделять на древние и молодые.

Древние континентальные платформы составляют «ядра» материков и занимают около 40 % их площади. Они слагаются типичной континентальной корой мощностью 35–45 км. В фундаментах древних платформ преобладают архейские образования, за ними идут раннепротерозойские и в меньшей степени – среднепротерозойские. Эти образования, как правило, глубоко метаморфизованы (амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма). Главную роль среди них играют гнейсы и кристаллические сланцы, широко распространены граниты. Значительные площади платформ покрыты неметаморфизованным осадочным чехлом толщиной 3–5 км, а в более глубоких прогибах и впадинах – 10–12 км. К древним относятся такие платформы, как Восточно-Европейская, Сибирская, Африканская и другие.

Молодые платформы занимают значительно меньшую площадь в структуре материков (около 5 %) и располагаются либо по их периферии, либо между древними платформами (Западно-Сибирская). Фундамент молодых платформ сложен в основном фанерозойскими осадочно-вулканогенными породами, испытавшими слабый (зеленосланцевый) или даже только начальный метаморфизм. Граниты и другие интрузивные образования играют в составе фундамента подчиненную роль. В отличие от древних платформ, фундамент которых называют кристаллическим, у молодых платформ он имеет складчатый, поскольку от осадочного чехла он отличается не столько степенью метаморфизма, сколько высокой дислоцированностью.

В зависимости от возраста завершающей складчатости фундамента молодые платформы подразделяются на эпикаледонские, эпигерцинские и эпикиммерийские. Западно-Сибирская платформа, имеющая гетерогенный состав и широкий возрастной диапазон складчатого основания, является частично эпикаледонской, частично эпигерцинской, а её северо-восточная ветвь, занимающая платформенную арктическую окраину Восточной Сибири, является эпикиммерийской.

Молодые платформы в большинстве своём представляют собой плиты. Во всяком случае, под Западно-Сибирской платформой обычно подразумевается территория, где складчатый фундамент перекрыт осадочным чехлом.

История становления и развития молодых платформ является значительно более сложной по сравнению с древними платформами.

По мнению А. Л. Яншина (1948), для молодых платформ характерно, что:

1) после окончания цикла геосинклинального развития дислокации чехла платформенных осадков, залегающих на складчатом основании, в продолжении нескольких периодов носят унаследованный характер;

2) при большом интервале между временем складчатости основания и временем отложения покрывающего чехла осадков они перестают ощущаться;

3) унаследованные дислокации отчетливо проявляются только при мощности чехла не более 1–2 км;

4) при значительной мощности молодых отложений в них развиваются дислокации, не связанные с планом погребенной складчатой структуры, а параллельные окраинам опускающихся зон.

В соответствии с последним пунктом А. Л. Яншин объясняет различие между унаследованной складчатостью молодых чехлов и платформенной складчатостью, которая является исторически более поздним образованием для данной области платформенного строения. Унаследованная же складчатость характеризует только начальные моменты в развитии структуры платформенного чехла.

Однако что касается эволюции платформенных областей, более широкое распространение имеет иная точка зрения. При объяснении основных причин возникновения и развития складчатых структур в осадочном чехле молодых платформ, в том числе и Западно-Сибирской плиты, чаще всего используется концепция вертикальных тектонических движений в различных ее модификациях.

По мнению некоторых сторонников этой концепции, кристаллический фундамент разбит субпараллельными или взаимно пересекающимися вертикальными разломами на многочисленные небольшие по ширине блоки. Эти фрагменты фундамента на фоне общего регионального погружения или поднятия земной коры в течение нескольких геологических эпох (и даже периодов) испытывали относительно друг друга достаточно произвольные вертикальные движения, определяя таким образом особенности палеоструктурного развития территории и, в конечном итоге, характер современного структурного плана. Ширина блоков в горизонтальном сечении принимается равной от 2–5 до нескольких десятков километров в зависимости от параметров исследуемой складчатой структуры того или иного вышележащего стратиграфического уровня. Несмотря на почти вековой стаж этой «фортетьянной» тектонической концепции, ее теоретические основы не разработаны. Нет ни геодинамических, ни логических доказательств причинной сути этого процесса, и с позиций тектонофизики эта модель не выдерживает элементарной критики. Тем не менее при объяснении генезиса структур в осадочном чехле платформ эта концепция до настоящего времени довольно часто принимается за основу как некий «удобный» постулат.

2.1. Основные факторы формирования современной структуры молодых платформ на примере Западно-Сибирской плиты

Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция занимает обширное пространство (около 1,6 млн км²), располагаясь в пределах одноименной платформы (плиты).

Региональная модель тектонического строения этой мегаструктуры в обобщенном виде может быть представлена следующей схемой:

1. Нижний структурный этаж (складчатый фундамент) включает разновозрастные докембрийские, нижне- и среднепалеозойские образования, деформированные и метаморфизованные в различной степени. Верхняя граница этажа проходит по подошве триасовых, либо нижне- и среднеюрских образований (в зависимости от конкретного района). Внутренняя структура верхней части этажа относительно проста и характеризуется чередованием валообразных и куполовидных поднятий с прогибами и впадинами. Характер плоскостной анизотропии отражающих поверхностей на временных сейсмических разрезах МОГТ свидетельствует о том, что в большинстве случаев эти формы плавно сочленяются между собой, являясь складчатыми структурами, и осложнены дизъюнктивами малых и средних амплитуд, не нарушающих единства структурного плана верхней, рельефообразующей поверхности нижнего структурного этажа.

Имеющиеся представления о фундаменте как о комплексе тектонических блоков различного возраста и генезиса, разделенных разломами с гигантскими амплитудами относительных субвертикальных смещений, не имеют под собой реальной основы и с позиций тектонофизики весьма проблематичны.

На тектонической карте Западно-Сибирской плиты и ее обрамления, составленной под редакцией В. С. Суркова (1975), в центральной части выделяется обширная область развития герцинской складчатости. В ее пределах в районах Среднего Приобья и южнее В. С. Бочкаревым (1980) на основании изучения кернового материала по скважинам, вскрывшим домезозойские образования, по палеонтологическим и радиогеологическим материалам, а также

по результатам сейсмических исследований установлено наличие кембрийских, ордовикских и силурийских осадочных и эффузивных образований. Отмечается также широкое распространение девонских и каменноугольных известняков, песчаников и аргиллитов.

2. Средний структурный этаж представлен триасовыми вулканогенными образованиями базальтоидного ряда и продуктами эрозии сводовых частей поднятий складчатого фундамента. Этот комплекс не имеет повсеместного распространения. В пределах наиболее приподнятых участков рельефа нижнего структурного этажа он лишь частично выполняет впадины. На возвышенных участках триасовые образования нередко полностью отсутствуют. За границу, разделяющую нижний и средний структурные этажи, условно принят отражающий горизонт «Ф-4». Несмотря на свою фрагментарность, он достаточно хорошо подчеркивает морфологию впадин и прогибов складчатого фундамента и «подклинивается» в их бортах непосредственно к подошве верхнего этажа.

3. Верхний структурный этаж сложен мощной толщей относительно спокойно залегающих мезозойско-кайнозойских осадочных образований. Во впадинах они начинаются нижнеюрскими отложениями. На приподнятых участках фундамента могут полностью отсутствовать отложения нижней и частично средней юры.

2.2. Структурные особенности доюрского основания на территории Широкого Приобья

Исследования, разработка различных методических приёмов палеотектонического анализа и их апробация проводились в центральной части Западно-Сибирской плиты – в пределах Среднеобской нефтегазоносной области – и охватывают территорию площадью более 23 000 км². В этой связи подробнее рассмотрим основные черты геологического строения данной территории.

Структурный план складчатого фундамента (нижнего структурного этажа) в пределах территории исследований характеризуется чередованием валообразных поднятий и прогибов с углами наклона крыльев до 15–20°, а также брахиформными и изометричными куполовидными структурами. Положительные и отрицательные структуры плавно сочленяются между собой, являясь в большинст-

ве своем складчатыми образованиями, что подчеркивается характером плоскостей анизотропии (схождение осей синфазности) на временных разрезах. Сводовые части положительных форм, как правило, эродированы. Наличие высокоамплитудных относительных смещений блоков фундамента по крутопадающим тектоническим нарушениям сбросового типа, за исключением единичных случаев, не играет существенной роли в современной структуре палеозойских образований данной территории.

О размерах и морфологических особенностях прогибов, фиксируемых по поверхности палеозойского складчатого фундамента, можно судить на примере Конитлорско-Кочевского (Восточно-Венглинского) прогиба, протягивающегося в меридиональном направлении более чем на 100 км от Юрьевской площади на юге через Восточно-Конитлорскую, Кочевскую и Северо-Кочевскую и продолжающегося за пределами Когалымского региона. Ширина прогиба около 20 км, амплитуда колеблется в пределах от 300 м до 1 с (до 1500 м), что при указанной ширине соответствует углам наклона бортов до 15° .

Северо-восточнее в фундаменте фиксируется еще один прогиб, прослеженный на Имилорской площади на 45 км и уходящий за пределы исследуемой территории. Его ширина постепенно увеличивается с 10 км на юго-западе до 18 км на северо-востоке. На Северо-Когалымской и Тевлинско-Русскинской площадях западное крыло Имилорского прогиба редуцировано и в районе скважин 46ТВЛ, 39ТВЛ, 64ТВЛ прогиб переходит в тектоническую ступень типа крупной флексуры, сочленяющейся с Конитлорско-Кочевским прогибом. Севернее, в районе скважин 45, 50, 80, в приосевой зоне южной части Имилорского прогиба на продолжении этой флексурной ступени по широтным профилям 05, 07, 08, 09 фиксируется система разрывных нарушений, в связи с чем можно предположить, что трансформация прогиба во флексуру связана с относительным смещением смежных блоков складчатого фундамента.

При общем сравнительно простом строении прогибы в палеозойском фундаменте нередко имеют достаточно сложную внутреннюю структуру, обусловленную, как было выяснено в процессе палеотектонических реконструкций, наложенными альпийскими тектоническими процессами, анализ которых будет дан в последующих разделах.

Поднятия, граничащие с вышеотмеченными прогибами, не имеют такой четко выраженной линейной ориентировки. Обычно они представляют собой более широкие, платообразные эрозионные останцы положительных структур фундамента.

Пересеченный рельеф домезозойского складчатого фундамента в значительной степени сnivelирован континентальным терригенно-эффузивным комплексом триаса, отлагавшегося, прежде всего, в наиболее пониженных участках рельефа. Так, если максимальная разница абсолютных отметок наиболее погруженной части Восточно-Венглинского прогиба и его бортов по широтному профилю 718304, проходящему от скважины 22 Сорымско-Иминская на востоке до скважины 90 Южно-Конитлорская на западе, составляет более 1500 м, то его амплитуда по кровле домезозойских образований не превышает 200 м при той же ширине прогиба.

Субтрапповый комплекс триаса, несмотря на очаговый характер проявления, иногда достигает мощности более тысячи метров.

По данным буровых работ по породам фундамента и триаса повсеместно фиксируется кора выветривания мощностью от 5 до нескольких десятков метров. Кроме того, большой интерес представляют разрезы нескольких скважин, вскрывших в основании нижнеюрских отложений *базальные конгломераты, залегающие на коре выветривания, развитой по эффузивам основного состава*. Базальные конгломераты представлены хорошо окатанными обломками вулканогенных кремнистых пород, базальта и порфиринов, сцементированных песчаным материалом с примесью известково-глинистого и углистого материала. Обломки вулканогенных пород кислого состава составляют до 50 %.

Особенности петрографического состава триасового комплекса, характеризующегося обилием базальтов, наличие коры выветривания и конгломератов в подошве юрских отложений позволяют предполагать, что ***к началу раннеюрской эпохи все более древние образования, включая триасовый комплекс, представляли собой консолидированное доюрское основание***. Данный вывод имеет существенное значение при расшифровке проблемы происхождения и эволюции локальных поднятий в осадочном чехле.

Кора выветривания является достаточно надежной, хорошо фиксируемой скважинами и сейсмикой, региональной границей

раздела между доюрскими образованиями и вышележащим мезозойско-кайнозойским комплексом. Этот региональный отражающий горизонт известен как ОГ «А». Горизонт достаточно хорошо отражает морфологию структур первого порядка, основные особенности структур второго порядка, а в ряде случаев и локальные структуры (рис. 2.1).

Основными положительными структурными формами, выделяемыми на этой территории по кровле доюрского фундамента (ОГ «А»), являются Сургутский и Нижневартовский своды. Их разделяет Ярсомовский мегапрогиб, раскрывающийся к северу в моноклиналь. Восточную обширную часть территории занимает Северо-Вартовская моноклиналь. На крайнем северо-востоке территории расположена еще одна структура первого порядка – Западно-Вэнгапурский мегапрогиб. Абсолютные отметки кровли фундамента колеблются от –3000 м на Сургутском своде до –3850 м в пределах Западно-Вэнгапурского прогиба.

На фоне основных структур выделяются структуры второго порядка типа крупных куполовидных поднятий, впадин и валов, осложненных, в свою очередь, более мелкими локальными формами.

В пределах *Сургутского свода* основными структурами второго порядка с запада на восток являются:

– система Конитлорских поднятий, представленная различно ориентированными брахиантиклинальными и куполовидными формами, сгруппированными в единую сложно построенную многокупольную структуру, вытянутую в субмеридиональном направлении от северной до южной границы исследуемой территории. Ширина поднятия колеблется от 20 до 50 км;

– система конитлорских поднятий к западу сменяется Восточно-Венглинским прогибом, также имеющим меридиональное простираие, и прослеживается от южной части Кочевской до Тончинской площади за пределами южной границы региона. В отличие от Конитлорского поднятия прогиб имеет более четко выраженные морфологические очертания и практически прямолинейное меридиональное простираие осевой линии с одним ответвлением к юго-западу, осложняющим Конитлорское поднятие. Как уже отмечалось, структура наследует Конитлорско-Кочевской прогиб

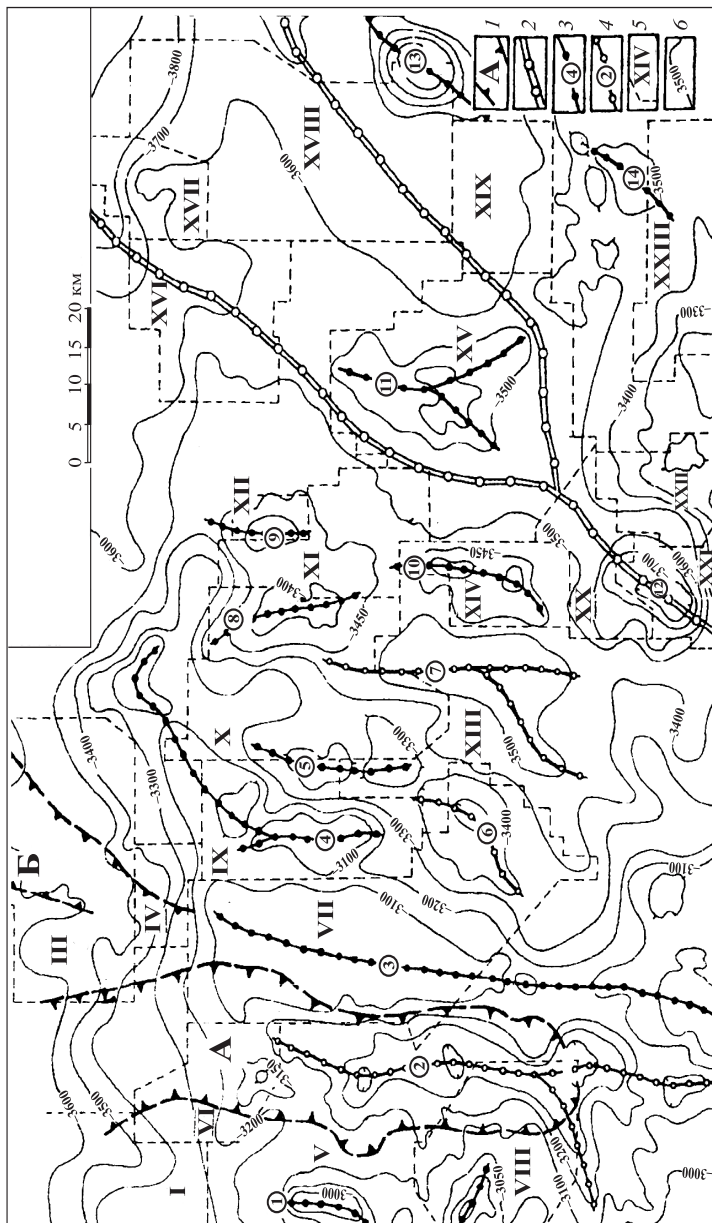


Рис. 2.1. Схематическая структурная карта доюрского основания в пределах Когалымского региона (по А. С. Флаасу): 1 – прогибы в складчатом фундаменте; А – Конитлорско-Кочевской, Б – Имилорский; 2 – осевая зона Яромовского метакристалла; 3 – оси пологих структур доюрского основания; 4 – оси отрицательных структур доюрского основания; 5 – поисково-разведочные площади и их границы: I – Северо-Конитлорская, II – Северо-Кочевская, III – Имилорская, IV – Северо-Когалымская V – Конитлорская, VI – Кочевская, VII – Тевлинско-Русская, VIII – Южно-Конитлорская, IX – Когалымская, X – Южно-Ягунская, XI – Дружная, XII – Гриная, XIII – Восточно-Икклорская, XIV – Кустовая, XV – Вагеланская, XVI – Западно-Котухтинская, XVII – Южно-Вынтойбская, XVIII – Повховская, XIX – Усть-Котухтинская, XX – Восточно-Придорожная, XXI – Кечимовская, XXII – Нонг-Еганская, XXIII – Северо-Покачевская. 6 – стратонизогипсы кровли доюрского основания («фундамента»)

складчатого фундамента, однако в северном направлении она закрывается раньше, а в южном протягивается значительно дальше прогиба.

В пределах района работ наиболее высокое гипсометрическое положение занимает северо-восточный склон Сургутского свода, где поверхность фундамента воздымается от –3300 (ограничивающая изогипса) до –3000 метров (Когалымский купол). В западной части склона изогипсой –3200 м оконтуривается Тевлинский вал с амплитудой более 200 м. Эта структура второго порядка имеет субмеридианальную ориентировку и осложнена рядом локальных поднятий, наиболее крупными из которых являются Когалымское, Тевлинское, Иминское и Сорымское. К северо-востоку от Тевлинского вала, отделяясь слабовыраженной в рельефе узкой депрессионной зоной, картируется Ягунское куполовидное поднятие (к. п.), оконтуренное с некоторой долей условности изогипсой –3200 м. Поднятие осложнено Ягунской и Южно-Ягунской локальными структурами и имеет амплитуду более 50 м. Далее к востоку расположена собственно периклиналь Сургутского свода, представляющая собой террасу со сложным рельефом. Осложняющие ее локальные опускания и поднятия имеют разные размеры, формы, амплитуды и пространственные ориентировки. Наиболее крупным из локальных поднятий здесь является Грибное с амплитудой более 50 м. В целом же разница высотных отметок рельефа в пределах террасы составляет более 150 м.

Южную часть описываемой территории занимает еще одна структура первого порядка – Нижневартовский свод, а точнее, его северная периклиналь. Здесь достаточно уверенно изогипсой –3300 м оконтуривается Ватьеганское к. п. Поднятие имеет форму трапеции, сужающейся с юга на север, и осложнено Центрально-Ватьеганским, Западно-Ватьеганским и Юго-Западно-Ватьеганским локальными поднятиями. Южнее расположено Покачевское к. п., оконтуренное изогипсой –3300 м. Амплитуда структуры более 100 м. Эти куполовидные поднятия разделены простирающимся в широтном направлении рукавом Ярсомовского мегапрогиба – Южно-Ватьеганским прогибом, в пределах которого кровля доюрских образований погружена на глубину более 3450 м.

Центральную часть территории занимает отрицательная структура первого порядка – Ярсомовский мегапрогиб, разделяющий Сургутский и Нижневартовский своды. Он протягивается с юго-запада на северо-восток, где раскрывается в моноклираль. В наиболее прогнутых его частях, выделяемых как Южно-Ягунский и Южно-Грибной прогибы, кровля доюрского фундамента погружается на глубину более 3500 м. Из многочисленных локальных поднятий, осложняющих строение мегапрогиба, наиболее крупными являются Видное, Верхнепридорожное, Восточно-Придорожное, Равенское и Кустовая группа структур. Все эти поднятия ограничиваются изогипсами –3500 м, а их амплитуды превышают 50 м.

Восточную обширную часть территории занимает структура первого порядка – Северо-Вартовская моноклираль (ступень), в пределах которой кровля доюрских образований погружается в северо-восточном направлении с глубины –3300 до –3700 м. К северу, уже за пределами описываемой территории, эта структура смыкается с Северо-Сургутской моноклиалью, частью которой она, по сути, и является. Для Северо-Вартовской моноклинали характерно развитие преимущественно незамкнутых структур типа заливов и мысов. Наиболее крупными из них являются Котухтинский структурный мыс на севере и Сардаковский – на юге. Первый осложнен рядом достаточно крупных локальных поднятий (Западно-Котухтинское, Северо-Котухтинское и Больше-Котухтинское). Глубина кровли фундамента в их пределах изменяется от –3650 до –3500 м. Сардаковский структурный мыс имеет амплитуду более 50 м и осложнен Западно-Сардаковским локальным поднятием.

Крайний северо-восток территории занимает отрицательная структура первого порядка – Западно-Вэнгапурский мегапрогиб, в пределах которого кровля фундамента погружается на глубину от –3700 до –3850 м. Южный борт мегапрогиба осложнен Селиво-никовским структурным мысом, где поверхность доюрских образований воздымается с глубины –3650 до –3550 м. Амплитуда его превышает 100 м.

2.3. Состав и строение юрского комплекса

Юрский терригенный комплекс в наиболее глубоких прогибах представлен всеми тремя отделами. В приподнятых участках складчатого палеозойского фундамента могут отсутствовать не только нижнеюрские, но также и среднеюрские отложения.

На территории Когалымского региона наиболее полный разрез юрских отложений от тоарского до титонского яруса общей мощностью 546 м вскрыт скважиной 50П на Северо-Когалымской площади. Снизу вверх в разрезе выделяются свиты: горелая (154 м), тюменская (246 м), васюганская (112 м), георгиевская (2 м) и баженовская (22 м).

Разрез представлен переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с тонкими пропластками каменного угля и очень редкими прослоями карбонатных пород. Песчаники аркозовые кварц-полевошпатовые, от светло- до темно-серых, мелко-среднезернистые, от слоистых до массивных. Толщины песчаных пластов изменяются от долей метра до 13 м. Алевролиты аркозовые, от светло-серых до черных, мелко- и крупнозернистые, от микрослоистых до толстослоистых, прослоями биотурбированные, нередко с углефицированными растительными остатками. Толщины алевролитовых прослоев колеблются от долей сантиметров до нескольких метров. Аргиллиты неравномерно алевролитистые и песчаные, от темно-серых до черных, часто с обугленными растительными остатками, с включениями пирита, иногда с отпечатками створок раковин пелиципод. Прослои аргиллитов имеют толщины от долей сантиметров до 20 м. Их суммарная мощность в юрских отложениях составляет более 50 %.

Сравнительная характеристика литологического состава в различных пунктах исследуемой площади свидетельствует о достаточно высокой выдержанности разреза средне- и позднеюрских отложений. Раннеюрские образования распространены не повсеместно и отсутствуют на значительной части указанных выше основных положительных формах, выделяемых по отражающему горизонту «А».

Баженовская свита, венчающая юрский разрез, безошибочно определяется по ядру скважин и каротажу, а также является

прекрасным сейсмическим репером (ОГ «Б»), дающим устойчивые отражения. В то же время она может быть принята за самый надежный региональный уровень нивелировки дна осадочного бассейна к концу позднеюрской эпохи.

Структурная карта по кровле баженовской свиты отличается от карты рельефа доюрского основания прежде всего своей детальностью, так как по данному горизонту получено несравненно большее количество информации, что позволило полнее отразить структурные особенности этой поверхности. Во-вторых, отложения свиты фиксируют лишь послеюрские деформации, какой бы природы они ни были, поскольку до их возникновения кровля отложений представляла собой практически идеально ровную горизонтальную поверхность. Наконец, благодаря особенностям литологического состава и физических свойств, любые дислокации свита отражает более рельефно, чем другие горизонты.

Основной характерной чертой современного структурного плана по кровле юрских отложений (ОГ «Б») является высокая степень унаследованности в плане структур первого и второго порядков, выделенных по кровле доюрского основания (ОГ «А»). Однако амплитуда структур снизу вверх по разрезу заметно уменьшается. О причинах соответствия структурных планов этих уровней, разделенных 400–600-метровой толщей терригенных пород, нет единого мнения. Большая часть исследователей объясняет причину образования складчатых форм на всех стратиграфических уровнях дифференцированными вертикальными движениями блоков фундамента, разделенных крутопадающими разломами.

2.4. Клиноформный комплекс нижнего мела

Что представлял собой палеорельеф баженовской свиты в конце титонского века? Ее широкая распространенность, выдержанная на огромных территориях мощность и специфический литолого-петрографический состав являются надежными предпосылками, на основании которых большинство исследователей считает, что титонский век характеризовался исключительно спокойным тектоническим режимом. Палеотектонический анализ, проведенный с учетом установленной степени уплотнения юрских отложений,

свидетельствует о том, что баженовская свита к концу своего формирования представляла собой практически горизонтально залегающую толщу.

Изучение структуры баженовской свиты и нижнемелового отдела позволило установить в этих комплексах многочисленные нарушения пликативного и дизъюнктивного характера, вызванные горизонтальным стрессом. К ним относятся и так называемые зоны «аномальных разрезов» баженовской свиты. Существует тесная пространственная и генетическая связь дислокаций в позднеюрских и раннемеловых отложениях с наложенными тектоническими дислокациями, проявившимися в нижнем и среднем структурных этажах. Эти данные являются веским доказательством существенного влияния альпийского тектогенеза на современную структуру региона в целом – от фундамента до нижнемелового отдела включительно.

Практическое отсутствие в верхнемеловых и более молодых отложениях наложенных *тектонических* форм, вызванных горизонтальным стрессом, позволяет сделать предварительный вывод о том, что временной интервал рассматриваемых тектонических процессов, затронувших все структурные этажи, – раннемеловая эпоха.

Большая часть как эксплуатируемых месторождений, так и прогнозных запасов нефти в Среднеобской нефтегазонасной области приурочена к клиноформному комплексу нижнего мела. Этот комплекс является уникальной геологической формацией, не имеющей аналогов такого масштаба ни в одной из нефтегазонасных провинций мира. Его мощность нередко превышает 400 метров, площадь развития измеряется сотнями тысяч квадратных километров. Исследованию сложного геологического строения данной формации посвящены многочисленные работы [2, 3, 5 и др.]

Процесс формирования клиноформного комплекса состоит из серии циклов, каждый из которых заканчивается относительно крупной трансгрессией моря с образованием глинистой пачки, которая перекрывает все предшествующие отложения: осадки прибрежно-морской террасы, мелководного шельфа, склоновой части дельты и фондоформной части. В большинстве случаев эта глинистая пачка является наиболее четким отражающим горизонтом клиноформно-покровного комплекса. Ее главное, наиболее важное

значение заключается в том, что она может быть принята за конкретный временной репер, занимающий вполне определенное положение в стратиграфическом разрезе.

Толща, расположенная между двумя трансгрессивными пачками, сохранившимися не только в склоновой и фондоформной частях, но и в зоне континентальной равнины, характеризуется очень большой неоднородностью состава, мощности, динамики и времени окончательного формирования в зависимости от своего положения. Так, озерно-аллювиальные осадки континентальной равнины в процессе своего отложения испытывают постоянное влияние любых вертикальных колебательных движений и, как следствие, подвержены частым чередованиям трансгрессий и регрессий моря, наличием перерывов в осадконакоплении и характеризуются относительно небольшой мощностью. На мелководном шельфе обстановка осадконакопления более спокойная. Формирующиеся здесь отложения имеют несколько большую мощность, а поверхность слабо наклонена в сторону бассейна. Склоновая часть дельты характеризуется максимальными мощностями и значительным углом наклона, который зависит, очевидно, от скорости речных потоков и объема приносимого ими материала. Определенную роль в этом процессе играют особенности рельефа подстилающих отложений. Структурные особенности и мощность фондоформной части в наибольшей степени зависят от особенностей рельефа поверхности баженовской свиты.

Латеральное продвижение фронта клиноформного комплекса с востока на запад значительно растянуто во времени. Так, если наиболее древние клиноформы восточных окраин Западно-Сибирской нефтегазонасыщенной провинции начали формироваться в раннем неокоме, практически непосредственно вслед за отложением баженовской свиты, то в пределах Сургутского свода они были сформированы лишь к концу готеривского века, т.е. с разницей в 10–15 млн лет.

За этот отрезок времени рельеф дна бассейна, сnivelированный к концу титонского века, все больше и больше наследовал неровности дюорского основания вследствие постепенного уплотнения юрских осадков. Кроме этого, баженовская свита, в значительной степени консолидированная благодаря своему специфическому

составу, фиксировала как пликативные, так и разрывные дислокации, вызванные послетитонской тектонической активизацией. В связи с этим очевидно, что на условия образования, пространственное размещение и морфологические особенности клиноформного комплекса значительное влияние оказал продолжительно формировавшийся структурный план баженовской свиты.

Контрольные вопросы

1. Особенности строения древних континентальных платформ.
2. Что представляет собой шельф?
3. Дайте краткую характеристику процессов осадконакопления на материковой отмели, материковом склоне и на континентальном подножье.
4. Чем могут быть вызваны процессы трансгрессии и регрессии на платформах?
5. В чем принципиальное различие древних и молодых платформ?
6. Каковы современные представления о происхождении складчатых форм на платформах?
7. Основные структурные этажи Западно-Сибирской плиты.
8. Расскажите о структурных особенностях нижнего структурного этажа Западно-Сибирской плиты на примере Среднеобского нефтегазоносного района.
9. Средний структурный этаж, его состав и площадное развитие.
10. На каком основании нижний и средний структурные этажи могут быть приняты за консолидированное доюрское основание?
11. Основные структурные формы первого и второго порядков, выделяемые по доюрскому основанию.
12. Дайте общую характеристику строения и состава юрских отложений.
13. Какова специфика формирования и современной структуры раннемеловых отложений Среднего Приобья?

Глава 3

РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПЛАТФОРМ

Тектонические движения являются причиной образования разнообразных складчатых и разрывных структур, от микроскопических форм до крупнейших структур земной коры. Процессы эрозии и аккумуляции находятся в прямой зависимости от поднятий и опусканий земной коры, т.е. также являются следствием тектонических движений.

Существуют многочисленные классификации тектонических движений, однако все они могут быть объединены в два принципиальных типа: движения горизонтальные и движения вертикальные.

В первом типе различают горизонтальные движения, сопровождающиеся сжатием и образованием складчатых горных систем, и движения, сопровождающиеся явлением растяжения, которое является причиной образования океанов, континентальных рифтов и срединно-океанических хребтов. Наиболее часто для горизонтальных движений земной коры, которые являются основной причиной образования горно-складчатых цепей, используется термин орогенические движения.

Вертикальные тектонические движения выражаются опусканием или поднятием земной коры, что обуславливает наступление моря на континент либо его отступление. Такие движения называют колебательными или эпейрогеническими.

Вертикальные тектонические движения характеризуются периодической сменой поднятий какого-то участка земной коры его прогибанием, за которым следует новая волна поднятий, и т.д. Такие периодически повторяющиеся волнообразные колебания крупных участков земной коры приводят к трансгрессии и регрессии моря и, как результат этого, к закономерному строению разреза. Это выражается в появлении по разрезу характерных комплексов осадков, накопившихся в условиях суши, лагуны, трансгрессирующего или регрессирующего моря, в условиях открытого морского бассейна и т.д. (В. П. Гаврилов, 2005).

Существует много доказательств поднятий и опусканий уровня моря. Побережья Швеции, Финляндии и Норвегии испытывали медленное поднятие в историческое время. Установлено, что в четвертичное время в конце ледникового периода Скандинавия была покрыта морем, оставившим следы своей трансгрессии в качестве осадочной глинистой формации. В настоящее время эта формация обнажена на абсолютных отметках от 0 до 270 м. В то же время известно, что в пределах Франко-Бельгийской прибрежной равнины, особенно в Нидерландах, человек постоянно вынужден защищаться от наступления моря.

Идентичные доказательства поднятий и опусканий уровня моря наблюдаются на обширных территориях Средиземноморского побережья.

Изучение современных геологических процессов, касающихся осадконакопления в различных физико-географических условиях, свидетельствует о тесной зависимости между образованием осадков и характером колебательных тектонических движений. Используя эти наблюдения и применяя принцип актуализма, можно восстановить историю геологической эволюции и историю тектонических движений древних геологических эпох на основе детального изучения геологического разреза. Очевидно, что такой анализ требует глубоких знаний общей геологии, седиментологии и ряда других наук, что позволит не пренебрегать мельчайшими деталями в геологическом разрезе.

Поднятие земной коры приводит к разрушению горных пород на континентах. Основная часть этого материала перемещается под воздействием воды, ветра, ледников и откладывается в виде осадка при благоприятных условиях, главным образом в морских бассейнах. Объём и разнообразие транспортируемого материала зависят от силы течения водных потоков и размеров области дренирования. Обломки, переносимые реками, ледниками и ветром в моря, а также материал морской абразии перемываются и откладываются в морских (или озерных) бассейнах.

Наиболее важную роль при переносе осадков играют реки и временные потоки. Они переносят осадочный материал на далекие расстояния от места его образования с очень больших площадей сноса. Перенос осадочного материала постоянными и временными

потоками принципиально одинаков. Различие существует лишь в длительности переноса и масштабах переработки обломочного материала.

Большую часть пути осадочный материал перемещается речными потоками во взвешенном состоянии, а также в виде донных «наносов», состоящих из обломков, скачкообразно передвигающихся по дну потока. Значительное количество веществ, представленных разнообразными соединениями, переносится в виде водных растворов. Граница между взвешенными и донными наносами может быть проведена лишь условно, так как при увеличении скорости потока часть донных осадков переходит во взвешенное состояние. Содержание взвешенного материала максимально в период паводка.

Все виды материала в процессе его переноса претерпевают заметные изменения, характер которых зависит от режима и протяженности реки, геологических и климатических условий её бассейна.

Масштабы перемещения наносов реками в значительной степени определяются рельефом дренируемой территории и режимом тектонических движений земной коры.

В эпохи эвстатических подъёмов уровня океана транспортирующая роль рек становится небольшой. Незначительный уклон реки обуславливает распадение её на многочисленные рукава, блуждающие среди своих наносов, Возрастает количество выносимых рекой растворённых веществ.

Характер переноса обломочного материала в морях и озерах существенно отличается от переноса его в реках. Если в речных потоках определяющим фактором перемещения частиц является поступательное движение воды, то в условиях водоемов – колебательные движения воды.

Движения частиц воды являются одним из важнейших факторов формирования осадка в морской среде. Они вызываются волнениями моря под воздействием ветров. В соответствии с направлением ветра частицы воды испытывают круговые движения: у поверхности – вперёд по направлению ветра, внизу – в противоположном направлении (рис. 3.1). Режим волнения зависит от скорости ветра, его продолжительности, поперечника водоема и его глубины.

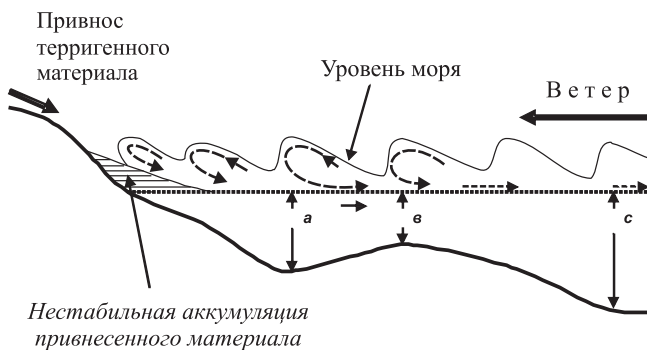


Рис. 3.1. Процесс транспортировки материала в шельфовой зоне:
 – уровень действия волн; *a, b, c* – мощность осадков;
 ↻ – движение частиц воды

Процесс морской седиментации весьма сложен. Материал, который откладывается в морских бассейнах, образует терригенные или детритовые осадки. Определенная часть разрушенных пород приносится в виде растворов и откладывается в виде химических осадков. Наконец, в морях откладываются также органические осадки. Относительное содержание детритовых, химических и органических осадков изменяется в зависимости от многих факторов, среди которых наиболее важными являются:

- расстояние от береговой линии и её морфологические особенности;
- глубина бассейна, характер движений воды, её солёность и температура, определяющие условия жизни морской фауны и флоры;
- наличие рек и интенсивность привноса материала;
- движения земной коры.

В зависимости от места аккумуляции морские осадки могут быть классифицированы на несколько групп:

1. Литоральные осадки.
2. Осадки континентального плато или неритовые.
3. Осадки континентального склона (батиальная зона).
4. Глубоководные океанические осадки (абиссальная зона).

Континентальное плато (шельф) является важнейшей областью современного осадконакопления. Аналогичные процессы происходили

в предшествующие геологические периоды там, где расположены современные платформы.

Изучение осадков, образующихся на континентальном плато, свидетельствует о большой изменчивости их состава. Шельф является зоной, где наибольшее развитие имеют терригенные осадки. Они, как правило, отсортированы по величине зерен. Здесь же отлагаются самые разнообразные органические и химические осадки – карбонатные, железистые и др. Процессы, происходящие в области континентального плато, характеризуются значительно большей интенсивностью по сравнению с другими зонами морских бассейнов.

В период погружения (опускания) какой-либо части платформы относительно соседних территорий возможны три частных случая:

1) *процесс осадконакопления происходит со скоростью, меньшей, чем скорость опускания дна;*

2) *осадконакопление происходит со скоростью, равной скорости опускания дна;*

3) *осадконакопление происходит быстрее, чем опускание дна бассейна.*

В первом случае глубина бассейна (до поверхности постоянно накапливающихся осадков) будет увеличиваться, но медленнее, чем скорость опускания земной коры, – частичная компенсация осадками.

Во втором случае поверхность отлагающихся осадков гипсометрически будет оставаться на одном уровне, т.е. глубина бассейна будет постоянной, поскольку *опускание земной коры на данной участке полностью компенсируется осадками.*

Наконец, в третьем случае поверхность осадков поднимается, и, несмотря на прогибание земной коры, глубина бассейна будет уменьшаться вплоть до его полного заполнения осадками – *перекompенсация.*

Как отмечается в работе В. П. Гаврилова (2005), компенсированное прогибание типично, прежде всего, для платформ, которые, как правило, выражены эпиконтинентальными бассейнами. Некомпенсированное прогибание – явление сравнительно редкое, присущее в основном глубоководным океаническим впадинам, отделенным от континентов подводными поднятиями или рифовыми барьерами.

Каждый пласт, наблюдаемый в современном геологическом разрезе, представляет собой конечный результат длительного процесса, протекавшего в бассейне осадконакопления. Терригенный

материал, прежде чем окончательно выпасть на дне бассейна, испытывает очень большое воздействие движений воды, которая перемывает этот материал и переоткладывает его все дальше и дальше от берега.

С глубиной эти движения становятся всё слабее и, наконец, исчезают на определенной глубине. Эта глубина зависит от силы и продолжительности ветров. В открытом море она достигает 100–150 м. Это *уровень действия волн*, который играет важную роль в процессе седиментации (см. рис. 3.1). Весь материал, который находится выше этого уровня, может рано или поздно быть перемытым и перенесенным дальше от источников сноса в открытое море. Обычно устойчивое осадконакопление возможно лишь ниже уровня действия волн, что мешает подъёму дна бассейна выше определённой глубины, несмотря на постоянный привнос терригенного материала. Таким образом, деятельность волн выравнивает дно бассейна, бесконечно перемещая материал в более пониженные участки.

Если происходит опускание земной коры, вызывая углубление бассейна, появляется свободное пространство под уровнем действия волн – это *зона возможной аккумуляции*, куда новая порция материала будет перенесена и отложена. Объём этой порции будет соответствовать объёму свободного пространства, т.е. величине опускания земной коры. Это заключение является очень важным для реставрации характера тектонических движений геологического прошлого.

В условиях закрытых (эпиконтинентальных) морей, окруженных гористым рельефом, осадконакопление продолжается достаточно долго после прекращения опускания земной коры и даже возможно в период её воздымания. Гористый берег создает дополнительное пространство для отложения осадков. Поэтому нельзя рассматривать мощность континентальных осадков таких депрессий как точную величину опускания земной коры.

Осадки, которые откладываются ниже уровня действия волн, неоднородны по своему литологическому составу. В области осадконакопления терригенный материал, принесенный из района эрозии, подвергается сортировке по величине зёрен: непосредственно рядом с зоной эрозии (берег моря) откладывается наиболее грубый материал, который становится всё более тонкозернистым с удалением от этой границы.

В современных бассейнах это правило не всегда применимо, поскольку процесс формирования верхних слоев осадка, который мы можем наблюдать, еще не закончился. Неоспоримым свидетельством этому является тот факт, что 5–7-километровые толщи осадочных пород платформы накапливаются за 400–500 млн лет, т.е. в среднем *накопление 1 м осадочной толщи происходит за десятки тысяч лет.*

В консолидированных осадочных породах пласты обычно характеризуются своей однородностью, устойчивостью фаций и хорошей сортировкой на значительном протяжении. Это свидетельствует о длительном процессе перебивания и переотложения осадка. Степень сортировки зависит от взаимной связи скорости опускания дна бассейна и скорости привноса материала (т.е. скорости эрозии). Интенсивность эрозии зависит в основном от скорости поднятия земной коры в районах, находящихся вблизи бассейна осадконакопления и скорости образования осадка, в прямой связи с опусканием земной коры (со скоростью образования пространства возможной аккумуляции). Эти связи влияют на ширину зон распределения терригенного материала в бассейне, что может быть выражено формулой

$$l = S / A,$$

где l – ширина зоны отложения осадка,

S – скорость поднятия в области эрозии,

A – скорость опускания в районе осадконакопления.

