

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«Оренбургский государственный университет»

Н.П. Галянина, А.П. Бутолин, Г.А. Пономарева

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Учебное пособие

Рекомендовано к изданию ученым советом федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего образования «Оренбургский государственный университет» для обучающихся по образовательной программе высшего образования по специальности 21.05.02 Прикладная геология

Оренбург
2021

УДК 551.1(075.8)
ББК 26.324я73
Г17

Рецензент - профессор, доктор геолого-минералогических наук П.В. Панкратьев

Г17 Галянина, Н.П.
Структурная геология : учебное пособие / Н.П. Галянина, А.П. Бутолин, Г.А. Пономарева ; Оренбургский гос. ун-т. - Оренбург : ОГУ, 2021. - 143 с. ISBN

Систематизированы общие сведения и понятия о формах залегания слоев и блоков осадочных, магматических и метаморфических горных пород в толщах земной коры, о складчатых и разрывных нарушениях, способах изображения их на геологических картах на основе материалов лекций по «Структурной геологии», прочитанных на кафедре геологии, геодезии и кадастра в 2015-2020 г.г.

Материалы учебного пособия представляют собой конспекты лекций для студентов очного и заочного обучения специальности 21.05.02 Прикладная геология, специализаций – «Геологическая съемка, поиски и разведка твердых полезных ископаемых», «Геология нефти и газа», «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания», изучающих дисциплину «Структурная геология».

УДК 551.1(075.8)
ББК 26.324я73

ISBN

© Галянина Н.П.,
Бутолин А.П.,
Пономарева Г.А., 2021
© ОГУ, 2021

Содержание

Введение	6
1 Предмет изучения структурной геологии, методы, применяемые в структурной геологии.....	8
1.1 Основные этапы формирования истории структурной геологии	9
1.2 Методы структурной геологии	12
1.3 Контрольные вопросы к главе 1	17
2 Геологические карты.....	18
2.1 Типы геологических карт по содержанию и масштабу.....	18
2.2 Общие требования к оформлению геологических карт	20
2.2.1 Система условных знаков геологических карт	21
2.2.2 Номенклатура карт	23
2.2.3 Построение геологических разрезов	26
2.2.4 Составление стратиграфических колонок	29
2.3 Контрольные вопросы к главе 2	31
3 Строение осадочных толщ, типы слоистости, перерывы и несогласия	32
3.1 Слой, слоистость и строение слоистых толщ, законы их формирования	32
3.1.1 Структурные типы слоистости	34
3.1.2 Генезис слоистой структуры осадочных толщ.....	40
3.2 Согласное и несогласное залегание горных пород.....	42
3.2.1 Типы несогласного залегания	44
3.2.2 Особенности строения зон несогласий	46
3.3 Контрольные вопросы к главе 3	48
4 Формы залегания слоев горных пород.....	49
4.1 Горизонтальное залегание слоев горных пород.....	49
4.1.1 Признаки горизонтального залегания слоев горных пород.....	50
4.1.2 Изображение горизонтально залегающих слоев на геологической карте и измерение мощности слоя	52
4.1.3 Составление геологических карт, разрезов и стратиграфических колонок.....	54

4.2 Наклонное залегание слоев горных пород	55
4.2.1 Элементы залегания наклонных слоев, замеры элементов залегания наклонных слоев горным компасом.....	56
4.2.2 Изображение наклонно залегающих слоев на карте	58
4.2.3 Построение геологических разрезов и стратиграфических колонок по картам с наклонным залеганием слоев	60
4.3 Складчатое залегание слоев горных пород	61
4.3.1 Складки и их элементы.....	62
4.3.2 Морфологическая классификация складок	64
4.3.3 Условия образования складок.....	67
4.3.4 Построение геологических разрезов на участках со складчатым залеганием горных пород	71
4.4 Контрольные вопросы к главе 4	74
5 Разрывные дислокации	75
5.1 Разрывы со смещением – дизъюнктивы	79
5.1.1 Морфологическая классификация дизъюнктивов	80
5.2 Разрывы без смещения (трещины)	88
5.2.1 Классификация трещин	89
5.2.2 Тектонические трещины.....	91
5.3 Контрольные вопросы к главе 5	95
6 Формы залегания магматических горных пород	97
6.1 Механизм зарождения магм и образования магматических горных пород.....	97
6.2 Формы залегания интрузивных магматических тел.....	100
6.2.1 Несогласные интрузивные тела	103
6.3 Формы залегания эффузивных магматических тел	106
6.3.1 Формы залегания вулканических тел.....	107
6.4 Контрольные вопросы к главе 6	112
7 Формы залегания метаморфических горных пород	113
7.1 Метаморфизм и факторы метаморфизма.....	113
7.2 Особенности строения метаморфических горных пород	116
7.2.1 Складчатые формы деформации в метаморфических породах.....	121
7.2.2 Мигматизация метаморфических пород.....	122

7.3 Гранито-гнейсовые купола.....	125
7.4 Контрольные вопросы к главе 7	128
8 Хаотические комплексы	129
8.1 Распространение хаотических комплексов	129
8.2 Хаотические комплексы олистостромового типа	131
8.2.1 Форма и размер олистостромовых тел.....	132
8.2.2 Строение олистостромовых тел.....	134
8.3 Контрольные вопросы к главе 8	137
Список использованных источников	138
Приложение А.....	140
Приложение Б	141

Введение

Настоящее учебное пособие представляет собой обобщение и синтез конспектов лекций прочитанных для студентов, изучающих дисциплину «Структурная геология», очного и заочного обучения специальности 21.05.02 «Прикладная геология»: специализаций – «Геологическая съемка, поиски и разведка твердых полезных ископаемых», «Геология нефти и газа», «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания».