Очевидно, что *смена скорости вертикальных тектонических движений вызывает расширение или сужение фациальных зон бассейна аккумуляции, что приводит к переслаиванию пород различных фаций, иначе говоря, к формированию слоистости (рис. 3.2).*

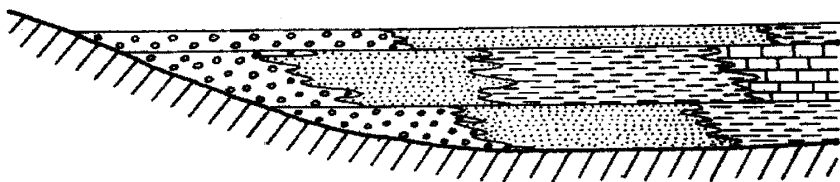


Рис. 3.2. Смена ширины зон распространения терригенного материала различного гранулометрического состава в бассейне аккумуляции

Контрольные вопросы

1. Основные типы тектонических движений и их роль в формировании глобальных структур земной коры.
2. Роль вертикальных движений земной коры в разрушении горных пород, переносе и отложении продуктов эрозии.
3. Объясните сущность компенсированного, недокомпенсированного и перекомпенсированного осадконакопления.
4. Объясните механизм образования осадков в зоне шельфа.
5. На каком основании первичное положение кровли пластов осадочных пород мы принимаем как горизонтальное?
6. Какова (ориентировочно) скорость образования осадочных горных пород на платформах?
7. Что является основным фактором формирования слоистости (переслаивания пород различного гранулометрического состава)?

Глава 4

УПЛОТНЕНИЕ ПЕРВИЧНОГО ОСАДКА

Необходимость учета уплотнения первичного осадка в процессе литогенеза подчеркивается многими авторами. Учет этого фактора неизбежно приведет к значительно более объективным выводам, касающимся формирования локальных структур и расшифровки особенностей структурной эволюции исследуемой территории в целом.

Уплотнение значительно искажает первоначальные мощности осадка, т.е. те данные, которые используются для суждения о скоростях тектонического прогибания, о глубинах нахождения тех или иных осадочных комплексов на определенные моменты геологической истории и о многих других геологических событиях и фактах. Таким образом, недоучет этого естественного и неизбежного явления при палеотектонических реконструкциях и решении многих других проблем геологии чреват появлением серьезных ошибок в наших выводах.

Уплотнение осадка является весьма длительным и сложным процессом, зависящим от многих факторов, основными из которых принято считать время, глубину погружения, температурные условия, тектонический режим.

Рассмотрим каждый из этих факторов в отдельности на примере литификации глинистых осадков, являющихся наиболее распространенным типом среди осадочных образований.

Как уже отмечалось выше, на окончательное формирование одного метра осадочной толщи и его перекрытие последующей порцией осадка в платформенных условиях уходят десятки тысяч лет. Следовательно, какой-либо 10-метровый глинистый горизонт после его погружения ниже уровня действия волн ещё в течение сотен тысяч лет находится в непосредственном контакте с водной массой морского бассейна. В таких условиях существенное уплотнение осадка маловероятно. Однако нередко и в континентальных условиях глинистые отложения древних платформ не теряют своих свойств в течение сотен миллионов лет, остаются водонасыщенными и, следовательно, степень их уплотнения незначительна. Примером могут служить кембрийские глины северо-запада Русской платформы.

Глубина залегания также далеко не всегда определяет степень диагенетических преобразований глинистых отложений. И опять таки именно в пределах стабильных древних платформ или на их периферии, на глубинах нескольких километров (Прикаспийская низменность) встречаются глины, в которых практически отсутствуют признаки существенных диагенетических изменений.

Таким образом, ни фактор времени, ни глубина погружения глинистых осадков сами по себе не являются причиной, определяющей превращение нелигитифицированных отложений в горную породу.

В то же время в пределах подвижных поясов все глинистые осадки претерпели кардинальные преобразования, вплоть до метаморфизма высоких ступеней. Не являются исключением и кайнозойские отложения, включая неогеновые образования альпийских складчатых поясов. На молодых платформах зоны с повышенным температурным градиентом наиболее часто фиксируются там, где в пределах осадочного чехла отмечается наличие структур разрывного и складчатого характера, не связанных с вертикальными колебательными движениями, а обусловленных проявлением поздних наложенных тектонических процессов. В этих зонах отмечается и более высокая степень диагенетических преобразований осадка. Очевидно, что тектонические движения орогенического типа, обуславливающие на макро- и микроуровнях высокую мобильность всей гетерогенно-слоистой массы и неизбежно сопровождаемые повышением температур, являются в данном случае главной причиной существенных преобразований осадочного материала.

Другим весьма важным результатом процесса тектонической мобилизации, затронувшей уже сформированный осадочный чехол, является временное резкое повышение проницаемости слоистой толщи для всех компонентов, находящихся в газовой или жидкой фазе, вне зависимости от литолого-петрографической гетерогенности вмещающей среды.

Вопросам уплотнения посвящены работы отечественных ученых Н. Я. Денисова, Н. Б. Вассоевича, И. И. Нестерова, Ю. П. Боброва, А. Д. Арбатова и Д. А. Назарова, Н. Д. Балуховского, А. В. Ивановой, А. А. Горелова, В. П. Зарицкого и многих других авторов. Одной из наиболее сложных задач является количественная оценка величины уплотнения.

Главные принципы, лежащие в основе количественного определения величины уплотнения, и предлагаемые различными авторами методические подходы к решению этой проблемы, базируются:

- на исследовании изменения пористости осадочных образований в зависимости от глубины их залегания,
- анализе изменения плотности пород с увеличением глубины их залегания,
- изучении изменчивости современных мощностей на сводовой части структуры и на ее крыльях,
- анализе взаимоотношений слоистости песчано-глинистых пород с раннедиагенетическими конкрециями,
- экспериментальных данных.

Рассмотрим некоторые результаты исследований на пути решения этой важной проблемы.

Ю. А. Косыгин (1969) подчеркивает, что уплотнение существенно искажает первоначальные мощности, т.е. те данные, которые свидетельствуют о скоростях тектонического прогибания или о скоростях заполнения понижений рельефа.

Н. Я. Денисовым (1946) была рассмотрена теоретическая сторона вопроса об уплотнении глинистых осадков при их погружении. Он приводит формулу зависимости мощности осадка от его пористости:

$$h = q/\gamma (1+\varepsilon),$$

где h – мощность, q – вес материала, осаждающегося на 1 см^2 площади, γ – его удельный вес, ε – коэффициент, связанный с величиной пористости (p) выражением $\varepsilon = p/(100 - p)$.

Уплотнение осадка при $q = 4 \text{ кг/см}^2$ характеризуется следующими цифрами:

Глина в конце седиментации $\varepsilon = 5$, $h = 74 \text{ м}$; та же глина после природного поверхностного уплотнения $\varepsilon = 1,3$, $h = 34 \text{ м}$ (осредненные фактические данные); глина, уплотненная вследствие нагрузки, $\varepsilon = 0,4$, $h = 20,7 \text{ м}$; $\varepsilon = 0,1$, $h = 16,3 \text{ м}$.

Отсюда следует, что уплотнение вследствие нагрузки вышележащих пород или вследствие тектонического сдавливания может обусловить значительное различие в первичной и конечной мощности осадочных толщ. «Различие в сжимаемости одновременно образованных осадочных пород может вызвать образование неровностей

и наклона их кровли и нарушение первоначальных условий залегания покрывающих их отложений» (Денисов, 1946, с. 458).

Н. Б. Вассоевичем были построены графики изменения коэффициента пористости и изменения объемного веса терригенных, глинистых и глинисто-алевритовых осадков в зависимости от глубины залегания, а также произведен расчет значений «первоначальной мощности» на различных глубинах.

В нижнепермских алевролитах и глинисто-карбонатных породах Воркутинского бассейна К. Г. Войновским-Кригером и В. В. Погоревичем (1947) было проведено непосредственное определение величины уплотнения слоев по растительным остаткам, располагающимся перпендикулярно или наклонно к слоистости. Установленное сокращение мощности оказалось равным 0,515, т.е. почти в два раза.

И. И. Нестеров (1965) на основании изменения пористости глинистых пород в разрезах кайнозойских и мезозойских отложений Западной Сибири установил зависимость уплотнения глин от их пористости:

$$K = (n_1 - n_2) : (1 - n_2),$$

где K – уплотнение для единицы объёма (мощности) породы, n_1 и n_2 – пористость пород до и после уплотнения.

Для глинистых и алевритовых пород установлено закономерное уменьшение пористости с глубиной (рис. 4.1).

На основании установленной закономерности И. И. Нестеров выделяет четыре стадии уплотнения глин:

1. *Стадия свободного уплотнения* осадка в водной среде под влиянием собственного веса, когда на глубине 2–5 м абсолютная пористость илов изменяется от 80 до 40 %. Илы, находящиеся у подошвы этого слоя, переходят из текучего в пластичное состояние.

2. *Стадия первичного уплотнения* с изменением пористости от 40 до 27 %. В интервале глубин 5–800 м поровое пространство уменьшается за счет отжатия воды, изменения минералогического состава (замещение монтмориллонита гидрослюдами) и раскристаллизации глинистых минералов. Изменение пористости с глубиной происходит по линейному закону и выражается формулой

$$n_2 = n_1 - 1/6450 H,$$

где n_1 – начальная пористость (0,4), n_2 – пористость на глубине H .

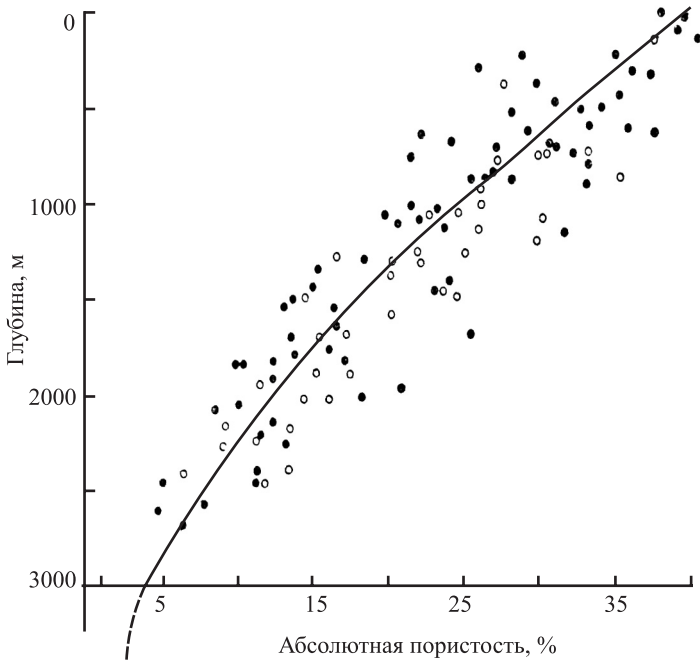


Рис. 4.1. Зависимость пористости алевролитов и глин от глубины

по И. И. Нестерову: ● – глины, ○ – алевролиты

На основании этой формулы можно рассчитать общее уплотнение глинистых осадков для любого интервала глубин в пределах 5–800 м.

3. *Стадия механической деформации* с изменением пористости от 27 до 10 %. Глинистые породы становятся более однородными. Уплотнение на интервале глубин 800–3000 м происходит по логарифмическому закону (компрессионная кривая). Изменение пористости выражается формулой

$$n_2 = 1,665 - 0,203 \ln H.$$

4. *Стадия затрудненного уплотнения* с абсолютной пористостью 4–7 %. Дальнейшее сокращение объема пород за счет перераспределения глинистых частиц прекращается. Толщина гидратных

оболочек становится очень мала и отжатие воды требует громадных нагрузок. Для расчета уплотнения на глубине более 3000 м автор предлагает приближенную формулу. На основании закономерностей, установленных для 2-, 3- и 4-й стадий, им составлена таблица, позволяющая определить величину уплотнения глин (считая их начальную пористость 0,4 для начала второй стадии) до глубины 4000 м с точностью до 10-метрового интервала. Согласно этой таблице суммарное уплотнение на глубине 500 м составляет 32 м, на глубине 1000 м – 129 м, на глубине 1500 м – 280 м, на глубине 2000 м – 488 м, на глубине 2500 м – 739 м, на глубине 3000 м – 1025 м, на глубине 3500 м – 1325 м, на глубине 4000 м – 1625 м, на глубине 4500 м – 1925 м.

Вопрос об уплотнении глин с глубиной рассматривался также Ю. В. Мухиным (1965), принимавшим для майкопской свиты стадии свободного уплотнения (нагрузка 0–150 г/см²), затруднённого уплотнения (150–400 кг/см²), замедленной консолидации (400–750 кг/см²), метаморфизации и предельного уплотнения.

Э. А. Прозоровичем (1962) для глин сарматского яруса Восточного Предкавказья, Западного Предкавказья и Азербайджана отмечено закономерное возрастание плотности с глубиной. Так, на глубине 700–800 м средняя плотность составляет 1,94, на глубине 200–2100 м – 2,21, на глубине 2900–3000 м – 2,43. Зависимость плотности от глубины определяется формулой

$$y = c - A^{-Bx},$$

где y – плотность глин (г/см³), x – глубина залегания, $A = 1,23$ г/см³, B – добавляемый рассчитанный коэффициент, $B = 0,43$, $c = 2,8$ г/см³.

А. В. Ивановой и Н. Д. Балуховским анализировалась взаимосвязь параметров плотности и пористости пород с различными стадиями литогенеза и метаморфизма.

Е. Ш. Хиллсом изучались процессы уплотнения вмещающих пород на основе анализа изменения мощности слоев около устойчивых включений – галек различного состава и гранитных валунов.

С. А. Серов (1991), проанализировав различные методы определения величины уплотнения терригенных осадков и полученные при этом результаты, пришел к выводу, что наиболее оптимальными значениями коэффициентов усадки пород следует признать

следующие: для песчаников – 1,2; для алевролитов – 2,1; для аргиллитов – 2,35. При решении одной из основных задач – определение интенсивности конседиментационного роста структур на Тевлинско-Русскинском месторождении он учитывал фактор дифференцированного уплотнения пород.

В. П. Зарицкий (1966) определил коэффициент сокращения мощности песчано-глинистых пород на основании взаимоотношения карбонатных конкреций со слоистостью. Полученные коэффициенты сокращения мощности были дифференцированы по различному гранулометрическому составу пород. Для песчаников коэффициент составил 1,15; для мелкозернистых песчаников – 1,4; для мелкозернистых глинистых алевролитов – 2,1; для аргиллитов – 2,34. Этот метод определения степени уплотнения является, очевидно, наиболее надежным, поскольку близок к расчетным значениям и усредненным результатам анализа многочисленных данных.

Контрольные вопросы

1. Уплотнение осадка и основные его причины.
2. Какие методы используются для определения степени уплотнения первичного осадка.
3. Основные результаты исследований различных ученых по определению уплотнения осадков различного литологического состава.

Глава 5

ОСНОВЫ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Признаки вертикальных тектонических движений могут быть установлены во всех геологических разрезах, что свидетельствует о существовании колебаний земной коры во все геологические периоды. В качестве примера рассмотрим разрез одного из угленосных комплексов (Донбасс), который состоит из переслаивания аргиллитов, песчаников, известняков и углей.

Известно, что паралические угли формируются за счет растительности приморских обширных болот на уровне поверхности моря. Вмещающие породы, судя по фауне, сформированы на глубинах, не превышающих нескольких десятков метров.

Таким образом, литологический состав пластов и присутствие мелководных образований позволяют восстановить характер колебательных движений поверхности осадконакопления в средне- и поздне-каменноугольную эпохи в рассматриваемом регионе (рис. 5.1).

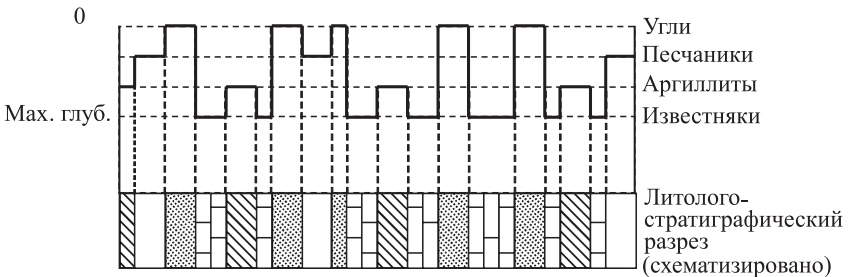


Рис. 5.1. Схема колебательных движений поверхности аккумуляции:

■ — угли; ▨ — аргиллиты; □ — песчаники; ▤ — известняки

Исходя из анализа разреза, можно сделать следующие заключения:

1. Шестикилометровая толщина среднего и верхнего отделов каменноугольной системы Донбасса состоит из морских и прибрежно-болотных отложений, сформировавшихся на небольших глубинах.

2. Этот комплекс был образован в условиях медленного прогибания земной коры и одновременного осадконакопления.

3. Процессы прогибания и заполнения прогиба были непрерывными (нет стратиграфических перерывов).

4. Поверхность осадконакопления постоянно находилась вблизи от уровня моря, т.е., несмотря на прогибание земной коры, бассейн постоянно имел незначительную глубину (компенсированное осадконакопление).

5. Смена фаций свидетельствует о существовании колебательных движений, точнее, об изменении глубины бассейна от нескольких десятков метров до 0 м.

6. Изменение глубины ничтожно мало по сравнению с величиной опускания земной коры в течение средней и поздней эпох каменноугольного периода (6000 м – суммарная мощность среднего и верхнего отделов каменноугольной системы).

Эти результаты можно представить схемой (рис. 5.2), где линия 0–А отображает колебания поверхности осадконакопления, которая всегда находится вблизи поверхности моря, а линия 0–Б показывает величину прогибания земной коры на данной территории в течение средне- и позднее-каменноугольной эпох.

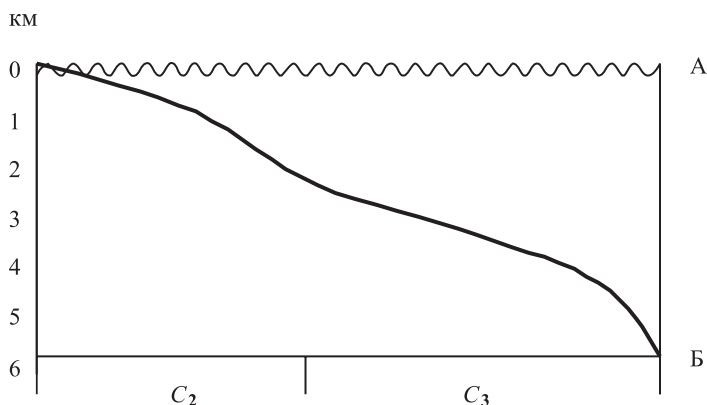


Рис. 5.2. Величина прогибания земной коры в течение средне- и позднекаменноугольных эпох

Если представить более детальную стратификацию геологического разреза и определить продолжительность формирования каждого стратиграфического подразделения в миллионах лет, на основании такой схемы можно определить скорость опускания земной коры в тот или иной отрезок геологического времени. Для более точных определений необходимо учитывать неизбежное существенное уплотнение осадков в процессе их диагенеза.

Анализ мощностей является основой, позволяющей восстановить историю тектонического развития исследуемой территории, поскольку существует тесная связь интенсивности осадконакопления с вертикальными колебательными движениями земной коры. Принцип компенсированного осадконакопления заключается в том, что в седиментационном бассейне мощность того или иного комплекса осадочных пород отражает величину прогибания земной коры на данном участке. *Верхняя граница любого отдельно взятого комплекса осадков к завершающему геологическому моменту его отложения представляет собой горизонтальную поверхность выравнивания, положение которой контролируется уровнем действия волн.* Этот уровень в пределах внутренних морей и открытого шельфа обычно не превышает нескольких десятков метров. При палеотектонических построениях абсолютная отметка кровли рассматриваемого комплекса к концу его формирования условно приравнивается к уровню моря (0 м).

5.1. Построение палеотектонических профилей и карт

Результаты анализа мощностей осадочных горных пород могут быть получены различными способами. Наиболее эффективным методом расшифровки тектонической эволюции является построение палеотектонических профилей и палеоструктурных карт.

Методика палеотектонических реконструкций, используемая в настоящее время большинством исследователей нефтегазового профиля, базируется на теоретических и методических разработках Н. Б. Неймана. К сожалению, при несомненной значимости этой работы автор полностью пренебрегает учетом уплотнения пород при палеотектоническом анализе, полагая, что даже существенно глинистая толща на глубине свыше 2 м уплотняется в дальнейшем

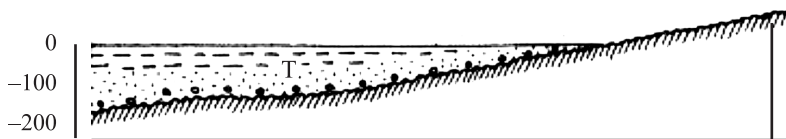
не более чем на 6–7 %. Поэтому процесс уплотнения пород якобы не оказывает существенного влияния на достоверность выводов, получаемых на основании палеотектонических реконструкций. Тем не менее основные принципы построения палеотектонических профилей и палеоструктурных карт, разработанные Н. Б. Нейманом, могут быть положены в основу анализа эволюции платформенных структур (при внесении поправок на неизбежное уплотнение осадка в процессе его литификации).

Рассмотрим на простом учебном примере методику построения «профилей выравнивания» по Н. Б. Нейману.

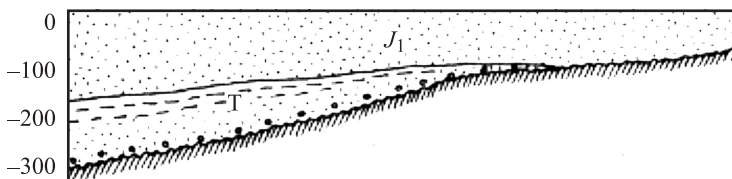
Построение палеотектонических профилей (профилей выравнивания) базируется на современном геологическом разрезе и представляет собой профильное изображение мощностей какого-либо горизонта или суммы горизонтов. Построение его ведется путем откладывания вниз от горизонтальной линии величины соответствующих мощностей пород. Горизонтальная линия отображает собой «нулевую поверхность» («уровень компенсации» или уровень действия волн). Основной задачей палеотектонических профилей является представление последовательного поэтапного развития структуры в вертикальном сечении (рис. 5.3, *а, б, в, г*). Положительное качество профилей заключается, прежде всего, в наглядности изменений палеотектонического рельефа.

Применение того или иного метода при палеотектонических построениях определяется прежде всего конкретной целью анализа. Возможность успешного решения поставленной задачи в одних случаях определяется в процессе предварительного тщательного изучением литологического состава всего анализируемого разреза, в других – наличием четких отражающих горизонтов и т.п.

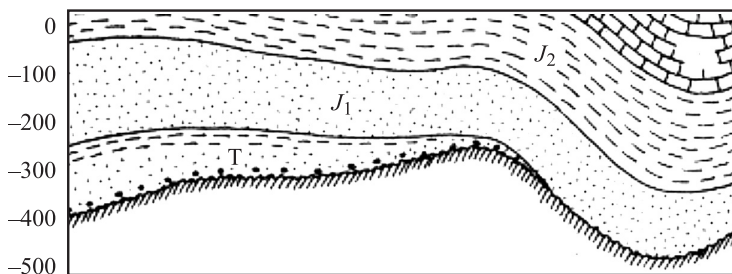
В рассмотренном примере не было необходимости при построении палео профилей вносить поправки на уплотнение, поскольку на стадиях *а* и *б* осадки были представлены грубозернистыми отложениями, не испытывающими существенного уплотнения в процессе последующей литификации. На стадии *в* – к началу неогенового периода – вся нижележащая толща уже претерпела существенные тектонические деформации, включая позднеюрские, и, вероятно, более молодые образования, эродированные в донеогеновое время. Это, несомненно, должно было привести к литифика-



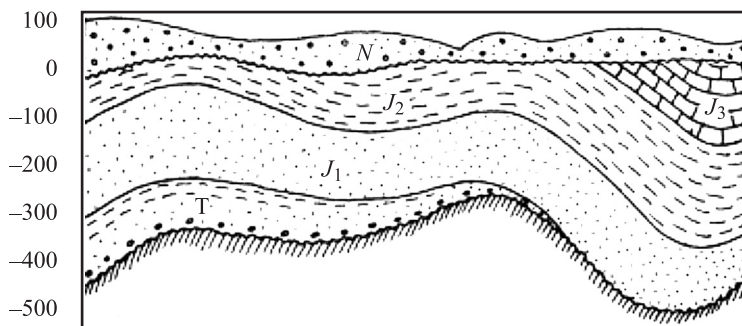
a



б



в



г

Рис. 5.3. Палеотектонический профиль: *a* – на начало раннеюрской эпохи; *б* – палеотектонический профиль на начало среднеюрской эпохи; *в* – палеотектонический профиль на начало неогенового периода; *г* – современный геологический разрез

ции триасовых и юрских отложений к началу неогенового периода. Следовательно, введения поправки на уплотнение в данном случае также не требуется.

Если бы, предположим, нижнеюрский отдел был представлен в современном разрезе аргиллитами, то палеотектонический профиль на начало среднеюрской эпохи выглядел бы иначе, поскольку в этом случае следовало внести поправку на уплотнение, что неизбежно сказалось бы как на глубине, так и на структурных особенностях залегания кровли триасовых отложений на начало среднеюрской эпохи.

Рассмотрим простой учебный пример.

Семью скважинами вскрыт разрез (рис. 5.4, I, нижняя часть), представленный снизу вверх серией горизонтов – А, Б, В и т.д. Горизонт А сложен песчаниками, вмещающими нефтяную залежь, вскрытую скважиной № 5. Горизонт Б представлен переслаиванием аргиллитов и песчаников в равных соотношениях, горизонт В сложен известняками. Необходимо по данному разрезу установить характер палеоструктуры кровли горизонта А к концу формирования горизонта Б.

С этой целью строится палеопрофиль путем выведения кровли горизонта Б на нулевой уровень (рис. 5.4, II, верхняя часть). Без учета степени уплотнения осадка подошва этого горизонта займет положение, отмеченное мелким штрихом.

Однако современная мощность комплекса Б, прошедшая определенные стадии литогенеза, может значительно отличаться от первичной (палеомощности). Она зависит не только от степени диагенетических преобразований, но и, прежде всего, от своего литологического состава.

Коэффициент уплотнения горизонта Б примем условно за 1,5, т.е. будем считать, что его палеомощность была в полтора раза больше современной. В связи с внесением этой поправки более близкое к действительному положение подошвы горизонта Б, а следовательно, и характер палеоструктуры кровли горизонта А в данном вертикальном сечении соответствовали линии, обозначенной длинным штрихом.

Казалось бы, что нет принципиальной разницы между палео-профилями, один из которых построен без учета уплотнения осадка, другой – с поправкой на уплотнение: тот и другой свидетельствуют об отсутствии положительной структуры к концу формирования комплекса Б в районе скважины № 5. Однако это лишь один из частных упрощенных примеров. Кроме того, помимо эволюции морфологии интересующей нас структуры, для нефтяной геологии большое значение имеет глубина залегания того или иного комплекса на различных этапах геологического развития исследуемого региона, а эта проблема не может быть решена без учета существенного изменения мощности осадка в процессе его литификации. В данном примере без учёта уплотнения максимальная глубина погружения комплекса Б была бы оценена в 1000 м, в то время как в действительности она составляла 1500 м, что косвенным образом свидетельствует о более высоких давлениях и температуре на рассматриваемый геологический момент.

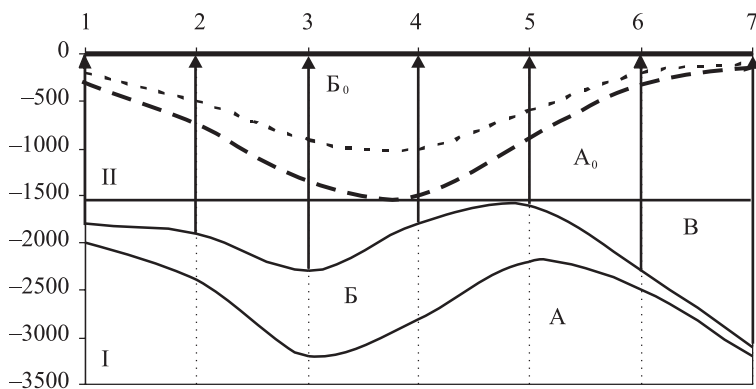


Рис. 5.4. Реставрация первичного положения комплекса Б

Построение палеотектонических карт основано на тех же принципах, что и построение палеотектонических профилей, т.е. принимается, что к концу формирования любого горизонта его кровля представляла собой горизонтальную поверхность, условно принимаемую за нулевой уровень. В этом случае отметка его подошвы будет находиться *ниже уровня моря* на глубине, соответствующей толщине данного горизонта. Таким образом, если мы

построим карту мощностей, но изохорам дадим отрицательные значения, они превращаются в палео-стратоизогипсы и карта становится палеоструктурной, отражающей морфологию структуры подошвы данного горизонта на момент завершения его формирования. Вполне естественно, что эта же карта является и палеоструктурной картой кровли нижележащего комплекса на данный геологический момент. Однако речь идет именно о первичной мощности верхнего горизонта, т.е. о еще нелигифицированной осадке. Именно это его состояние определяло на рассматриваемый момент глубину и характер структуры кровли нижележащего комплекса.

Контрольные вопросы

1. Что лежит в основе построения схемы колебательных движений при анализе современного геологического разреза?
2. Каким образом на основании геологического разреза можно определить величину прогибания земной коры за определенный временной геологический интервал?
3. В чем заключается «классический» метод построения палеотектонических профилей?
4. Каковы недостатки «классического» метода?
5. Каким образом осуществляется построение палеотектонических карт на основе карт мощностей.

Глава 6

НОВЫЕ МЕТОДЫ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Сравнительный анализ структурных карт, построенных в Среднем Приобье по доюрскому основанию и по кровле баженовской свиты, свидетельствует, за редким исключением, о достаточно высокой степени унаследованности структурных планов положительных и отрицательных форм от первого до третьего порядков. Этот факт, весьма положительный для поисков структурных залежей УВ, признается подавляющим большинством исследователей данного региона, однако до сих пор не нашел научно аргументированного объяснения.

Всестороннего изучения причин унаследованности структурных планов различных стратиграфических уровней, закономерностей их соотношений и отклонений от этих закономерностей ни в пределах отдельных структур, ни в региональном масштабе не проводилось.

Для решения этой проблемы, сложной и важной как с теоретических позиций, так и в практическом отношении, автором был разработан и применен метод площадного сравнительного анализа мощностей осадочных комплексов, залегающих на консолидированном основании с пересеченным рельефом, с последующей компьютерной обработкой данных. Условием наиболее точного и объективного результата является достаточная равномерность литолого-петрографического состава комплекса по простиранию.

Анализ производится по следующей схеме:

1. Вся исследуемая территория разбивается по квадратной сетке на равные домены, минимальная площадь которых выбирается таким образом, чтобы в пределах каждой структурной формы, включая самые малые (как положительные, так и отрицательные), было не менее одного домена.

2. В каждом домене определяется мощность комплекса от поверхности фундамента до кровли горизонта, по которой построена структурная карта.

3. В программе Excel или STATISTICA строится график, на котором по оси X откладываются абсолютные отметки поверхности фундамента, а по оси Y – мощность комплекса в соответствующей точке.

Полученной формуле зависимости анализируемых величин дается конкретное геологическое объяснение.

Ниже на примере анализа мощностей юрской толщи попытаемся ответить на два серьезных взаимосвязанных вопроса: 1) имел ли место факт уплотнения юрских отложений в процессе их литификации?; 2) какова причина формирования основных структурных форм в осадочном чехле исследуемой площади?

6.1. Роль уплотнения юрских отложений в формировании локальных поднятий

Морфологические особенности структурного плана баженовской свиты, венчающей разрез юрских отложений в Среднем Приобье Западной Сибири, в значительной степени определяют характер и пространственное положение структур, в том числе и нефтегазоносных, расположенных на более высоких стратиграфических уровнях. В этой связи всестороннее исследование причин, динамики и времени формирования современной структуры юрской толщи является весьма актуальным для объективной оценки перспектив и прогнозирования дальнейшего развития поисково-разведочных работ на нефть и газ, а также для решения некоторых принципиальных теоретических вопросов.

Карта мощностей юрской толщи, составленная на основе 782 пунктов замера, расположенных по равномерной квадратной сетке на площади региона, свидетельствует о больших колебаниях значений изопахит (от 300 до 1050 м). При традиционном методе палеоструктурной интерпретации этой карты, не учитывающем уплотнения отложений в процессе их литификации, доюрский «палеорельеф» фундамента к началу нижнемеловой эпохи должен был характеризоваться значительно меньшей степенью пересеченности по сравнению с современными характеристиками. Причина этого заключается в том, что, приводя к нулевому уровню поверхность кровли юрских отложений, мы невольно нивелируем рельеф совре-

менного фундамента. Так, к концу титонского века, согласно результатам построений по «классическим» правилам палеотектонического анализа, разница абсолютных отметок этой структурно-эрозионной поверхности на сводовой части Конитлорского и Тевлинско-Русскинского поднятий с расположенной между ними наиболее пониженной частью Восточно-Венглинского прогиба должна была составлять, 330 и 200 м соответственно. В современном рельефе эти значения увеличились до 500 и 300 м, т.е. пересеченность рельефа фундамента резко возрасла (!). Аналогичная тенденция наблюдается по всей рассматриваемой территории.

При более детальном площадном анализе фактического материала установлена весьма своеобразная тесная зависимость современной мощности юрской толщи от глубины залегания ОГ «А», заключающаяся в том, что на каждые 100 м понижения абсолютной отметки доюрского основания мощность юрской толщи увеличивается в среднем лишь на 70 м вне зависимости от расположения пунктов расчета как в крупных структурах (Сургутский свод, Нижневартовский свод, Ярсомовский прогиб, Северо-Сургутская и Северо-Нижневартовская моноклинали), так и в структурах второго порядка. Из этого следует, что при стандартном подходе к палеотектоническому анализу каждый микроблок «палеорельефа» доюрского основания в меловой период должен был претерпеть различные по абсолютной величине относительные вертикальные подвижки, амплитуда которых зависит от современной мощности юрских отложений. Таким образом, если принять за основу принцип «фортепянной» тектоники, можно прийти к абсолютно абсурдному заключению о том, что *мощность юрской толщи над каждым микроблоком фундамента определяет величину его вертикального перемещения в послееорское время (!?)*.

Основную часть современного разреза юрских отложений составляют литифицированные глинистые отложения – аргиллиты. Они залегают либо в виде мощных толщ, в 100 м и более, либо в виде пластов в метры и десятки метров, разделяющих продуктивные песчаные горизонты, либо в виде пропластков толщиной в сантиметры. В общей сложности аргиллитами представлено более 50 % разреза. Существенным и неизбежным результатом процесса литификации является уплотнение первичного осадка. Из этого

следует, что современная мощность юрской толщи, характеризующейся высоким содержанием глинистого компонента и значительной степенью литификации, должна быть значительно меньше ее первоначальной величины. Во всяком случае, ограничение степени уплотнения глинистого осадка 6–7 % необосновано и неприемлемо, о чем свидетельствуют исследования многих ученых, рассмотренные в четвертой главе.

Для определения степени уплотнения осадочной толщи, сформированной на консолидированном основании с пересеченным рельефом, автором при участии М. Л. Черновой разработан и применен принципиально новый методологический подход. Он основан на сопоставлении следующих двух параметров:

1) графика функциональной зависимости колебаний современной мощности отложений определенного стратиграфического интервала (в данном случае юрской толщи) от морфологической неоднородности структурного плана консолидированного основания и

2) графика зависимости палеосоотношений этих величин, когда при любом характере рельефа «фундамента» мощность отлагающихся осадков соответствовала расстоянию от их поверхности, выровненной на данный геологический момент, до «фундамента».

Для выяснения взаимозависимости современной мощности юрских отложений и абсолютных отметок рельефа доюрского основания на территории значительной части Широкого Приобья была проведена компьютерная обработка этих параметров, рассчитанных для всего региона по равномерной квадратной сетке в 782 пунктах.

В программе Excel был построен график, на котором по оси X откладывались абсолютные отметки поверхности доюрского основания, а по оси Y – современные мощности юрской толщи над соответствующими отметками фундамента. Полученный результат (рис. 6.1, линия AB) свидетельствует о тесной линейной связи этих величин при коэффициенте корреляции $r = -0,9294$ и характеризуется уравнением регрессии

$$M^1 J_{1-3} = -1725 - 0,689 \text{ Отм}A, \quad (1)$$

где $M^1 J_{1-3}$ – современная мощность юрской толщи в любом пункте исследуемой территории, $\text{Отм}A$ – абсолютная отметка доюрского «фундамента» в том же пункте.

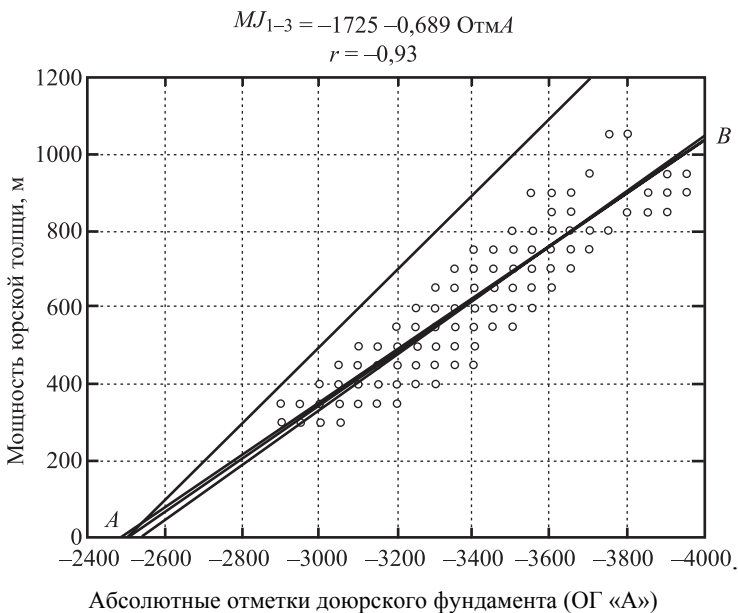


Рис. 6.1. График зависимости мощности юрской толщи от абсолютных отметок доюрского основания

При однородном литологическом составе отложений или при идентичном процентном соотношении переслаивающихся разновидностей степень уплотнения в различных пунктах должна быть достаточно постоянной величиной на всей рассматриваемой территории, в то время как в физическом выражении она будет изменяться пропорционально увеличению или уменьшению мощности толщи. Именно о таком характере взаимосвязи анализируемых параметров свидетельствует полученный график (см. рис. 6.1, линия регрессии *AB*).

Для решения проблемы количественной оценки уплотнения юрских отложений в целом рассмотрим палеогеографическую ситуацию, сложившуюся к концу юрского периода.

Имеющиеся геологические и геофизические данные однозначно свидетельствуют о высокой степени нивелировки дна бассейна осадконакопления в регионе к концу верхнеюрской эпохи. Наиболее убедительно такая обстановка отражена в литологических

особенностях, выдержанной мощности и региональном распространении пород баженовской свиты, сформированной в титонском веке. На этот «геологический момент» характер палеосоотношения мощности юрских отложений с глубиной залегания доюрского основания может быть, на основании элементарной логики, выражен графиком, на котором, *независимо от степени пересеченности рельефа фундамента*, соотношение этих величин в обязательном порядке будет выражено прямой линией, расположенной под 45 % к осям X и Y (при соответствии линейных масштабов по той и другой оси). Картина не изменится, если вместо глубины залегания по оси X будут отложены абсолютные отметки доюрского основания (см. рис.6.1, линия AC).

Уравнение этой зависимости будет выглядеть следующим образом:

$$M^0 J_{1-3} = -2503,6 - \text{Отм}A, \quad (2)$$

где $M^0 J_{1-3}$ – мощность юрских отложений к концу титонского века, а $\text{Отм}A$ – абсолютная отметка доюрского основания.

Этих соотношений не могут нарушить ни вертикальные дифференцированные блоковые тектонические подвижки, ни региональные поднятия и опускания послепалеозойского времени, если не произойдет последующего уплотнения толщи.

На основании приведенных уравнений (1) и (2) по известной абсолютной отметке доюрского основания с незначительной погрешностью может быть определена величина послетитонского уплотнения юрских отложений ($M^{\text{упл}}$) в физическом выражении:

$$M^{\text{упл}} = M^0 J_{1-3} - M^1 J_{1-3} \quad (3)$$

Так, в пункте с абсолютной отметкой ОГ «А»? равной -3200 м,

$$M^0 J_{1-3} = -2503,6 + 3200 = 696,4 \text{ м},$$

$$M^1 J_{1-3} = -1725 + 0,689 \times 3200 = 479,8 \text{ м},$$

$$M^{\text{упл}} = 696,4 - 479,8 = 216,6 \text{ м}.$$

В процентном выражении величина уплотнения юрской толщи выразится уравнением

$$M^{\% \text{упл}} = (1 - M^1 J_{1-3} / M^0 J_{1-3}) 100. \quad (4)$$

В нашем примере

$$M^{\circ}_{\text{упл}} = (1 - 479,8 / 696,4) 100 = 31,1 \%$$

В подавляющем большинстве пунктов Когалымского региона степень уплотнения соответствует или близка к этому значению. Тем не менее, несмотря на очень высокий коэффициент корреляционной связи мощности юрских образований с морфологическими особенностями рельефа ОГ «А», ряд точек значительно отклоняется от линии *AB* (с крайними значениями уплотнения: 15 % в двух пунктах и 50 % в 23 пунктах).

Однако, исходя из общего количества пунктов, взятых для расчета (782), очевидно, что процент значительных отклонений от средней величины незначителен.

Некоторый разброс точек может быть вызван такими причинами, как:

1. Отклонение соотношений гранулометрического состава осадков от средних значений, поскольку ограниченные по площади развития отложения нижней и значительной части средней юры формировались в континентальных и субконтинентальных условиях, а повсеместно развитые верхнеюрские – в морских мелководных, сменившихся в титонском веке на глубоководные. Вероятно, по этой причине при раздельном анализе в пониженных участках рельефа доюрского основания – Ярсомовском прогибе и Северо-Нижнеуртовской моноклинали – юрские осадки в послетитонское время уплотнились в среднем на 26–26,5 %, в то время как на Сургутском своде, где отложения нижней юры практически отсутствуют, уплотнение составляет около 33%. Очевидно осадки верхнеюрской эпохи содержат значительно более высокий процент глинистого материала.

2. Альпийский тектогенез, вызвавший образование мелких складчатых форм, взбросов, надвигов и связанных с ними зон «аномальных разрезов», оказал определенное влияние на усложнение основных структур. Однако эти нарушения не могли существенно отразиться на результатах анализа, поскольку, за редким исключением, характеризуются незначительными вертикальными амплитудами.

3. Различная степень прогресса и катагенетических преобразований толщи.

4. Неточности при построении структурных карт вследствие неравномерного распределения исходных данных.

Тем не менее на основании статистически установленной тесной функциональной связи анализируемых параметров мы можем констатировать, что в данном случае все отмеченные возможные причины не оказали значительного влияния на характер построенного графика.

Таким образом, в отличие от существовавшей ранее чисто гипотетической трактовки происхождения локальных структур как результата дифференцированных вертикальных подвижек мелких блоков фундамента, было установлено, что как положительные, так и отрицательные современные структурные формы первого, второго и третьего порядков в юрском комплексе являются не штамповыми образованиями, а *структурами уплотнения*. Их местоположение и амплитуда определяются, прежде всего, консервативными морфологическими особенностями эрозионно-тектонического рельефа доюрского основания, первичной мощностью и степенью уплотнения осадочной толщи в процессе литогенеза. При учете поправок на уплотнение палеоструктурная карта доюрского основания идентична его современному рельефу.

Структурные формы иного генезиса имеют в исследуемом регионе ограниченное распространение, однако представляют значительный теоретический и, вероятно, практический интерес и будут рассмотрены в последующих главах.

Для верхних частей разреза (верхний мел, палеоген, неоген), судя по данным описания керна скважин, литификация глинистых разновидностей очевидно еще далеко не завершена. Современный процесс их уплотнения может быть зафиксирован точными периодическими нивелировками рельефа дневной поверхности. Результаты таких наблюдений будут отражать особенности структурного плана нижерасположенных стратиграфических уровней.

6.2. Соотношение структурных планов различных стратиграфических уровней

В целях установления сравнительной характеристики амплитуды структур на уровне доюрского фундамента и кровли юрских отложений по данным замеров в отмеченных выше 872 пунктах замеров строится график, на котором по оси X откладываются абсолютные отметки основания юрского комплекса (ОГ «А»), а по оси Y – отметки кровли (ОГ «Б»). Полученные результаты свидетельствуют

о достаточно высокой унаследованности морфологических особенностей структур этих уровней ($r = 0,75$), а уравнение регрессии $ОтмБ = -1725 + 0,311 ОтмА$ позволяет вычислить в процентах соотношение амплитуды структур. В данном случае по горизонту «Б» амплитуды структур уменьшаются на 69 % по сравнению с амплитудами соответствующих форм горизонта «А».

Сравнительный анализ структурных планов ОГ «Б» и БС₁₀ был проведен на основе замеров абсолютных отметок этих горизонтов по равномерной квадратной сетке в 417 пунктах. Анализом была охвачена лишь та часть площади, где горизонт БС₁₀ залегает в покровной части клиноформного комплекса нижнего мела. Результаты компьютерной обработки свидетельствуют о высокой степени унаследованности структурных планов ($r = 0,91$), а уравнение регрессии позволяет сделать вывод об уменьшении амплитуды локальных структур поверхности горизонта БС₁₀ относительно ОГ «Б» на 25 % (БС₁₀ = 0,75 «Б»).

На восточной части территории (Дружное, Кустовое, Ватъганское и Повховское месторождения) на основании созданной базы данных проанализировано соотношение отражающих горизонтов «Б» и «М¹» по 270 скважинам. Унаследованность структурных планов достаточно высокая ($r = 0,79$). Разница максимальных и минимальных отметок поверхности «М¹» уменьшилась на 63 % относительно поверхности «Б» («М¹» = 0,37 «Б»).

Густота сетки замеров при площадных исследованиях позволяла охватить не только структуры первого и второго порядков, но и локальные поднятия. Характер установленных соотношений горизонтов «БС₁₀» и «М¹» с ОГ «Б» свидетельствует об устойчивом увеличении амплитуд локальных структур с глубиной.

Контрольные вопросы

1. В чем заключается принцип площадного палеотектонического анализа.
2. Каким образом используется программа Excel для интерпретации результатов площадного палеотектонического анализа.
3. К какому генетическому типу относится основная часть складчатых форм Широкого Приобья?
4. Почему величина уплотнения юрской толщи (31 %) характеризует лишь её послетитонский геологический этап?

Глава 7

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

В нефтегазоносных провинциях при проведении палеотектонических построений, имеющих основной целью расшифровку времени становления и эволюции тех или иных структурных форм, принципиальное значение имеет выбор литолого-стратиграфических горизонтов, хорошо распознаваемых в разрезе, имеющих широкое площадное развитие и выдержанную мощность. Кровля таких горизонтов с наименьшей вероятностью существенных отклонений может быть принята за условно нулевой уровень при реставрации структуры поверхностей нижерасположенных горизонтов на данный геологический момент.

Данные сейсмосъемки 2D и 3D также могут быть успешно использованы для палеотектонических построений. Временные разрезы МОГТ позволяют выделить и проследить на значительных по размерам площадях наиболее характерные отражающие горизонты и использовать их положение в разрезе для решения сложных палеотектонических задач.

В Когалымском регионе, покрытом достаточно густой сетью съемки 2D и большим количеством площадей, изученных сейсмосъемкой 3D, установлены многочисленные четко выраженные отражающие горизонты, имеющие региональное развитие. Одним из таких горизонтов является отражающий горизонт «Б», фиксирующий в разрезе положение баженовской свиты.

Помимо региональных, исключительно важное значение имеют отражающие горизонты клиноформно-покровного комплекса, имеющие локальное развитие. Однако их использование в целях палеотектонического анализа имеет существенные ограничения.

При палеотектонических реконструкциях с применением математических методов обработки информации необходим предварительный анализ возможности использования тех или иных исход-

ных данных в зависимости от конкретной цели проводимой операции. Одним из методов выяснения структурной эволюции какой-либо стратиграфической поверхности является её «привязка» к одной из вышерасположенных поверхностей. Связующим звеном является мощность слоистого пакета, расположенного между данными поверхностями. Непостоянство мощности обычно принимается как прямой показатель изменения структурного плана нижнего горизонта в процессе отложения осадков промежуточного комплекса, что вполне справедливо в случае компенсированного осадконакопления. Однако в случае значительных изменений мощности связующего пакета, не зависящих от колебательных движений дна бассейна осадконакопления, метод мощностей неприменим. Типичным примером такой ситуации является клиноформно-покровный комплекс, сформированный в раннемеловую эпоху. При сопоставлении рельефа кровли баженовской свиты с каким-либо горизонтом клиноформно-покровного комплекса с целью выяснения унаследованности структурных планов и изменения степени пересеченности рельефа пригодна лишь покровная часть комплекса, первичное положение которой можно рассматривать как горизонтальное. Из анализа следует исключить исходные данные по склоновой части. В фондоформном интервале отражающий горизонт может быть включен в анализ, но лишь в пределах своего развития для решения некоторых локальных вопросов палеотектоники.

Основным требованием к временным разрезам является четкое и надежное выделение основных отражающих горизонтов (ОГ). Такими горизонтами в пределах рассматриваемого региона являются снизу вверх:

1) ОГ «Ф» – кровля домезозойского складчатого фундамента, «подклинивающаяся» на наиболее приподнятых участках рельефа к вышележащему горизонту «А»;

2) ОГ «А» – кровля доюрского основания, представленная в геологическом отношении корой выветривания, развитой как по терригенно-трапповой формации триасовых образований, так и по складчатому фундаменту в зависимости от конкретной палеогеологической обстановки;

Отражающие горизонты юрского комплекса:

- 3) ОГ «Т₁» – подошва тюменской свиты батского яруса;
- 4) ОГ «Т₂» – кровля тюменской свиты батского яруса;
- 5) ОГ «Б» – кровля битуминозных аргиллитов баженовской свиты титонского яруса;

Отражающие горизонты мелового комплекса:

- 6) ОГ «БВ-8», «БВ-7», «БВ-6», «БВ-2» («ВС₁₀»), «АВ-8» и другие – в клиноформно-покровном комплексе нижнего мела;
- 7) ОГ «М» – кровля алымской свиты аптского яруса (кошайская пачка глинистых отложений);
- 8) ОГ «М¹» – кровля покурской свиты альб-сеноманского яруса;
- 9) ОГ «Г» – кровля сеноманского яруса.

Все основные отражения имеют достаточно выдержанные динамические признаки. На этих изменениях динамики волновых пакетов отражений и построена геологическая интерпретация сейсмической записи.

7.1. Особенности палеотектонических реконструкций в клиноформном комплексе

Достаточно высокая степень унаследованности большей части структур наблюдается и по всем вышерасположенным стратиграфическим уровням, включая клиноформный комплекс. Однако в последнем случае отмечается специфическая асимметрия структур, вызванная как естественным однонаправленным наклоном пластов в западных румбах, так и значительным смещением во времени формирования комплекса по латерали.

Большая часть как эксплуатируемых месторождений, так и прогнозных запасов нефти в Среднеобской нефтегазоносной области приурочена к клиноформному комплексу нижнего мела (рис. 7.1). Этот комплекс является уникальной геологической формацией, не имеющей аналогов такого масштаба ни в одной из нефтегазоносных провинций мира. Его мощность нередко превышает 400 м, площадь развития измеряется сотнями тысяч квадратных километров. Исследованию сложного геологического строения данной формации посвящены многочисленные работы.

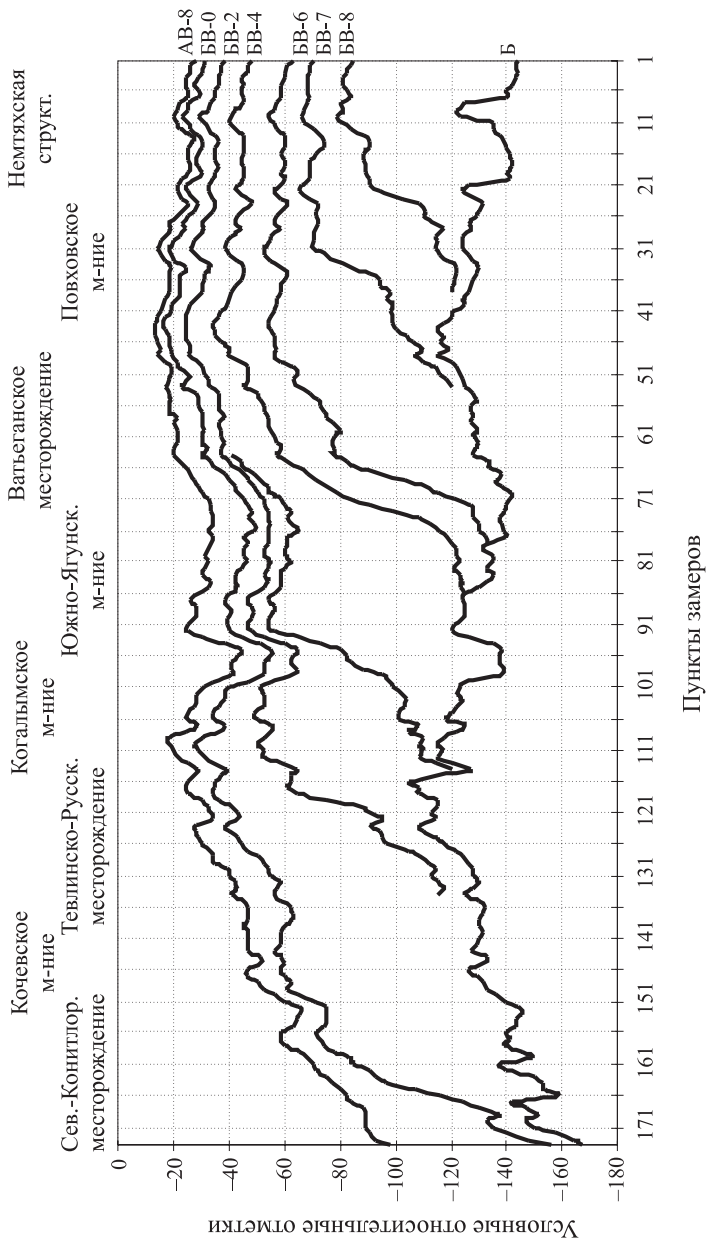


Рис. 7.1. Взаимное расположение основных отражающих горизонтов клиноформно-покровного комплекса в пределах регионального профиля

Процесс формирования клиноформного комплекса состоит из серии циклов, каждый из которых заканчивается относительно крупной трансгрессией моря с образованием глинистой пачки, которая перекрывает все предшествующие отложения: осадки прибрежно-морской террасы, мелководного шельфа, склоновой части дельты и фондоформной части. В большинстве случаев эта глинистая пачка является наиболее четким отражающим горизонтом клиноформно-покровного комплекса. Ее главное, наиболее важное значение заключается в том, что она может быть принята за конкретный временной репер, занимающий вполне определенное положение в стратиграфическом разрезе. В момент своего отложения на континентальной равнине она имеет горизонтальное положение.

Толща, расположенная между двумя трансгрессивными пачками, сохранившимися не только в склоновой и фондоформной частях, но и в зоне континентальной равнины, характеризуется очень большой неоднородностью состава, мощности, динамики и времени окончательного формирования в зависимости от своего положения. Так, озерно-аллювиальные осадки континентальной равнины, формирующейся весьма продолжительное время, в процессе своего отложения испытывают постоянное влияние любых вертикальных колебательных движений и, как следствие, подвержены частым чередованиям трансгрессий и регрессий моря, с наличием перерывов в осадконакоплении и характеризуются относительно небольшой мощностью.

На мелководном шельфе обстановка осадконакопления более спокойная. Формирующиеся здесь отложения имеют несколько большую мощность, а поверхность их слабо наклонена в сторону бассейна. Склоновая часть дельты характеризуется максимальными мощностями и значительным углом наклона, который зависит, очевидно, от скорости речных потоков и объема приносимого ими материала. Определенную роль в этом процессе играют особенности рельефа подстилающих отложений. Структурные особенности и мощность фондоформной части в наибольшей степени зависят от особенностей рельефа поверхности баженовской свиты.

Латеральное продвижение фронта клиноформного комплекса с востока на запад значительно растянуто во времени. Так, если

наиболее древние клиноформы восточных окраин Западно-Сибирского бассейна начали формироваться в раннем неокоме, практически непосредственно вслед за отложением баженовской свиты, то в западной части Сургутского свода они были сформированы лишь к концу готеривского века, т.е. с разницей в 10–15 млн лет. За этот период времени рельеф дна бассейна, сnivelированный к концу титонского века, все больше и больше наследовал неровности доюрского основания за счет уплотнения юрских отложений. Кроме этого, баженовская свита, в значительной степени консолидированная благодаря своему специфическому составу, фиксировала как пликвативные, так и разрывные дислокации, вызванные послетитонской тектонической активизацией. В связи с этим очевидно, что на условия образования, пространственное размещение и морфологические особенности клиноформного комплекса значительное влияние оказал продолжительно формировавшийся структурный план баженовской свиты, особенно в западных его частях, в то время как в восточных приплатформенных областях этот процесс являлся наложенным, постклиноформным.

Информативность различных участков глинистых пачек клиноформно-покровного нижнемелового комплекса неоднозначна. На континентальной равнине, формирующейся весьма продолжительное время, происходит постоянная нивелировка рельефа вплоть до момента перекрытия континентальных озерно-аллювиальных осадков глинистой пачкой во время одной из наиболее крупных трансгрессий. Результаты более кратковременных трансгрессий нередко сохраняются лишь на склоновой и фондоформной частях, где фиксируются глинистыми пластами, выклинивающимися по мере приближения к континентальной равнине.

При палеотектонических реконструкциях формирования структурного плана различных стратиграфических уровней наиболее полная и объективная информация может быть получена при анализе современного рельефа поверхности баженовской свиты и особенностей его соотношения с различными, установленными в стратиграфической последовательности отражающими горизонтами клиноформного комплекса.

Для выяснения наличия таких закономерностей в основу анализа были положены наиболее информативные данные временных

сейсмических профилей 2D и 3D по восточным площадям региона: относительное расположение в вертикальных сечениях границ отражающих горизонтов Б, БВ-8, БВ-7, БВ-6, БВ-2 и АВ-8 (см. рис. 7.1).

Комплексный анализ любых двух из отмеченных поверхностей не позволил выявить наличия каких-либо общих закономерностей в их взаимном расположении (рис. 7.2, а). В связи с этим, после построения сводной диаграммы соотношений поверхности ОГ «Б» с отражающей поверхностью какого-либо из горизонтов, применялся линейный фильтр второй степени для выяснения принадлежности пунктов замера к конкретной части анализируемого разреза с последующей, логически обоснованной их группировкой в семейства для раздельного анализа. В результате такого подхода в одних случаях было установлено наличие четких связей структурных соотношений различных отражающих поверхностей с ОГ «Б», в других – почти полное их отсутствие (в зависимости от положения анализируемого интервала в той или иной части клиноформы и особенностей структурного плана баженовской свиты).

Для континентальной равнины в целом характерна унаследованность основных, наиболее крупных поднятий, сформированных в послегитонское время в результате уплотнения юрской толщи, с уменьшением их амплитуды относительно структур по ОГ «Б». Благодаря специфическим условиям формирования разреза континентальной озерно-болотной равнины основная покровная глинистая пачка в момент своего отложения не может отражать особенностей рельефа нижерасположенных горизонтов и фиксирует лишь те результаты тектонических процессов, которые могли протекать *после ее формирования*. На склоновой части структурная унаследованность носит элемент случайности.

Фондоформная часть различных отражающих горизонтов в определенных случаях почти полностью повторяет рельеф ОГ «Б», в других – развивается в зависимости от времени проявления деформаций. Они могут быть либо наложенными на уже сформированную фондоформу, либо более ранними, нарушившими первичную структуру поверхности ОГ «Б» до отложения рассматриваемой фондоформы.

Основные результаты анализа по отдельным горизонтам сводятся к следующему.

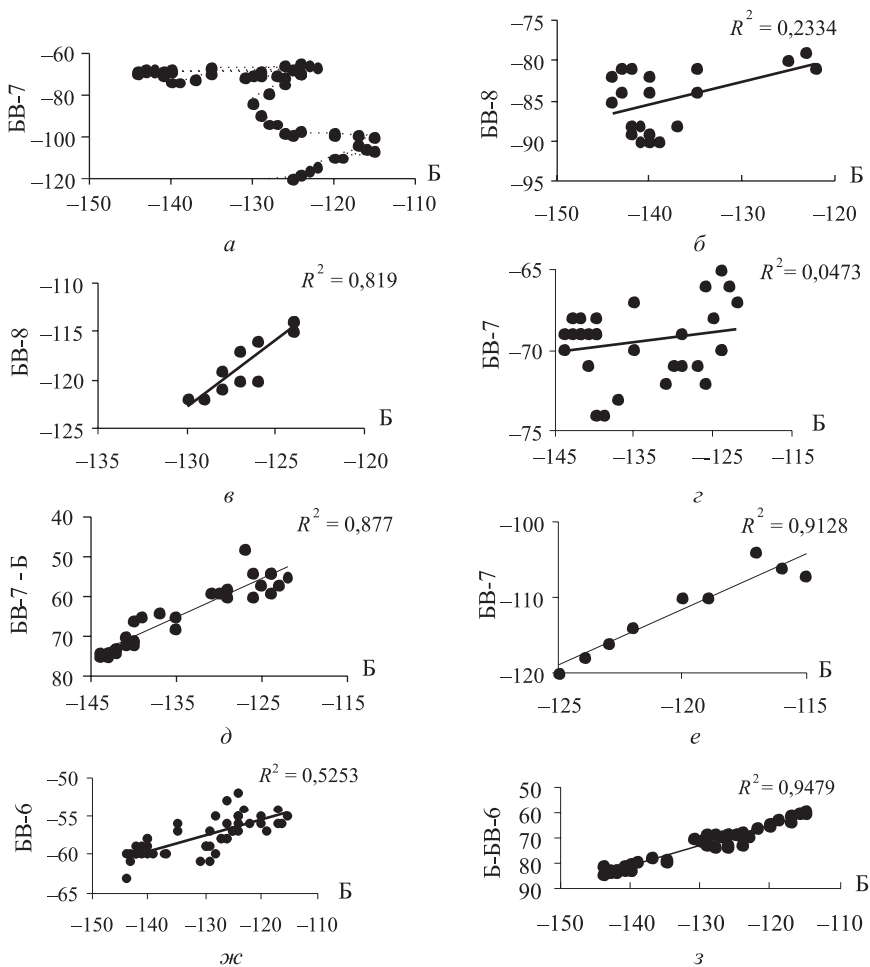


Рис. 7.2. Соотношения: *a* – рельефа поверхностей ОГ «Б» и «БВ-7» (сводная диаграмма с линейным фильтром); *б* – рельефа ОГ «Б» и «БВ-8» в области континентальной равнины «БВ-8»; *в* – рельефа «Б» и «БВ-7» в фондоформной части; *г* – рельефа поверхности ОГ «Б» и «БВ-7» в области континентальной равнины «БВ-8»; *д* – рельефа ОГ «Б» и «БВ-7» на фондоформном участке; *е* – рельефа поверхностей ОГ «Б» и «БВ-6» на континентальной равнине; *ж* – рельефа поверхностей ОГ «Б» и «БВ-2» на восточном склоне Ватъеганского поднятия; *и* – рельефа поверхностей ОГ «Б» и «БВ-2» на западном склоне Ватъеганского поднятия; *л* – рельефа поверхностей ОГ «Б» и «АВ-8» в пределах Западно-Ягунской впадины; зависимость мощности: *д* – зависимость мощности «БВ-7-Б» от рельефа ОГ «Б» в континентальной части; *з* – зависимость мощности «Б-БВ-6» от рельефа поверхности ОГ «Б» на континентальной равнине

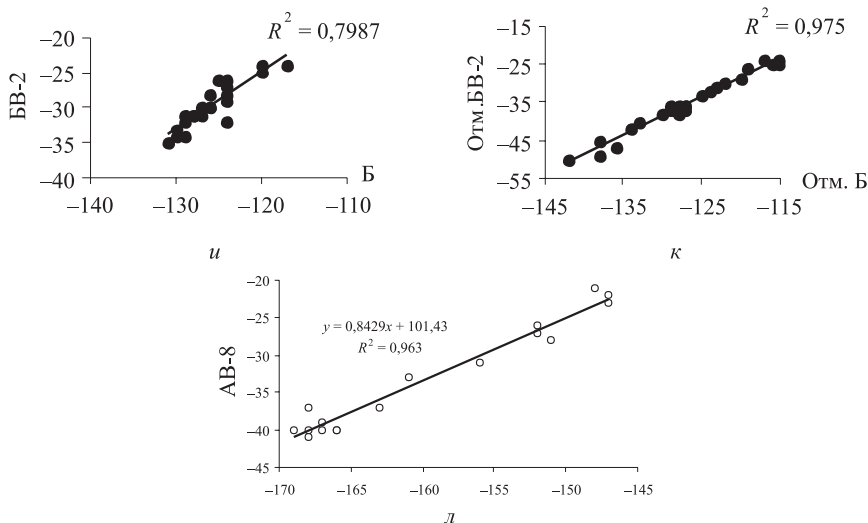


Рис. 7.2. Окончание

В фондоформной части разреза корреляционные связи поверхностей ОГ «Б» и «БВ-6» слабые ($R^2 = 0,35$). Основной причиной этого «диссонанса» является резко выраженный сектор аномального залегания баженовской свиты, образованный до формирования кровли «БВ-6» на восточном склоне Ю. Ягунского поднятия.

Поверхности рассматриваемых горизонтов БВ-2 и АВ-8 на исследуемой территории представлены в основном лишь континентальной частью их распространения. Рельеф ОГ «БВ-2» отражает в сильно сглаженном виде только те структурные формы поверхности ОГ «Б», которые возникли за счет более поздних процессов, связанных, главным образом, с уплотнением юрских и, частично, более ранних нижнемеловых отложений. Особенно заметны соответствия и близкое к параллельному расположение этих поверхностей при их раздельном сопоставлении по восточному (рис. 7.2, и) и западному (рис. 7.2, к) крыльям крупнейшего на данном отрезке Ватьеганского куполовидного поднятия. Судя по палеотектоническому профилю (рис. 7.3), это поднятие к моменту отложения горизонта БВ-2 еще не существовало и окончательно оформилось, унаследовав структуру фундамента, лишь в послеюрское время.

По отражающему горизонту БВ-8 зоне континентальной равнины степень соответствия с поверхностью ОГ «Б» низкая (достоверность аппроксимации $R^2 = 0,23$, рис. 7.2, б), что свидетельствует о весьма слабой унаследованности рельефа баженовской свиты, в том числе и четко выделяющегося на данном участке выступа «аномального залегания» ОГ «Б». На этом основании логичен вывод о более раннем, доклиноформном образовании данного осложнения.

В пределах фондоформы установлена достаточно четкая взаимозависимость поверхностей ОГ «Б» и БВ-8 ($R^2 = 0,82$, рис. 7.2, в). Это свидетельствует о том, что мелкие формы рельефа на восточном крыле Ватьеганского поднятия, наследуемые фондоформной частью БВ-8, являются более поздними, постклиноформными.

Кровля горизонта БВ-7 в континентальной части разреза морфологически независима от характера поверхности баженовской свиты (рис. 7.2, г), в то время как мощность Б – БВ-7 имеет очень высокую степень зависимости от особенностей данного рельефа ($R^2 = 0,88$, рис. 7.2, д). Следовательно, на этом участке рельеф ОГ «Б», включая осложнение «аномальным» залеганием на Сардаковской площади, был сформирован до момента основной трансгрессии, зафиксировавшей положение кровли БВ-7 глинистой пачкой.

Фондоформная часть повторяет рельеф ОГ «Б» с высокой величиной достоверности аппроксимации ($R^2 = 0,91$, рис. 7.2, е). Геологическая интерпретация данных соотношений вполне однозначна: образование пересеченного рельефа ОГ «Б» и «БВ-7» в районе фондоформной части разреза происходило синхронно, позднее трансгрессии моря, завершившей формирование клиноформного пакета «БВ-7».

Рельеф поверхности БВ-6 В области континентальной равнины зависит от рельефа баженовской свиты при величине аппроксимации $R^2 = 0,52$ (рис. 7.2, ж), в то время как мощность «Б» – «БВ-6» весьма тесно связана с рельефом ОГ «Б» ($R^2 = 0,95$, рис. 7.2, з).

Эти данные позволяют сделать вывод о том, что кровля «БВ-6» была сформирована в то время, когда пересеченный рельеф ОГ «Б», включая интервал ее аномального залегания, четко фиксируемый на Повховской и Сардаковской площадях, уже был сформирован, однако процесс последующего уплотнения юрской толщи повлиял как на современную структуру баженовской свиты, так и на структуру кровли «БВ-6».

Раздельный анализ данных, проведенный по кровле горизонта БВ-2 в соответствии с приуроченностью полученных замеров к определенным морфологическим элементам современного рельефа баженовской свиты, свидетельствует о наличии достаточно высокой степени зависимости этих параметров от рельефа ОГ «Б» (рис. 7.4 и 7.5).

Аналогично отражающему горизонту «БВ-2» ОГ «АВ-8» в еще более сглаженном виде наследует определяющий структурный фон баженовской свиты в рассматриваемой восточной части Когалымского региона. В то же время, как и в вышерассмотренном случае, наблюдается тесная зависимость рельефа поверхности ОГ «АВ-8» от современного рельефа ОГ «Б» в различных по морфологическим характеристикам участках.

Учитывая то обстоятельство, что первичное положение поверхностей «БВ-2» и «АВ-8» в области континентальной равнины было близким к горизонтальному, палеосоотношения кровли данных горизонтов (на любом из рассмотренных отрезков в вышеприведенных примерах) не могли иметь таких высоких корреляционных связей с ОГ «Б». Современные соотношения, представленные на рис. 7.4 и 7.5, являются результатом более позднего формирования основных структур по отношению ко времени образования «БВ-2» и «АВ-8». Эти факты еще раз подтверждают вторичный, наложенный характер основных структур, permanently развивающихся за счет постепенного уплотнения осадков.

Значительное усложнение рельефа ОГ «Б» после образования горизонта «БВ-2» наглядно подчеркивается при сравнении палео- и современного профилей рельефа баженовской свиты.

Особого внимания в пределах рассматриваемого профиля заслуживает впадина, расположенная западнее Южно-Ягунского поднятия (крайняя слева отрицательная структура на рис. 7.4 и 7.5).



Рис. 7.3. Палеографический профиль ОГ «Б» по времени формирования кровли горизонта «БВ-2»



Рис. 7.4. Современный профиль ОГ «Б»

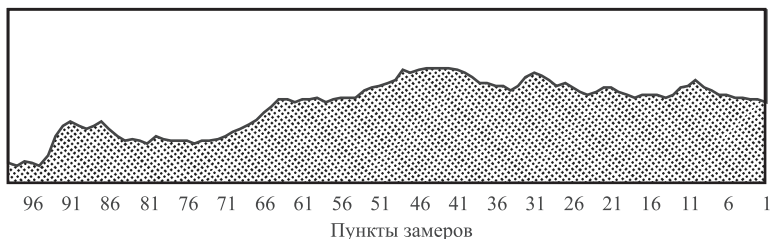


Рис. 7.5. Современный профиль ОГ "БВ-2"

Эта впадина, несмотря на то что, по всей вероятности, не представляет интереса с практической точки зрения, вносит определенный вклад в наши представления о многообразии форм и времени проявлений альпийских дислокаций на территории Широтного Приобья. Её особенность заключается в том, что при сравнительно небольшой ширине эта мульдообразная структура прослеживается от фундамента и до вехнемеловых отложений практически с одной и той же амплитудой на всех стратиграфических уровнях. Так, от ОГ «Б» до ОГ «АВ-8» (рис. 7.2, л) её амплитуда уменьшилась менее чем на 16 %, несмотря на наличие между этими горизонтами мощной «буферной» толщи клиноформного комплекса. Подтверждением позднего происхождения этой структуры является и палеотектонический профиль (см. рис. 7.3.), однозначно свидетельствующий о том, что в момент формирования покровного комплекса БВ-2 этой впадины еще не существовало. С другой стороны глубина заложения этой структуры исключает её образование за счет уплотнения юрских осадков, т.е. её следует относить к тектонической форме.

7.2. Результаты палеотектонического анализа по региональному сейсмическому профилю

Сейсмостратиграфическая интерпретация регионального профиля МОГТ (на рис. 7.1 отображена лишь покровно-клиноформная часть профиля), проходящего через всю территорию исследований от Северо-Конитлорской до Котухтинской площади включительно, позволила использовать эти данные для реконструкции палеотектонических и современных соотношений структур региона на уровнях основных отражающих горизонтов – «А», «Ю₃», «Б», «М¹», «М» и «Г».

Методика определения степени уплотнения пород, которая была использована нами в разделе 6.1, неприемлема для комплексов, расположенных выше ОГ «Б», поскольку каждый из них без крупных стратиграфических перерывов отлагался на еще несформированной структурной поверхности подстилающей толщи. Следовательно, за некоторым исключением, большая часть осадочных комплексов характеризовалась практически горизонтальным ограничением подошвенной части в начальный момент своего формирования и горизонтальной кровлей – в завершающий момент. За этот временной интервал продолжался процесс уплотнения нижележащей толщи, отражая пространственное расположение и основные особенности рельефа фундамента, а возникающие неровности дна осадочного бассейна компенсировались осадконакоплением. Таким образом, к концу своего формирования тот или иной осадочный комплекс имел горизонтальную кровлю и неровную поверхность основания. В дальнейшем структурные соотношения кровли и подошвы усложнялись как за счет продолжавшегося уплотнения нижележащей толщи, так и в результате уплотнения осадка данного комплекса.

Имея окончательный результат этих процессов в виде современного разреза, при палеотектонических построениях мы имеем возможность решать лишь те задачи, результат решения которых не зависит от учета степени уплотнения осадочного комплекса.

В процессе предварительной компьютерной систематизации данных по 174 вертикальным сечениям регионального профиля были установлены определенные различия в характере соотношений анализируемых структурных поверхностей в зависимости от их

расположения в той или иной части. Профиль был разбит на пять секторов: сектор 1 (Северо-Конитлорская, Кочевская, и западная половина Тевлинско-Русскинской площади), сектор 2 (восточная часть Тевлинско-Русскинской и Когалымская площади), сектор 3 Южно-Ягунская площадь), сектор 4 (Кустовая и западная часть Ватьеганской площади), сектор 5 (восточная часть Ватьеганской и Усть-Котухтинская площадь). По каждому сектору анализ данных проводился отдельно, что позволило установить наличие индивидуальных особенностей структурных поверхностей различного стратиграфического уровня в зависимости от их положения в том или ином секторе.

На основании построенной серии графиков в программе СТАТИСТИКА, отражающих основные закономерности структурных соотношений вышеуказанных горизонтов, все результаты по региональному профилю сведены в единую таблицу (табл. 7.1).

Таблица 7.1

Соотношение структурных планов по различным секторам
регионального геолого-геофизического профиля

Сопоставляемые горизонты	Сектор 1 (западный)		Сектор 2		Сектор 3		Сектор 4		Сектор 5 (восточный)	
	<i>r</i>	h^2/h^1	<i>r</i>	h^2/h^1	<i>r</i>	h^2/h^1	<i>r</i>	h^2/h^1	<i>r</i>	h^2/h^1
М-Г	0,93	0,62	0,87	0,76	0,86	1,06	-0,38	-0,42	0,95	1,01
М¹-Г	0,93	0,51	0,85	0,64	0,94	0,84	-0,79	-0,79	0,89	1,41
М¹-М	0,99	0,82	0,96	0,82	0,90	0,65	0,79	0,71	0,93	1,40
Б-Г	0,94	0,54	0,67	0,29	0,95	0,50	-0,68	-0,28	0,88	0,87
Б-М	0,97	0,83	0,75	0,37	0,90	0,38	0,89	0,33	0,89	0,83
Б-М¹	0,97	1,00	0,73	0,43	0,92	0,54	0,88	0,36	0,86	0,54
Ю-Г	0,88	0,52	0,72	0,34	0,96	0,39	-0,67	-0,25	0,94	0,77
Ю-М	0,95	0,84	0,80	0,42	0,89	0,30	0,89	0,29	0,96	0,75
Ю-М¹	0,96	1,03	0,79	0,49	0,94	0,43	0,89	0,33	0,92	0,47
Ю-Б	0,96	0,98	0,97	1,03	0,98	0,77	0,99	0,87	0,92	0,76

Сопоставляемые горизонты	Сектор 1 (западный)	Сектор 2	Сектор 3	Сектор 4	Сектор 5 (восточный)	0,29	-0,74	-0,27	0,87	0,62
А-М	r	h^2/h^1	r	h^2/h^1	r	h^2/h^1	r	h^2/h^1	r	h^2/h^1
А-М ¹	0,95	0,76	0,73	0,31	0,88	0,30	0,92	0,34	0,82	0,37
А-Б	0,95	0,72	0,98	0,72	0,95	0,56	0,97	0,85	0,82	0,59
А-Ю	0,97	0,72	0,97	0,67	0,97	0,73	0,96	0,96	0,94	0,81

Примечание: r – коэффициент корреляции (степень унаследованности пространственного положения структур сравниваемых поверхностей);

h^2/h^1 – отношение региональной амплитуды структуры вышележащего горизонта к амплитуде нижележащего.

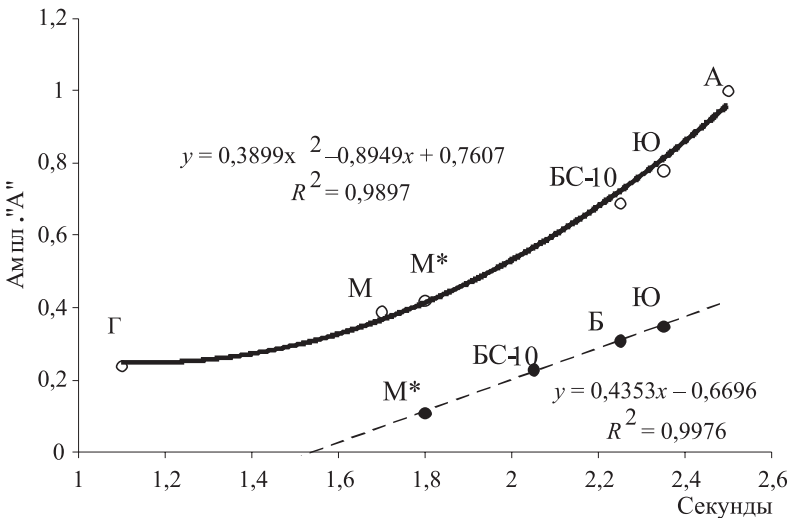


Рис. 7.6. Изменение амплитуды локальных (Y1) и региональных (Y2) структур относительно амплитуды по ОГ «А»: ● – Y1; ○ – Y2; — — — — Полиномиальный (Y2); — — — — Линейный (Y1)

Таким образом, установлена высокая степень унаследованности пространственного расположения основных структур (второй порядок) различных стратиграфических уровней относительно соответствующих форм ОГ «А» (коэффициент корреляции от 0,66 до

0,97). При этом амплитуда региональных структур последовательно уменьшается снизу вверх по разрезу. Ее среднестатистическое значение относительно соответствующих форм отражающего горизонта «А» составляет по ОГ «Ю₃» 0,78, по ОГ «Б» 0,69, по ОГ «М¹» 0,42, по ОГ «М» 0,39 и по ОГ «Г» 0,24. Что же касается локальных поднятий, то их амплитуда вверх по разрезу уменьшается в значительно большей степени и составляет для ОГ «Ю₃» 0,35, для «Б» 0,31, для БС₁₀ 0,23 и для «М¹» 0,11 относительно рельефа поверхности ОГ «А» (рис. 7.6).

7.3. Анализ причин и времени образования «аномальных разрезов» баженовской свиты

Баженовская свита, венчающая разрез юрских отложений, характеризуется исключительно устойчивыми геолого-геофизическими признаками на всей территории Когалымского региона и далеко за его пределами. Она имеет небольшую мощность, которая колеблется в пределах от 20 до 60 м, обладает незначительной изменчивостью состава отложений, представленных тонкослоистыми (до микрослоистых) битуминозными глинисто-кремнистыми, кремнисто-известковистыми и известково-глинистыми породами, и является прекрасным сейсмическим репером, дающим устойчивые отражения (отражающий горизонт «Б»). Отмеченные характеристики дают возможность без труда распознавать ее на временных разрезах и позволяют до деталей расшифровать особенности ее современной тектонической структуры.

Многие исследователи отмечают широкое развитие в Когалымском регионе так называемого «аномального залегания» пород баженовской свиты. Единого мнения о происхождении этих нарушений нет. Одни авторы относят их к подводно-оползневым дислокациям, другие считают нарушение первичного залегания следствием тектонических подвижек.

Детальный анализ временных сейсмических профилей и результатов бурения позволил автору установить наличие того и другого типов «аномальных разрезов» и достаточно четко разграничить по характерным признакам их происхождение.

Гравитационно-оползневые дислокации многократно фиксировались в мегийонской свите, прежде всего в ачимовских отложениях, распространены в шельфовых и покровных субконтинентальных отложениях. В баженовской свите нарушения первичного залегания нетектонического происхождения наиболее ярко выражены на территории Восточно-Придорожного месторождения. Они характеризуются отсутствием каких бы то ни было закономерностей, присущих любой тектонической деформации. Ширина зоны развития «аномального разреза» баженовской свиты достигает в среднем 14 км. Разрезы» является следствием тектонических дислокаций, представленных широким спектром разрывных и складчатых нарушений альпийского возраста, осложняющих основной структурный фон юрских и нижнемеловых отложений.

Наиболее интенсивные тектонические нарушения баженовской свиты отмечаются на площадях западной группы месторождений – Имилорского, Кочевского, Конитлорского, Тевлинско-Рускинского и других. Среди малых структурных форм, осложняющих залегание свиты, здесь можно выделить три основных типа дислокаций: складчатые, разрывные и комбинированные.