Объектом изучения структурной геологии являются основные формы залегания блоков и слоев горных пород в земной коре. В учебном пособии систематизированы особенности геологического строения континентального, океанического и промежуточного типов земной коры на основе данных наблюдений в обнажениях, горных выработках и буровых скважинах и основные элементы строения земной коры и формы залегания в земной коре блоков и слоев осадочных, магматических и метаморфических горных пород с учетом причин их образования и разнообразия этих форм. Впервые в учебном пособии при характеристике геологических структур более детально использованы фундаментальные подходы к генезису ослабленных, трещинно-разломных и разрывных структур с учетом особенностей длительной геолого-тектонической истории формирования земной коры, планетарных событий и генезиса планетарно-тектонической трещиноватости на разных ее этапах. Именно планетарно-тектоническая трещиноватость и образование разломов способствуют выносу тепла и вещества из мантии и способствуют образованию различных геологических структур и месторождений полезных ископаемых.

Структурная геология тесно связана с геологическим картированием. В пособии анализируются основные элементы картирования – геологические карты, литолого-стратиграфические колонки, различные виды геологических разрезов, которые являются основным исходным материалом для прогнозирования, промышленного освоения и разработки месторождений полезных ископаемых.

Объем и структура учебного пособия сформированы в соответствии с типовой рабочей программой по дисциплине «Структурная геология». Материал изложен и иллюстрирован таким образом, чтобы студенты всех форм обучения могли изучить и усвоить теоретическую часть курса и подготовиться к сдаче итоговой аттестации.

1 Предмет изучения структурной геологии, методы, применяемые в структурной геологии

Наука геотектоника подробно рассматривает структурную геологию - формы залегания горных пород, тектонические нарушениями, закономерности размещений и сочетаниями этих форм в земной коре. Затрагивает происхождение и условия распространения геолого-структурных форм в толщах земной коры.

Земная кора это наиболее изученная геосфера Земли.

Геотектоника – направление геологической науки, изучающее особенности строения и развития земной коры. Структурная геология, в этом направлении, рассматривается как описательная (морфологическая) тектоника.

Цель изучения структурной геологии – ознакомление с формами геологических тел, способами их изучения и выделения в геологическом разрезе, а также видами и методами их картирования с последующим восстановлением истории геологического развития и прогнозирования возможного обнаружения залежей полезных ископаемых.

Задачи структурной геологии:

1. Создание геометрических моделей геологических тел на основе изучения структурных планов земной коры;
2. Изучение определенных структурных форм, слоев и блоков земной коры, связанных с отдельными видами полезных ископаемых.

Значение структурной геологии многогранно:

- приобретение знаний для обоснования геологического строения блоков земной коры при любых видах работ, в которых изучаются геологические тела, явления и процессы;
- овладение приемами и методами, необходимыми для интерпретации геологических карт, разрезов, выделения и изображения геологических тел;
- изучение условий и форм залегания геологических тел в земной коре, в том числе и месторождений полезных ископаемых.

1.1 Основные этапы формирования истории структурной геологии

В истории формирования основных положений структурной геологии можно выделить 4 этапа [2]:

- 1) Становление научной геологии – 16 век - вторая половина 18 века;
- 2) Рождение палеонтологии и биостратиграфии – первая половина 19 века;
- 3) Зарождение учения о геосинклиналях и платформах – вторая половина 19 века;
- 4) Развитие палеогеографии, стратиграфии, структурной геологии и учения о полезных ископаемых – первая половина 20 века;
- 5) Первые геолого-геофизические модели земной коры и геологических тел – с 1991 г.

Первый этап связан с поисками и разработкой месторождений драгоценных камней, слюды, металлов, добычей соли и других полезных ископаемых.

В Западной Европе появляется капитальный труд Рене Декарта относительно образования земного шара «Философские принципы», Николаус Стенон сформулировал принципы стратиграфии и тектоники, метод актуализма, нарушенного и несогласного залегания слоев, Моро стал зарисовывать складки земной коры, итальянец Андрованди впервые употребил термин геология в современном его значении. Горный компас стал широко применяться с начала XVII [17].

В начале XVII века в эпоху правления Петра I произошел мощный подъем горной и металлургической промышленности России. В 1700 г. Утвержден Приказ рудокопных дел, а в 1726 году создана Санкт-Петербургская Академия Наук [2].

М. В. Ломоносова внес огромный вклад, им написана сводка правил по поискам месторождений полезных ископаемых. Создана первая схематическая карта Европейской части России с обозначением на ней месторождений полезных ископаемых.