Складчатые формы высоких порядков представлены волнообразными изгибами от нескольких сотен метров до 1–5 километров в поперечном сечении с амплитудой до 0,1 с. Типичным примером является серия сопряженных антиклинальных и синклиналиных изгибов, фиксируемых на широтном профиле 718310 Восточно-Конитлорской площади между меридиональными профилями 23 и 24 (рис. 7.7). Аналогичным деформациям без разрыва сплошности слоев здесь подвержен и вышележащий клиноформный комплекс нижнего мела, что обуславливает появление в нем структурных ловушек наряду с возможным наличием литологических.

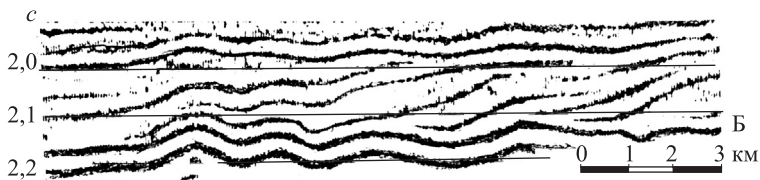


Рис. 7.7. Характер складчатых деформаций в баженовской свите (ОГ «Б») и перекрывающем ее клиноформном комплексе

Широкое развитие в баженовской свите получили разрывные нарушения с относительными смещениями смежных блоков. Подавляющее большинство этих разрывов характеризуется наклонным положением плоскостей сместителя и относится к типу взбросов и надвигов. Наиболее часто встречаются случаи, когда сместители соседних нарушений имеют противоположные направления наклона и образуют изолированные грабено- и горстообразные структуры, либо целую серию чередующихся структур этого типа (рис. 7.8). Вертикальные амплитуды относительных смещений блоков обычно не превышают 0,05 с.

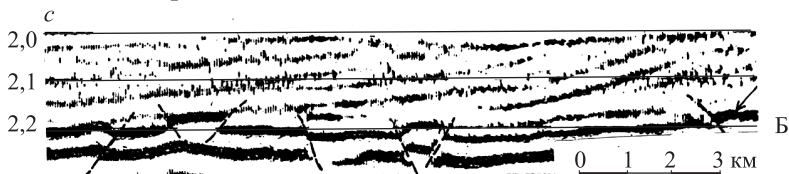


Рис. 7.8. Разрывные нарушения в баженовской свите (широтный профиль 718320)

По надвиговым плоскостям амплитуды горизонтального смещения и сдвигания баженовских пластов на Восточно-Кони-гльорской площади достигают 300 м (рис. 7.9).

В ряде случаев наблюдается несколько взбросовых либо надвиговых нарушений с однонаправленным наклоном сместителей, образующих своеобразные тектонические ступени, у которых висячее крыло всегда приподнято.



Рис. 7.9. Полого падающие разрывные нарушения (расчетный угол наклона сместителей от 10 до 25°)

Иногда по серии параллельных профилей устанавливаются достаточно крупные структуры комбинированного типа. Например, антиклинальное поднятие субмеридиональной ориентировки в районе

Южно-Конитлорских скважин 92, 95 и 99 протяженностью около 10 км при ширине до 4 км представляет собой структуру, ограниченную вдоль крыльев двумя взбросами со встречным наклоном. К периклинальным окончаниям складки разрывные нарушения затухают и переходят в плавные изгибы (рис. 7.10).

Разрывы со смещением, нарушающие сплошность баженовской свиты, в большинстве случаев быстро затухают за ее пределы как вверх, так и вниз по разрезу, сменяясь пластической деформацией пластов. Причина такого развития разрывных дислокаций, очевидно, обусловлена специфическим составом баженовских отложений, определяющим их повышенную хрупкость по сравнению с более пластичными выше- и нижележащими породами.

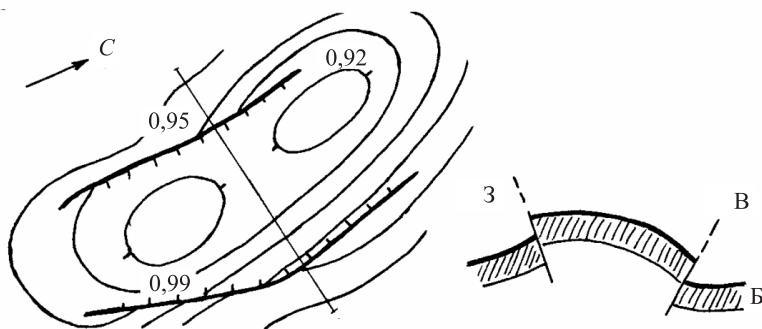


Рис. 7.10. Схематическая структурная карта и профиль брахиантиклинали разрывно-складчатого происхождения (горст-антиклиналь)

Разрывные нарушения распространены весьма неравномерно. Так, в Восточно-Венглинском прогибе, имеющем в пределах Когалымского региона протяженность около 100 км при средней ширине 20 км, они практически отсутствуют, в то время как западнее прогиба, где фундамент занимает относительно приподнятое положение, нарушенность баженовских отложений значительна.

На Имилорской площади разрывные нарушения группируются в зоны шириной до 5 км и более. Они ориентированны независимо от северо-восточного простираия основного прогиба в фундаменте. Одна из таких зон протяженностью более 30 км имеет субмеридиональную ориентировку и пересекает весь прогиб под острым

углом к его оси. С этой зоной пространственно связано валообразное поднятие, амплитуда которого по кровле баженовской свиты составляет около 50 м.

Рассмотренный комплекс разрывных нарушений и пликативных форм высоких порядков, проявившихся в баженовской свите, относится к тектоническим структурам, образовавшимся в условиях тангенциального сжатия земной коры.

Суммарный эффект тектонических деформаций выражается в значительном сокращении в субширотном направлении первичной площади развития юрско-нижнемеловых отложений.

Альпийскому тектогенезу своим происхождением обязаны также зоны повышенной трещиноватости, сопровождающие относительно крупные дислокации, либо развивающиеся независимо от них.

7.4. Палеотектонические аспекты формирования современной структуры Кочевского и Северо-Кочевского месторождений

Наличие широкого спектра молодых складчатых и разрывных нарушений наблюдается во всех структурных этажах Широкого Приобья. Пространственное развитие и характер проявления этих дислокаций в значительной степени подчинены индивидуальным особенностям первичной внутренней структуры и литолого-петрографического состава каждого этажа. Тем не менее, будучи следствием единой общей причины – мобилизации тектонических движений, – эти нарушения могут иметь тесную пространственно-временную связь.

Структура палеозойского фундамента достаточно уверенно расшифровывается по характеру плоскостной анизотропии на временных сейсмических разрезах МОГТ. В общих чертах она представляет собой валообразные и куполовидные поднятия, чередующиеся с прогибами и впадинами.

При изучении внутренней структуры складчатого фундамента наиболее интересные наблюдения были получены в пределах Восточно-Венглинского прогиба на основании дешифрирования многочисленных пересечений этой структуры временными разрезами 2D и 3D.

Восточно-Венглинский прогиб, выделяемый в мезозойском структурном этаже, наследует лишь южную часть более древней крупной синклинали структуры меридионального простирания, отчетливо выраженной в фундаменте и выделенной нами как Конитлорско-Кочевской прогиб [5]. Он протягивается в меридиональном направлении более чем на 100 км от Юрьевской площади на юге через Восточно-Конитлорскую, Кочевскую и Северо-Кочевскую площади и продолжается за пределами территории исследований. Ширина прогиба – около 20 км, амплитуда колеблется в пределах от 300 м до 1 с (до 1500 м), что при указанной ширине соответствует углам наклона бортов до 15° . В пределах Кочевского и Северо-Кочевского месторождений, несмотря на прекрасно выраженное продолжение Конитлорско-Кочевского прогиба в фундаменте, в верхнем структурном этаже его унаследованность практически отсутствует. В пределах прогиба были зафиксированы многочисленные разрывы сплошности слоистых пакетов, имеющие надвиговую природу. Плоскости сместителей надвигов имеют наибольшее развитие в прибортовых частях и параллельны крыльям прогиба. Фронтальные части аллохтонов часто образуют асимметричные антиклинальные складки, которые подчеркивают динамику относительных перемещений каждого вышележащего пакета – вверх по восстанию сместителя. В осевой зоне прогиба образуются либо отдельные антиклинальные складки, либо целая система тесно сжатых складок с вертикальными осевыми плоскостями (рис. 7.11). Интенсивность развития отмеченных тектонических форм на протяжении прогиба неравномерна. Так, в пределах Кочевской и Северо-Кочевской площадей рельеф всей центральной части Конитлорско-Кочевского прогиба значительно приподнят по сравнению с его южной частью, где в мезозойских отложениях наблюдается унаследованность этой структуры Восточно-Венглинским прогибом. Создается впечатление об инверсионном характере происхождения кочевских положительных структур. Помимо этого наблюдается приуроченность максимального развития аномальных разрезов баженовской свиты к бортовым частям Конитлорско-Кочевского прогиба практически на всем его протяжении.

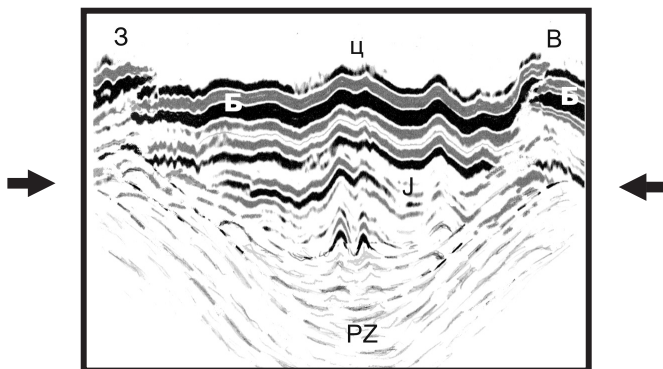


Рис. 7.11. Деформации юрского комплекса в пределах Конитлорско-Кочевского прогиба: З – зона аномальных разрезов баженовской свиты, приуроченная к западному борту прогиба; Ц – инверсионные структуры в осевой зоне прогиба; В – зона аномальных разрезов в восточном борту прогиба; Б – отражающий горизонт «Б»; стрелки – ориентировка стрессовых усилий, обусловивших поздние деформации

Для выяснения причинно-следственных связей этой зависимости в пределах Северо-Кочевского месторождения был проведен палеотектонический анализ структурных изменений рельефа поверхности ОГ «А», отражающего характер тектонических подвижек складчатого фундамента в течение юрского периода. За основу были взяты временные разрезы сейсмической съемки 3D. Ниже приведен пример эволюции рельефа этого горизонта по профилю 940 Северо-Кочевской площади.

Приведенные палеотектонические профили свидетельствуют о том, что рельеф ОГ «А» в среднеюрскую эпоху характеризовался незначительной пересеченностью (рис.7.12). Лишь его восточная часть, расположенная в зоне восточного борта Конитлорско-Кочевского прогиба, отличалась существенными относительными превышениями, связанными, вероятно, с началом тектонической мобилизации.

К концу юрского периода (рис. 7.13) пересеченность рельефа ОГ «А» увеличивается в целом за счет начавшегося процесса тектонических подвижек в западном крыле Конитлорско-Кочевского прогиба.

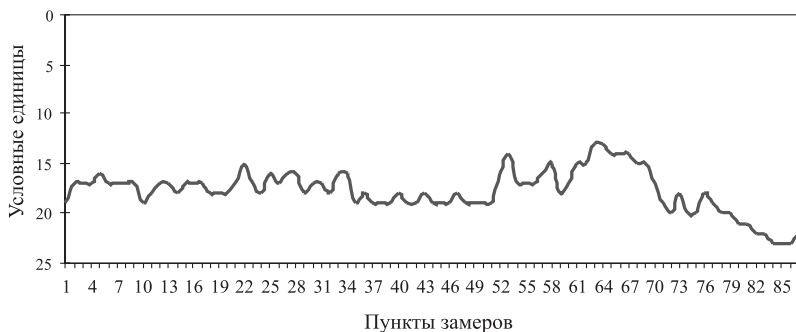


Рис. 7.12. Рельеф поверхности ОГ «А» к началу формирования тюменской свиты

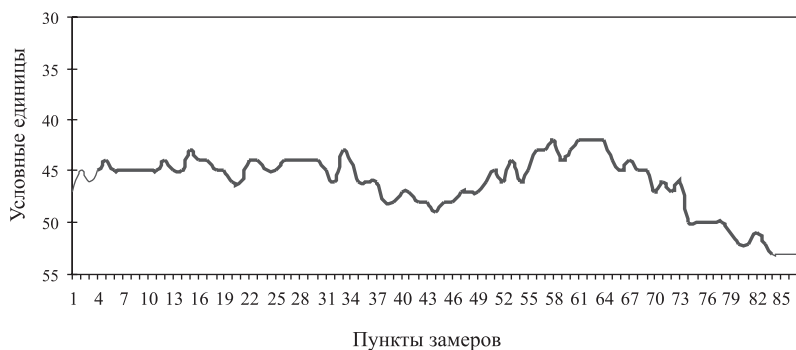


Рис. 7.13. Рельеф поверхности ОГ «А» к концу формирования бажендовской свиты

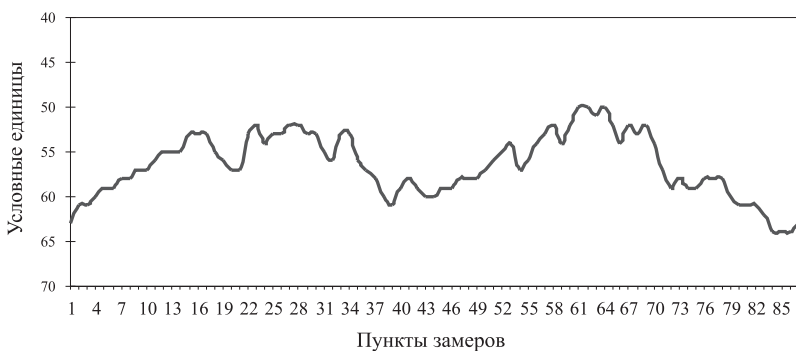


Рис. 7.14. Современный рельеф поверхности по отражающему горизонту «А»

В последующие геологические эпохи эти движения еще неоднократно проявлялись, в том числе и на территории Северо-Кочевского месторождения, что подтверждается еще большей степенью пересеченности современного рельефа фундамента по сравнению с приведенными данными на конец юрского периода (рис. 7. 14).

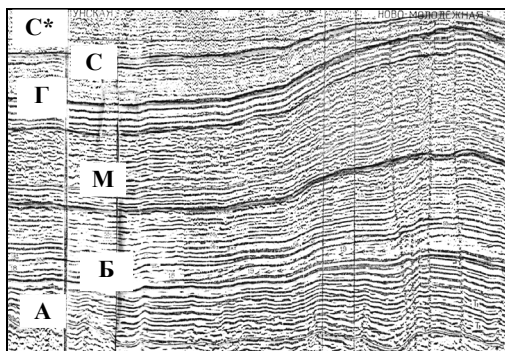
В заключение можно отметить, что комплекс всех осложнений домезозойского структурного плана в различных структурных этажах – следствие альпийского тектогенеза, главной характеристикой которого на исследуемой территории является латеральный стресс. Вертикальные подвижки, включая образование структур инверсионного типа, являются производными горизонтального сжатия.

7.5. Результаты палеотектонического анализа Ново-Молодёжной структуры

Проведенные палеотектонические реконструкции, свидетельствуют о том, что причинами формирования всех, проанализированных выше структур осадочного чехла охваченной исследованиями территории являются:

- 1) пересеченный характер рельефа фундамента;
- 2) уплотнение отложений;
- 3) альпийская мобилизация тектонических движений, обусловленная горизонтальным стрессом.

Исключением, подтверждающим возможность иного механизма формирования складчатых структур в пределах Широкого Приобья, является Ново-Молодёжная антиклинальная структура (рис. 7.15; табл. 7.2).



a



Рис.7.15. *а* – фрагмент временного разреза по Ново-Молодежной структуре, использованный для палеотектонических реконструкций; *б* – Относительное расположение основных отражающих горизонтов в условных абсолютных отметках, пропорциональных временной шкале глубин

Таблица 7.2

Исходные данные для палеотектонических построений
по Ново-Молодежной структуре в условных единицах отметок
относительно «современного нулевого уровня»

Пункты замеров	ОГ «С*»	ОГ «С»	ОГ «Г»	ОГ «М»	ОГ «Б»	ОГ «А»
1	-9	-16	-26	-70	-118	-153
2	-7	-14	-23	-68	-115	-150
3	-6	-12	-21	-66	-114	-150
4	-4	-10	-19	-64	-112	-147
5	-3	-10	-19	-64	-112	-146
6	-3	-9	-21	-66	-112	-146
7	-4	-10	-22	-66	-111	-145
8	-4	-12	-23	-66	-112	-146
9	-5	-13	-23	-66	-114	-148

Окончание табл. 7.2

Пункты замеров	ОГ «С*»	ОГ «С»	ОГ «Г»	ОГ «М»	ОГ «Б»	ОГ «А»
11	-7	-16	-26	-69	-116	-152
12	-8	-18	-27	-72	-116	-150
13	-8	-19	-30	-73	-116	-148
14	-9	-21	-32	-73	-116	-147
15	-11	-24	-34	-75	-117	-147
16	-13	-27	-37	-77	-118	-145
17	-15	-30	-41	-81	-121	-148
18	-17	-33	-46	-84	-123	-149
19	-20	-37	-48	-87	-124	-149
20	-20	-38	-49	-88	-124	-149
21	-20	-39	-50	-88	-124	-149
22	-21	-40	-52	-88	-124	-149
23	-23	-43	-54	-90	-126	-150
24	-23	-43	-54	-91	-127	-152
25	-23	-43	-54	-91	-126	-151
26	-23	-43	-55	-91	-126	-151
27	-23	-44	-56	-91	-126	-152
28	-24	-44	-57	-92	-127	-152
29	-24	-44	-57	-92	-127	-151
30	-25	-45	-57	-92	-128	-152
31	-25	-45	-57	-93	-128	-152
32	-24	-45	-57	-92	-127	-148
33	-25	-45	-57	-92	-126	-146
34	-23	-44	-56	-91	-124	-143
35	-23	-44	-57	-91	-124	-143
36	-22	-43	-56	-90	-124	-144
37	-23	-43	-56	-89	-123	-143
38	-23	-44	-57	-89	-125	-145
39	-23	-43	-56	-90	-124	-145
40	-23	-43	-56	-89	-124	-141
41	-22	-42	-55	-88	-124	-139

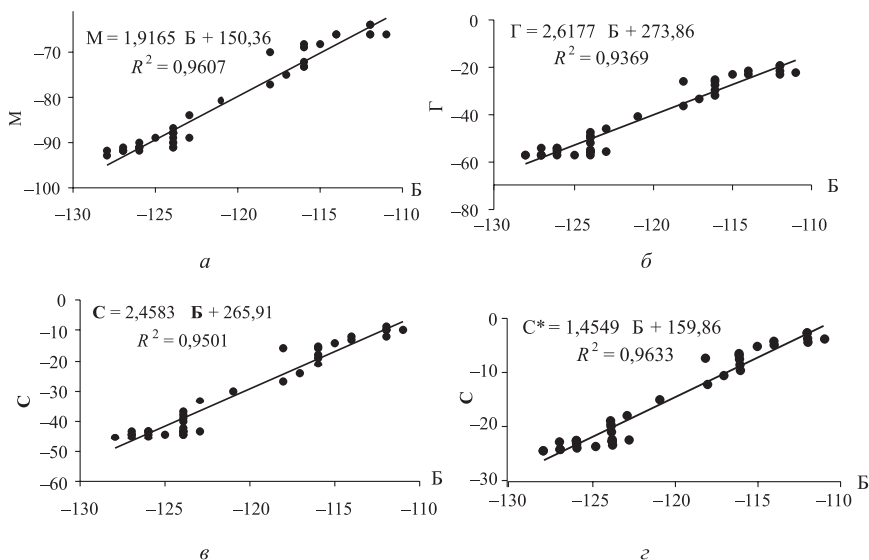


Рис.7.16. Соотношение современных амплитуд различных стратиграфических уровней с амплитудой по ОГ «Б» на Ново-Молодежном поднятии: отношение амплитуды структуры: *a* – по ОГ «М» к ОГ «Б»; *б* – по ОГ «Г» к ОГ «Б»; *в* – по ОГ «С» к ОГ «Б»; *г* – по ОГ «С*» к ОГ «Б»

Построенные графики позволяют сделать следующие выводы:

1. Очень высокая степень достоверности аппроксимации ($R^2 = 0,94 - 0,96$) свидетельствует о практически идеальной унаследованности структурных планов на всех рассматриваемых уровнях.

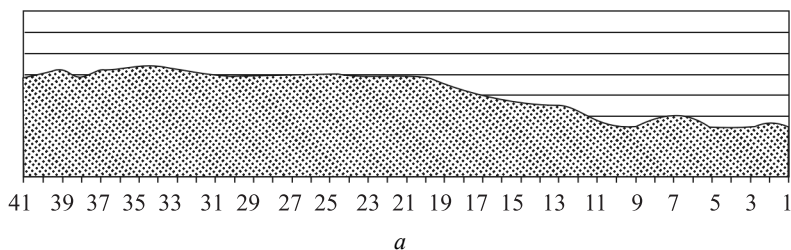
2. Весьма интересным и необычным для подавляющего большинства структур Широтного Приобья является тот факт, что в данном случае амплитуда структуры на уровне баженовской свиты в 1,45–2,62 раза меньше, по сравнению с амплитудами расположенных выше основных отражающих горизонтов.

Для выяснения причин этого «феномена» построим серию палеотектонических профилей по кровле баженовской свиты (рис. 7.17):

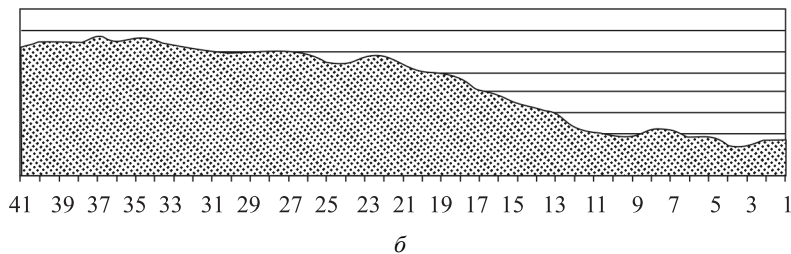
Палеотектонический профиль *a* свидетельствует о том, что в аптском веке на месте современного поднятия существовал прогиб. К концу сеноманского века (палеофиль, см. рис. 7.17, *б*) глубина прогиба по кровле баженовской свиты еще более увеличилась,

достигнув максимального значения. До конца позднемеловой эпохи амплитуда прогиба оставалась почти на прежнем уровне (палео-профиль *в*), и лишь в конце палеоцена (палео-профиль *г*) прогиб по кровле баженовской свиты практически прекратил своё существование и начался инверсионный этап развития, который за весьма короткий геологический отрезок времени создал современную крупную положительную структуру (профиль *д*).

Рельеф поверхности ОГ "Б" к концу формирования ОГ "М"



Рельеф поверхности ОГ "Б" к концу формирования ОГ "Г"



Рельеф поверхности ОГ "Б" к концу формирования ОГ "С"

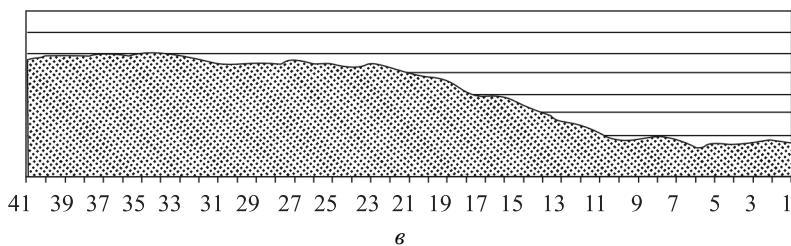
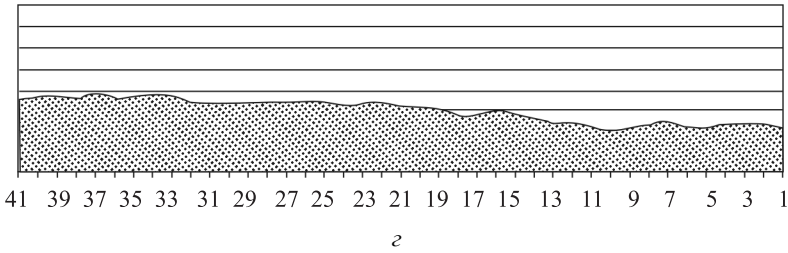


Рис. 7.17. Эволюция Ново-Молодёжной инверсионной структуры

Рельеф поверхности ОГ "Б" к концу формирования ОГ "С"



Современный рельеф по ОГ "Б"

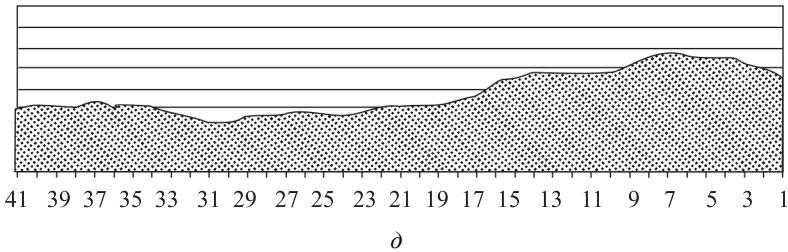


Рис. 7.17. Окончание

Таблица 7.3

Сравнительная характеристика амплитуды различных отражающих горизонтов в пределах Ново-Молодежной структуры Среднеобской нефтегазоносной области

$B = 0,1702 A - 95,812$	$R^2 = 0,0114$
$B = 0,5013 M - 80,127$	$R^2 = 0,9607$
$B = 0,3579 \Gamma - 105,65$	$R^2 = 0,9369$
$B = 0,3865 C - 108,81$	$R^2 = 0,9501$
$B = 0,6621 C^* - 110,28$	$R^2 = 0,9633$
$A = 0,0668 B - 139,87$	$R^2 = 0,0114$
$B = 0,5013 M - 80,127$	$R^2 = 0,9607$
$M = 0,7191 \Gamma - 50,705$	$R^2 = 0,9892$
$\Gamma = 1,0703 C - 9,1253$	$R^2 = 0,9962$
$C = 1,696 C^* - 4,0691$	$R^2 = 0,9937$

Уникальность этого поднятия заключается в том, что среди всех положительных структурных форм района исследований она с раннеюрской эпохи и до конца сеноманского века на всех уровнях представляла собой синклинальную структуру. Современные морфологические характеристики Ново-Молодёжного поднятия – это результат интенсивной инверсионной эволюции структуры в палеоген-неогеновое время (табл. 7.3).

Может возникнуть справедливый вопрос: «Какова степень достоверности выводов о динамике эволюции данной структуры, поскольку не было введено поправок на уплотнение пород в процессе их литификации?»

Дело в том, что в данном случае эти поправки не изменят полученного результата по сути решаемой проблемы. Более того, построенные палеотектонические профили при внесении поправок на уплотнение будут выглядеть еще рельефнее. Основным недостатком при анализе данной структуры является отсутствие определения реальных глубин различных стратиграфических уровней на тот или иной момент геологической истории её развития. Но это уже другая проблема и пути её решения изложены в разделах 4 и 6.1 данного пособия.

Контрольные вопросы

1. Какие предпосылки позволяют использовать отражающие горизонты в качестве опорных реперов при палеотектонических реконструкциях?

2. В чем различия динамики формирования осадка в континентальной озерно-болотной, склоновой и фондоформной частях клиноформно-покровного комплекса нижнего мела Западно-Сибирской плиты?

3. Чем обусловлена ограниченная возможность использования для палеотектонического анализа определенных отражающих горизонтов в пределах покровно-клиноформного комплекса?

4. Какими причинами можно объяснить различный характер изменения амплитуд основных (1-го и 2-го порядка) и локальных структур?

5. После внимательного и последовательного ознакомления с процессом проведенного в разделе 7.1 палеотектонического анализа

попытайтесь самостоятельно проанализировать и сделать соответствующие выводы по материалам приложения 1, данного в конце учебного пособия.

6. Что такое «аномальные разрезы» и какие причины приводят к их возникновению?

7. Назовите основные факты, подтверждающие существенное влияние альпийских тектонических процессов на структурные характеристики осадочного комплекса Западно-Сибирской плиты.

8. На каком основании ряд положительных локальных структур центральной части Восточно-Венглинского прогиба следует относить к инверсионному типу? Когда были сформированы эти структуры?

9. В чем заключается уникальность эволюции Ново-Молодежной структуры?

Часть II

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ

Слоистая среда осадочной оболочки Земли несет в себе колоссальную информацию об истории формирования земной коры. В одних случаях осадок, превращаясь в горную породу, в течение сотен миллионов лет сохраняет свое, близкое к первоначальному, горизонтальное положение, в других – подвергается тектоническим деформациям, метаморфическим преобразованиям, вплоть до полной гомогенизации и потери первичной слоистой анизотропии.

Вполне естественно, что по сравнению с платформенными областями, перед палеотектоническим анализом в пределах складчатых поясов стоит несравненно большее количество разноплановых задач различной степени сложности, начиная от палиспастических реконструкций, применяемых в относительно просто построенных зонах, и заканчивая динамическим анализом, позволяющим восстановить пространственную ориентировку полей палеонапряжений на различных этапах формирования сложнопостроенных метаморфических комплексов, претерпевших неоднократную структурную перестройку.

Методика палеодинамической интерпретации ориентировок макроструктурных тектонических элементов разрабатывалась автором учебного пособия на основе многолетних структурных исследований в Мамской кристаллической полосе Байкало-Патомского нагорья, в различных районах Атласских гор и Кабильского фундамента Северной Африки, в складчатом обрамлении Кузнецкой впадины и на Среднем Урале. Исследованиями охвачены складчатые комплексы протерозойского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста, начиная от пород, прошедших лишь начальную стадию метаморфизма, до глубоко метаморфизованных комплексов. Помимо личных наблюдений проанализированы отечественные и зарубежные публикации, касающиеся данной тематики.

Актуальность реставрации полей палеотектонических напряжений в складчатых зонах земной коры определяется не только теоретической составляющей этой проблемы, но и её весомым практическим значением. Оно заключается в том, что деформации, обусловленные определенным полем напряжений, неизбежно приводят к перераспределению и дифференциации вещества в земной коре и, как следствие, к формированию залежей различных полезных ископаемых.

Глава 8

ДИНАМИЧЕСКИЕ НАПРАВЛЕНИЯ

Анализ палеотектонических напряжений, обусловивших современную сложную структуру складчатых поясов, базируется на экспериментальных исследованиях по деформации горных пород, позволивших выявить связи между напряжением и характером узора оптической ориентировки минералов, которые были начаты американскими учеными под руководством Ф. Тернера в 1951 году. Они положили начало динамическому анализу микроструктурных ориентировок минералов. Первые эксперименты были проведены с карбонатами. Они позволили установить плоскости трансляции и двойникования в кальците и доломите, направления скольжения в кристаллах и, главное, выявить особые динамические направления – *ось сжатия* и *ось растяжения*, имеющие строго определенную ориентировку относительно оптических и кристаллографических направлений. Экспериментами по деформации было доказано, что эти оси являются направлениями, наиболее близкими к направлению действующей силы. Аналогичные результаты были получены при деформации серии других минералов.

Исследования ориентировок оптических и динамических направлений в конкретных геологических объектах позволили перейти к расшифровке генетической сущности процесса природных деформаций – к установлению связей микроструктурного узора с ориентировкой осей стресса и типом деформации.

Наряду с осью сжатия C и осью растяжения T (рис. 8.1) динамическое значение в кристаллах имеют также полюс плоскости трансляции или двойникования P , линия скольжения L и ось внутреннего вращения R_i (рис. 8.1). Направления P , L и R_i в реальных минералах совпадают с определенными оптическими или кри-

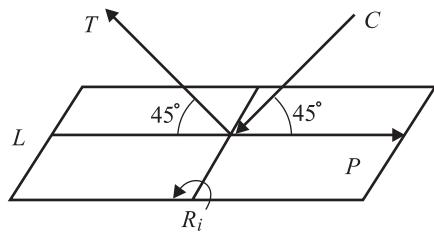


Рис. 8.1. Пространственные соотношения динамических направлений

сталлографическими направлениями. В кристаллическом агрегате динамические направления располагаются таким образом, что их концентрации контролируются элементами эллипсоида напряжений, который можно отождествить с эллипсоидом деформаций.

Собственно методика динамического анализа микроструктурных ориентировок для целого ряда оптически и кристаллографически анизотропных минералов была разработана А. Н. Казаковым на основании обобщения экспериментальных данных и углубления теоретических основ.

На многочисленных примерах были показаны широкие возможности применения данной методики для решения вопросов, касающихся восстановления динамической обстановки в период роста или деформации различных минералов, определения генезиса элементарных синкристаллизационных складчатых форм, последовательности деформаций и т.д.

Техника исследований при проведении динамического анализа микроструктурных ориентировок весьма трудоемка. Она включает отбор ориентированных образцов в поле для изготовления шлифов и их изучения на Федоровском столике. Для каждого исследуемого зерна измеряются координаты двух оптических направлений и наносятся на сетку Вульфа. По их положению вычисляются координаты динамических направлений и составляются отдельные диаграммы для C , T , P , L и R_i .

Представительность диаграмм обеспечивается достаточным количеством исследуемых зерен минерала. В то же время, как показала практика, результаты микроструктурного динамического анализа могут быть распространены лишь на ограниченный участок исследуемого геологического объекта. В этой связи является весьма актуальным вопрос о поисках иных путей решения аналогичных задач в региональном плане с разработкой методик, приемлемых для использования при геологосъемочных работах и специализированных площадных структурных исследованиях.

Глава 9

ОСНОВНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ДИНАМИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ОРИЕНТИРОВОК МАКРОСТРУКТУРНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Принципиальная возможность проведения динамического анализа ориентировок макроструктурных элементов вытекает из целого ряда предпосылок, среди которых наиболее важными являются следующие:

1. На основании статистических обобщений установлено, что ориентировка линейных, плоскостных и объемных структурных элементов, обязанных своему происхождению одноактной деформации слоистых горных пород, является весьма устойчивой в пределах значительных по площади участков – структурно-гомогенных доменов.

2. Отмечается устойчивая взаимосвязь пространственных ориентировок различных макроструктурных элементов тектонического происхождения.

3. Нередко при наложенных деформациях завершающих этапов происходят лишь механическая перестройка структурного плана и пассивная ротация структурных элементов более раннего происхождения, подчиняющаяся достаточно четким геометрическим законам.

4. Экспериментальные данные по воспроизводству складчатых форм в слоистых средах под воздействием латерального стресса однозначно свидетельствуют о перпендикулярном расположении осевых плоскостей образующихся симметричных складок и их шарниров по отношению к ориентировке приложенной силы.

5. Результаты динамического анализа микроструктурных ориентировок минералов на конкретных геологических объектах свидетельствуют о перпендикулярности шарниров складок к плоскости $S-T$.

6. Измерения естественных напряжений в горных выработках США, Канады, Скандинавии, Египта, Австралии, Ирана, Португалии и России свидетельствуют о 10–20-кратных превышениях величины

горизонтальных напряжений по сравнению с литостатическим давлением. В большинстве случаев напряжения сжатия ориентированы перпендикулярно к простиранию складчатых структур.

7. Асимметричные складки возникают в том случае, когда ось максимального сжатия располагается под углом к плоскостной анизотропии слоистой среды и в процессе деформации значительную роль играет сдвиговая составляющая.

8. На основании экспериментов М. С. Патерсона и Л. Е. Вейсса по деформации филлитов установлена закономерная ориентировка образующихся кинкбандов к направлению главного стресса. Угол между зоной кинкбанда и приложенной силой составляет $45\text{--}60^\circ$. Шарниры перегибов сланцеватости перпендикулярны оси сжатия.

С учетом этих данных можно сделать следующий вывод: *ориентировка объемных, плоскостных и линейных элементов конкретного структурного парагенезиса является следствием и существенным отражением специфики того поля напряжений, в котором они были сформированы*. На этом основании, аналогично определению основных динамических направлений по ориентировке оптических и кристаллографических характеристик минералов в микроструктурном анализе, макроструктурные тектонические элементы могут быть использованы для расшифровки динамических условий процесса деформации.

В сложнодислоцированных складчатых областях, претерпевших неоднократные деформации, каждый последующий этап перестройки приводит к созданию новых парагенезисов, ориентирующихся в пространстве в соответствии с характером поля напряжений, обуславливающим эти деформации, и особенностями сформированной ранее анизотропии толщи. Структурные элементы, обязанные своим происхождением предшествующему этапу деформаций, могут быть либо уничтожены наложенным процессом, либо испытывают существенную переориентировку и не отражают первичного положения динамических направлений, что в значительной степени усложняет проведение динамического анализа. В такой ситуации динамическому анализу в обязательном порядке должен предшествовать стереогеометрический анализ, на основании которого выделяются этапы деформации и соответствующие им структурные парагенезисы – генетически и пространственно связанные

между собой линейные, плоскостные и объемные структурные элементы.

Динамический анализ ориентировок макроструктурных тектонических элементов целесообразно начинать с самого молодого структурного парагенезиса, сформированного последним этапом деформации толщи. Для более ранних структурных элементов необходима предварительная реставрация их первичного пространственного положения.

Первые положительные результаты динамической интерпретации ориентировок макроструктурных элементов в сложнорасчлененных комплексах были получены автором по Мамской кристаллической полосе. В дальнейшем работы аналогичного характера проводились, главным образом, в Северной Африке и на Среднем Урале.

9.1. Динамический анализ ориентировки структурных элементов в кинкбандах

Кинкбанды являются одними из наиболее информативных структурных форм, позволяющих получить количественную оценку деформации и восстановить динамическую обстановку в период их формирования.

Динамическая интерпретация ориентировки структурных элементов базируется на экспериментальных данных М. С. Патерсена и Л. Е. Вейсса, а также и Ф. А. Доната и Р. Б. Паркера. Анализ результатов их работ позволяет выделить в кинкбандах ряд направлений, которые закономерно ориентируются относительно приложенной силы S и обоснованно могут считаться динамическими. К ним относятся:

Плоскость скольжения P , зафиксированная в пространстве положением плоскости, ограничивающей зону изгиба-излома и ориентированная под углом $45\text{--}60^\circ$ к направлению S .

Ось вращения R_i , совпадающая с ориентировкой шарниров изгиба деформированных плоскостных элементов, расположенная в плоскости P и, одновременно, перпендикулярная оси сжатия C (рис. 9.1).

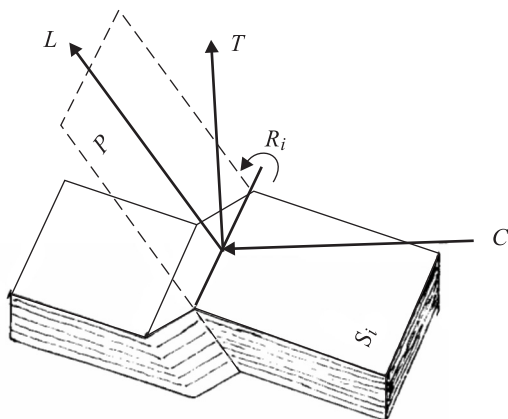


Рис. 9.1. Ориентировка динамических направлений в угловатом кинкбанде

Направление вращения оси R_i устанавливается по рисунку изгиба, который следует определять в сечениях, перпендикулярных шарнирам изгиба при условии их погружения от наблюдателя. При горизонтальном расположении шарнира указывается, какой из блоков, примыкающих к зоне кинкбанды, был приподнят в результате деформации, что также дает возможность определить направление вращения. Этих данных, полученных непосредственно в полевых условиях, вполне достаточно для восстановления полной картины динамической обстановки в период образования кинкбандов – для определения пространственной ориентировки оси сжатия C , оси растяжения T и линии скольжения L посредством определенных геометрических операций на сетке Вульфа.

Как уже отмечалось, по своей морфологии кинкбанды подразделяются на два основных типа – угловатые К I и сигмоидальные К II. Применяемая к ним методика динамического анализа имеет свои особенности.

9.1.1. Угловатые кинкбанды

На сетку Вульфа наносятся след плоскости P и след слоистости (сланцеватости), замеренной внутри зоны кинкбанды или за ее пределами S_l (рис. 9.2). Точка их пересечения соответствует проекции

оси R_i . Вдоль следа плоскости P стрелками указывается направление относительных подвижек разделенных кинкбандом блоков, определяемое по рисунку кинкбанда. Отмечается положение полюса плоскости P ($\perp P$), вокруг которого проводятся два малых круга, отстоящих от P на 30° и на 45° . Согласно теоретическим положениям ось сжатия C должна располагаться внутри этой конической зоны, поскольку она предусматривает все возможные варианты ориентировки оси сжатия при данном положении плоскости скольжения. Если эту коническую зону разбить на четыре сектора следами двух взаимно перпендикулярных плоскостей – вертикальной (S_2) и наклонной (S_3), пересекающихся в точке $\perp P$, то, в зависимости от положения оси C в том или ином секторе, вдоль плоскости P могут быть образованы кинкбанды различного характера: в секторе I – тип левого взбросо-сдвига, в секторе II – тип левого сбросо-сдвига, в секторе III – тип правого сбросо-сдвига, в секторе IV – тип правого взбросо-сдвига. Если же ось C располагается на той или иной границе секторов, то, в зависимости от ее положения, вдоль плоскости P могут образоваться кинкбанды типа левого или правого сдвига, взброса или сброса.

Для уменьшения возможных вариантов поиска оси C необходимо построить на диаграмме след еще одной плоскости – S_4 , перпендикулярной оси R_i . Она будет соответствовать плоскости $C - T$. Дважды пересекая коническую зону, плоскость S_4 определяет лишь два возможных варианта пространственной ориентировки оси сжатия C , а точка ее пересечения со следом плоскости P является проекцией линии скольжения L .

Полярность линии скольжения определяется характе-

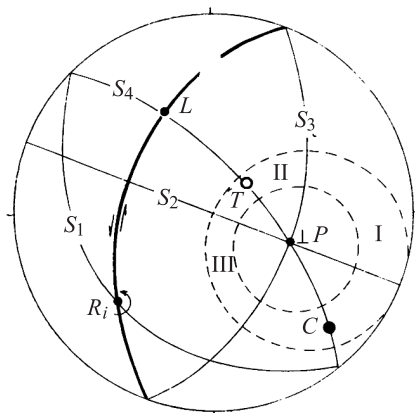


Рис. 9.2. Определение динамических направлений в угловатых кинкбандах на стереографической сетке: S_1 – след плоскости слоистости (сланцеватости); S_2 – след вертикальной плоскости; S_3 – след наклонной плоскости, перпендикулярной S_2 ; S_4 – след плоскости, перпендикулярной R_i ; $\perp P$ – полюс плоскости скольжения P

ром реальных относительных подвижек, отмеченных стрелками вдоль следа плоскости P . В случае, если движение висячего крыла (расположенного гипсометрически над зоной кинкбанда) происходит вдоль линии скольжения по восстанию плоскости P , то L выходит положительным концом к наблюдателю. В этом случае ось сжатия C располагается в том секторе, который образует с L угол, больший 90° . При выходе L отрицательным концом к наблюдателю ось C будет находиться в секторе, образующем с линией скольжения угол, меньший 90° . Ось растяжения T находится геометрическим путем. Она располагается в плоскости S_4 (плоскость $C-T$) и образует с осью сжатия C угол 90° . Дополнительным показателем полярности линии скольжения L является направление вращения оси R_i , которое также определяется по характеру излома слоистости (сланцеватости) внутри зоны кинкбанда. Направление вращения указывает на направление положительного конца L .

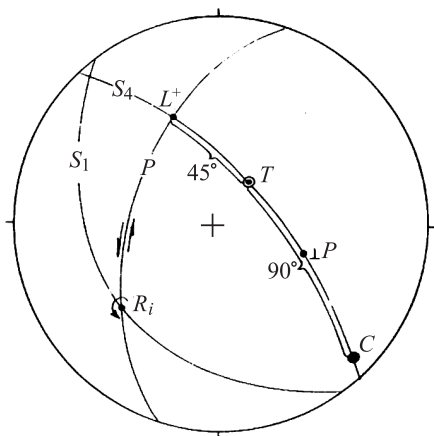


Рис. 9.3. Упрощенный метод определения динамических направлений в кинкбанде

Динамический анализ ориентировки структурных элементов в угловатых кинкбандах может быть проведен упрощенным методом на основании предварительного определения рассмотренным выше способом ориентировки оси R_i и линии скольжения L (рис. 9.3). Для этой цели на диаграмму наносятся три следа плоскостей — P , S_1 и S_4 . После определения ориентировки линии скольжения и ее полярности на дуге S_4 от точки L в висячем крыле отсчитываются 45 и 135° .

Две вновь полученные точки при положительном значении L будут, соответственно, характеризовать пространственную ориентировку осей C и T . При отрицательном значении L соотношения будут обратными, т.е. точка, отстоящая от L на 45° , определяет положение проекции оси сжатия, а отстоящая на 135° — положение проекции оси растяжения. Расхождение результатов, полученных

упрощенным и рассмотренным выше методами, обычно незначительно и не превышает $15\text{--}20^\circ$. Поэтому при динамическом анализе кинкбандов, встречающихся семействами, целесообразнее применять второй метод, но анализировать как можно большее количество этих структур для получения статистически усредненных значений ориентировки динамических направлений на сводной диаграмме.

Рассмотрим конкретный пример динамической интерпретации ориентировок структурных элементов в кинкбандах, широко развитых в филлитах нижнего палеозоя около г. Скикда (Средиземноморское побережье Алжира). Кинкбанды представлены здесь узкими линейными, часто линзовидными, субпараллельными зонами, ширина которых колеблется от нескольких миллиметров до $8\text{--}10$ см. Большая их часть относится к типу угловатых. Рисунок у всех кинкбандов идентичный.

Исходные данные по одному из кинкбандов следующие:

1) ориентировка плоскости P , ограничивающей зону, имеет азимут падения 190° , $\angle 60^\circ$ (для наиболее точного определения пространственной ориентировки P использовался известный способ нахождения элементов залегания плоскости по двум ее следам на различно ориентированных срезах обнажения);

2) ориентировка сланцеватости за пределами зоны – азимут падения 305° , $\angle 65^\circ$ (далее аз. пад. и \angle);

3) согласно рисунку кинкбанда, видимому в направлении погружения шарниров, вращение происходило по часовой стрелке.

После нанесения исходных данных на диаграмму находим положение оси вращения R_i как линии пересечения плоскости P и сланцеватости S_l (рис. 9.4, *a*). В соответствии с рисунком изгиба указывается направление вращения. Дальнейшие необходимые построения производятся согласно изложенной методике, после чего определяется ориентировка динамических направлений:

– ось сжатия C – аз. пад. $330\text{--}345^\circ$, $\angle 0\text{--}12^\circ$, усредненное положение – аз. пад. 338° , $\angle 5^\circ$;

– ось растяжения T – аз. пад. $65\text{--}85^\circ$, $\angle 37\text{--}50^\circ$, усредненное положение – аз. пад. 75° , $\angle 45^\circ$;

– линия скольжения L – аз. пад. 118° , $\angle 28^\circ$;

– ось вращения R_i – аз. пад. 240° , $\angle 45^\circ$;

– плоскость скольжения P – аз. пад. 190° , $\angle 60^\circ$ (соответствует замеру на обнажении).

По упрощенному варианту анализа ориентировка оси сжатия имеет аз. пад. 335° , $\angle 2^\circ$, а оси растяжения – аз. пад. 65° , $\angle 45^\circ$. Эти результаты не выходят за пределы полученных ранее и являются вполне приемлемыми.

Анализ еще 11 кинкбандов в пределах участка ($\approx 100 \times 100$ м) дал весьма близкие к рассмотренному случаю результаты, приведенные на сводной диаграмме (рис. 9.4, б).

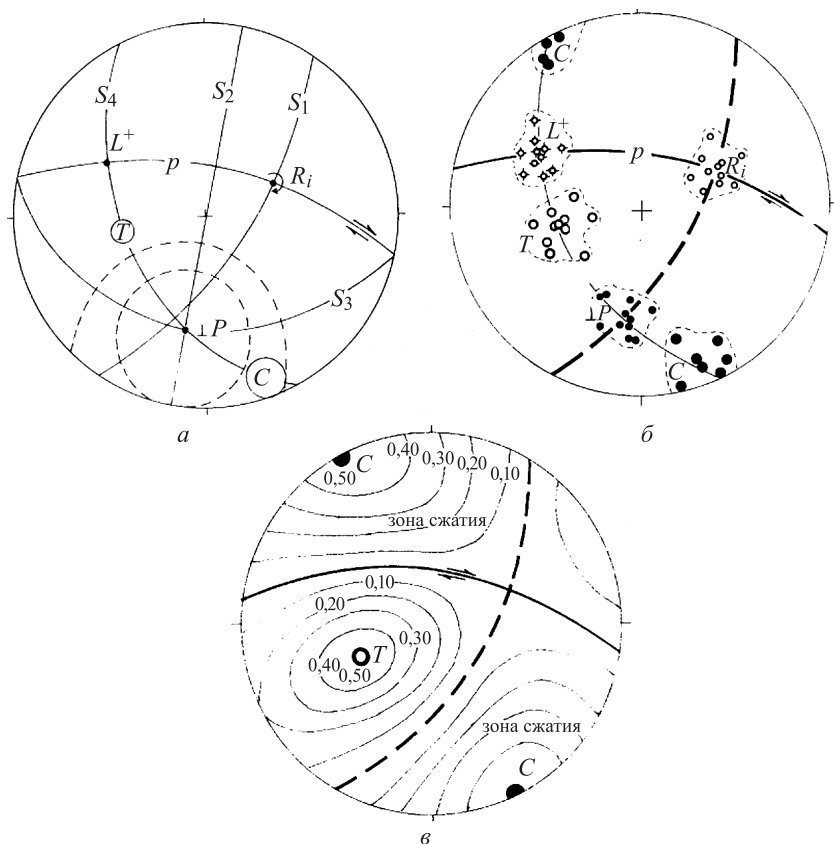


Рис. 9.4. Динамический анализ кинкбандов в филлитах (Алжир, Скикда): а – определение динамических направлений в одном из 11 кинкбандов; б – сводная диаграмма динамических направлений всех 11 кинкбандов; в – зоны сжатия и растяжения

Таким образом, динамическая обстановка в период образования кинкбандов в данном районе характеризуется двусосным эллипсоидом деформации с субгоризонтальной осью сжатия, отвечающей стрессовым усилиям, ориентированным в направлении ю-в – с-з.

После окончательного определения центров тяжести динамических направлений на сводной диаграмме проводятся следы двух плоскостей, один из которых проходит через максимумы концентраций проекций линий скольжения L и осей вращения R_i (усредненное положение следа плоскостей скольжения P), второй – через максимум полюсов плоскостей скольжения $\perp P$ и ось вращения R_i . Эти дуги являются следами плоскостей максимальных скальвающих напряжений и одновременно границами зоны сжатия и зоны растяжения, характеризующими общее состояние напряженности во время образования кинкбандов. Внутренняя неоднородность зон сжатия и растяжения может быть отражена стереографическими проекциями изолиний S_0 . Для нашего примера их положение рассчитано и показано на рис. 9.4, в.

9.1.2. Сигмоидальные кинкбанды

Динамический анализ ориентировок структурных элементов в сигмоидальных кинкбандах небольших размеров (мезокинкбанды), развитых на участках сравнительно устойчивого залегания тонкослоистых или сланцеватых пород, принципиально не отличается от методики анализа угловатых форм. Рассмотрим пример анализа кинкбандов, широко развитых в вендском комплексе Среднего Урала. Они обычно поражают сравнительно однородные пачки аргиллитов либо участки тонкого переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. Чаще всего они представлены семействами субпараллельных линзовидно выклинивающихся зон мощностью от 1–2 до 20–30 см. Деформация плоскостной анизотропии внутри зоны кинкбанда наиболее интенсивна в средней части структуры и постепенно затухает в направлении ее выклинивания. Для наиболее четкого проведения стереогеометрических операций замеры ориентировки деформированной плоскостной анизотропии (S_1) рекомендуется брать на участке ее максимального отклонения от первоначального положения.

По одному из кинкбандов в аргиллитах чернокаменской свиты вендского комплекса исходные данные для динамического анализа следующие:

1) ориентировка плоскости P , ограничивающей зону, – аз. пад. $235^\circ \angle 60^\circ$;

2) ориентировка S_1 внутри зоны – аз. пад. $155^\circ \angle 40^\circ$;

3) вращение вокруг шарниров перегиба – против часовой стрелки.

Все построения для определения динамических направлений на сетке Вульфа в данном случае аналогичны рассмотренным для угловатых кинкбандов. Полученные результаты их ориентировки (рис. 9.5):

– ось сжатия C – субгоризонтальна с простираем по азимуту 267° ;

– ось растяжения T – аз. пад. $0^\circ \angle 50^\circ$;

– линия скольжения L – аз. пад. $302^\circ \angle 35^\circ$;

– ось вращения R_i – аз. пад. $175^\circ \angle 40^\circ$;

– плоскость скольжения P – аз. пад. $235^\circ \angle 60^\circ$.

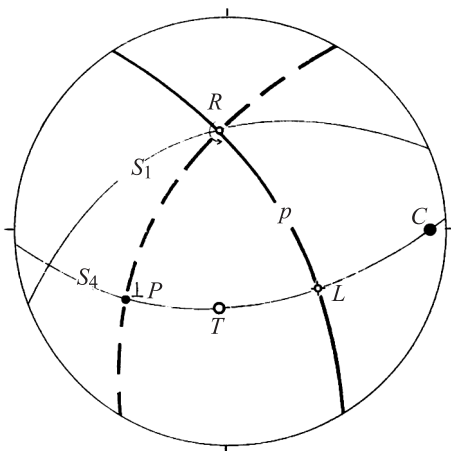


Рис. 9.5. Определение динамических направлений по ориентировке структурных элементов в мезокинкбанде типа К II (Урал, р. Чусовая, камень Сосун)

сы (рис. 9.6) замеренные шарниры перегибов, расположенные в непосредственной близости от плоскостей ограничения зоны, несмотря на значительный разброс, образуют тем не менее максимум, лежащий в плоскости P . При приближении к центральной части зоны их ориентировка не подчиняется в целом региональной плоскости

Значительно сложнее обстоит дело с сигмоидальными макро- и мегаформами, которые пересекают не только пакеты с меняющимися вдоль зоны элементами залегания, но и деформируют складки более ранних этапов, имеющие различную степень сжатости. В такой ситуации шарниры перегиба слоев в зоне кинкбанда постоянно меняют свою ориентировку, несмотря на устойчивое положение в пространстве плоскости P .

В мегакинкбандах Мамской кристаллической поло-

скольжения. В этой связи для определения динамической обстановки в период образования мегаинкбандов автором была предпринята попытка отдельного анализа структурных элементов в центральной части зоны и вблизи плоскостей ее ограничения.

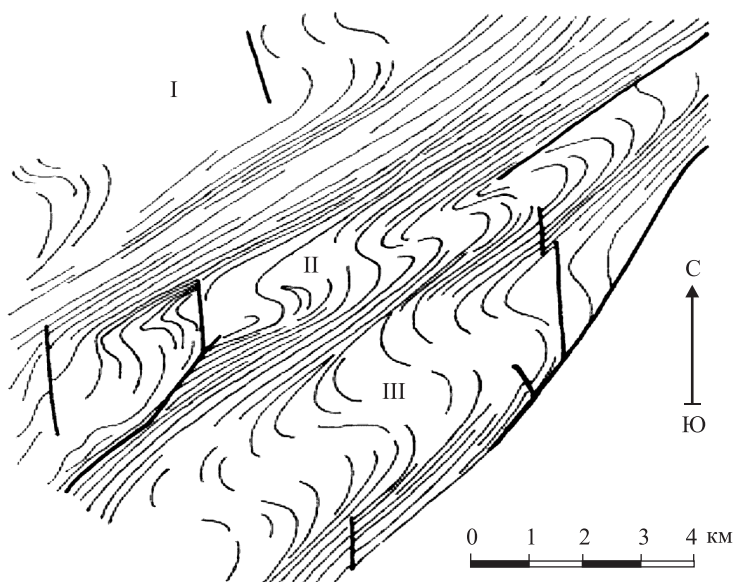


Рис. 9.6. Мегаинкбанды Мамской кристаллической полосы (схема дешифрирования): I – Жернаковско – Колотовский; II – Луговско-Большесеве́рский; III – Верхнееремихинский

Рассмотрим в качестве примера Луговско-Большесеве́рский мегаинкбанд. В плане его протяженность превышает 40 км, ширина колеблется в пределах 1–2 км. По отношению к общему северо-восточному простиранию складчатых структур F_3 предшествующего этапа деформаций рассматриваемый мегаинкбанд, аналогично соседним сдвигово-складчатым формам, располагается под углом 10–30°, отклоняясь к широтному направлению. Он деформирует шесть разновозрастных свит, смятых предшествующими деформациями в линейные складки. Рисунок изгиба на всем протяжении левосдвиговой. Зоны ограничения мегаинкбанда характеризуются повышенной степенью расланцевания, некоторым уменьшением мощностей литолого-стратиграфических подразделений, увеличе-

нием степени регрессивного изменения минерального состава пород, обилием согласных нарушений. Нередко такая зона представляет собой систему параллельных сближенных сдвигов и микросдвигов. Плоскости наиболее крупных сместителей нередко секут слоистость по простиранию и падению под небольшим углом. Иногда они концентрируются и по простиранию зоны переходят в единое взбросо-сдвиговое левостороннее нарушение, которое служит более четкой границей мегакинкбанда. Усредненная ориентировка зон повышенного расщепления и взбросо-сдвигов, соответствующих плоскостям скольжения P для данных структурных форм, – аз. пад. $145\text{--}155^\circ$, $\angle 50\text{--}70^\circ$. Ориентировка оси вращения R_i в данном случае будет соответствовать максимуму замеренных вблизи плоскости скольжения шарниров перегиба слоистости. Определение остальных динамических направлений производится по схеме, изложенной при рассмотрении угловатых кинкбандов.

Результаты, полученные методом построения конической зоны, перпендикулярной плоскости скольжения P , незначительно отличаются от результатов, полученных упрощенным способом. В обоих случаях ориентировка динамических направлений свидетельствует о том, что рассматриваемый мегакинкбанд образовался в результате горизонтального стресса меридиональной ориентировки (рис. 9.7, *a*). Все динамические направления контролируются двусосным эллипсоидом деформации.

В центральной части мегакинкбанда была изучена морфология и проведен стереогеометрический анализ 88 складчатых изгибов поверхностей наслоения, сланцеватости и массовых замеров ориентировки кристаллов дистена. Установлено наличие большого количества конических форм. Все шарниры цилиндрических и оси вращения конических складок при их нанесении на одну диаграмму образовали широтный пояс, контролируемый следом вертикальной плоскости (рис. 9.7, *б*). Динамическая интерпретация такой структурной обстановки может быть дана на основании экспериментальных работ и результатов микроструктурного динамического анализа, однозначно свидетельствующих о перпендикулярном расположении шарниров (осей вращения b_2) по отношению к ориентировке приложенной силы C . Исходя из этой предпосылки, ориентировка оси сжатия может быть найдена как максимум точек пересечения следов плоскостей, проведенных перпендикулярно каждому шар-

ниру. В нашем примере такая сложная операция излишня, поскольку пространственное рассеивание b_2 достаточно четко контролируется дугой большого круга и этот максимум неизбежно будет соответствовать точке, перпендикулярной проведенной дуге. Пояс рассеивания осей вращения является в данном случае *главной плоскостью растяжения T-T*, а деформация является одноосной и может быть приравнена к типу одноосного сплюснутого эллипсоида.

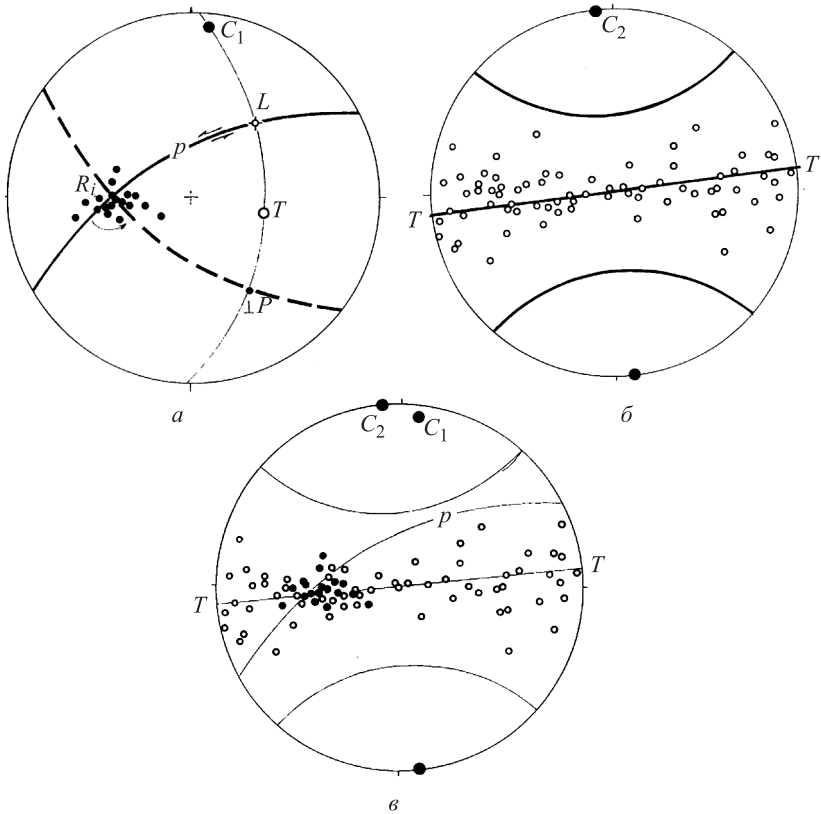


Рис. 9.7. Динамический анализ ориентировки макроструктурных элементов в мегакинкбанде (Мамская кристаллическая полоса): *а* – определение динамических направлений вблизи плоскостей, ограничивающих кинкбанд; *б* – ориентировка динамических направлений в центральной части структуры; *в* – совмещенные диаграммы *а* и *б*; \bullet и \circ – проекции осей b_2

Таким образом, одна и та же сдвигово-складчатая структура вдоль ограничивающих ее зон характеризуется ориентировкой динамических направлений, соответствующих двuosному эллипсоиду деформации, а в центральной части – одноосному.

Это кажущееся противоречие снимается при совмещении двух предыдущих диаграмм (рис. 9.7, в), поскольку установленные ориентировки оси сжатия S идеально совпадают, а частные замеры осей вращения в пределах зон расщепления и вблизи них попадают в пояс рассеивания шарниров центральной части структуры.

Причина различного характера эллипсоидов деформации заключается, вероятно, в том, что определяющую роль в ориентировке осей вращения по периферии мегакинкбанда сыграли устойчивые в ходе деформации региональные плоскости скольжения, в то время как в центральной части, несмотря на двuosный характер деформации при образовании каждой отдельно взятой складки, плоскости скольжения могли иметь различную ориентировку, определявшуюся в каждом случае конкретным положением локальных ослабленных поверхностей (сланцеватости, слоистости). Весьма близкие результаты были получены при проведении динамического анализа ориентировок макроструктурных элементов в пределах других мегакинкбандов Мамской кристаллической полосы.

9.2. Анализ динамической обстановки в период образования наложенных складок

В сложнодислоцированных комплексах, претерпевших в процессе структурной эволюции несколько этапов складчатых деформаций, отмечается постепенное сужение площадей развития складчатых процессов каждого последующего этапа. Так, в мамско-бодайбинской толще Байкало-Патомского нагорья, где автором (1969–978) было выделено 4 этапа кардинальной структурной перестройки, образование складок F_1 происходило повсеместно, формирование структурного парагенезиса второго этапа приурочено лишь к ветви северо-восточного простирания, получившей название Мамской кристаллической полосы, образование наложенных складчатых форм F_3 не выходит за пределы этой полосы и еще более ограничено по площади, и, наконец, развитие кинкбандов происходило лишь локально. Аналогичная тенденция наблюдается в Аннабинском кристаллическом массиве и в вендском комплексе

Среднего Урала. Такая ситуация при региональном характере исследований позволяет выбрать наиболее благоприятные «ключевые» участки для проведения динамического анализа ориентировок структурных элементов. Так, после проведения анализа динамической обстановки четвертого этапа деформаций, складчатые формы F_3 Мамской кристаллической полосы целесообразнее изучать за пределами развития мегакинкбандов, исключая таким образом влияние последующих структурных перестроек и необходимость сложных дополнительных стереографических построений. Одним из таких участков является водораздельная часть рек Мары и Анангры, где сдвигово-складчатые формы F_4 представлены лишь локально развитыми мелкими угловатыми кинкбандами, а складки F_3 самого различного масштаба наблюдаются повсеместно.

Динамическая интерпретация ориентировок макроструктурных элементов третьего этапа деформаций базируется, прежде всего, на данных стереогеометрического анализа складок F_3 . Их формальная геометрия в срезе, перпендикулярных шарнирам (осям вращения), достаточно проста и характеризуется небольшой степенью сжатости, плавным изгибом в сводовой части и относительно слабым наклоном осевых поверхностей большей части складок. В наиболее сжатых формах (при углах $30-40^\circ$) иногда можно наблюдать интенсивную деформацию и переработку ранней кристаллизационной сланцеватости с образованием наложенного кливажа, субпараллельного осевым поверхностям складок F_3 (рис. 9.8).

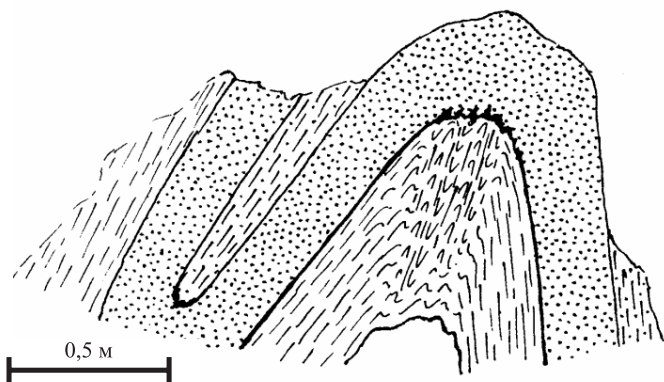


Рис. 9.8. Развитие наложенного кливажа осевой плоскости в складке F_3 (Мамская кристаллическая полоса)

Сравнительно простая на первый взгляд морфология этих складок при их тщательном изучении и проведении стереогеометрического анализа оказывается весьма сложной. Наглядным примером может служить основная структура рассматриваемого участка – Анангро-Патомская антиформа (рис. 9.9), «замыкающая» Мамскую кристаллическую полосу на северо-востоке региона и Максиминская синформа (рис. 9.10). Вдоль следов осевых плоскостей этих сложных структур неоднократно повторяются одни и те же стратиграфические подразделения в виде узких линейных складок серповидной формы.



Рис. 9.9. Северо-восточное замыкание Мамской кристаллической полосы (Анангро-Патомская антиформа): 1 – витимская и согдиондонская свиты; 2 – валухтинская свита; 3 – прочие стратиграфические подразделения; 4 – разрывные нарушения; 5 – оси наложенных структур; 6 – элементы залегания. (см. обозначения на рис. 9.10)

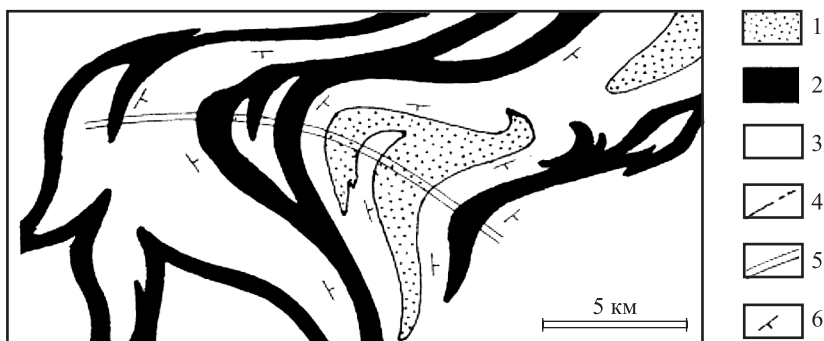


Рис. 9.10. Максимихинская синформа

При стереогеометрическом анализе складок F_3 небольших размеров, деформирующих ранние изоклиналильные формы F_1 и F_2 , обнаруживается несоответствие ориентировки осей вращения положению осевых плоскостей. Из этого следует, что каждая отдельно взятая складка F_3 не может дать необходимой информации для определения динамических направлений.

Для решения поставленной задачи в этом районе были определены стереогеометрические характеристики 17 наложенных складчатых форм F_3 . Все проекции осей вращения и полюсов осевых плоскостей были вынесены на одну диаграмму (рис. 9.11). Результат анализа сводится к следующему. Оси вращения наложенных складок имеют большой разброс азимутов и углов погружения. Тем не менее их проекции на стереограмме уверенно контролируются одной дугой большого круга, имеющей ориентировку аз. пад. 340° , $\angle 75^\circ$.

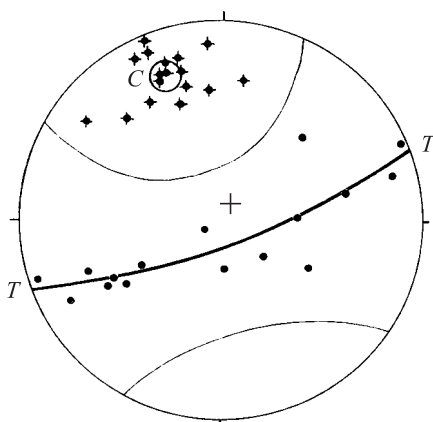


Рис. 9.11. Определение палеодинамических условий в период образования складок F_3 :

◆ – проекции полюсов осевых плоскостей; ● – проекции осей вращения

Проекция осевых плоскостей, несмотря на некоторый разброс, образуют максимум, отстоящий на 90° от пояса рассеивания осей вращения. С теоретических позиций каждая ось вращения (шарнир), как и осевые плоскости складок, при достаточно интенсивной деформации располагается перпендикулярно направлению стресса. Значительный разброс индивидуальных ориентировок этих структурных элементов на исследуемой площади является, вероятно, следствием «незавершенности» деформационного процесса, о чем свидетельствуют слабая степень сжатости складок F_3 и недоразвитость кливажа осевой плоскости этих форм. Второй, не менее важной, причиной разброса осей вращения является отсутствие устойчивой первичной плоскопараллельной анизотропии деформируемого субстрата. Тем не менее на основании полученных данных можно определить среднестатистическое положение оси сжатия S как перпендикуляра к плоскости, контролирующей рассеивание осей вращения наложенных складчатых форм. Ее ориентировка в нашем примере (аз. пад. 160° , $\angle 15^\circ$) совпадает с максимумом проекций полюсов осевых плоскостей складок F_3 . Таким образом, деформация для данного района в целом отвечает типу одноосного сплюснутого эллипсоида. Плоскость, контролирующая рассеивание осей вращения, является в данном случае плоскостью растяжения $T-T$.

9.3. Динамический анализ ориентировки кристаллов дистена

Из метаморфогенных минералов для макроструктурных исследований наиболее доступным и удобным является дистен. Широкое развитие и достаточно крупные размеры кристаллов этого минерала позволяют в полевых условиях с помощью компаса производить массовые замеры их пространственной ориентировки в пределах незначительного по размерам обнажения.

Динамическими направлениями в кристалле дистена являются:

- 1) плоскость (100) – плоскость скольжения P ;
- 2) удлинение [001] – линия скольжения при трансляции L ;
- 3) перпендикуляр к [001] в плоскости (100) – ось внутреннего вращения при трансляции R .

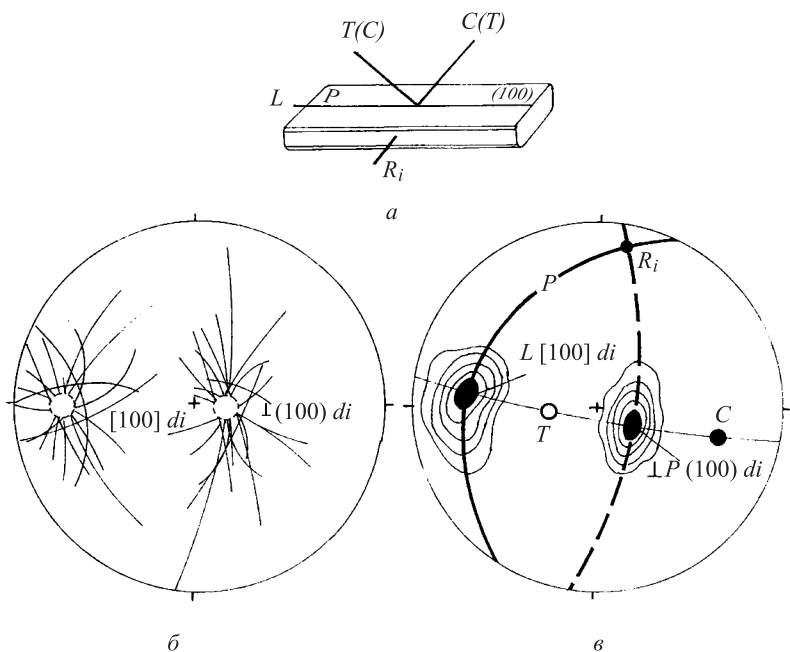


Рис. 9.12. Определение характеристик поля напряжений в период образования дистена: *a* – динамические направления в кристалле дистена; *б* – определение первичной ориентировки дистена по пересечению дуг рассеивания (Витимское месторождение); *в* – динамическая интерпретация первичной ориентировки дистена в северо-восточной половине Мамской кристаллической полосы

По известной ориентировке этих трех направлений ось сжатия C и ось растяжения T определяются как линии, расположенные в плоскости, перпендикулярной R_i , под углом 45° к линии скольжения L и плоскости скольжения P (рис. 9.12, *a*). Поскольку ось вращения R_i для дистена билатеральна, по его ориентировке мы не можем без привлечения дополнительных данных дать однозначный ответ на вопрос: какое из двух основных определяемых динамических направлений соответствует оси сжатия C и какое является осью растяжения T . Эти данные можно было бы получить при детальном геометрическом исследовании складок, образованных синхронно с дистеном, однако установление такой связи затруднено

в связи с морфологическим сходством складок ранних этапов деформации (F_1 и F_2). Так, среди большого количества изоклинальных форм, проанализированных автором, лишь 11 складок могут быть с уверенностью отнесены к формам, возникшим одновременно с образованием дистена: 3 – в Мамской кристаллической полосе и 8 – в Аннабинском массиве. Стереометрический анализ массовых замеров пространственной ориентировки дистена, проведенный в многочисленных пунктах отмеченных регионов, свидетельствует об интенсивных наложенных деформациях, существенно изменивших его первичную ориентировку.

При рассеивании проекций полюсов плоскостей (100) по дугам большого круга ориентировка проекций линейности обычно контролируется дугами малого круга. Разворот происходит вокруг общей оси вращения b_2 . Реже встречаются примеры, когда проекции [001] образуют максимум, совпадающий с осью вращения (коаксиальная деформация). В случае, если плоскостная ориентировка дистена подчинена малому кругу, его линейность образует на диаграмме более сложный рисунок, контролируемый каким-либо отрезком одной из расчетных кривых. Исключительно редко встречаются примеры, когда и линейность, и плоскостная ориентировка образуют максимумы, отстоящие друг от друга на 90° . Обращает на себя внимание непостоянство ориентировки осей b_2 , вокруг которых происходило вращение кристаллов дистена. Особенно большой разброс их ориентировки характерен для Мамской кристаллической полосы. В такой ситуации динамический анализ ориентировки кристаллов дистена не может отразить характер поля напряжений в период его кристаллизации без предварительной реставрации его первичной ориентировки. Возможность решения этой задачи в пределах Мамской кристаллической полосы (северо-восточная наиболее детально изученная часть площадью около 5000 км^2) базируется на следующих предпосылках:

При рассеивании проекций полюсов и линейной ориентировки дистена наблюдается достаточно четкий контроль этих элементов взаимосвязанными траекториями разворота, подчиненными на каждой отдельно взятой диаграмме определенной оси вращения.

В тех случаях, когда проекции полюсов (100) дистена контролируются дугами большого круга, а проекции [001] не претерпели разворота, их максимумы на различных диаграммах имеют очень

близкую ориентировку независимо от расстояния между точками массовых замеров.

Эти данные свидетельствуют о том, что, в соответствии с геометрическими законами, в каждой из точек наблюдения до наложенной деформации кристаллы дистена могли иметь только упорядоченную однотипную плоскостную и линейную ориентировку. При коаксиальной деформации линейность дистена сохранила свое первичное пространственное положение. Во всяком случае она могла изменить свою ориентировку лишь при еще более поздних шарнирных блоковых подвижках, если таковые имели место.

На каждой траектории разворота проекций линейного или плоскостного элемента обязательно существует неизвестная нам точка, отвечающая проекции его первичной ориентировке. Естественно предположить, что в пределах небольшого по размерам структурно-гомогенного домена первичная ориентировка дистена была достаточно выдержанной и на различных диаграммах, независимо от положения оси вращения и характера траекторий рассеивания проекций его линейной ориентировки и полюсов плоскостей (100), эти точки должны иметь достаточно близкую ориентировку.

По каждому домену были составлены сводные диаграммы, на которые наносились все дуги рассеивания проекций линейности и аналогичные диаграммы – для проекций полюсов. На рис. 9.12, б представлен пример диаграммы для Витимского месторождения, показывающий, что точки пересечения дуг, действительно, образуют компактные максимумы, расположенные под углом 90° друг к другу и характеризующие, очевидно, пространственную ориентировку дистена до наложенной деформации. Дополнительным подтверждением этому является тот факт, что на диаграммах с коаксиальной деформацией дистена максимум проекций его линейности также совпадает с полученным максимумом пересечения дуг рассеивания [001]. Аналогичные операции были проведены и в пределах других структурно-гомогенных доменов.

Общие результаты анализа сводятся к следующему. В районе Слюдянкинского месторождения первичная ориентировка линейности дистена имела азимут погружения $80\text{--}90^\circ$ при угле наклона $15\text{--}25^\circ$. В 25 км к северо-востоку, в районе Луговского месторождения ее ориентировка имела азимут погружения 90° и угол наклона 25° .

В северной части Максимихинского месторождения, расположенного еще на 60 км северо-восточнее, азимут погружения линейности 90° , угол наклона $20\text{--}30^\circ$. Близкое к отмеченным в этих районах первичное пространственное положение линейности и плоскостной ориентировки дистена установлено также в бассейне р. Анангры, в районе Оленьих островов на р. Витиме и на других участках северо-восточной части Мамской кристаллической полосы.

Полученные результаты геометрического анализа позволяют сделать весьма важный вывод: *независимо от простирации складок F_1 и ориентировки их шарниров первичная линейная и плоскостная ориентировка дистена характеризовались исключительной выдержанностью на всей исследованной площади.* На общей сводной диаграмме (рис. 9.12, в) статистически усредненная первичная ориентировка линейности дистена имеет азимут погружения 95° и угол наклона 25° , а плоскостная – азимут падения 120° , угол 30° .

На основании этих данных может быть проведен динамический анализ по методике А. Н. Казакова, разработанной для анализа индивидуальных кристаллов. Существенным отличием предлагаемого нами метода определения динамических направлений является предварительное восстановление первичной ориентировки дистена для обширных участков – структурно-гомогенных доменов, что дает возможность исключить влияние последующих деформаций и охарактеризовать поле напряжений в период кристаллизации дистена для исследуемого участка в целом.

Через проекции $[001]$ и (100) установленной первичной ориентировки дистена проводится след плоскости, в которой согласно теоретическим положениям расположены динамические направления S и T . По ориентировке максимума проекций полюсов (100) наносится след плоскости скольжения P и плоскости, перпендикулярной $[001]$. Линия их пересечения соответствует положению оси вращения R_i . Ось сжатия и ось растяжения находятся путем отсчета 45° вдоль следа плоскости $S\text{--}T$ в том и другом направлении от положения максимума проекций $[001]$ дистена, который соответствует проекции линии скольжения L .

При отсутствии наблюдений за взаимоотношениями ориентировок кристаллов дистена со складчатými формами, образовавшимися одновременно с его кристаллизацией, направление вращения оси R_i может быть определено по косвенным признакам. В частно-

сти, хорошим указателем направления относительных синкристаллизационных дифференциальных движений в толще с хорошо развитой сланцеватостью являются структуры «снежного кома» или S-образные структуры, нередко встречающиеся в гранатах. В наиболее крупных порфиروبластах граната рисунок этих структур можно наблюдать макроскопически. При этом могут быть использованы только те случаи, когда наблюдению доступен срез, субперпендикулярный оси вращения R_i .

На исследуемой площади было встречено несколько примеров такого характера на Луговском и Максимихинском месторождениях (рис. 9.13, *a*). Отмечается идентичный рисунок вращения гранатов в процессе их роста, что позволяет однозначно установить направление относительных дифференциальных подвижек вдоль плоскостей кристаллизационной сланцеватости и, следовательно, конкретизировать ориентировку главных динамических направлений S и T , поскольку гранат и дистен являются в данном случае минералами единого парагенезиса.

Другим указателем полярности оси вращения могут быть иногда и сами кристаллы дистена, в которых встречаются ступенчатые грани $[001]$, что обусловлено, очевидно, относительным смещением отдельных пластинок кристалла вдоль его удлинения по плоскостям спайности (100) в соответствии с ориентировкой главных динамических направлений (рис. 9.13, *b*). Сопоставление этих наблюдений с характером структур «снежного кома» в гранатах дает в Мамской кристаллической полосе идентичную картину относительных дифференциальных подвижек по восстанию первичной ориентировки $[001]$ дистена, что позволяет однозначно определить направление вращения оси R_i и ориентировку S и T .

На основании изложенного региональное поле палеонапряжений в северо-восточной части Мамской кристаллической полосы в период кристаллизации дистена и формирования сланцеватой анизотропии толщи характеризовалось следующей ориентировкой динамических направлений:

- ось сжатия S – аз. пад. 280° , $\angle 15^\circ$;
- ось растяжения T – аз. пад. 80° , $\angle 65^\circ$;
- плоскость скольжения P – аз. пад. 120° , $\angle 30^\circ$;
- линия скольжения L – аз. пад. 95° , $\angle 25^\circ$;
- ось вращения R_i – аз. пад. 190° , $\angle 10^\circ$.