В 1774 г. в Петербурге открыто Высшее горное училище, преобразованное затем в Горный институт.

В 1789-1794 гг. одной из первых появляется рукописная геологическая карта масштаба 1:120000, составленная Д. Лебедевым и М. Ивановым для Восточного Забайкалья [2].

В середине XVIII в. появились космогонические гипотезы о научной модели становления Солнечной системы. Абраам Вернер сформулировал представления о последовательности времени образования различных горных пород и ввел понятие формация. Джеймс Хаттон утверждал, что формирование Земли подчиняется законам физики и химии и все процессы тесно увязаны между собой не только в пространстве, но и во времени, и их история имеет циклическое развитие [17].

На втором этапе в XIX в. появляются более совершенные геологические карты, в основе их составления лежит стратиграфический принцип определения относительного возраста пород. Вильям Смит доказал стратиграфическую последовательность слоев Англии и Уэльса и составил первые геологические карты и заложил основы создания стратиграфической шкалы. Далее была создана практически полная шкала фанерозоя с выделением кембрийской, силурийской, девонской, каменноугольной, пермской, триасовой, юрской и меловой систем.

В 1845 г. английский геолог Р.И. Мурчисон изложил свои взгляды на проблемы эволюции, в которой показал развитие органического мира и роль естественного отбора в течение геологического времени [17].

В 1882 г. создан Геологический комитет и А. П. Карпинский был первым председателем Геолкома. Основной задачей Геолкома было составление геологической карты десятиверстной (1:420000) [2].

В 1875 г создана геологическая школа, в которой занимали работы - А. П. Карпинского, А. А. Иностранцева, С. Н. Никитина, Ф. И. Чернышева, А. П. Павлова, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, В. И. Вернадского, позднее – И. В. Мушкетова, В. А. Обручева [2].

А. К. Карпинским и А. П. Павловым составлена геологическая карта Поволжья, на которой он первым указал на Жигулевскую дислокацию, Е. С. Федоровым составлена карта Урала, И. В. Мушкетовым, В. Н. Вебером - карта Туркестана. Геологическое строение Восточной Сибири и Средней Азии изучал В.

А. Обручев [2]. Геологом Джеймсом Холлом сформулированы основные положения учения о геосинклиналях, а Эмиль Ог противопоставил им континентальные площади – платформы. Александром Карпинским заложены основы ралеонтологии, тектоники и палеогеографии Европейской России и Урала.

В 1909 году хорватский геофизик А. Мохоровичич впервые обнаружил на глубине 54 км резкую границу скачка сейсмических волн, которая была принята за нижнюю границу земной коры, отделяющей ее от нижележащей мантии и названа границей Мохо [17].

Советский период в России ознаменовался широким размахом геологических работ и их плановым проведением. Разрабатываются методы картирования - геофизические, геохимические, аэросъемка и широко применяются. К 1937 году накоплен большой геологический материал. 17 сессия Международного геологического конгресса проводится в Советском Союзе. На этом конгрессе под редакцией Д. В. Наливкина была продемонстрирована первая сводная геологическая карта СССР масштаба 1:5000000. В 1941 г. выходит карта масштаба 1:2500000 под его же редакцией, проведена геологическая съемка масштаба 1:1000000 всей территории СССР, 1:500000 в отдельных регионах. Многие перспективные на полезные ископаемые районы закартированы в масштабе 1:200000.

Геологической съемкой всех масштабов на 1 января 1918 г. было покрыто только 30% общей территории России. Территория СССР за 20 лет советской власти была покрыта геологической съемкой на 50% и на 10% средне- и крупномасштабной съемкой. Издается множество геологических журналов, где печатаются различные материалы геологических исследований, в том числе и по геологическому картированию. Публикуются работы наиболее выдающихся советских геологов - А. Д. Архангельского, И. М. Губкина, В. А. Обручева, Д. В. Наливкина, Н. С. Шатского, В. В. Белоусова [2].

В первой половине 20 века можно выделить популярность идей мобилизма и фиксизма, расширяются и уточняются идеи об учениях мобилизма и фиксизма, расширяются представления о геосинклиналях и платформах, главных эпохах орогенеза, орогенических фазах. В.А. Обручевым введен термин «неотектоника»

для обозначения движений и деформаций, создавших современный рельеф суши. Оформилось направление тектоники «Учение о глубинных разломах», сформировалась наука «Геотектоника», получило широкое развитие геофизических методов исследований, создание геоинформационных систем. Началось становление концепции тектоники литосферных плит – концепции расширения океанов, спрединга ложа океанов и субдукции.

Проведен ряд организационных и методических мероприятий. В 1955 г. изданы Инструкции по организации и проведению геолого-съёмочных работ в масштабе 1:200000, в 1956 г. в масштабе 1:50000. В этих Инструкциях строго регламентированы масштабы геологических съёмок [3].

По результатам глубоководного бурения уточнено строение океанской земной коры. В течение 1970 – 1991г. пробурена Кольская сверхглубокая скважина СГ-3 в континентальных условиях на глубину 12262м, которая почти на 5 км вскрыла породы архейского возраста. Температура в стволе скважины достигла 212 С. В 1994 г. скважина закрыта по проекту. Бурится Уральская сверхглубокая скважина СГ-4 – в 1985-2004г.г. пройдено 6015м. Самая длинная скважина Сахалин-1(Z-44) – 15000м, но она наклонная. Всего в мире пробурено более 10 сверхглубоких скважин, но некоторые не достигли проектных глубин по техническим и геологическим причинам.