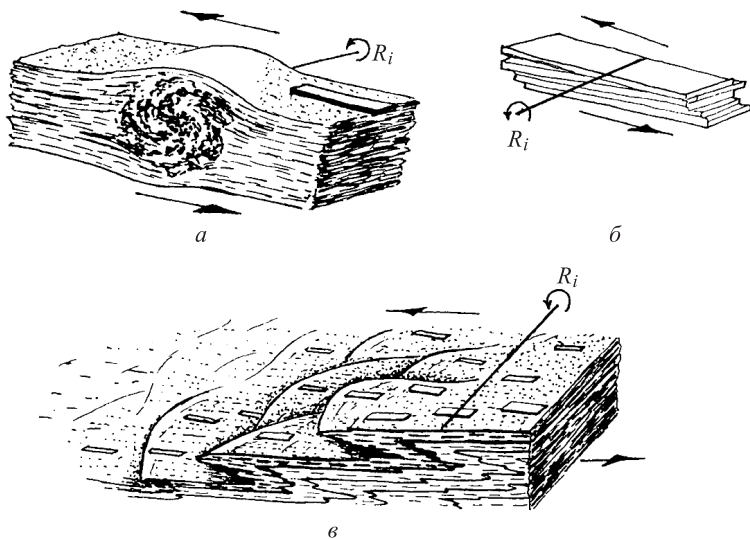


Рис. 9.13. Индикаторы полярности оси вращения R_i в период кристаллизации дистена: *a* – по структурам «снежного кома» в гранатах; *б* – по относительным смещениям в кристаллах дистена; *в* – по синметаморфическим складкам

Динамический анализ ориентировки дистена в метаморфическом комплексе Белельеты Аннабинского кристаллического массива проводился по аналогичной методике с той лишь разницей, что полярность оси вращения определялась главным образом на основе рисунка мелких асимметричных тесно сжатых складок с острыми замками, развитых в дистенсодержащих породах. Наиболее детально эти структурные формы изучались на хорошо обнаженном по плоскости сланцеватости обширном участке северо-западного крыла антиформы. Такие складки встречаются здесь как в виде единичных образований, так и в виде систем набегающих друг на друга «чешуй». Асимметрия складок имеет повсюду идентичный рисунок. Максимальная амплитуда наблюдается в наиболее выпуклой части «чешуи» и постепенно сходит на нет в обе стороны по простиранию шарнира. В длинных крыльях складок сланцеватость субпараллельна слоистой анизотропии, а в коротких она является отчетливо секущей. Ориентировка шарниров весьма неустойчива,

но во всех случаях эти структурные элементы являются линиями пересечения кристаллизационной сланцеватости со слоистостью, и их проекции образуют на диаграммах пояса большого круга, контролируемые следом плоскости сланцеватой анизотропии (рис. 9.14). Линейная ориентировка дистена имеет выдержанный характер и не зависит от изгиба шарниров. На диаграмме ее проекции образуют четкий максимум, также расположенный на следе плоскости сланцеватости.

Эти данные являются свидетельством тесного генетического единства всего комплекса рассматриваемых структурных элементов.

Первичная ориентировка дистена в целом по Аннабинскому массиву подвержена более поздним деформациям в значительно меньшей степени, чем в Мамской кристаллической полосе. Главное влияние на ее рассеивание оказала лишь основная антиформа, определяющая общую конфигурацию современной структуры. Изменяются лишь углы наклона сланцеватости в зависимости от ее положения в той или иной части антиформы. Азимут простирания линейности практически постоянен. Так, в северо-западном крыле структуры линейность имеет азимут погружения 305° , $\angle 15^\circ$, в юго-восточном – 145° , $\angle 40^\circ$, в северо-восточной периклинальной части – 150° , $\angle 30^\circ$. Совмещение на стереографической сетке Вульфа максимумов проекций полюсов (100) дистена с одновременным поворотом на соответствующий угол проекций линейной ориентировки убеждает в том, что первоначальная ориентировка [001] дистена была повсюду одинаковой, т.к. ее частные максимумы при этой операции на сводной диаграмме совпадают. Первичная ориентировка [001] дистена в Аннабинском кристаллическом массиве имела согласно стереогеометрическим построениям азимут погружения 135° , $\angle 40^\circ$ (рис. 9.15).

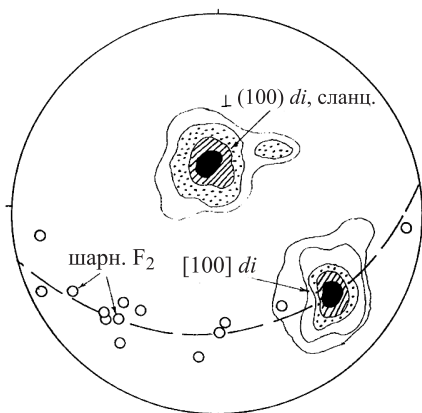


Рис. 9.14. Структурный парагенезис северо-западного крыла Аннабинской антиформы (Алжир)

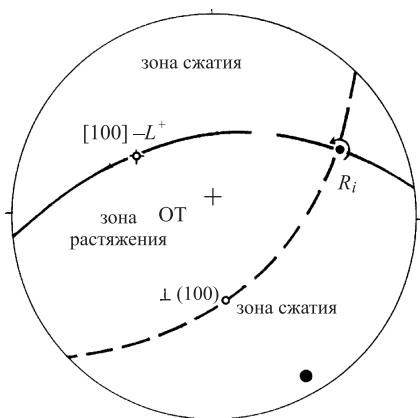


Рис. 9.15. Динамическая обстановка в период образования дистена в комплексе Белельеты

Асимметричные складки, независимо от положения в общей структуре, указывают на однонаправленный характер относительных дифференциальных подвижек внутри толщи (рис. 9.16). Их генетическое единство с формированием сланцеватой анизотропии позволяет однозначно определить направление вращения оси R_i в период кристаллизации дистена.

Конечный результат определения динамических направлений, характеризующих

условия напряженного состояния на данном этапе структурно-этаморфической эволюции Аннабинского массива, выглядит следующим образом:

- ось сжатия C – аз. пад. 330° , $\angle 5^\circ$;
- ось растяжения T – аз. пад. 70° , $\angle 70^\circ$;
- плоскость скольжения P – аз. пад. 170° , $\angle 45^\circ$;
- линия скольжения L – аз. пад. 135° , $\angle 40^\circ$;
- ось вращения R_i – аз. пад. 240° , $\angle 20^\circ$.

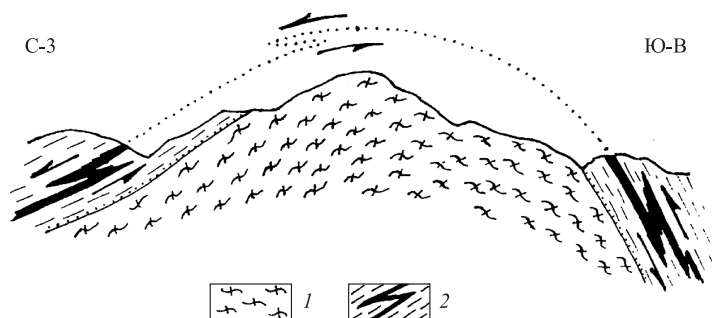


Рис. 9.16. Определение характера относительных дифференциальных подвижек в комплексе Белельеты по асимметрии складок F_2 (схематический разрез Аннабинской антиформы): 1 – гранитогнейсы; 2 – осадочно-метаморфический комплекс

Интересен тот факт, что работавшими параллельно с автором французскими исследователями М. Брюнелем и его коллегами (1988 г.) по характеру рисунков вращения порфиروبластов граната и полевых шпатов получены аналогичные результаты по направлению и характеру синметаморфических движений вдоль плоскостей сланцеватой анизотропии.

Результаты динамического анализа ориентировки дистена, изучение асимметричных складок, сингенетичных с образованием кристаллизационной сланцеватости, и тщательный анализ структур вращения в порфиробластах граната и других природных датчиков необходимой информации позволяют сделать выводы, проливающие свет на некоторые спорные и нерешенные проблемы структурной геологии рассматриваемых регионов и, вероятно, метаморфических комплексов в целом:

Деформационный процесс в условиях амфиболитовой фации метаморфизма может быть охарактеризован как пластическое синкристаллизационное дифференциальное течение материала в режиме простого сдвига. Для Мамской кристаллической полосы и Аннабинского массива этот процесс является наложенным на область завершенной голоморфной складчатости.

Сланцеватая анизотропия толщи формируется под воздействием устойчивого регионального стресса, ориентируясь по отношению к этому направлению на начальном этапе процесса под углом 45° (в идеальном случае) с постепенным уменьшением этого угла по мере увеличения интенсивности пластического течения материала.

Складки синметаморфического этапа структурной эволюции не являются по своей природе складками изгиба, а скорее могут быть условно отнесены к сдвиговым формам.

9.4. Динамическая интерпретация ориентировок макро-структурных элементов в первичных складках изгиба

При достаточно выдержанной ориентировке осевых плоскостей симметричных складок нет прямой необходимости проведения динамического анализа для определения направления оси сжатия регионального плана: она совпадает с нормалью к осевым плоскостям.

Экспериментальные исследования подтверждают это положение. Однако это лишь самая поверхностная характеристика условий напряженного состояния в сложном процессе складчатых деформаций, которая не дает ответа на многие принципиальные вопросы теоретического и практического характера.

Для углубленного изучения этой проблемы необходимы детальные исследования морфологии и стереогеометрии складчатых форм с учетом установленных микроструктурным анализом закономерностей пространственных взаимоотношений некоторых структурных элементов с динамическими направлениями.

На основании микроструктурных исследований ориентировок кальцита было выявлено, что петроструктурная ось сжатия S перед началом складчатого процесса располагается параллельно слоистости и перпендикулярно возникшему позже шарниру складки, а петроструктурная плоскость растяжения $T-T$ перпендикулярна слоистости. Иная ситуация наблюдается в складках изгиба при синкристаллизационной деформации. Ориентировка динамических направлений и плоскостей в этом случае значительно изменяется в зависимости от их положения в различных частях складки. Примером могут служить складки в Мамской кристаллической полосе, проанализированные А. Н. Казаковым.

По ориентировке кальцита с двойниками-триплетами в одной из складок установлено, что ось T и плоскость $C-C$ на ее крыльях располагаются веером, открытым к замку. При этом, чем ближе ось T расположена к перегибу складки, тем угол ее с осевой плоскостью меньше. В перегибе ось T лежит в осевой плоскости. Плоскость $C-C$, наоборот, при приближении к перегибу складки все более приближается к положению, перпендикулярному осевой плоскости, а в перегибе – перпендикулярна ей (рис. 9.17, *a*).

В другой складке исследована ориентировка кальцита с двойниками-синглетами. Главная плоскость скольжения совпадает здесь со слоистостью, а главная плоскость растяжения $T-T$ образует веер, открытый к замку складки. Ось сжатия в различных частях складки ориентирована в зависимости от плоскостей $L-L$ и $-T$, но на обоих крыльях она лежит в плоскости, перпендикулярной осевой плоскости складки (рис. 9.18, *a*).

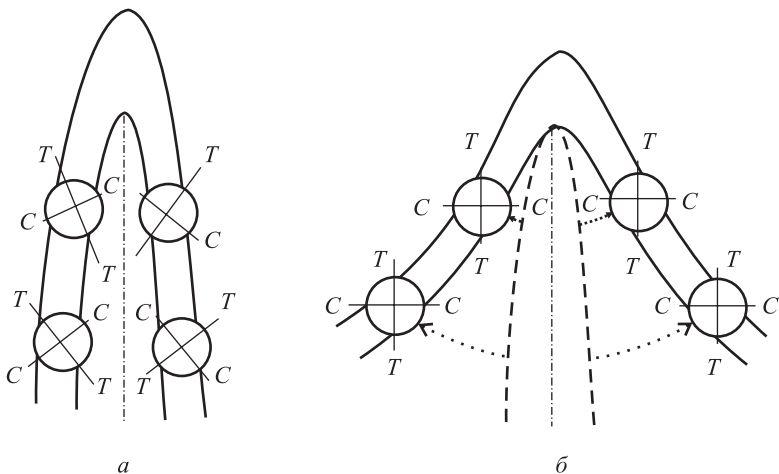


Рис. 9.17. Положение динамических направлений кальцита с двойниками-триплетами в складке изгиба: *a* – по А. Н. Казакову; *б* – реставрация морфологии складки в период образования двойников

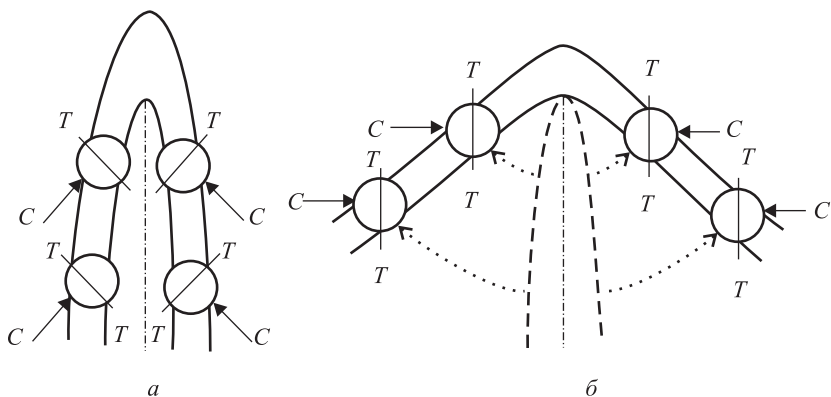


Рис. 9.18. Положение динамических направлений кальцита с двойниками-синглетами в складке изгиба: *a* – по А. Н. Казакову; *б* – реставрация морфологии складки в период образования двойников

На основании полученных данных делается вывод, что *верное расположение динамических направлений и плоскостей в складках изгиба является их характерной особенностью. Осью веера и осью*

пересечения динамических плоскостей $T-T$, $L-L$ и $-C$ является шарнир складки. Динамические направления C и T лежат в плоскости, перпендикулярной шарниру.

Разброс частных ориентировок петроструктурных осей сжатия C не позволяет распространять результаты микроструктурного анализа на более или менее обширную площадь даже в том случае, если на ней развиты идентичные по морфологии и генезису складки, поскольку несоответствие этих осей направлению приложенной силы в данном случае вполне очевидно. Тем не менее, как нам кажется, не исключается иной вариант интерпретации установленной ориентировки динамических направлений в рассматриваемых складках, позволяющий объяснить причину такого расхождения.

Современная морфология складок является конечным результатом деформации, в то время как перекристаллизация кальцита и образование двойников совсем не обязательно должны соответствовать последней стадии деформации. Вполне допустимо, что этот процесс закончился значительно раньше и отражает какую-то промежуточную стадию изгиба. Последующая деформация привела лишь к пассивной ротации зафиксированных динамических направлений. Если такое предположение справедливо, то появляется возможность реставрации морфологии складки в момент кристаллической перестройки кальцита.

На рис. 9.17, б и 9.18, б сделана попытка геометрического разворота динамических направлений совместно с крыльями складок вокруг шарниров до перпендикулярного расположения петроструктурной оси сжатия (плоскости $C-C$) по отношению к осевым плоскостям. В результате такой операции угол обеих складок в среднем стал равным 90° , т.е. наиболее активные синдеформационные перестройки кристаллической структуры вещества могли происходить при угле 45° между слоистостью и направлением приложенной силы.

Динамический анализ ориентировок макроструктурных элементов складок изгиба базируется, прежде всего, на установленных закономерностях их пространственных взаимоотношений с различными динамическими направлениями и плоскостями. Основные установленные закономерности, которые необходимо учитывать при проведении анализа, сводятся к следующим:

- динамические направления C и T расположены в плоскости, перпендикулярной шарниру складки;
- ориентировка шарнира может быть отождествлена с направлением оси вращения R_i ;
- в процессе формирования симметричной складки направление приложенной силы перпендикулярно ее осевой плоскости.

Дополнительная информация может быть получена при изучении ориентировки штрихов и борозд скольжения на плоскостях слоистости или сланцеватости, морфологических особенностей дополнительных мелких складок, кливажа и других структурных элементов. Информативность тех или иных структурных элементов может быть различной в зависимости от состава, характера пере-слаивания и степени метаморфических преобразований исследуемого комплекса. Поэтому в каждом конкретном случае необходимы индивидуальный подход и тщательное предварительное изучение всего структурного парагенезиса.

В вендском комплексе Среднего Урала отмечалось обилие штрихов скольжения на крыльях складок F_1 . По данным массовых замеров проекции штрихов образуют на диаграммах четкие максимумы, вытянутые вдоль дуг большого круга, перпендикулярных шарнирам. В большинстве случаев по штрихам визуально устанавливается направление относительных смещений смежных слоев – вверх к замку антиклинальной складки каждого вышележащего слоя (при условии нормального залегания). Штрихи наиболее интенсивно развиты в крыльях. По направлению к замковым частям их количество постепенно уменьшается вплоть до полного исчезновения вблизи осевой плоскости. Интенсивность развития штрихов в значительной степени зависит от угла складки. При изгибах с углами $150\text{--}130^\circ$ штрихи скольжения практически отсутствуют, при углах складок $130\text{--}110^\circ$ они развиты незначительно, а при углах $110\text{--}70^\circ$ развиты интенсивно. При меньших углах складок существенного увеличения количества штрихов не происходит.

Максимальное развитие штрихов скольжения при угле складки около 90° соответствует, очевидно, оптимальным условиям для относительного проскальзывания слоев, поскольку в данном случае крылья складки принимают по отношению к ориентировке действующей силы наклон в 45° , т.е. совпадают с направлениями макси-

мальных скалывающих напряжений. При меньших или больших углах интенсивность проскальзывания слоев уменьшается вплоть до полного прекращения относительных межпластовых подвижек при углах, близких к 0 или к 90° .

Эти наблюдения свидетельствуют о том, что в данных складках изгиба слоистость является реальной плоскостью скольжения P . В смежных крыльях складки это динамическое направление имеет различную ориентировку. Штрихи и борозды скольжения, перпендикулярные шарниру, фиксируют еще одно динамическое направление – линию скольжения L . Направление относительных смещений смежных слоев дает возможность определить направление вращения осей R_i , имеющих противоположный знак в разных крыльях складки.

Попытаемся проанализировать динамические условия образования одной из конкретных складок в толще переслаивания аргиллитов и песчаников вендского комплекса (рис. 9.19, *а*). Амплитуда складки около полутора метров. Элементы залегания слоистости в центральных частях крыльев: аз. пад. 255° , $\angle 75^\circ$ (S_0^1) и аз. пад. 52° , $\angle 60^\circ$ (S_0^2). При помощи стереогеометрических построений установлен цилиндрический тип складки с ориентировкой шарнира – аз. пад. 340° , $\angle 25^\circ$ и осевой плоскости – аз. пад. 65° , $\angle 70^\circ$. Угол складки равен 50° . Обильно развитые штрихи скольжения на хорошо обнаженной поверхности наслоения замерялись в обоих крыльях. В целях наиболее объективного отражения интенсивности их развития замеры производились вдоль линий, параллельных шарниру и равноудаленных друг от друга, с подсчетом количества штрихов на единицу длины каждой линии. По «занозистости» штрихов однозначно установлено относительное смещение вышележащего слоя к замку складки в том и другом крыле.

При нанесении полученных данных на сетку Вульфа (рис. 9.19, *б*) проекции штрихов скольжения образовали прерывистый пояс, контролируемый дугой большого круга, с двумя четко выраженными максимумами, лежащими на следах плоскостей слоистости соответствующих крыльев складки. Поскольку слоистость и штрихи являются реальным вещественным отражением плоскостей скольжения и линий скольжения, мы можем, опираясь на известные теоретические положения, дать динамическую интерпретацию ориентировки структурных элементов в складке.

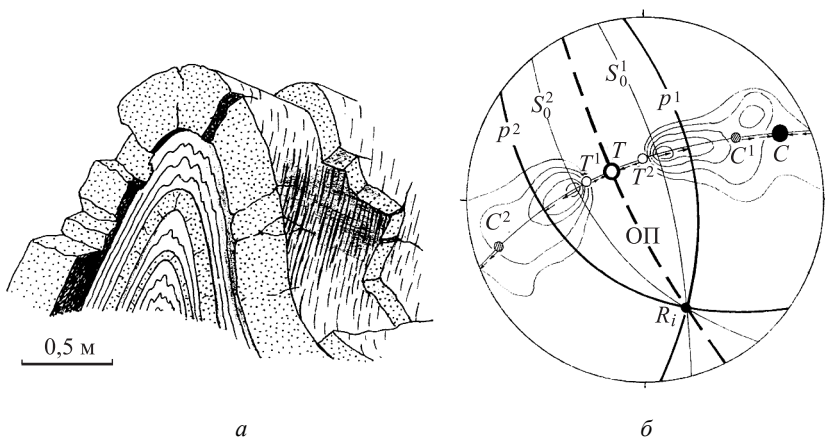


Рис. 9.19. Динамическая интерпретация ориентировок структурных элементов в складке изгиба (вендский комплекс Среднего Урала): *а* – зарисовка складки ; *б* – определение динамических направлений в крыльях S_0^1 и S_0^2 складки и реальных условий напряженного состояния в период деформация

Плоскость, контролирующая рассеивание штрихов скольжения, располагается строго перпендикулярно шарниру складки, т.е. ее след является следом плоскости $C-T$. Оси вращения R_i^1 и R_i^2 параллельны шарниру и перпендикулярны линиям скольжения L^1 и L^2 , но в смежных крыльях имеют противоположные направления вращения.

Определение ориентировки оси сжатия C и оси растяжения T производится отдельно для каждого крыла в зависимости от положения соответствующих максимумов проекций линий скольжения с учетом их полярности.

Ориентировка динамических направлений имеет следующие характеристики для западного крыла:

- ось сжатия C^1 – аз. пад. 235° , $\angle 25^\circ$;
- ось растяжения T^1 – аз. пад. 110° , $\angle 50^\circ$;
- плоскость скольжения P^1 – аз. пад. 52° , $\angle 60^\circ$;
- линия скольжения L^1 – аз. пад. 195° , $\angle 60^\circ$;
- ось вращения R_i^1 – аз. пад. 340° , $\angle 25^\circ$;

для северо-восточного крыла:

- ось сжатия C^2 – аз. пад. 75° , $\angle 8^\circ$;

- ось растяжения T^2 – аз. пад. 185° , $\angle 62^M$;
- плоскость скольжения P^2 – аз. пад. 255° , $\angle 75^\circ$;
- линия скольжения L^2 – аз. пад. 100° , $\angle 45^\circ$;
- ось вращения R_i^2 – аз. пад. 340° , $\angle 25^\circ$.

Таким образом, в каждом крыле складки динамические направления и плоскости имеют различную ориентировку, за исключением осей R_i , которые, как уже отмечалось, отличаются направлением вращения: R_i^1 – по часовой стрелке, R_i^2 – против часовой стрелки. Деформация в том и другом случае двуосна.

В том и другом крыле оси C не перпендикулярны осевой плоскости складки, а оси T не лежат в этой плоскости, т.е. ориентировка установленных динамических направлений противоречит экспериментальным данным. Более того, поскольку слоистость является изогнутой поверхностью, на различных участках ее изгиба оси C и T будут иметь различную ориентировку, а на общей диаграмме образуют пояс, перпендикулярный шарниру. Если предположить, что ось сжатия соответствует направлению приложенной силы, то получается весьма нелогичная зависимость ориентировки этой силы от положения слоистости, в то время как причина и следствие должны быть обратными. Ситуация напоминает результаты динамического анализа ориентировок кальцита, полученные А. Н. Казаковым в складках Мамской кристаллической полосы (см. рис. 9.17 и 9.18). В нашем случае еще более очевидно, что причиной несоответствия осей сжатия C^1 и C^2 направлению приложенной силы, обусловившей формирование складки, является постепенное увеличение углов наклона крыльев совместно со штрихами скольжения, максимальное развитие которых имело место при угле 45° между направлением стресса и слоистостью.

Для восстановления реальной динамической обстановки следует развернуть в соответствующих направлениях вокруг осей вращения оси растяжения T^1 и T^2 до их совмещения с осевой плоскостью складки. На этот же угол доворачиваются оси сжатия C^1 и C^2 , которые совпадут между собой и будут отвечать ориентировке приложенной силы C (см. рис. 9.19, б). В результате проведения этих операций устанавливается реальное положение главных осей деформации:

- ось сжатия C – аз. пад. 245° , $\angle 8^\circ$;
- ось растяжения T – аз. пад. 140° , $\angle 62^\circ$.

Таким образом, поясовое расположение динамических направлений C , T и L характеризует *естественное непостоянство* их пространственных взаимоотношений со стабильной ориентировкой действующих сил в связи с постепенным изменением наклона плоскости P (слоистости) относительно главного стресса в ходе деформации. Тем не менее определение этих направлений в различных участках складчатого изгиба дает наиболее полное представление об особенностях процесса деформации при образовании каждой исследуемой складки в отдельности и, в конечном итоге, позволяет расшифровать палеодинамическую обстановку для региона в целом.

Контрольные вопросы

1. Каковы основные теоретические предпосылки, позволяющие использовать определенные макроструктурные тектонические элементы в качестве индикаторов ориентировки палеонапряжений.
2. В чем заключается основная задача стереогеометрического анализа?
3. Как расположены основные динамические направления относительно структурных элементов кинкбанда?
4. Определение ориентировки оси сжатия по угловатому кинкбанду на стереографической сетке Вульфа.
5. Определение основных динамических палеонаправлений на основе анализа серии кинк-структур.
6. В чем заключается сложность реставрации поля напряжений в период образования сигмоидальных мегакинкбандов?
7. Рассказать о методике определения первичной ориентировки кристаллов дистена в пределах неоднократно деформированной метаморфической толщи.
8. О чем свидетельствует устойчивая пространственная ориентировка кристаллографических характеристик дистена в метаморфической толще?
9. Принцип восстановления поля напряжений в период образования складок изгиба.

Глава 10

ДЕФОРМАЦИИ И ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЩЕСТВА

Детальное и всестороннее изучение многочисленных складчатых и сдвигово-складчатых тектонических структур, начиная от микроформ и заканчивая структурами протяженностью в десятки километров, развитых в породах различного возраста и степени метаморфизма, свидетельствует о том, что деформация гетерогенных по составу слоистых толщ неизбежно сопровождается сложными процессами изменения первичных характеристик слоистой текстуры, перераспределением, перекристаллизацией и дифференциацией первичного субстрата. Подтверждением генетической связи этих процессов с деформацией толщи является, прежде всего, вполне закономерная пространственная связь неоднородности химического и минералогического составов, характера кристаллической структуры и мощности деформированного слоя с определенным положением в складчатой структуре.

10.1. Понятие об относительном структурном разуплотнении

Физический смысл деформации заключается в приведении нарушенного в результате приложения внешней силы в соответствие с новыми условиями напряженного состояния. В данном случае речь идет о структурной перестройке слоистой толщи – образовании различных складчатых и разрывных тектонических форм. В то же время неизбежным следствием образования любой тектонической структуры является создание локальных неравновесных РТ-условий в период ее становления.

Температурный режим для незначительных объемов деформируемой толщи является, очевидно, однородным. Во всяком случае, трудно предположить, что в одной и той же складке небольших размеров температура в замковой части и крыльях различна. Другой же компонент – давление и, прежде всего, нормальная и касательная составляющие стресса, не только различны в разных участках

складчатой структуры но и значительно изменяются в процессе деформации. Нормальная составляющая по мере изгибаемого какого-либо слоя постепенно возрастает от нулевого значения при латеральном приложении стрессового усилия до своего максимального значения в крыльях, ориентированных перпендикулярно стрессу. Касательная составляющая, направленная вдоль слоистости, имеет максимальное значение при наклоне крыла 45^0 по отношению к действующей силе. В зоне осевой плоскости складки как нормальные, так и касательные напряжения на поверхностях наложения теоретически равны нулю в течение всего процесса формирования складки.

Таким образом, в процессе деформации в каждой локальной структурно связанной системе, например в конкретной складке, создаются неоднородные условия напряженного состояния, нарушающие существовавшее ранее физико-химическое равновесие в каждом деформируемом слое. В зоне перегиба деформация обуславливает возникновение *относительного структурного разуплотнения субстрата*, величина которого может быть оценена в количественном выражении на основании морфологического анализа конкретной структуры.

Под структурным разуплотнением в слоистом деформированном пакете следует понимать увеличение расстояния между двумя ограничивающими какой-либо слой поверхностями напластования по отношению к этой величине в других частях структуры. Для складчатых форм мерой относительного структурного разуплотнения является изменение мощности слоя от крыльев к замковой части. Определение этой величины в замке складки по отношению к крылу производится по формуле

$$G = (1 - M_2 / M_1) \cdot 100 \%,$$

где G – относительное структурное разуплотнение, M_1 – мощность слоя в замке, M_2 – мощность того же слоя в крыле.

Для кинкбандов типа I K величина относительного структурного разуплотнения внутри зоны может быть определена аналогичным способом, либо по формуле

$$G = (1 - \sin \alpha / \sin \beta) \cdot 100 \%,$$

где α – величина внешнего угла, β – внутренний угол. Предпочтительность второй формулы в том, что наиболее часто угловатые кинкбанды развиваются в однородных по составу породах с хорошо развитой сланцеватой анизотропией. Кроме того, для этих структур характерна выдержанность углов α и β на значительном протяжении зоны, и полученная величина G будет характеризовать ее в целом.

Зоны структурного разуплотнения, возникающие в процессе деформации толщи в любой тектонической структуре, являются своеобразным «вакуумным насосом», что неизбежно приводит к направленной миграции вещества, восстанавливающей равновесное состояние системы.

10.2. Основные формы перераспределения вещества при складкообразовании

Наблюдения за характером изменения однородности состава и мощности различных слоев в природных складчатых и сдвигово-складчатых структурах, являющихся основными объектами наших исследований, свидетельствуют о том, что формы перераспределения вещества, обусловленные деформацией, весьма разнообразны. В первом приближении они могут быть подразделены на два основных типа :

– течение материала относительно пластичных слоев в зоны структурного разуплотнения без существенного изменения вещественного состава и внутренней структуры слоя;

– избирательная миграция различных элементов и соединений в зоны относительного структурного разуплотнения, обуславливающая дифференциацию вещественного состава исходного материала в процессе деформации, т.е. изменение валового химического состава в зависимости от положения в тектонической структуре.

В складчатых структурах изучение перераспределения вещества, аналогично анализу их морфологических характеристик, необходимо проводить в нормальных сечениях при допустимых отклонениях, не превышающих 20° , что дает ошибку измерений не более 10–15 %. При отклонении природного сечения складки от нормального более чем на 20° ее морфология реставрируется по методике, изложенной в первом разделе. Такие же требования предъявляются и к кинкбандам – исследуемое сечение должно быть перпендикулярным к шарнирам перегибов слоистости (сланцеватости).

Первый тип перераспределения материала в условно чистом виде повсеместно развит в гетерогенно-слоистых деформированных толщах, не претерпевших метаморфических преобразований, либо незначительно метаморфизованных (не выше серицит-хлоритовой субфации).

Наиболее детальные наблюдения проводились в двухкомпонентных флишоидных толщах, представленных переслаиванием аргиллитов и песчаников. Особое внимание уделялось тем участкам, где слоистые пакеты прослеживались непрерывно на значительных расстояниях и имелась возможность анализировать характер изменчивости мощностей одних и тех же слоев как при спокойном залегании, так и деформированных в складки. Результаты таких наблюдений по различным регионам получились идентичными, поэтому рассматриваемый ниже пример по разрезу вендского комплекса (дер. Ослянка на р. Чусовой) можно считать типичным.

Был прослежен пакет из 20 слоев сравнительно равномерного переслаивания аргиллитов и песчаников (рис. 10.1). Мощность отдельных прослоев в ненарушенном залегании колебалась от 2 до 8 см в начальной точке наблюдения. На расстоянии 120 м, вплоть до участка, где этот пакет был деформирован в складки, максимальное изменение мощности от 5 до 2 см произошло в одном прослое песчаника. Изменчивость мощностей остальных прослоев колебалась от 10 до 30 %. Таким образом, на расстоянии, более чем в тысячу раз превышающем мощность любого из прослеженных слоев, они изменили свою мощность в среднем в 0,2 раза, что характеризует очень высокую степень ее выдержанности при отсутствии деформаций.

На деформированном участке тот же самый пакет в складке с амплитудой около 2,5 м и углом $\alpha = 65^\circ$ увеличил свою мощность в замковой части от 1,1 до 1,4 м, а в крыле уменьшил ее до 0,8 м. Такое значительное изменение мощности пакета (почти вдвое) произошло на расстоянии менее 2 м. Это можно объяснить лишь процессом перераспределения материала при складкообразовании, его миграцией из крыльев в замковую часть (в данном случае в основном за счет аргиллитовых прослоев).

В аналогичных по составу комплексах анализировались складчатые структуры, деформирующие самые разнообразные по относительной мощности сочетания слоев:

- 1) однородные пакеты, сложенные преимущественно песчаниками;
- 2) пакеты, сложенные в основном аргиллитами;
- 3) пакеты сравнительно равномерного переслаивания песчаников и аргиллитов;
- 4) пакеты переслаивания относительно мощных слоев песчаника с небольшими по мощности прослоями аргиллитов;
- 5) пакеты переслаивания, в которых мощность прослоев песчаника в несколько раз меньше мощности аргиллитовых слоев.

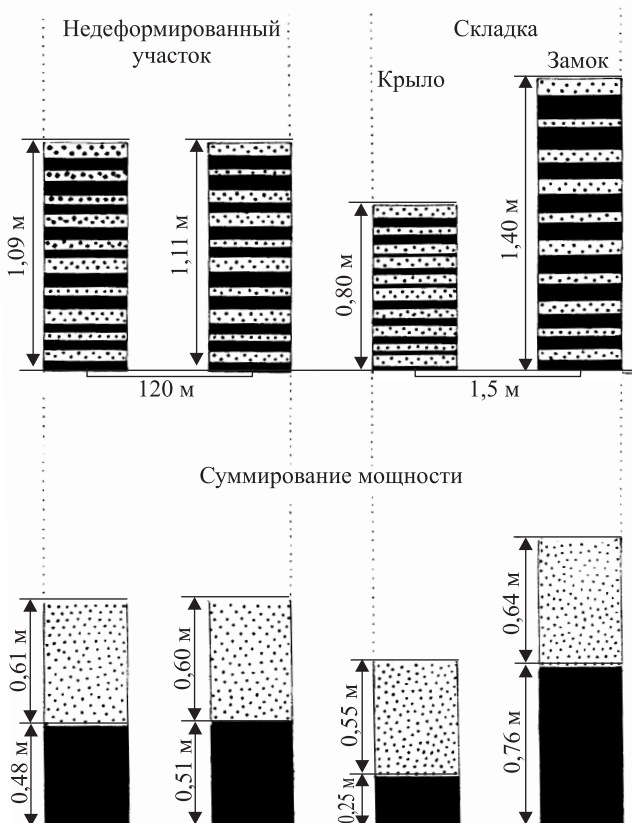


Рис. 10.1. Анализ изменения мощностей при деформации пакета переслаивания песчаников и аргиллитов в вендском комплексе (р. Чусовая)

В первом случае наблюдаются две основные тенденции – либо образование складок концентрического типа, характеризующихся постоянством мощности слоев в замковой части и крыльях, либо складок со значительно большим увеличением мощности в замке по сравнению с аналогичными по составу слоями, деформированными в пакетах переслаивания. Радиус изгиба внешнего ограничения пакета песчаников, образующих концентрическую складку, в большинстве случаев превышал общую мощность пакета. При меньшем, чем мощность, радиусе изгиба морфология ядерной части складки значительно усложнялась и мощность отдельных слоев претерпевала существенные изменения (рис. 10.2). Увеличение мощности пакета песчаников в замковой части в целом происходило в тех случаях, когда пакет имел слабо выраженную слоистую текстуру и радиус изгиба был меньше его мощности.

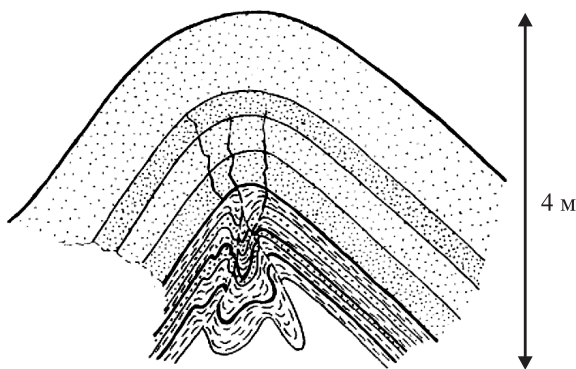


Рис. 10.2. Концентрическая складка с усложнением в ядерной части (р. Чусовая, камень Сосун)

Основная специфика деформации прослоев аргиллита заключается, прежде всего, в повсеместном значительном увеличении их мощности в замковых частях складок. Тем не менее в большей части формирующихся в таких пакетах складчатых форм осевая мощность в замковых частях M_1 не превышает осевой мощности в крыльях M_3 , т.е. наибольшее развитие имеют подобные складки.

При сравнительно равномерном переслаивании песчаников и аргиллитов мощность песчаников, в зависимости от радиуса изгиба и угла складки, либо увеличивается в замке незначительно, либо остается неизменной. В то же время мощность всех прослоев аргиллита значительно уменьшается в крыльях и увеличивается в замке складки (см. рис. 10.1).

В том случае, когда в пакете переслаивания преобладают относительно мощные слои песчаника, а аргиллиты присутствуют в качестве более тонких прослоев, наблюдается максимальное изменение мощности последних, вплоть до полного их выжимания в замковую часть складки и образования элементарных седловидных форм. В замке происходит также и некоторое увеличение мощности песчаников.

При обратных соотношениях песчаников и аргиллитов изменение мощности песчаников практически отсутствует. Степень же возрастания мощности аргиллитов в замковой части высокая и обычно находится в обратной зависимости от угла складки, достигая в изучавшихся автором складчатых формах трех-, пятикратных значений.

Все рассмотренные случаи свидетельствуют о широком развитии процессов дифференцированного перераспределения вещества в зависимости от степени его вязкости в период складкообразования, от интенсивности деформации и от особенностей слоистой текстуры в деформируемом пакете.

В результате более интенсивной миграции аргиллитовой массы в замковые части складок происходит определенная дифференциация валового состава пород – значительное увеличение процентного содержания аргиллита в зоне изгиба слоев, а песчаника – в крыльях (см. рис. 10.1). Существенных изменений внутренней структуры и состава пород в замковой части и крыльях складок не происходит, т.е. процесс миграции вещества осуществляется на уровне механического перераспределения.

Кинкбанды, встречающиеся в толщах, не подверженных значительным метаморфическим преобразованиям, представлены в основном в виде небольших по ширине, часто линзообразно выклинивающихся зон, имеющих наибольшее развитие в аргилли-

вых пакетах, либо в пакетах тонкого равномерного переслаивания аргиллитов и песчаников. В большинстве случаев они представлены сигмоидальными формами, характеризующимися структурным разуплотнением и увеличением мощности слоев в зоне кинкбанда. Аналогично поведению в складчатых формах, мощность прослоев песчаника в пакетах переслаивания, пораженных кинкбандами, также испытывает значительно меньшие колебания, чем мощность аргиллитовых прослоев.

По типу механического перераспределения вещества при складкообразовании происходит миграция из крыльев в замковые части структур в толщах переслаивания известняков и мергелей в верхнемеловых отложениях алжирского Атласа. Здесь в качестве наиболее вязких слоев выступают известняки. Максимальное зафиксированное нами увеличение их мощности в замковой части складки составляет около 170 % по отношению к мощности в крыле, а для мергелистых прослоев – до 250 %. Несмотря на различный литологический состав и возраст пород, основные особенности перераспределения материала, аналогично терригенной толще вендского комплекса Урала, также зависят от характера переслаивания в слоистых пакетах.

Идентичный характер перераспределения материала при деформациях без существенных признаков внутрипластовой дифференциации вещества, но при частичной или полной его перекристаллизации наблюдался в слоистых гипсовых толщах неогенового возраста в западной части алжирского Атласа, в солях верхнекамских месторождений пермского возраста, в турнейской кремнисто-карбонатной толще Среднего Урала, а также в кристаллических известняках, кварцитах и других породах метаморфических комплексов Байкало-Патомского нагорья и Аннабинского массива.

В деформированных пакетах переслаивания гипсов и алевропелитов в зонах структурного разуплотнения складчатых форм и сигмоидальных кинкбандов гипс, как правило, отличается иной кристаллической структурой. Кроме того, нередко появляются согласные линзообразные образования селенита, наиболее часто встречающиеся в кинкбандах (рис. 10.3, *a*). Алевропелитовые прослои в зонах разуплотнения почти не увеличивают своей мощности.

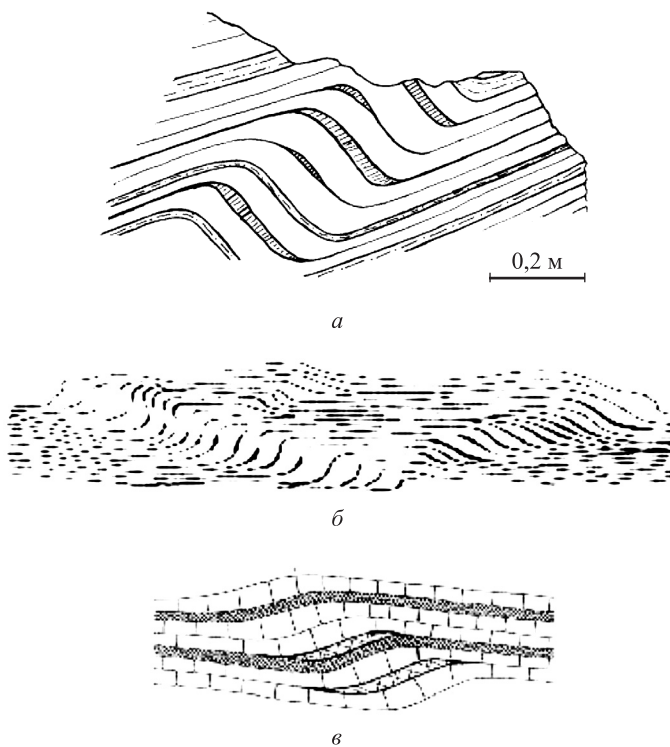


Рис. 10.3. Перераспределение и перекристаллизация вещества в кинкбандах: *a* – линзообразные образования селенита (Алжир, Джебель Туакас); *б* – зоны повышенных содержаний галита на Верхнекамском месторождении; *в* – линзообразные образования кальцита в кремнисто-карбонатной толще турнейского яруса (Урал, р. Чусовая)

В толще переслаивания галита и сильвина на Верхнекамском месторождении складки тектонического происхождения получили довольно широкое развитие. Процесс перераспределения материала происходил в них весьма активно вплоть до образования седловидных форм. Относительно более вязкими прослоями являются галитовые, однако в замковых частях складок они также значительно увеличиваются в мощности. Кристаллическая структура солей и одновременно их высокая пластичность (судя по большим коэф-

фициентам изменения мощностей в складках) позволяют считать, что внутрислоевое перераспределение материала имело здесь характер своеобразного *течения-перекристаллизации* на всем протяжении деформационного процесса.