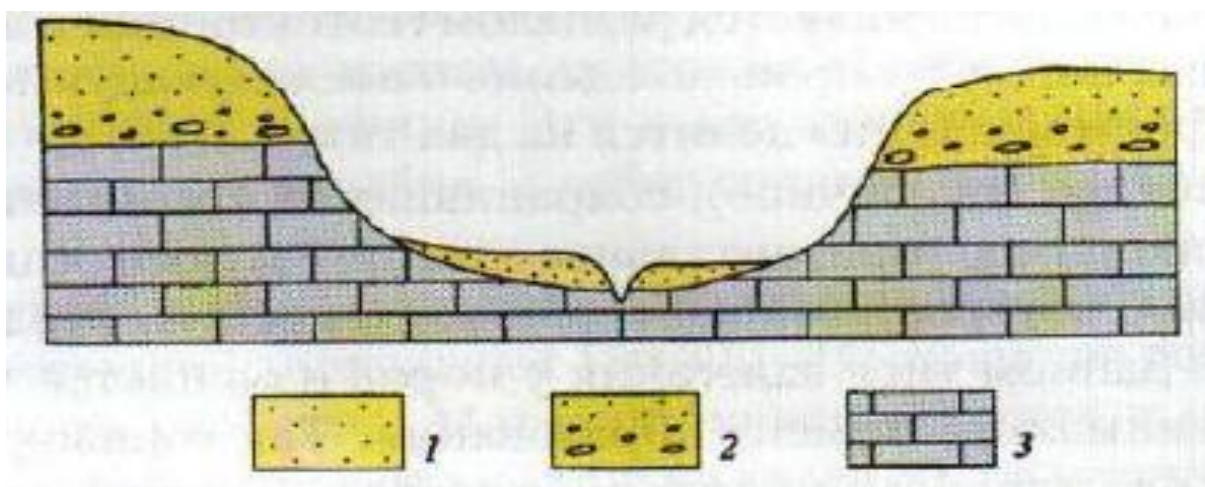
1.2 Методы структурной геологии

Метод геологического картирования является основным методом структурной геологии, в ходе геологических маршрутов наблюдаемые объекты - геологические слои, блоки, границы тел, разрывные нарушения, складки изучаются, зарисовываются и наносятся на геологическую карту в выбранном масштабе. При геологическом картировании устанавливается форма геологических тел, их внутреннее строение и выявляются другие характерные особенности. В ходе геологического картирования применяют следующие группы методов [2].

М о р ф о л о г и ч е с к и й м е т о д применяют при изучении геологических

обнажений, с описанием размеров и условий залегания геологических тел и зарисовкой их формы.

Обнажением называется выход слоев и блоков горных пород, разрывов, рудных тел и любых других геологических объектов из-под чехла современных рыхлых отложений на дневную поверхность. Обнажения не коренных отложений – элювиальных, делювиальных, аллювиальных, ледниковых, флювиогляциальных образованы под воздействием солнечной радиации, сезонных колебаний температур, ветра, ускорения силы тяжести, ледников. Обнажения, которые образовались на месте своего современного залегания, представляют собой обнажения коренных пород.



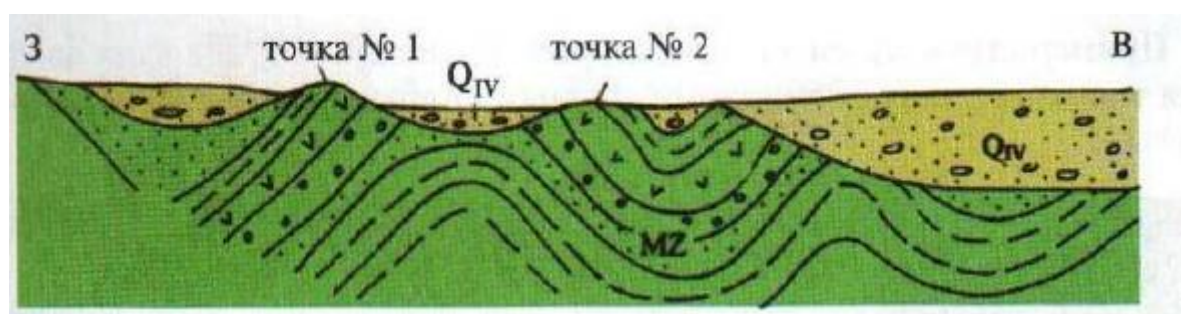
Некоренные отложения: 1 - пойменные отложения (супесь и песок); 2 - ледниковые отложения (валуны, суглинки); Коренные породы: 3 – известняки.

Рисунок 1.1 - Естественное обнажение известняков в борту речной долины [3]

К таким обнажениям относятся: естественные или природные - борта долин рек, вершины сопок, гор (рисунок 1.1); искусственные - карьеры, канавы, выемки вдоль железнодорожных полос и шоссейных дорог, котлованы, тоннели, шахты.

Структурно – морфологический метод применяется при изучении форм залегания слоев и блоков пород в различных обнажениях и их сопоставлении. Метод применяется, когда геологические тела крупные и значительно превышают размер геологических обнажений, при этом одно

обнажение не дает представления о строении геологического блока и его морфологии. Складчатое залегание горных пород, которые выходят на поверхность в двух соседних обнажениях изображено на рисунке 1.2. Как видно на рисунке в первом обнажении породы имеют наклонное залегание, азимут падения слоев пород на запад, во втором — на восток. Породы смяты в антиклинальную складку, так как в соседних обнажениях слои падают в противоположные стороны, можно сделать вывод, сопоставляя информацию по обнажениям.



Точка № 1 и точка № 2 - Единичные фрагменты складки

Рисунок 1.2 - Крупная складка, перекрытая рыхлыми четвертичными отложениями (Q_{IV}) [3]

С помощью дистанционных методов изучаются с определенного расстояния форма геологических тел и элементы их внутреннего строения. Выделяют виды дистанционной информации:

- а) дешифрирование аэрофото- и космических снимков;
- б) геологическую интерпретацию геофизических данных.

Системный анализ изображений территорий с целью выделения в их составе геологических тел, рассматривает дешифрирование аэрофотоснимков и космоснимков. Изображения получаются при регистрации летательными аппаратами — самолетами, спутниками электромагнитного излучения. Получают привычные для нас фотоснимки в цифровом виде или на бумажном носителе, когда регистрируется излучение видимой части спектра.

Процедура дешифрирования сводится к опознанию на фотоснимках контуров и форм геологических тел по характерным комплексам признаков. На

фотоизображении каждому элементу ставится в соответствие геологическое тело. Получают фотоснимок участка Земли в простейшем варианте (рисунок 1.3).

Кроме анализа изображений в видимой части спектра, продельывают съемку территорий в ультрафиолетовой или инфракрасной областях спектра, а также в радиоволновом диапазоне.



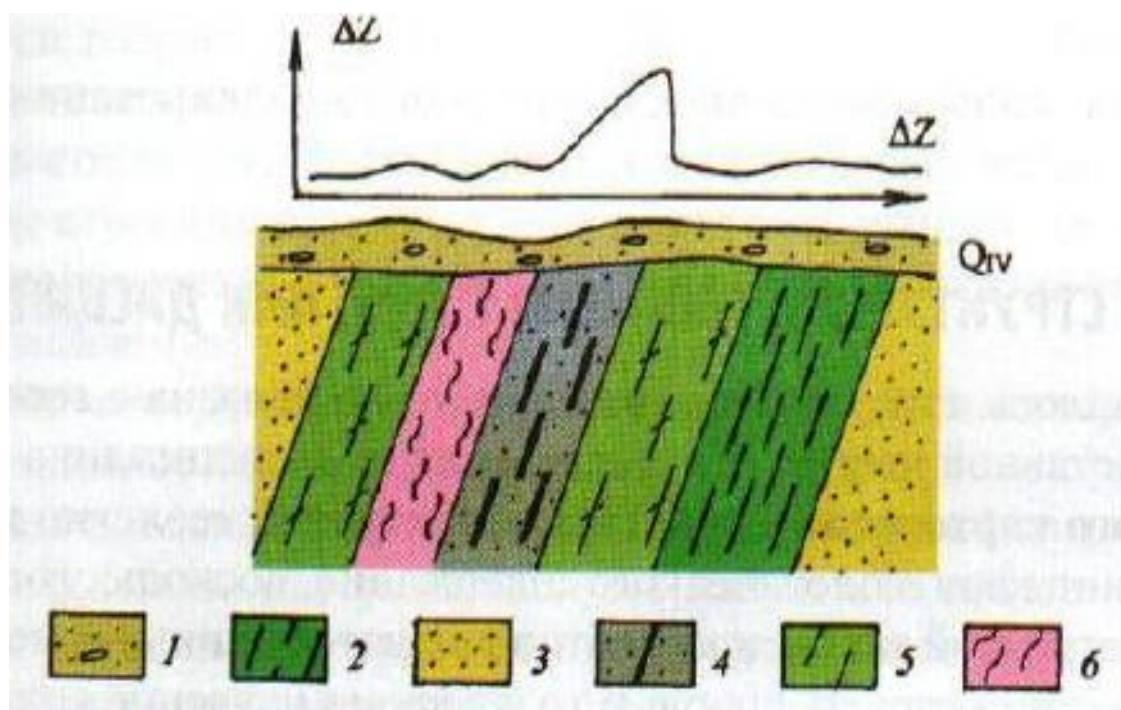
Рисунок 1.3 – Аэрофотоснимок речной долины [3]

Значительно превышают площади распространения рыхлых четвертичных отложений и густой растительности, применение методов дешифрирования материалов аэрофотосъемок и космоснимков особенно эффективно. Данные методы имеют ограничения, так как разные по составу и генезису геологические структуры и тела характеризуются одними и теми же дешифровочными признаками. Разные объекты имеют общий «фотопортрет», при этом часто трудно установить, каким именно геологическим телам соответствуют конкретные участки изображения [2].