На этом же месторождении в пласте А мощностью около 2 м, представленном тонким переслаиванием галита и сильвинита с прослоями пелитового материала, отмечается развитие типичных кинкбандов (рис. 10.3, б). Они представляют собой зоны сигмоидальных изгибов северо-западного простирания шириной до 1 м. Внешний угол кинкбандов колеблется от 20 до 45°, внутренний – от 45 до 90°. Обычно сочетаются две зоны с противоположным падением, сходящиеся в основании пласта и расходящиеся к его кровле. Одна из зон имеет левый рисунок, другая – правый. Расположенный между ними блок имеет трапециевидную форму. Поскольку внешний угол этих кинкбандов всегда меньше внутреннего, они являются зонами относительного структурного разуплотнения и характеризуются значительным увеличением мощности деформированных слоев. Наибольшие раздувы испытывают галитовые слои и галопелитовые прослойки, в результате чего валовое содержание NaCl в кинкбандах резко увеличивается. Наряду с этим происходит интенсивная перекристаллизация вещества, как правило, со значительным укрупнением размера кристаллов.

В турнейской кремнисто-карбонатной толще процессы деформации как в складках, так и в кинкбандах сопровождались увеличением мощности прослоев известняка и образованием в тех же зонах структурного разуплотнения согласных линзообразных прожилков кальцита (рис. 10.3, в). Очевидно, в данном случае мы имеем две стадии и два типа миграции вещества: первая – *внутрислоевое течение-перекристаллизация* известняка и вторая – *заполнение открывающихся в процессе деформации межслоевых пустот* кальцитом за счет миграции из вмещающей среды CaO и CO₂. Мощность кремнистых прослоев не претерпела значительных изменений.

Перераспределение материала представляет особый интерес в тех случаях, когда деформациям подвергаются пластообразные рудные залежи, реагирующие на процесс складкообразования как относительно пластичные породы. Так, в рудном поясе Заира в Замбии в архейских образованиях пластообразные залежи, содер-

жащие уран, золото, платину и медь, увеличивают свою мощность в замковых частях складок в 2–4 раза.

В метаморфических толщах деформации приводят к наиболее масштабным и повсеместно развитым процессам перераспределения вещества. Отношение мощности слоя в замке к его мощности в крыле складчатой структуры для таких пород, как кристаллические известняки, имеет, в среднем, пяти-, восьмикратные значения для Мамской кристаллической полосы и пяти-десятикратные – для Аннабинского массива. В широко развитых складках изоклиналичного типа эти значения еще более высокие (рис. 10.4, *а*). Нередко происходит полное выжимание материала из крыльев. Разнообразные слюдястые сланцы характеризуются несколько меньшей изменчивостью мощностей, однако и в них коэффициент K имеет в ряде случаев в изоклиналичных складках значения 0,10–0,08, т.е. мощность увеличивается в 10–12 раз (рис. 10.4, *б*). Для кварцитов и кварцито-гнейсов в тех же складках мощности обычно не изменяются более чем в 1,5–3 раза.

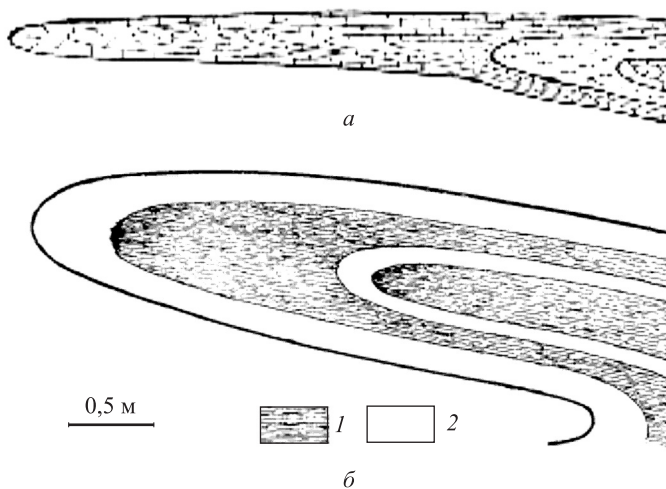


Рис. 10.4. Перераспределение материала в складках глубоко метаморфизованных комплексов: *а* – изоклиналичная складка в терригенно-карбонатной толще; *б* – изоклиналичная складка в пакете переслаивания сланцев и кварцитов (Алжир, метаморфический комплекс Белельеты)

В кинкбандах, особенно широко развитых в Мамской кристаллической полосе, интенсивность перераспределения материала каждого слоя в отдельности менее значительна, чем в складках. Однако, принимая во внимание тот факт, что зона кинкбанда в целом является обычно выдержанной по мощности и имеет в ряде случаев большую протяженность и ширину, суммарный эффект миграции вещества в зону может быть более значительным по сравнению с складкой.

Характер перераспределения вещества в метаморфических толщах можно, с определенной мерой условности, считать аналогичным процессам перераспределения в солях или турнейских известняках и рассматривать как своеобразный тип течения, сопровождающийся непрерывной перекристаллизацией, без существенной роли внутрислойной дифференциации. Однако в ряде случаев в зонах относительного структурного разуплотнения визуально фиксируется не только иная структурная организация вещества, но и иные процентные соотношения минеральных индивидов по сравнению с крыльями складки. Такая же картина наблюдается и при сопоставлении структуры и состава породы в зоне кинкбанда и за ее пределами. Эти явления относятся уже ко второму типу перераспределения вещества и заслуживают более пристального внимания и всестороннего изучения, поскольку, по мнению автора, являются одним из важнейших рудообразующих факторов.

Впервые изменение валового химического состава кристаллических сланцев в одном и том же слое, деформированном в складку, было зафиксировано в 1964 году японским ученым Т. Хиросхи. На основании детального химического опробования в йосиногавской серии системы Самбагава он установил, что в пережатых складках, помимо значительного увеличения мощности слоя в замковой части, отмечается изменение среднего химического состава в пределах одного и того же пласта. Содержание SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Na_2O в замковой части выше, чем в крыльях, а Fe_2O_3 , MgO и CaO – ниже.

Проведенные нами исследования подтвердили изменение минералогического и валового химического состава пород в пережатых складках. Кроме того, было установлено, что аналогичные изменения характерны не только для пережатых форм, но и для

большинства складчатых и сдвигово-складчатых тектонических структур самой различной морфологии и масштаба.

В замковых частях микроскладок, развитых в филлитовидных сланцах кварц-альбит-эпидот-биотитового состава в витимской свите Мамской кристаллической полосы, отмечается резкое увеличение кварца и кальцита в форме согласных седловидных, а иногда и неправильных, тел. Здесь же наблюдается заметное увеличение относительного содержания серицита (рис. 10.5).

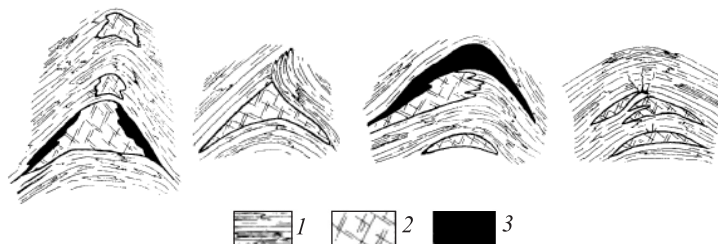


Рис. 10.5. Зарисовки микроскладок (увеличение 9) из диафторитов среднего протерозоя (р. Витим напротив пос. Мама): 1 – филлитовидные сланцы, 2 – кальцит, 3 – кварц

В пачке переслаивания известково-силикатовых пород, кристаллических известняков и амфибол-биотитовых гнейсов конкундерской свиты Мамской кристаллической полосы зафиксированы интенсивная дифференциация известково-силикатовых пород и значительное увеличение размера кристаллов в замковых частях складок, где появляются участки, лишенные таких минералов, как амфибол, диопсид и скаполит, присутствующих в большом количестве в данном пласте.

Интересный результат получен в дистено-гранато-двуслюдяных гнейсах, деформированных в складку с амплитудой около 2 м (рис. 10.6). По массовым замерам пространственной ориентировки кристаллов дистена было построено две диаграммы для различных крыльев и одна – для замковой части структуры. В крыльях получены четкие максимумы линейной и плоскостной ориентировки (рис. 10.6, *а* и *б*). После совмещения крыльев (распрямления складки) при помощи сетки Вульфа максимумы линейной и плоскостной ориентировки дистена в одном крыле идеально сов-

пали с соответствующими максимумами другого крыла (рис. 10.6, в), причем линейная ориентировка располагалась под углом 40° по отношению к шарниру складки. Такая ориентировка свидетельствует о том, что складка является наложенной на уже сформированную линейно-плоскостную анизотропию слоя. Замеры ориентировки дистена в замковой части складки дали расплывчатый максимум линейности, совпадающий с ориентировкой шарнира, и нечеткий, перпендикулярный к шарниру, пояс плоскостной ориентировки (рис. 10.6, з). Кристаллы дистена в замковой части значительно крупнее, чем в крыльях, имеют иной цвет и часто, в виде включений, содержат в себе мелкие кристаллы граната, чего не наблюдается в крыльях. Очевидно, эта генерация дистена является более поздней, и главной причиной ее возникновения явились резко отличающиеся локальные *PT*-условия в замковой части складки в процессе деформации. Отмечается также некоторое увеличение содержания кварц-полевошпатовых обособлений по сравнению с их объемом в крыльях, что в определенной степени компенсирует структурное разуплотнение в замке.

Многочисленны примеры перераспределения и избирательной миграции вещества в складках, деформирующих различные гнейсы полосчатой текстуры, в которых содержится большое количество кварц-полевошпатовых обособлений. Характерно, что за пределами изучавшихся складок, на участках спокойного залегания, процентное содержание кварц-полевошпатового материала не испытывает значительных колебаний и сохраняется неизменной полосчатая текстура гнейса. Появление складки в том же самом слое меняет ситуацию: происходит довольно резкое обогащение кварц-полевошпатовым материалом замковой части и значительное обеднение, вплоть до полного исчезновения этих компонентов в крыльях. Среднее же их содержание, пересчитанное в одной из складок на общий объем деформированного участка, соответствует содержанию кварц-полевошпатовых обособлений за пределами складки, следовательно, не привнос извне, а внутрислоевое перераспределение является в данном случае причиной повышенной концентрации полевого шпата и кварца в замковой части. Механическое выжимание, наподобие рассмотренного в вендском комплексе Урала, здесь полностью исключается. Сама структура обособлений становится в замковых частях более крупнокристаллической.

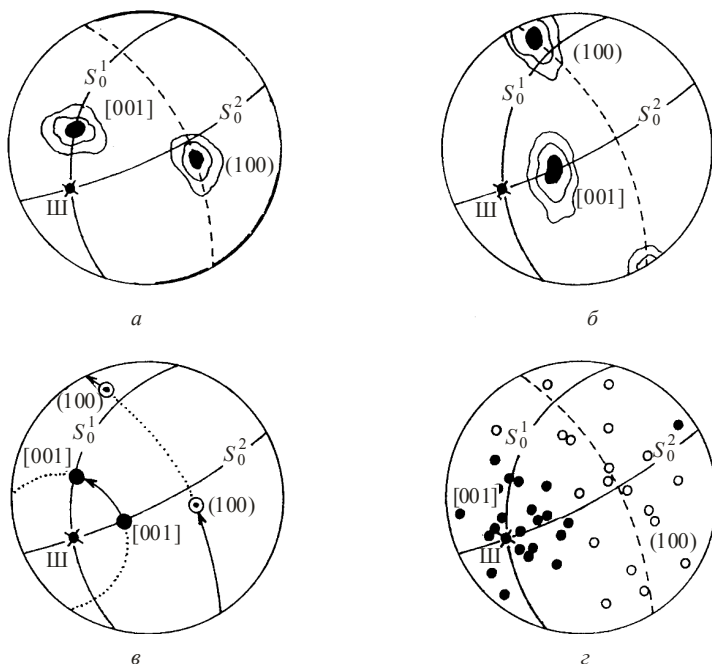
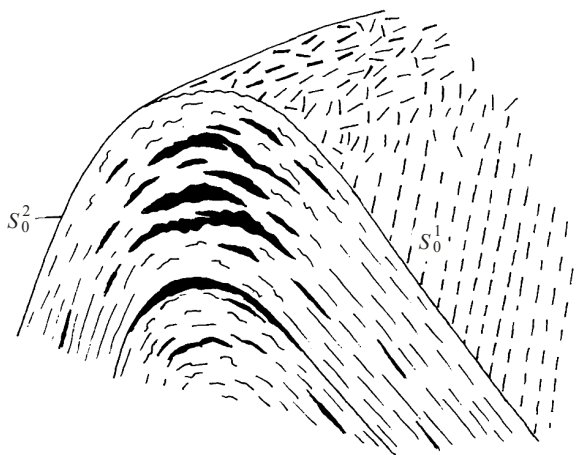


Рис. 10.6. Анализ ориентировки кристаллов дистена в складке
(Мамская кристаллическая полоса)

Вероятно, миграция в данном случае происходит на молекулярном уровне с растворением вещества в крыльях, его перемещением вдоль плоскостей сланцеватости и последующей кристаллизацией в зоне относительного структурного разуплотнения – в замковой части складки. Аналогичный характер локализации кварц-полевошпатового материала в замковых частях складок в гнейсах французских Альп описан в 1963 году Патриком ле Фортом как типичное явление в этом регионе.

Еще более многочисленны и разнообразны примеры дифференциации вещества с выделением свободного кварца и его миграцией в зоны относительного структурного разуплотнения.

В углисто-кварцевых докембрийских сланцах Малой Кабилии (Алжир) широко развиты мезокинкбанды сигмоидального и углового типов, в которых часто встречаются обособления белого кварца, иногда с небольшими пустотами, выполненными кристаллами горного хрусталя. Для того и другого типа кинкбандов характерна следующая закономерность: если внешний угол меньше внутреннего, то кварц локализуется в зоне, если же соотношение углов обратное, то свободного кварца в зоне нет, а непосредственно вблизи ее ограничения появляются тонкие согласные кварцевые прожилки, быстро выклинивающиеся с удалением от кинкбанда (рис. 10.7).



Рис. 10.7. Зависимость развития кварцевых обособлений от морфологии кинкбанда (Алжир, Кабия)

Следует отметить, что в 1969 году В. Ф. Сыромятниковым было экспериментально доказано, что кварц, как правило, мигрирует в зону относительно низкого давления из зоны высокого давления. В ряде случаев это явление может привести к увеличению в кинкбандах процентного содержания полезного компонента, растворимость

которого при увеличении давления существенно не изменяется. Именно этому процессу обязаны, по мнению Г. В. Тохтуева, наиболее богатые залежи руд Криворожского бассейна, располагающиеся в зонах повышенных давлений, из которых выносятся кварц.

С другой стороны, в толщах с повышенным содержанием золота с выносом кремнезема в замковые части складок и в кинкбанды связаны миграция и значительное повышение концентрации золота. Характеризуя золоторудные месторождения в докембрии Канады, М. Уайвчар указывает, что золоторудная минерализация нередко связана с мелкими складками и «структурами сжатия». Зарисовки этих структурных форм свидетельствуют о том, что они являются типичными кинкбандами (рис. 10.8).



Рис. 10.8. Развитие кварцево-золоторудной минерализации в зоне кинкбанда по М. Уайвчару (Канада)

Глубокий анализ условий образования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых метаморфогенно-гидротермального генезиса, и прежде всего золоторудных, был проведен В. А. Буряком. Наряду с такими факторами, как первичное повышенное фоновое содержание золота в определенных горизонтах углеродсодержащих алевросланцев, переслаивающихся с песчаниками и алевролитами и обогащенных осадочными сульфидами, отмечается приуроченность оруденения к складчатым структурам, особенно антиклинальным. Автор рассматривает их не как пассивные структурные ловушки, а как зоны, характеризующиеся благоприятным для рудообразования «застойным» режимом растворов, нагнетавшихся из участков повышенных давлений в процессе деформации.

По мнению многих исследователей, золоторудные месторождения Якутии, Охотско-Чукотского пояса, Австралии и других

регионов чаще всего образуются за счет переотложения золота в осадочных углистых карбонатно-терригенных породах в тех участках, где эти горизонты претерпели тектонические деформации. Как правило, наиболее перспективными являются замковые части складок и флексуорообразные перегибы, т.е. зоны относительного структурного разуплотнения. Отнесение месторождений этого типа к *структурным* является, вероятно, вполне справедливым.

Помимо рассмотренных процессов преимущественно внутрислоевого перераспределения, перекристаллизации и дифференциации вещества, в зонах относительного структурного разуплотнения очень часто происходит интенсивная метасоматическая переработка материала деформированных пластов. В зависимости от состава пород, РТ-условий, наличия подвижных фаз, открытости системы, в которой протекает процесс, и других конкретных условий результаты и масштаб метасоматических преобразований могут быть самыми разнообразными.

В условно закрытых системах процессы метасоматических преобразований в зонах разуплотнения протекают под воздействием мигрирующих из крыльев растворов, обогащенных наиболее подвижными, в том числе и рудными, компонентами, содержащимися в рассеянном состоянии в деформируемой толще. Так, в Северо-западном Казахстане (месторождение Жайрем) в процессе деформации толщи, представленной тонким переслаиванием песчаников, углисто-глинистых сланцев и карбонатных пород палеозоя, содержащих мелкие послойные выделения сульфидов железа, цинка и свинца, в замковых частях складок образовались промышленные залежи галенит-сфалерит-баритовых руд. При этом за счет интенсивной метасоматической переработки вмещающих пород рудные тела в общем случае не контролируются слоистостью, а имеют форму сложных залежей, «прорывающих» толщу. В ряде случаев обнаруживается довольно отчетливая закономерность локализации различных компонентов: непосредственно в зоне осевой плоскости складки локализуются баритовые метасоматиты, ближе к крыльям их сменяют свинцово-баритовые руды, за ними идут барит-свинцово-цинковые руды, затем свинцово-баритовые руды, за ними – барит-свинцово-цинковые, далее – свинцово-цинковые руды со слабой баритизацией и, наконец, наиболее удалены от замковой части

свинцово-цинковые руды (рис. 10.9). Наличие такой четкой закономерности может быть объяснено, прежде всего, различной миграционной способностью Ba, Pb, Zn и их соединений.

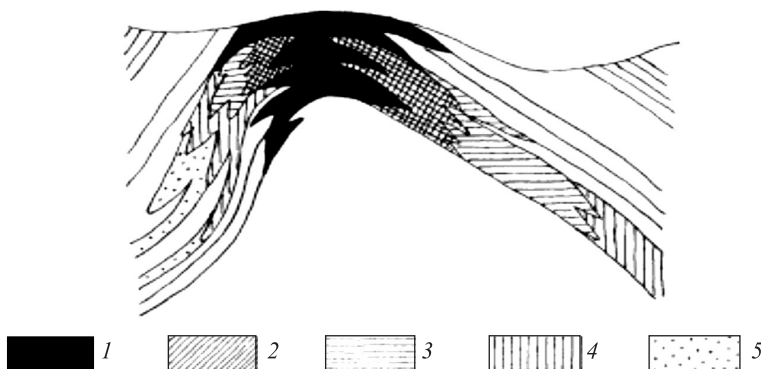


Рис. 10.9. Характер рудной минерализации месторождения Жайрем по А.Рожнову (упрощено): 1 – баритовые метасоматиты; 2 – свинцово-баритовые руды; 3 – барит-свинцово-цинковые руды; 4 – свинцово-цинковые руды со слабой баритизацией; 5 – свинцово-цинковые руды

В наиболее широких масштабах процессы перераспределения и дифференциации материала, обусловленные деформациями, происходят в областях высокотемпературного метаморфизма. Анализ пространственного размещения крупных полей пегматитов, гнейсогранитов и метаморфогенных гранитов в Мамской кристаллической полосе свидетельствует об их четкой приуроченности к крупным антиформным структурам. Рассмотрим два характерных примера.

Одной из наиболее крупных наложенных структур, деформирующих линейные складки более ранних этапов деформации, является Анангро-Патомская антиформа. Она «замыкает» Мамскую кристаллическую полосу на северо-востоке, где представляет собой плавную слабосимметричную структуру, хорошо прослеживаемую на протяжении 50–55 км. В юго-западном направлении антиформа интенсивно переработана сигмоидальными мегаинкбандами. Приосевая часть структуры в полосе шириной до 25–30 км на 70–80 % сложена пегматитовым материалом. Среди обширного поля пегматитов вмещающие породы наиболее часто встречаются в виде

реликтовых тел различных размеров. Ориентировка слоистости и сланцеватой текстуры конформна общей морфологии антиформы. Неоднородная внутренняя текстура пегматитов (гранит-пегматитов) также подчеркивает геометрию основной структуры. На основании этих данных, полученных в процессе крупномасштабного геологического картирования, мы считаем наиболее аргументированной из существующих гипотез о происхождении гигантских полей пегматитов Мамского региона концепцию Ю. М. Соколова, который относит их к метаморфогенным образованиям. В то же время приуроченность основной массы пегматитовых образований к сводовым частям антиформных структур свидетельствует о том, что наиболее благоприятные условия для *пегматитизации* толщи создавались в зонах относительных структурных разуплотнений, характеризующихся пониженными значениями давления.

Другая крупная наложенная структура – Дивуканская антиформа – имеет протяженность более 70 км. С различной интенсивностью она деформирует первичные линейные складки, в строении которых принимают участие породы мамской, кадаликанской и бодайбинской подсерий патомской серии. Степень метаморфических преобразований толщи в пределах структуры несколько усиливается с северо-востока на юго-запад, на что указывает положение северо-восточной части структуры в ставролитовой зоне метаморфизма, центральной части – в кианитовой и юго-западной – в силлиманитовой зоне (по схеме Д. А. Великославинского, 1963). На северо-востоке антиформа контролирует локализацию пегматитов, а на юго-западе вдоль ее оси широкое развитие получили продукты ультраметаморфизма. Обращает на себя внимание наличие постепенных переходов от стратифицируемых метаморфических пород различного литолого-петрографического состава в крыльях структуры к однородным гнейсо-гранитам и породам типичного гранитного облика в замковой части по следующей схеме: гетерогенные слоистые метаморфические породы – послонные мигматиты – тневые мигматиты – гнейсо-граниты – граниты. При этом внутренняя текстура мигматитов и гнейсо-гранитов строго конформна общей морфологии складчатой структуры. Более того, она в полной мере отражает аналогичный «вмещающей толще» характер и закономерности

пространственной ориентировки более мелких, деформированных антиформой, складок внутри гнейсо-гранитного поля.

При прослеживании по простиранию крупной пачки известково-силикатовых пород от одного крыла структуры до другого были получены интересные данные. В направлении от северо-восточного крыла к замковой части в пачке постепенно увеличивается количество темноцветных минералов, представленных, главным образом, амфиболом, уменьшается количество свободного кальцита и появляются тонкие лейкократовые обособления кварц-полевошпатового материала. Далее, наряду с амфиболом, появляется биотит, кальцит исчезает, кварц-полевошпатовые послойные обособления становятся преобладающими в разрезе, границы между ними и темноокрашенными полосами становятся менее четкими. Еще ближе к замковой части исчезает амфибол, замещаясь биотитом и наблюдается общее осветление породы за счет увеличения процентного содержания кварц-полевошпатового материала. Непосредственно в замковой части порода имеет гранито-гнейсовый облик. Аналогичная картина и в другом крыле (рис. 10.10).

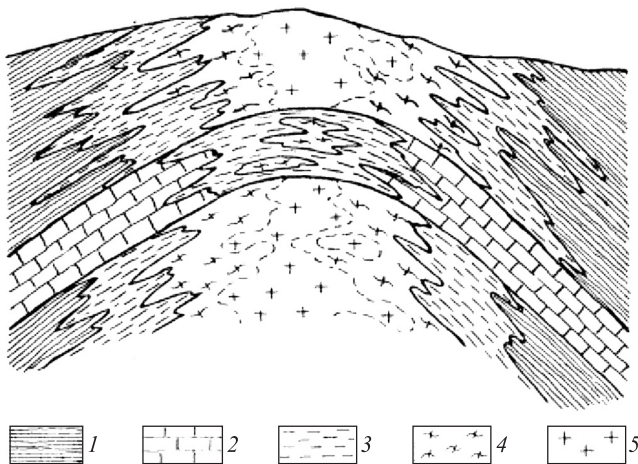


Рис. 10.10. Схематический разрез юго-западной части Диву-канской антиформы (Мамская кристаллическая полоса). 1 – гнейсо-сланцевая толща; 2 – кристаллические известняки; 3 – полосчатые послойные мигматиты; 4 – теньевые мигматиты и гнейсо-граниты; 5 – граниты

Для некарбонатных пород, при сохранении общей тенденции перехода к гнейсо-гранитам, границы переходной зоны значительно смещены к крыльям структуры. Отсутствуют мигматиты, обогащенные амфиболом, а в замковой части гранито-гнейсовые текстуры в ряде случаев переходят в типичные гранитные

На основании приведенных данных и результатов стереогеометрического анализа, проводившегося автором данного пособия, могут быть сделаны следующие выводы:

1. Процессы ультраметаморфизма, гранитизации и пегматитообразования тесно связаны в пространстве и времени с образованием крупных наложенных складчатых структур.

2. Локализация продуктов ультраметаморфизма в сводовых частях антиформных структур может быть объяснена относительно пониженным общим давлением и практически отсутствующим стрессом, в результате чего были созданы благоприятные условия для миграции в эту зону наиболее мобильных компонентов, а также для метасоматической переработки исходного материала и его гомогенизации.

3. Процессы пегматитизации и гранитизации могли быть как изохимическими, так и аллохимическими, в зависимости от состава исходной породы и наличия проницаемых зон (систем разломов), служивших путями привноса-выноса различных компонентов.

Образование больших масс пегматитов, мигматитов и гнейсогранитов за счет дифференциации материала и метасоматической переработки вмещающих пород логически увязывается с решением проблемы пространства в сводовых частях антиклинальных структур, где суммарная мощность вмещающих пород в ряде случаев в десятки раз меньше, чем их мощность в крыльях структур, и в то же время отсутствуют какие бы то ни было структурные и другие геологические данные о внедрении и даже о каком-либо существенном перемещении основной массы пегматитов и гнейсогранитов в рассмотренных примерах.

Аналогичный генезис имеют, вероятно, и слюдоносные пегматиты, контролируемые сигмоидальными мегакинкбандами, широко развитыми в северо-восточной части Мамской кристаллической полосы. Являясь сдвигово-складчатыми формами, мегакинкбанды после образования оставались структурами достаточно проницаемыми для растворов, под воздействием которых происходил интенсивный наложенный процесс гидролиза пегматитов и слюдообразование.

10.3. Морфологический тип складки как отражение интенсивности внутрислоевого перераспределения вещества

Рассмотренные примеры перераспределения и дифференциации вещества свидетельствуют о тесной связи и обусловленности этих процессов складчатыми и сдвигово-складчатыми деформациями. Однако очевидность этой взаимосвязи ставит перед исследователями вопрос, касающийся, прежде всего, особенностей локализации различных рудопроявлений: *почему в одной и той же рудовещающей толще наряду со складчатыми структурами, контролирующими значительные промышленные концентрации рудного компонента, существуют «пустые» структуры?* Ключ к разгадке находится, по нашему мнению, в конкретных морфологических особенностях этих структур, так или иначе отражающих индивидуальные черты динамики процесса деформации – перераспределения.

В гетерогенно-слоистой среде, характеризующейся чередованием пластов различной вязкости, установлена тенденция к образованию того или иного морфологического типа элементарных складок в зависимости от особенностей сочетания пластов различной вязкости в деформируемом пакете. При этом, как показали наблюдения в вендском комплексе Среднего Урала и в Аннабинском кристаллическом массиве, размеры складчатой структуры не оказывают решающего влияния на морфологию элементарных складок, а следовательно, и на характер перераспределения вещества. Исходя из этого, детальный морфологический анализ складчатых макроформ, доступных наблюдению в естественных разрезах, и систематизация этих данных характеризуют, в конечном итоге, общие закономерности деформации и перераспределения вещества, которые могут быть распространены и на более крупные структуры исследуемой площади, детальное морфологическое изучение которых ограничено недостаточной степенью обнаженности.

Еще одной существенной особенностью складкообразования, которая отмечается во всех складчатых регионах и может быть принята как эмпирически установленная закономерность, является *отчетливо выраженная тенденция к формированию подобных складок* не только в однородных, но и в гетерогенных породах, если

рассматривать складку в целом. Эта закономерность накладывает отпечаток на морфологические особенности элементарных складок: чем больше среди них параллельных (тип II) или приближающихся к ним по морфологии форм, тем больше элементарных складок типа V и даже седловидных (тип IV), поскольку для результирующей складчатой формы в большинстве случаев коэффициент $K = \sin \alpha / 2$ или

$$K_1 = (M_2^1 + M_2^2 + M_2^3 + \dots M_2^n) / (M_1^1 + M_1^2 + M_1^3 + \dots M_1^n) = \sin \alpha / 2.$$

При помощи номограммы эта закономерность подтверждается данными анализа конкретных складчатых форм, взятых из различных регионов (рис. 10.11). Наименьший разброс точек в поле номограммы дают складки, сформированные в сравнительно однородных слоистых породах, причем независимо от угла складки эти точки концентрируются вблизи линии, соответствующей типу IV (подобные). Типичными примерами могут служить четыре складки в однородных кристаллических известняках с четко выраженной тонкослоистой текстурой в Аннабинском кристаллическом массиве. Так, в одной из складок с углом $\alpha = 10^\circ$ проанализировано 4 соседних элементарных формы, каждая из которых представлена одним слоем. Частные значения коэффициентов K составляют:

$$K_1 = M_2^1 / M_1^1 = 2 / 27 = 0,07; \quad K_2 = M_2^2 / M_1^2 = 3,5 / 34 = 0,10;$$

$$K_3 = M_2^3 / M_1^3 = 1,6 / 20 = 0,08; \quad K_4 = M_1^4 / M_2^4 = 4,5 / 75 = 0,06.$$

Для складки в целом

$$K = (M_2^1 + M_2^2 + M_2^3 + M_2^4) / (M_1^1 + M_1^2 + M_1^3 + M_1^4) = 11,6 / 156 = 0,07.$$

Аналогичным способом определены коэффициенты K для складок с углом $25^\circ - K = 0,22$, с углом $32^\circ - K = 0,3$, с углом $60^\circ - K = 0,51$.

При нанесении на номограмму пунктов расположения проанализированных складок установлено почти идеальное соответствие суммарной характеристики каждой из них типу IV (подобные складки) при незначительном разбросе всех элементарных форм в пределах смежных подтипов III г и V а.

Наибольший разброс обнаруживается в тех случаях, когда переслаиваются гетерогенные слои различной мощности в случайных сочетаниях. Типичным примером может служить складка с углом $\alpha = 44^\circ$.

При равномерном тонком переслаивании различных по вязкости пород элементарные складки, сложенные менее вязким материалом, располагаются на номограмме в поле, соответствующем типу V, а более вязкие слои образуют складки типа III, причем отдельные формы, вообще, не изменяют своей мощности и отвечают типу II (параллельные складки). Так, для одной из складок рассчитаны коэффициенты K для 10 прослоев аргиллита и такого же количества прослоев песчаника (особенности характера переслаивания этой пачки и изменение мощностей прослоев при ее деформации представлено на рис. 10.1). Морфология элементарных форм представлена здесь широким спектром. Отношение же мощностей всех слоев в крыле к сумме их мощностей в замковой части равно 0,57, что при угле складки 65° свидетельствует о ее принадлежности в целом к типу подобных (см. рис. 10.11).

В том случае, когда в разрезе преобладают песчаники, представленные относительно мощными слоями, а аргиллиты образуют тонкие прослои, элементарные складки группируются на номограмме тесными семействами, объединяющими слои с одинаковой степенью вязкости. В складке с углом $\alpha = 80^\circ$ были проанализированы 5 элементарных форм, в которых коэффициенты K для аргиллитовых прослоев имеют значения 0,08 и 0,07, а для слоев песчаника – 0,82; 0,83 и 0,85, т.е. эти два семейства не только не сопоставимы по своим морфологическим особенностям, но и весьма далеки от подобных складок. Однако результирующая складчатая форма и в этом случае близка к типу IV.

При обратных соотношениях аргиллитов и песчаников, когда последние образуют лишь маломощные прослои в аргиллитах, результирующая форма также имеет морфологию подобной складки. Формы, близкие по морфологии к подобным, имеют и элементарные складки аргиллитовых слоев. Прослои же песчаников не изменяют своей мощности и соответствуют или близки к типу II – параллельным складкам (см. рис. 10.11, складка с углом $\alpha = 95^\circ$).

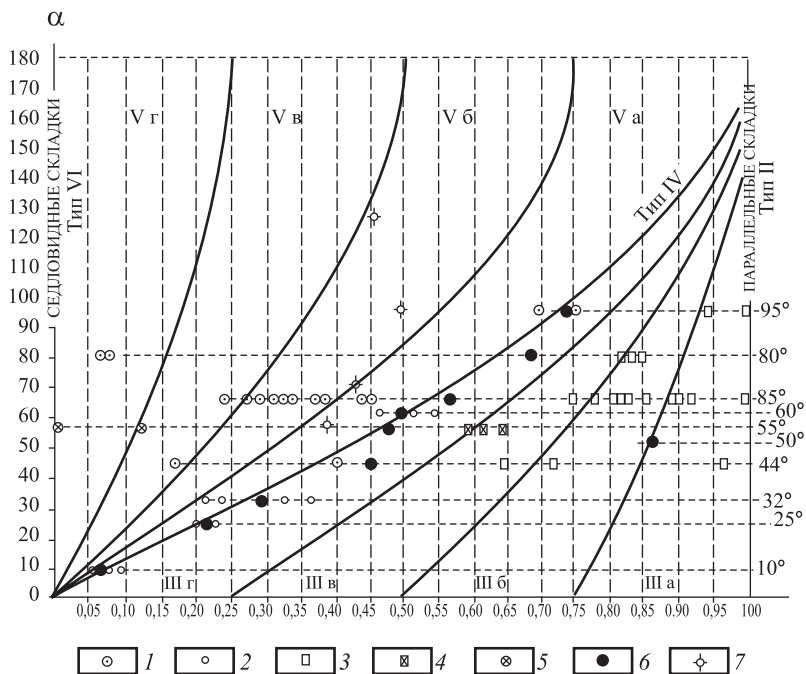


Рис. 10.11. Морфологический анализ складчатых форм: элементарные складки: 1 – в аргиллитах, 2 – в кристаллических известняках, 3 – в песчаниках, 4 – в гнейсах, 5 – седловидные кварцевые обособления, 6 – результирующая складчатая форма, 7 – частные положения элементарных форм в «затухающих складках».

Значительный интерес представляют складки, сложенные относительно однородными породами, имеющими в момент деформации повышенную вязкость, препятствующую полной компенсации зоны разуплотнения материалом деформируемых слоев за счет его внутрислоевого перераспределения. В таких случаях либо образуются «недоразвитые» формы, быстро затухающие вдоль осевой плоскости в нормальном разрезе, либо в замковой части образуется серия *седловидных отслоений*, заполняемых мобильным веществом, например кальцитом, кварц-полевошпатовым материалом, кварцем и другими компонентами, в зависимости от температурных условий, в которых протекает деформация, и от состава пород, образующих складку.

Результирующая складчатая структура «недоразвитых» форм в пакетах вязких пород по своей морфологии относится к типу III или к параллельным складкам (складка с углом $\alpha = 50^\circ$ на рис. 10.11). Эти формы характеризуются последовательным уменьшением радиуса изгиба слоев от сводовой части к ядру и довольно резким затуханием складки в ее «основании» (обычно на границе с более пластичными породами). Иногда такие складки ограничены разрывным нарушением, проходящим параллельно их зеркалу.

К «недоразвитым» следует отнести и такие складки, которые развиваются в относительно пластичных породах и быстро затухают в результате последовательного увеличения радиуса изгиба слоев к ядерной части, а, следовательно, и постепенного увеличения ее угла до 180° , т.е. до полного исчезновения складчатого изгиба (рис. 10.12). Морфологический анализ таких складок вызывает большие затруднения, поскольку, являясь единой формой, складка не имеет определенного угла, а усредненные данные не дают отчетливого представления о структуре в целом. Анализ элементарных складок в таких случаях дает на номограмме большой разброс как по вертикали, так и по горизонтали в зоне морфологического типа V (см. рис. 10.11). Эти складчатые формы напоминают изгибы пластичных пород на участках разрыва вязких пластов при их растяжении и образовании структур будинаж.

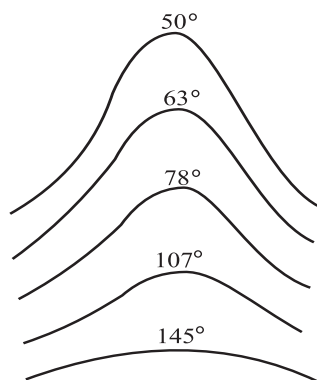


Рис. 10.12. Изменение угла складки вдоль ее осевой плоскости

Складки, развивающиеся по типу подобных за счет образования седловидных отслоений в замковой части, встречаются довольно часто. Проанализируем в качестве примера одну из складок в биотит-амфиболовых гнейсах с двумя седловидными камерами отслоения, выполненными кварцем (рис. 10.13). Угол складки $\alpha = 55^\circ$. Коэффициенты K для гнейсов имеют следующие значения:

$$K_1 = 20 / 32 = 0,62;$$

$$K_2 = 15 / 23 = 0,65 ; K_3 = 3 / 5 = 0,6.$$

На номограмме все три элементарные складки образуют компактное семейство морфологического подтипа III в. Одна из седловидных жил имеет $K_4 = 0 / 18 = 0$; у второй, с тонкими проводничками вдоль слоистости, коэффициент $K_5 = 0,5 / 4 = 0,125$. Суммарный коэффициент

$$K = (20 + 15 + 3 + 0,5) / (32 + 23 + 5 + 18 + 4) = 0,47.$$

Нанесение общего результата на номограмму свидетельствует о почти идеальном соответствии складки типу IV. Таким образом, компенсация осевой мощности до значения $M_2 / M_1 = \sin(55^\circ/2)$ произошла в складке за счет образования седловидных отслоений в замковой части.

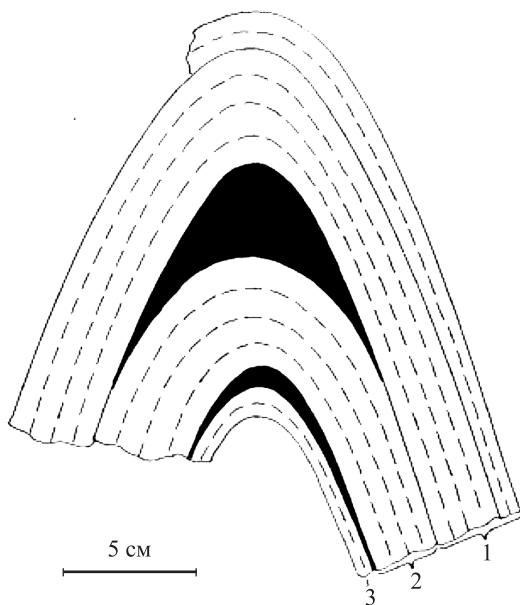


Рис. 10.13. Складка с седловидными кварцевыми жилами (Мамская кристаллическая полоса)

Складки аналогичного типа встречаются в природе довольно часто. Размеры их изменяются в широких пределах – от микроформ до структур, имеющих размах крыльев в десятки и сотни метров и прослеживающихся на глубину до тысячи метров при сохранении

своих морфологических особенностей. Достаточно упомянуть структуру Бендига в Австралии, контролирующую седловидные золотоносные залежи.

Проведенный анализ складчатых форм позволяет сделать следующий вывод: *в слоистых комплексах различного возраста и степени метаморфизма складчатые деформации имеют общую тенденцию к формированию структур подобного типа, представляющих собой сочетание самых разнообразных морфологических типов элементарных складок.* Подобная складчатость является, очевидно, отражением наиболее полного структурного равновесия системы с конкретными условиями поля напряжений, которое явилось причиной деформации.

Исходя из отмеченной закономерности, перераспределение материала в слоистой деформированной толще в целом может быть выражено формулой

$$M_2 / M_1 = \sin (\alpha / 2) ,$$

т.е. угол складки является мерой относительного структурного разуплотнения, а следовательно, и показателем конечного результата перераспределения материала – его миграции из крыльев в замковую часть складчатых структур.

Для однородных, достаточно пластичных в условиях деформации слоистых пакетов элементарные складки имеют те же морфологические черты, что и структура в целом, лишь незначительно отклоняясь от типа подобных. В этих складках в наименьшей степени выражены такие явления, как дифференциация вещества, отсутствуют или незначительны различия кристаллической структуры в крыльях и замковой части. Такие складчатые формы не являются, в большинстве своем, перспективными для обнаружения в них каких-либо рудных концентраций, генетически связанных со складкообразованием.