Геофизические методы применяются, когда нельзя применить методы геологического картирования, при этом изучаются морфология и внутреннее строение геологических тел, находящихся на глубине (ниже дневной

поверхности). Физические поля - магнитные, электромагнитные, гравиметрические, радиометрические, электрические регистрируются геофизическими приборами на бумажные или магнитные носители, по которым оценивается интенсивность и устанавливается их возможная геологическая природа.

Горные породы отличаются между собой: повышенными значениями магнитной восприимчивости отличаются породы, содержащие магнитные минералы, например, магнетит в железистых кварцитах. Над такими блоками отмечаются высокие положительные значения магнитного поля, в противоположность над известняками - эти аномалии будут отрицательными. Железистые кварциты в метаморфических горных породах выделяются по более высокой напряженности магнитного поля, по сравнению со сланцами и гнейсами (рисунок 1.4). По форме и интенсивности кривой напряженности магнитного поля геофизические методы дают возможность определить угол наклона и глубину залегания железистых кварцитов.



1 - рыхлые перекрывающие отложения; 2 - амфиболиты; 3 - песчаники; 4 - железистые кварциты; 5 — кристаллические сланцы; 6 — гнейсы

Рисунок 1.4 - График напряженности магнитного поля над метаморфическими породами [3]

М е т о д ы м о д е л и р о в а н и я тектонических деформаций, описывает существующие формы геологических тел и исследует условия их образования. В лабораторных условиях используется моделирование процессов деформации горных пород - складок, флексур, разрывных нарушений. Моделирование проводят на материалах - парафин, технические масла, глицерин, пластилин, глины, а не на горных породах [3]. Основная сложность процессов моделирования - невозможность их использования естественных природных материалов. В лабораторных условиях нельзя повторить в точности процессы, протекающие в природе. К числу невозпроизводимых в лабораторных условиях особенностей, относятся:

- огромные объемы деформируемого вещества, толщи мощностью в несколько километров;
- длительность деформационных процессов, тысячи и миллионы лет;
- высокие значения температуры и давления на глубине.

1.3 Контрольные вопросы к главе 1

1. Структурно-морфологический метод изучения поверхности земной коры.
2. Какие формы геологических тел изучаются с помощью дистанционных методов.
3. В каком году и кем была продемонстрирована первая сводная геологическая карта СССР масштаба 1:5000000.
4. Процедура дешифрирования сводится к опознанию на фотоснимках, каких характерных признаков геологических тел
5. Как называются методы, которые используются в лабораторных условиях для процессов моделирования деформации горных
6. Какой метод используется для описания размеров и условий залегания геологических тел, и последующей зарисовкой их формы.

2 Геологические карты

Составление карт геологического содержания является фундаментальной основой и главнейшей задачей структурной геологии. Данные о форме и условиях залегания слоев и блоков горных пород являются основной геологической нагрузкой таких документов. Без применения методов геологического картирования территорий по площади и по глубине, без геологических и структурных карт невозможно изучение крупных геологических блоков и геологических структур. Морфология, размеры, особенности внутреннего строения крупных геологических тел, устанавливается на основе анализа геологических карт.

Графическое изображение на топографической основе геологического строения какой-либо территории называется **г е о л о г и ч е с к о й к а р т о й**. С помощью геологических знаков на геологической карте отображаются контуры выходов и распространения на дневной поверхности горных пород, отличающихся по литолого-петрографическому составу, возрасту, происхождению и условиям залегания. Геологическая карта необходима для проведения детальных геологосъемочных, а также служит научной основой для прогнозирования поисковых и разведочных работ с целью выявления и оконтуривания месторождений полезных ископаемых.

2.1 Типы геологических карт по содержанию и масштабу

Среди очень большого разнообразия геологических карт выделяются **о б я з а т е л ь н ы е и с п е ц и а л ь н ы е к а р т ы** [4]. Так карты фактического материала, геологические, геохимические, топографические, закономерностей размещения полезных ископаемых относятся к обязательным картам.

Узкое назначение по сравнению с основной геологической картой имеют специальные карты и отражают лишь отдельные черты геологического строения района. Тектонические, геоморфологические, гидрогеологические карты, карты

четвертичных отложений относятся к специальным. Такие карты используют различные методы и технические средства и составляются после или до проведения специальных съемок.

Основной в серии обязательных карт является геологическая карта. По содержанию геологические карты подразделяются на [4]:

1. Карты собственно геологические и литолого-стратиграфические;
2. Карты, показывающие расположение различных пород, отличающихся по их минеральному и петрографическому составу - литолого-петрографические карты;
3. Карты, отображающие тектоническое строение с использованием условных знаков, цветовых индексов или стратоизогипс - структурно-тектонические карты, например [4]:

Добайкальская складчатость - розовый цвет;

Байкальская складчатость – фиолетовый;

Каледонская – сиреневый;

Герцинская – коричневый;

Тихоокеанская – зеленый;

Альпийская – желтый;

4. Карты четвертичных отложений;

5. Карты фациально-палеогеографические, показывающие фациальные особенности и условия накопления отложений на данном участке;

6. Карты распространения определенных типов рельефа (геоморфологические), при этом используются цветовые и буквенно-цифровые знаки;

7. Карты, характеризующие закономерности распространения подземных вод (гидрогеологические) толщ горных пород. Составляются на основе генерализованной геологической карты, типу и происхождению подземных вод, возрасту, глубине залегания и распространения;

8. Карты, показывающие с достаточной степенью детальности физико-химический состав и свойства горных пород – твердость, пластичность, упругость, пористость, проницаемость, устойчивость к внешним нагрузкам

(инженерно-геологические);

9. Геофизические карты;

10. Карты показывающие, их характеристику и запасы полезных ископаемых.

По масштабу геологические карты подобно проводимым геологическим съемкам, подразделяются на:

- обзорные карты, масштаба мельче 1:1 000 000, составляющиеся на основе крупномасштабных съемок, путем обобщения геологических данных;

- мелкомасштабные карты, масштаба 1:1 000 000 и 1: 500 000, дают представление о геологическом строении и закономерностях размещения полезных ископаемых регионов и областей, при этом они сильно схематизирована и генерализована;

- среднемасштабные карты, масштаба 1:200 000 и 1:100 000, показывают основные черты геологического строения областей с прогнозными оценками территории и указанием перспективных площадей. Карты сопровождаются геологическими разрезами, стратиграфическими колонками и пояснительными записками;

- крупномасштабные карты, масштаба 1:50 000 подробно изображают геологическое строение районов и площадей, перспективных на конкретные виды полезных ископаемых. Они сопровождаются геологическими разрезами, стратиграфическими колонками и составляются на точных топографических основах;

- карты детальные, масштаба 1:10 000, 1:5 000, 1:2 000 и 1:1000 составляются для площадей на стадиях поисково-оценочных и разведочных работ.

2.2 Общие требования к оформлению геологических карт

Технические условия по составлению и оформлению карт изложены в инструкциях и методических указаниях по организации и производству геолого-

съемочных работ, а также составлению геологических карт различного масштаба.

Геологическая азбука – это своеобразная структура общепринятых условных обозначений различных символов, они являются своеобразной системой знаний, которые обязательны для геологов. Условные обозначения показывают геологические объекты и процессы независимо от территории и специалиста, они позволяет «читать» карту любому геологу, так как изображаются на геологических картах для всех регионов одинаково.

В правом углу карты располагаются – условные обозначения, системы условных обозначений, геологические разрезы, стратиграфические колонки, относятся к обязательным элементам геологической карты. В левом поле карты находится стратиграфическая колонка. Под картой внизу – геологические разрезы, все эти элементы расположены на полях карты и составляют, зарамочное оформление.

2.2.1 Система условных знаков геологических карт

Применяются системы условных обозначений (легенда). Выделяется 4 группы условных обозначений (таблица 2.1):

- цветовые;
- буквенно-цифровые (индексы);
- штриховые знаки;
- линейные обозначения.

Ц в е т о в ы е знаки применяются для всех различных горных пород для обозначения их возраста и закрашиваются цветом в соответствии с общепринятой стратиграфической шкалой (Приложение А).

Цветовые знаки используются при изображении магматических горных пород, цвет применяется для указания их состава.

Б у к в е н н о – ц и ф р о в ы е знаки – индексы. В соответствии с требованиями «Стратиграфического кодекса России» (2005), применяется индексация подразделений геохронологической шкалы. Буквы латинизированного названия системы ставится вначале прописная, к ним добавляется отдел, который обозначается арабской цифрой (за исключением отделов четвертичной системы), цифра помещается справа внизу индекса системы, например, C_1 – обозначает -

каменноугольная система нижний отдел. Из одной или двух начальных строчных букв сокращенного латинизированного названия составляется индекс яруса, например, C_2b , обозначает - каменноугольная система средний отдел башкирский ярус. Например, P_2kz , обозначает – пермская система верхний отдел казанский ярус.

Таблица 2.1- Условные знаки магматических горных пород [4]

Группа пород по химическому составу	Название пород	Цвет	Индекс	
			Буква греческого алфавита	Название буквы
1	2	3	4	5
Кислые	Граниты Липариты	Красный	γ	Гамма
			λ	Лямбда
Умеренно-кислые	Граниты	Малиновый	γ	Гамма
			δ	Дельта
			ζ	Дзета
Средние	Диориты Андезиты	Зеленый	δ	Дельта
			α	Альфа
Основные	Габбро Базальты	Синий	ν	Ню
			β	Бета
Ультраосновные	Перидотиты Дуниты Кимберлиты	Фиолетовый	σ	Сигма
			ι	Йота
Щелочные, умеренно-щелочные	Сиениты Граносиениты Фонолиты Трахиты	Красно-оранжевый	ξ, τ	Кси, Тау
			γ	Гамма
			ξ	Кси
			ϕ	Фи
Ультращелочные	Фельдшпатоидные сиениты Нефелиновые лейциты	Оранжево-желтый	η	Эта
			ω	Омега

Помимо общепринятых стратиграфических подразделений возникает необходимость вводить вспомогательные или местные подразделения – пачка, толща, свита, подсвита, которые должны быть увязаны с общепринятой шкалой.