В складках, деформирующих толщу, гетерогенную по физическим свойствам отдельных слоев, как это отчетливо видно на приведенной номограмме (см. рис. 10.11), имеются все морфологические типы элементарных форм. Это свидетельствует, прежде всего, о различной миграционной способности как того или иного слоя в целом, так и составляющих его компонентов в одних и тех же РТ-условиях.

Складка и составляющие ее элементарные формы со всеми изменениями внутренней текстуры и новообразованиями являются конечным результатом деформации и содержат в себе большую информацию о самом процессе структурной и физико-химической эволюции толщи.

Номограмма позволяет выяснить в первую очередь конечный результат структурной перестройки и закономерности перераспределения материала в процессе деформации как для складчатой структуры в целом, так и для составляющих ее отдельных элементарных форм, образованных слоями различного литолого-петрографического состава.

Интенсивность перераспределения материала на номограмме возрастает справа налево от вертикальной линии, соответствующей типу II, до следующей вертикальной линии, соответствующей типу VI. Показателем интенсивности является величина, обратно пропорциональная коэффициенту K для определенного угла складки. Если ее выразить в процентах, то складки типа II отвечают формам, в которых внутрислоевая миграция вещества из крыльев в замковую часть отсутствует (равна нулю), в складках же типа VI происходит полная, 100%-ная миграция. Промежуточные типы и подтипы складок, занимающие все поле номограммы, отвечают последовательному увеличению миграции вещества при складчатой деформации от 0 до 100 %. Тесная связь интенсивности внутрислоевого перераспределения материала с геометрическим типом складки позволяет с помощью номограммы произвести качественную и количественную оценку перераспределения как по отдельным складчатым формам, так и при массовом морфологическом анализе складок на значительных площадях.

Для анализа особенностей физико-химической дифференциации вещества при складкообразовании требуются дополнительные данные (например, минералогический или химический анализы), сопоставляя которые с конкретными морфологическими типами складок в конкретных породах можно сделать более определенные выводы о характере взаимозависимости этих процессов.

Контрольные вопросы

1. Что следует понимать под относительным структурным разуплотнением и что является его причиной в слоистой толще?
2. Можно ли количественно оценить величину относительного структурного разуплотнения?
3. Как влияет литолого-петрографический состав деформируемых пластов на характер перераспределения вещества?
4. Каковы особенности структурного разуплотнения в кинкбандах.
5. Расскажите об основных формах перераспределения веществ.
6. Какова масштабность процессов разуплотнения и перераспределения вещества в земной коре.
7. Попытайтесь доказать наличие последовательной логической связи в цепи: слоистая геологическая система – поле попалеотектонических напряжений – деформации – образование зон разуплотнения – миграция и дифференциация вещества – формирования залежей полезных ископаемых.
8. Что является причиной существенного преобладания подобных складок в складчатых системах различного возраста и степени метаморфизма?

Глава 11

УСЛОВИЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В СКЛАДКЕ И ИХ РОЛЬ В ПРОЦЕССЕ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВА

Являясь зоной относительного структурного разуплотнения, замковая часть складки в то же время характеризуется в различных морфологических типах элементарных форм различными условиями напряженного состояния, меняющимися в процессе деформации в связи с изменением угла наклона слоистости по отношению к действующей силе (P), вызывающей изгибание слоев.

Наиболее наглядным показателем неоднородности напряженного состояния могут служить *изогоны*. До настоящего времени изогоны рассматривались всего лишь как линии, соединяющие точки касания двух параллельных прямых к внешней и внутренней дугам изгиба слоя. Однако в нормальном сечении складки они являются также линиями (а в складке как объемном трехмерном теле – плоскостями), отвечающими постоянным значениям нормальных и касательных напряжений.

Величины нормального P_n и касательного τ напряжений являются производными действующей силы (стресса) и угла λ между направлением стрессового усилия и ориентировкой нормального напряжения, которое перпендикулярно плоскости слоистости. Так, для изогоны в 60° угол τ будет равен $90^\circ - 60^\circ = 30^\circ$, для нулевой изогоны, проходящей по осевой плоскости, $\tau = 90^\circ - 0^\circ = 90^\circ$ и т.д. Используя формулы касательного ($\tau = P/2 \cdot \sin 2\alpha$) и нормального ($P_n = P \cdot \cos \lambda$) напряжений, мы можем определить их относительные величины, действующие вдоль каждой изогоны.

Поскольку реальное значение силы P не может быть определено, примем $P = 1$, а значение нормального и касательного напряжений выразим величинами, функционально зависимыми от угла λ в соответствии с приведенными формулами. Удобнее всего определять их относительные значения с помощью рассчитанного автором графика (рис. 11.1). Так, например, для того чтобы найти

относительные величины P_n и τ , действующие вдоль изогонь, расположенной под углом 30° к осевой плоскости, определим угол λ ($90^\circ - 30^\circ = 60^\circ$), проведем от значения этого угла на вертикальной оси горизонтальную линию до пересечения с соответствующими кривыми и полученные точки спроецируем на линию значений P . Нормальное напряжение в данном случае будет равно $0,25 P$, а касательное – $0,43 P$.

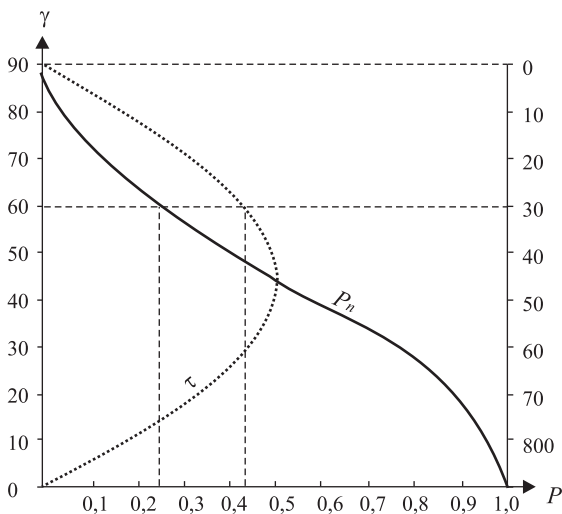


Рис. 11.1. Номограмма для определения относительных величин нормального и касательного напряжений в складке

В подобных элементарных складках изогонь параллельны осевой плоскости, следовательно, изменение напряженного состояния вещества, обусловленное стрессовым усилием, происходит равномерно от кровли до подошвы деформированного слоя, т.е. на равных расстояниях от осевой плоскости существовали одинаковые условия напряженности (рис. 11.2, а).

Для конвергентных складок типа III веер изогонь, расходящийся к сводовой части, свидетельствует одновременно о расширении зоны относительного структурного разуплотнения и о значительно большем объеме пространства с наименьшими значениями нормальных напряжений в этом направлении (рис. 11.2, б). В дивергентных складках типа V и VI картина обратная (рис. 11.2, в).

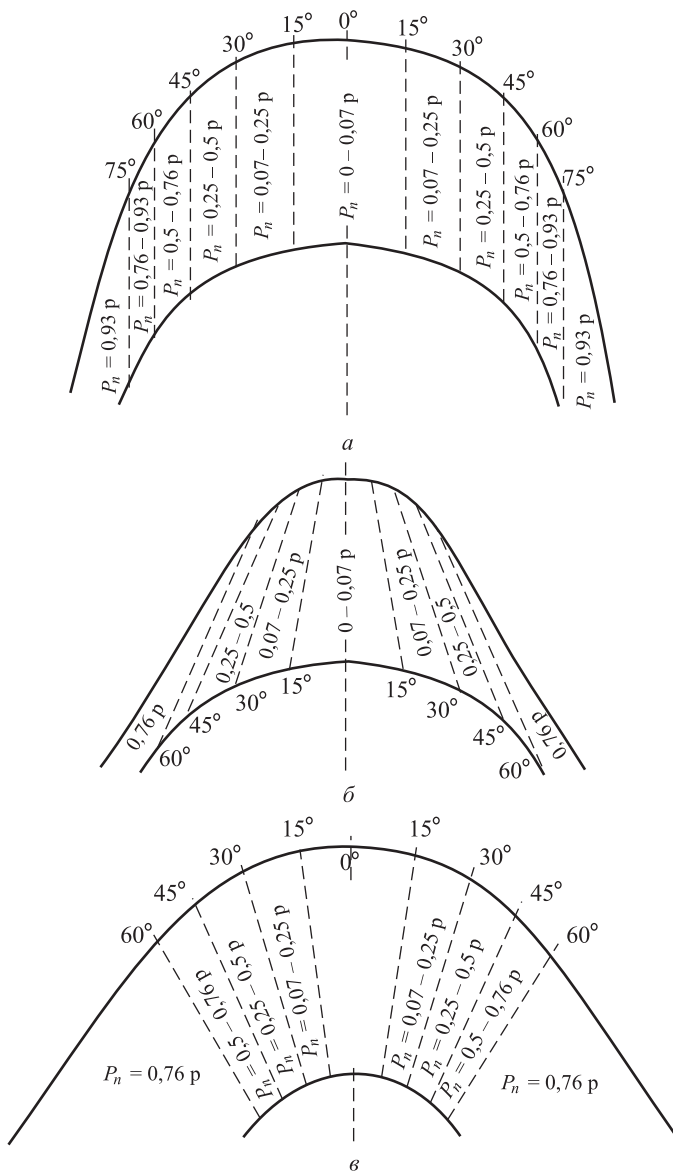


Рис. 11.2. Распределение относительных величин нормальных напряжений в различных типах складок: а – в подобных; б – в конвергентных; в – в дивергентных

О значении различного характера распределения относительных величин нормальных напряжений можно судить по наблюдениям за интенсивностью процессов перекристаллизации и дифференциации вещества в замковых частях складчатых форм. Рассмотрим два конкретных типичных примера.

В элементарной складке типа III (рис. 11.3, *а*), сложенной биотитовыми гнейсами, вблизи сводовой части наблюдается интенсивный процесс пегматитизации с образованием крупнокристаллической структуры. Размер кристаллов полевого шпата, кварца и слюдястых минералов постепенно уменьшается по направлению к крыльям и к ядерной части складки. Контакты с гнейсом часто нечеткие. В эндоконтакте нередко сохраняется первичная ориентировка слюд.

В элементарной складке типа V, деформирующей известково-силикатную породу, интенсивная перекристаллизация и дифференциация вещества наблюдаются в замковой части, наиболее удаленной от свода (рис. 11.3, *б*).

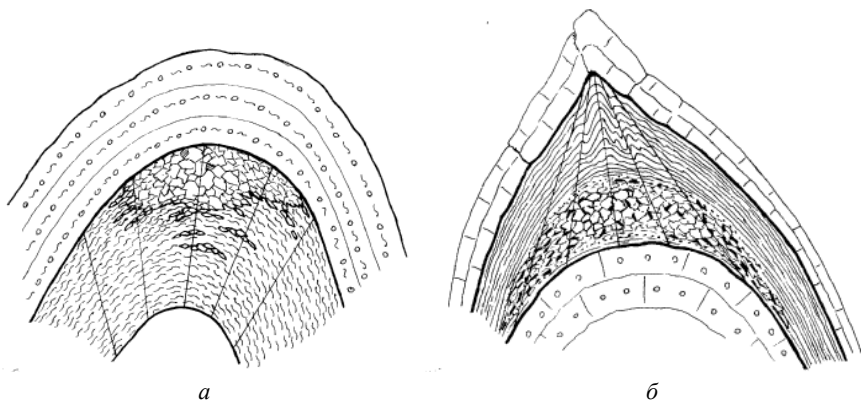


Рис. 11.3. Различное расположение зон интенсивной перекристаллизации в замковых частях складок (Мамская кристаллическая полоса): *а* – в складке с конвергентным веером изогон (тип III); *б* – в складке с дивергентным веером изогон (тип V)

Как в одном, так и в другом случаях участки существенных преобразований первичного субстрата являются, по всей вероятности, отражением наиболее благоприятной обстановки в той части зоны относительного структурного разуплотнения, в которой в меньшей степени влияли нормальные напряжения. Изучение

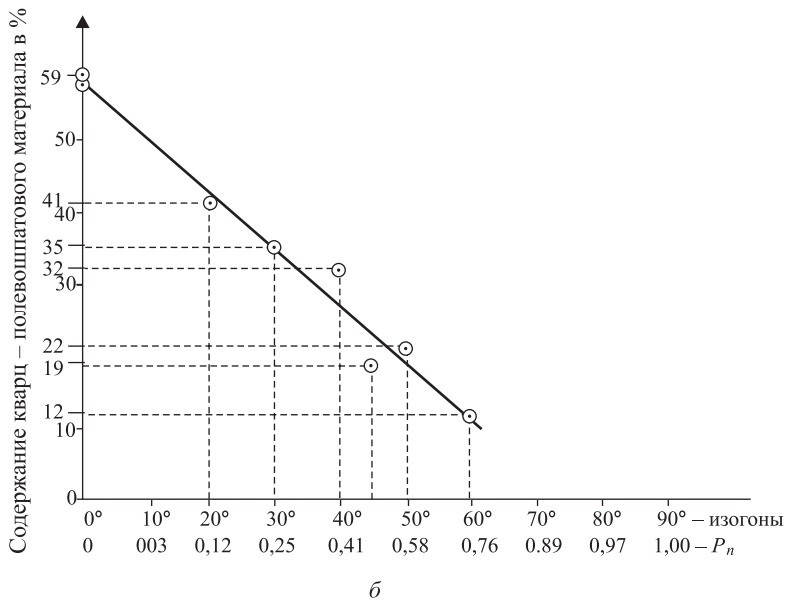
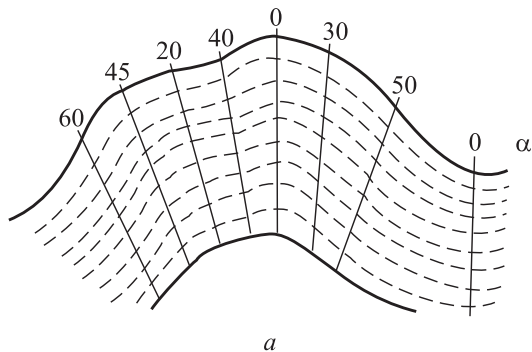


Рис. 11.4. Анализ характера распределения кварц-полевошпатового материала в складке (Мамская кристаллическая полоса): *a* – расположение изогон в нормальном сечении складки; *b* – график зависимости процентного содержания кварц-полевошпатовых обособлений от относительной величины нормальных напряжений

морфологии и неоднородности минералогического состава одной из складок (рис. 11.4, *a*), деформирующей биотитовые гнейсы со значительным количеством кварц-полевошпатового материала, обособленного в виде тонких линзовидных скоплений (угол складки 60° , коэффициент $K = 0,64$), показало, что она относится к подтипу III в. В срезе складки, перпендикулярном шарниру, была протрассирована серия изогон, вдоль каждой из которых подсчитывалось процентное содержание кварц-полевошпатового материала. Для каждой изогон рассчитывалась относительная величина нормальных напряжений. Результаты сведены в график (рис. 11.4, *b*), который свидетельствует о достаточно тесной обратной зависимости процентного содержания кварц-полевошпатовых обособлений от относительной величины нормального напряжения.

Рассмотренные примеры свидетельствуют о наличии тесных связей процессов перераспределения, дифференциации и перекристаллизации вещества с морфологическими особенностями и, очевидно, с внутренней неоднородностью напряженного состояния в каждой складке, которая может рассматриваться как относительно изолированная локальная система неоднородных РТ-условий, определяющих в конечном итоге основные результаты отмеченных процессов.

Детальный морфологический анализ складчатых структур по предлагаемой автором схеме, со всесторонним изучением внутренней структуры и химико-минералогического состава вещества, характера переслаивания деформированных пластов различной вязкости и других факторов, несомненно даст положительные результаты в плане углубленного понимания закономерностей миграции и дифференциации вещества, минерало- и рудообразования.

Контрольные вопросы

1. Дайте определения термина «изогона».
2. Каково соотношение ориентировки приложенной силы с нормальными и касательными напряжениями?
3. Каковы относительные величины нормального и касательно-го напряжений в складке?
4. Изогоны как индикатор относительной величины нормальных палеонапряжений и зон, наиболее благоприятных для миграции и перекристаллизации вещества в замковых частях складок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методика изучения тектонических структур сложнодислоцированных комплексов включает в себя самые различные направления структурных исследований. Каждое из них имеет свои определенные задачи, решение которых раскрывает ту или иную закономерность качественных и количественных причинно-следственных связей в цепи *слоистая среда – поле напряжений – деформация – складчатая структура* с определением места и времени метаморфизма и рудообразования в этой цепи.

Для освещения всего комплекса геологических событий по их конечному результату – современной тектонической структуре региона – необходим единый методический цикл структурных исследований, обоснованный теоретически и апробированный на конкретных геологических объектах. При изучении складчатых форм и связанных с ними структурных парагенезисов он должен включать четыре основных взаимосвязанных блока :

1 – морфологический и морфометрический анализ складчатых форм;

2 – стереогеометрический анализ;

3 – динамический анализ, позволяющий реставрировать ориентировку палеонапряжений, обусловивших конкретные тектонометаморфические процессы;

4 – анализ причинно-следственных связей палеонапряжений, деформации и перераспределения вещества в складчатых структурах.

Для получения удовлетворительных результатов при проведении полного цикла структурных исследований необходима весьма кропотливая и напряженная работа как в полевых, так и в камеральных условиях. Особое внимание следует уделять последнему из названных блоков, поскольку в нем заложены основы нового направления структурного анализа, непосредственно связанного с изучением рудоконтролирующих складчатых и сдвигово-складчатых структур и с прогнозированием залежей различных полезных ископаемых.

Список рекомендуемой литературы

1. Бочкарев В. С. Основные проблемы стратиграфии мезозойских отложений Западной Сибири / В. С. Бочкарев [и др.] // Геология нефти и газа, 2000. – № 1,
2. Бочкарев В. С. К истории развития локальных поднятий Среднего Приобья в связи с возможной оценкой их нефтегазоносности / В. С. Бочкарев, Т. М. Онищук, А. П. Соколовский // Недра. Новые материалы по геологии и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности: тр. ЗапСибНИГНИ, 1972. Вып. 58.
3. Гаврилов В. П. Геотектоника: учебник / В. П. Гаврилов. – М.: Нефть и газ; Изд-во РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, 2005. – 368 с.
4. Казаков А. Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах / А. Н. Казаков. – Л.: Наука, 1976. – 238 с.
5. Казаков А. Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов / А. Н. Казаков. – Л.: Наука, 1987. – 272 с.
6. Косыгин Ю. А. Тектоника / Ю. А. Косыгин. – М.: Недра, 1969. – 616 с.
7. Леворсен А. Геология нефти и газа / А. Леворсен. – М.: Мир, 1970. – 638 с.
8. Литмологические закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов / под ред. Ю. Н. Карогодина. – Новосибирск: Наука; Сиб. отд., 1990.
9. Нейман Н. Б. Теория и методика палеотектонического анализа / Н. Б. Нейман. – М., Недра, 1984. – 80 с.
10. Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов / под ред. К. О. Кратца и А. Н. Казакова. – Л.: Наука, 1978. – 245 с.
11. Родыгин А. И. Азимутальные проекции в структурной геологии / А. И. Родыгин. – Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1981. – 135 с.
12. Рудкевич М. Я. Тектоника и генезис Западно-Сибирской плиты в свете новых геолого-геофизических данных / М. Я. Рудкевич // Тектоника Сибири. Т. IX. – Новосибирск: Наука, 1980.
13. Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат / Л. Б. Рухин. – Л., 1961. – 780 с.
14. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли / Н. М. Страхов. – М.: Госгеолиздат, 1963. – 535 с.

15. Тохтуев Г. В. Кинкбанды (полосы изгиба – излома) их структурное и рудоконтролирующее значение / Г. В. Тохтуев, А. С. Флаас. – Киев: ИГФМ АН УССР, 1978. – 65 с.

16. Теория складкообразования в земной коре / Ж. С. Ержанов [и др.] / под ред. А. А. Яншина. – М.: Наука, 1975. – 239 с.

17. Флаас А. С. Структурные исследования в складчатых регионах: учеб. пособие. Ч. 1. Морфологический анализ пликативных форм / А. С. Флаас; Перм. гос. техн. ун-т. – Пермь, 1998. – 72 с.

18. Флаас А. С. Структурные исследования в складчатых регионах: учеб. пособие. Ч. 2. Морфологический анализ пликативных форм / А. С. Флаас; Перм. гос. техн. ун-т. – Пермь, 1998. – 72 с.

19. Хаин В. Е. Геотектоника с основами геодинамики: учебник / В. Е. Хаин, М. Г. Ломизе. – 2 изд., испр. и доп. – М.: Изд-во КДУ, 2005. – 560 с.

20. Чиков Б. М. Региональная деформированность мезозоя внутренних районов Западно-Сибирской плиты (сейсмоструктурный анализ)/Геология нефти и газа. – 2000. – № 2,

21. Шелепов В. В. Геолого-геофизические основы поисков, разведки и разработки залежей углеводородов в нижнемеловой покровно-клиноформной формации Западной Сибири (на примере Когалымского региона) / В. В. Шелепов: Перм. гос. техн. ун-т. – Пермь, 2000. – 188 с.

22. Яковлев Г. Ф. Геологические структуры рудных полей и месторождений / Г. Ф. Яковлев. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1982. – 270 с.

23. Paterson N. S. Experimental deformation and folding in phyllite / N. S. Paterson, L. E. Weiss // *Bul. Geol. Soc. Amer.* – 1966. – Vol. 77. – P. 343 – 374.

**Самостоятельная работа по палеотектоническому анализу
клиноформного комплекса**

Студентам специальности «Геология нефти и газа» после детального ознакомления с методикой приведенного выше (разделы 7.1. и 7.2.) палеотектонического анализа по восточной клиноформной части регионального профиля рекомендуется дать геологическое объяснение соотношениям основных отражающих горизонтов по западной половине профиля, используя приведенные для этой части разреза диаграммы и формулы.

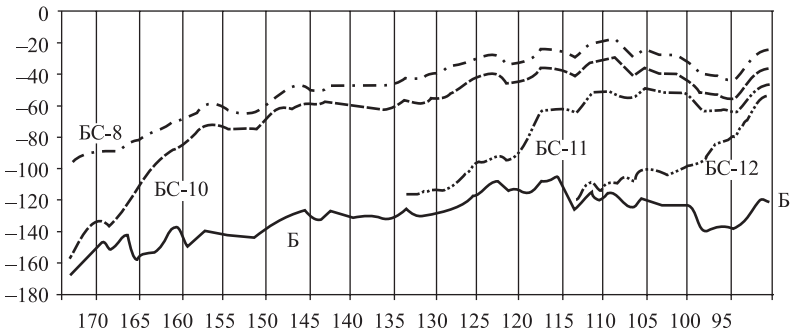
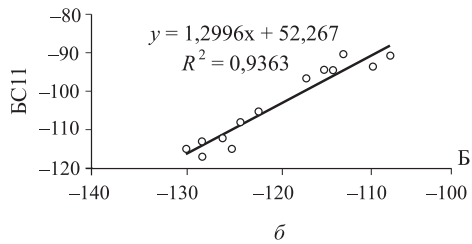
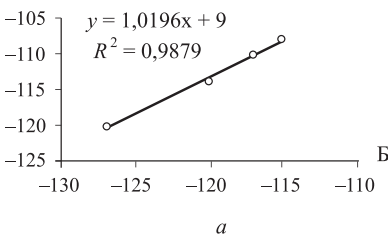


Рис. П1. Основные отражающие горизонты западной половины регионального сейсмического профиля



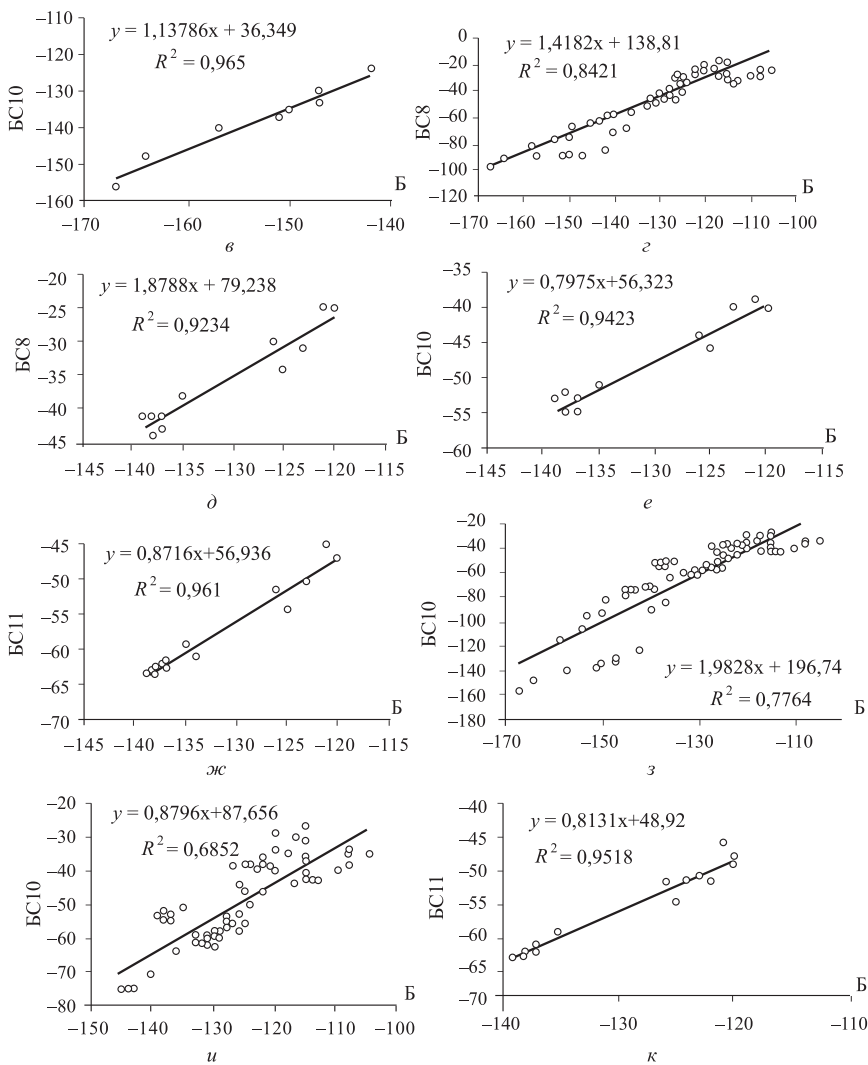


Рис. П2. Диаграммы соотношения рельефа основных отражающих горизонтов покровно-клиноформного комплекса с ОГ «Б» в пределах западной половины регионального геолого-геофизического профиля. Соотношения: *a* – рельефа ОГ Б и BC-12 (фондоформа, т.т. 109–114); *б* – рельефа ОГ Б и BC-11 (фондоформа, т.т. 121–134); *в* – рельефа ОГ Б и BC-10 (фондоформа, т.т. 166–174); *г* – рельефа ОГ Б и BC-8 (сводная диаграмма, т.т. 91–174); *д* – рельефа ОГ Б и BC-8 (т.т. 91–101); *е* – рельефа ОГ Б и BC-10 (т.т. 91–101); *ж* – рельефа ОГ Б и BC-11 (т.т. 91–101); *з* – поверхности Б BC-10 (сводная диаграмма, т.т. 91–174); *и* – рельефа ОГ Б и BC-10 (т.т. 91–154); *к* – рельефа Б и BC-11 (т.т. 91–105)

Итоговая контрольная работа

В целях закрепления теоретического материала предусмотрено выполнение итоговой контрольной работы по построению структурных и палеоструктурных карт с детальным описанием современной структуры и поэтапным анализом её развития.

Ниже приводятся задание, формуляр таблицы расчетных данных, исходные данные (30 вариантов), условные координаты расположения скважин и примерный образец описания результатов палеотектонических построений.

Задание

На основании исходных данных, по 17 скважинам, вскрывшим нефтеносные отложения среднего девона, выполнить следующую работу:

1. На листе ватмана форматом А4 в прямоугольнике 16×18 см, в соответствии с приведенными в табл. 1 условными координатами, расположить все скважины, указав их номера. При выполнении работы необходимо будет иметь пять экземпляров этого плана для построения карт, указанных в задании ниже (пункты 3, 5, 6, 7, 8).

2. Произвести необходимые расчеты и заполнить прилагаемую таблицу расчетных данных.

3. На плане расположения скважин построить структурную карту по кровле верхнего девона методом треугольников.

4. Построить геологический разрез по линии скважин 16–12–10–1–2–8.

5. Построить палеоструктурную карту кровли D_3 на начало среднекаменноугольной эпохи, предварительно проанализировав литологический состав и наиболее вероятное состояние исходного осадка на данный геологический момент.

6. Построить палеотектоническую карту кровли D_3 на начало юрского периода, удостоверившись в необходимости введения поправки на уплотнение (или отсутствии таковой).

7. Построить палеоструктурную карту кровли D_3 на начало раннемеловой эпохи.

8. Построить палеоструктурную карту кровли D_3 на начало позднемеловой эпохи.

9. В текстовой части необходимо изложить цель курсовой работы, теоретические предпосылки и методику её выполнения, дать детальную характеристику морфологии современной структуры по кровле верхнего девона и последовательно от начала среднекаменноугольной эпохи описать эволюцию её становления на основании построенных палеоструктурных карт.

После выполнения курсовой работы проводится её защита по установленному преподавателем графику.

Таблица 1

Условные координаты расположения скважин

№ скв	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
X	9	11	14	6	2	4	3	15	12	7	2	5	15	11	2	5	15
Y	13	16	14	16	17	14	11	17	11	9	8	6	8	6	3	2	2

Таблица 2

Таблица расчетных данных

№ № скв.	Палеомощности комплексов				Абс. Отм. Кровли D_3
	$C_1 + C_2 + J_{1-3} + K_1$ на начало K_2	$C_1 + C_2 + J_{1-3}$ на начало K_1	$C_1 + C_2$ на начало J	C_1 на начало C_2	
1					
2					
3					
4					
5					
6					
7					
8					
9					
10					
11					
12					
13					
14					
15					
16					
17					

Таблица 3

Литологический состав стратиграфических подразделений анализируемой толщи в пределах площади исследований

Возраст отложений	Литологический состав
Q	Галечники, пески и супеси с линзами глин
K_2	Доломиты желтовато-серые толстослоистые с пустотами выщелачивания в верхней части толщи
K_1	Аргиллиты темно серые плитчатые с прослоями светло-серых мелкозернистых кварцевых песчаников
J_{1-3}	В основании толщи – базальные конгломераты с глинисто-карбонатным цементом, сменяющиеся вверх по разрезу серыми крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками
C_2	Известняки серые толсто-слоистые с фауной кораллов и пелиципод
C_1	Аргиллиты темно-серые до черных, в верхней части толщи известковистые
D_3	Песчаники зеленовато-серые грубозернистые полимиктовые с прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов и гравелитов

Примечания:

8.3. Масштаб карты принять равным 1 : 50 000.

8.4. При обоснованной необходимости внесения поправок на уплотнение пород в процессе диагенеза коэффициент уплотнения глинистых разновидностей принять за 2,0.

8.5. Сечение стратоизогипс при построении структурной карты и палеоструктурных карт должно быть постоянным. Рациональная величина сечения выбирается студентом самостоятельно.

Исходные данные для выполнения работы по палеотектоническому анализу

ВАРИАНТ 1

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 2

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1840	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1810	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1760	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 3

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1770	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1820	
4/80	15	290	940	1280	1615	1840	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 4

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1840	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1830	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1860	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 5

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1770	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1880	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1840	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 6

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1810	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1800	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1880	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 7

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1770	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1880	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1840	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 8

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1810	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1800	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1880	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 9

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 10

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1840	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1810	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1760	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 11

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1770	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1820	
4/80	15	290	940	1280	1615	1840	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 12

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1840	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1830	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1860	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 13

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 14

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1840	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1810	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1760	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 15

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1770	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1880	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1840	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 16

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1810	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1800	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1880	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 17

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1770	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1820	
4/80	15	290	940	1280	1615	1840	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 18

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1840	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1830	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1860	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 19

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1770	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1880	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1840	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 20

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1810	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1800	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1880	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 21

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1770	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1820	
4/80	15	290	940	1280	1615	1840	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 22

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1840	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1830	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1860	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 23

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 24

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1840	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1810	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1760	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 25

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 26

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1840	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1810	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1760	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 27

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1770	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1820	
4/80	15	290	940	1280	1615	1840	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 28

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1840	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1830	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1860	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 29

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1770	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1800	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1880	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1810	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1860	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1840	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ВАРИАНТ 30

№ скв./ Альт.	Глубина залегания подошвы комплексов						
	Q	K ₂	K ₁	J ₁₋₃	C ₂	C ₁	D ₃
1/50	10	260	910	1205	1535	1760	2060
2/70	15	280	930	1265	1590	1810	
3/60	20	290	960	1270	1590	1810	
4/80	15	290	940	1280	1615	1830	
5/100	25	320	970	1320	1670	1880	
6/80	20	280	930	1260	1600	1820	
7/90	15	310	980	1290	1640	1870	
8/60	10	280	960	1320	1630	1830	2110
9/50	15	260	920	1210	1540	1770	
10/70	10	270	940	1235	1575	1800	2080
11/80	5	310	990	1320	1640	1880	
12/90	10	300	950	1245	1595	1840	
13/80	20	300	950	1255	1585	1820	
14/100	15	330	960	1270	1610	1850	
15/90	15	330	1000	1330	1660	1890	
16/100	20	310	940	1235	1595	1850	2110
17/100	20	340	990	1310	1650	1890	

ОБРАЗЕЦ ОПИСАНИЯ

Цель работы и теоретические предпосылки ее выполнения

Целью курсовой работы является закрепление теоретического материала по дисциплинам «Структурная геология» и «Геотектоника», приобретение навыков самостоятельной практической работы по построению структурных карт, карт мощностей и палеотектонических карт, детальное описание современной структуры по кровле определенного опорного горизонта, палеотектонический анализ структурной эволюции этого горизонта.

Анализ мощностей является основой, позволяющей восстановить историю тектонического развития исследуемой территории, поскольку существует тесная связь интенсивности осадконакопления с вертикальными колебательными движениями земной коры. Принцип компенсированного осадконакопления заключается в том, что в седиментационном бассейне мощность того или иного комплекса осадочных пород отражает величину прогиба земной коры на данном участке. Верхняя граница любого отдельно взятого комплекса осадков к завершающему геологическому моменту его отложения представляет собой горизонтальную поверхность, положение которой контролируется уровнем действия волн. Этот уровень в пределах внутренних морей и открытого шельфа обычно не превышает нескольких десятков метров. При палеотектонических построениях абсолютная отметка кровли рассматриваемого комплекса к концу его формирования условно приравнивается к уровню моря (0 м). В этом случае отметка его подошвы будет находиться ниже уровня моря на глубине, соответствующей толщине комплекса. Таким образом, если мы построим карту мощностей, но изохорам дадим отрицательные значения, они превращаются в палеостратоизогипсы и карта становится палеоструктурной, отражающей морфологию структуры подошвы данного комплекса на момент завершения его формирования. Вполне естественно, что эта же карта является и палеоструктурной картой кровли нижележащего комплекса на данный геологический момент. Однако речь идет именно о первичной мощности верхнего комплекса, т.е. о еще нелигифицированном осадке. Именно это его состояние определяло

на рассматриваемый момент глубину и характер структуры кровли нижележащего комплекса.

Современные данные по мощности того или иного осадочного комплекса могут значительно отличаться от его первичных толщин. Поэтому при построении палеотектонических профилей и палеоструктурных карт необходим учет влияния различных факторов на неизбежное изменение мощности на определенный геологический момент. Существующие наблюдения, эксперименты и расчеты позволяют внести некоторые коррективы на степень уплотнения осадка в процессе его литификации, что значительно уточняет результат анализа. Так, глины могут уплотняться в 2–2,5 раза, карбонатно-глинистые осадки – в 1,4–2 раза, пески – в 1,1–1,3 раза (в зависимости от примесей).

Характеристика современной структуры по кровле нижнего отдела каменноугольной системы

Структурная карта кровли C_1 построена способом треугольников и отражает современный рельеф данной стратиграфической поверхности. В пределах рассматриваемой площади кровля этого отдела образует антиклинальную структуру, оконтуренную замкнутой *стратозогипсой* с отметкой –2540 м. *Длинная ось* структуры протягивается с юго-запада на северо-восток по азимуту 20°. Протяженность оси составляет 6750 м. *Длина короткой оси* 2100 м. По соотношению осей складка является *брахиантиклиналью*.

В пределах *сводовой части* структуры вдоль ее оси имеются две обособленных положительных формы («вершины»): северная в районе скважин 1 и 4 и южная – в районе скважины 3.

Амплитуда структуры (А) = 60 м, *площадь* (S) = 12 км², *интенсивность* (И) = А/S = 60/12 = 5 м/км².

Структура *асимметрична*. Ее восточное крыло более пологое и в меньшей степени осложнено по сравнению с северо-западным. Наклон крыла от северной «вершины» до скважины 15 составляет 2°, а от южной «вершины» до скважины – 26–2,5°. Единственным осложнением юго-восточного крыла является *структурный залив* в районе скважины 19.

Северо-западное крыло имеет более сложное строение. Его наклон между скважинами 1 и 13 составляет 4° . Крыло осложнено двумя *структурными террасами*, *структурным носом* и двумя структурными заливами.

В южной части структуры терраса расположена в районе скважин 21, 22, 24 и 25 между стратоизогипсами -2530 и -2540 . Длина террасы 2700 м, максимальная ширина 750 м.

Вторая структурная терраса осложняет северо-западную часть структуры между стратоизогипсами -2540 и -2550 . Длина террасы около 2000 м, максимальная ширина в районе скважин 9, 27, и 10 составляет 500 м.

Структурные заливы расположены в районе скважин 13 и 23. Первый из отмеченных заливов примыкает к южной части структурного носа, второй расположен в створе со структурным заливом юго-восточного крыла. Структурные заливы смыкаются в сводовой части поднятия, образуя в районе скважины 2 *седловину*, разделяющую северную и южную вершины.

Структурный нос осложняет северо-западную часть поднятия и ориентирован перпендикулярно простиранию основной структуры. Его основная площадка расположена между стратоизогипсами -2510 и -2520 . Она имеет длину 750 м, ширину 350 м и в районе скважины 11 осложнена небольшим *куполом* (250×130 м), оконтуренным стратоизогипсой -2510 .

Характеристика палеоструктуры по кровле нижнекаменноугольного отдела на начало позднекаменноугольной эпохи

При построении палеоструктурной карты кровли C_1 на начало позднекаменноугольной эпохи применялся метод мощностей. Однако в данном случае необходимо внести поправку на уплотнение осадка, поскольку весь среднекаменноугольный отдел представлен аргиллитами – породами, претерпевшими литификацию лишь в более поздние геологические эпохи. Коэффициент уплотнения прием равным 2, т.е. современную мощность увеличиваем в два раза. В соответствии с расчетными данными по каждой скважине строим карту палеомощностей методом треугольников. Трансформируем

карту палеомощностей в палеоструктурную карту путем изменения положительного значения палеоизохор на отрицательные (при такой операции палеоизохоры становятся палеостратоизогипсами).

Построенная таким способом палеоструктурная карта свидетельствует о том, что исследуемая структура по кровле нижнекаменноугольного отдела к концу формирования осадочного комплекса среднего карбона представляла собой моноклираль северовосточного простирания с наклоном к юго-востоку под углом $1,5^\circ$. Кровля C_1 располагалась на глубинах от -240 до -280 м.

Характеристика палеоструктуры по кровле нижнекаменноугольного отдела на начало среднетриасовой эпохи

Палеоструктурная карта в данном случае строится на основании анализа суммарных мощностей среднего и верхнего отделов каменноугольной системы. Толща, представленная известняками, согласно современным наблюдениям литифицируется очень быстро, независимо от глубины залегания, поэтому можно принять, что первичная мощность C_3 не претерпела существенных изменений за счет уплотнения. К началу среднетриасовой эпохи её мощность могла быть изменена лишь за счет эрозионных процессов.

Средний отдел каменноугольной системы к началу среднетриасовой эпохи, очевидно, также был полностью литифицирован. Основанием для такого заключения служит тот факт, что эта толща к данному геологическому моменту в течение всего пермского периода и раннетриасовой эпохи находилась на глубинах, значительно превышающих толщину верхнемелового отдела (комплекс вышележащих пород был эродирован).

Таким образом, для построения палеоструктурной карты кровли нижнекаменноугольного отдела на начало среднетриасовой эпохи современные суммарные мощности C_2 и C_3 мы приравняем к их палеомощностям и строим палеоструктурную карту вышеописанным способом.

Структура кровли C_1 претерпела к началу среднего триаса существенные изменения. Наблюдается образование положительной незамкнутой структуры, открытой в северо-западном направлении

и вытянутой с юго-востока на северо-запад. Глубина залегания кровли C_1 составляла от 780 м в пониженных участках до 710 м в наиболее приподнятой части.

И так далее по всем построенным палеотектоническим картам.

В заключении излагаются основные выводы о структурной эволюции района в целом, о времени образования данной структуры как потенциальной ловушки нефтяной залежи.

Учебное издание

Флаас Александр Сергеевич

ГЕОТЕКТОНИКА
(МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ
ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА)

Учебное пособие

Редактор и корректор *И. Н. Жеганина*

Подписано в печать 15.08.2008. Формат 60×90/16.

Усл. печ. л. 12,5.

Тираж 100 экз. Заказ № 184/2008.

Издательство

Пермского государственного технического университета.

Адрес: 614990, г. Пермь, Комсомольский пр-т, 29, к. 113.

Тел. (342) 219-80-33.