C_2kl , обозначает – калмакэмельская свита среднего карбона, такой индекс

образуется за счет прибавления справа к символу геологического возраста символа свиты, состоящего из двух курсивных букв ее латинизированного названия - первой и ближайшей к ней согласной.

При помощи арабских цифр, помещаемых справа внизу от символа свиты, обозначаются подсвиты, причем нижняя подсвита считается первой, например C_2kl_3 , обозначает – верхняя подсвита калмакэмельской свиты среднего карбона, а K_1mk_4 – четвертая подсвита макинской свиты нижнего мела.

$C_2kl^3_3$ обозначает – третья пачка верхней подсвиты калмакэмельской свиты среднего карбона. Выделяемые в составе подсвит (свит), пачки, обозначаются арабскими цифрами, которые помещаются, справа вверху от индекса подсвиты.

Индексы выделяемых подразделений образуются путем прибавления слева к индексу звена буквенного символа, отражающего генетический тип отложений, так образуются подразделения четвертичной системы, к примеру aQ – аллювиальные отложения нижнечетвертичного звена. Вещественный состав свит, подсвит и пачек, а также текстурные и структурные особенности слагающих их пород, отображаются с помощью крапа черного цвета.

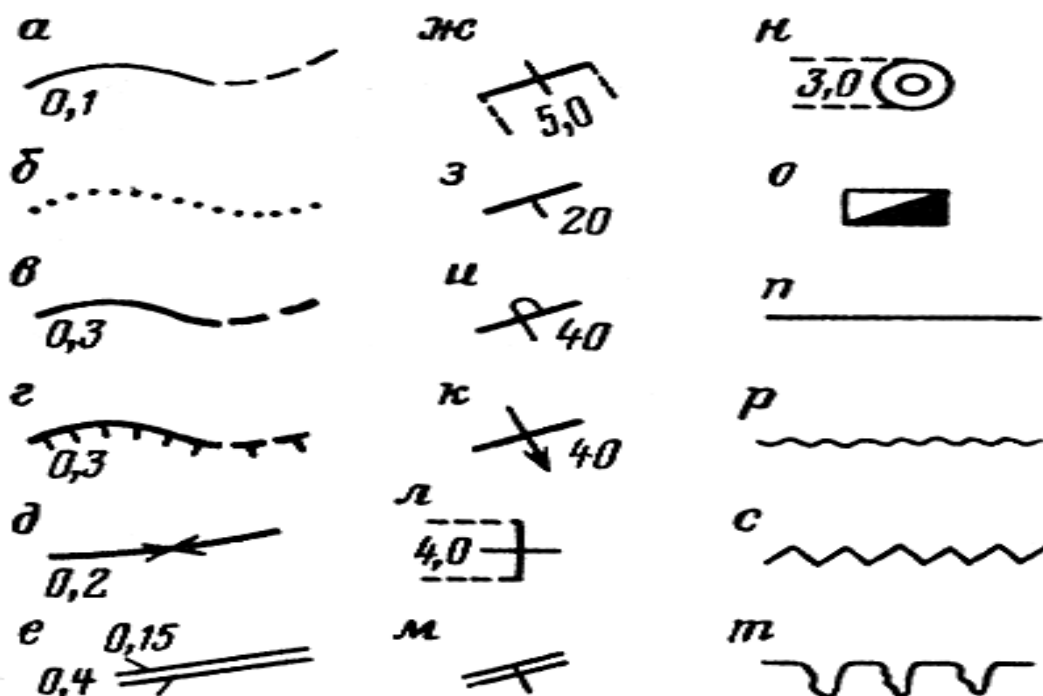
Ш т р и х о в ы м и условными знаками посредством черточек, точек, пунктиров. (приложении В), показывается состав горных пород.

Геологические границы подразделяются на достоверные и предполагаемые на геологических картах. Ориентировка разрывных нарушений, элементы залегания слоистости, гнейсоватости, буровые скважины, а также границы измененных пород, разрывные нарушения с подразделением их на главные и второстепенные, изображаются с помощью л и н е й н ы х з н а к о в (рисунок 2.1).

2.2.2 Номенклатура карт

На государственные и местные подразделяются топографические карты. Карты, составленные в масштабах 1:1 000 000, 1:500 000, 1:200 000, 1:100 000, 1:50 000, 1:25 000 и 1:10 000, относятся к государственным. Топографические карты

относятся к картам местного значения, которые являются по существу топографическими планами составляются в масштабах 1:5 000, 1:2 000, 1:1 000, 1:500.



а, б – геологические границы (цифры – толщина линий, мм): а – между разновозрастными образованиями (достоверные – сплошная линия и предполагаемые – пунктирная), б – фациальными и литологическими подразделениями одного и того же возраста; в – тектонические контакты (достоверные – сплошная линия, предполагаемые – пунктирная); г – то же, с указанием направления падения сместителя (бергштрихи); д – разрывы без смещения блоков (трещины); е – линии долгоживущих разломов; элементы залегания слоев (цифры для ж и л обозначают размеры знака, для з, и, к, – углы падения слоев).

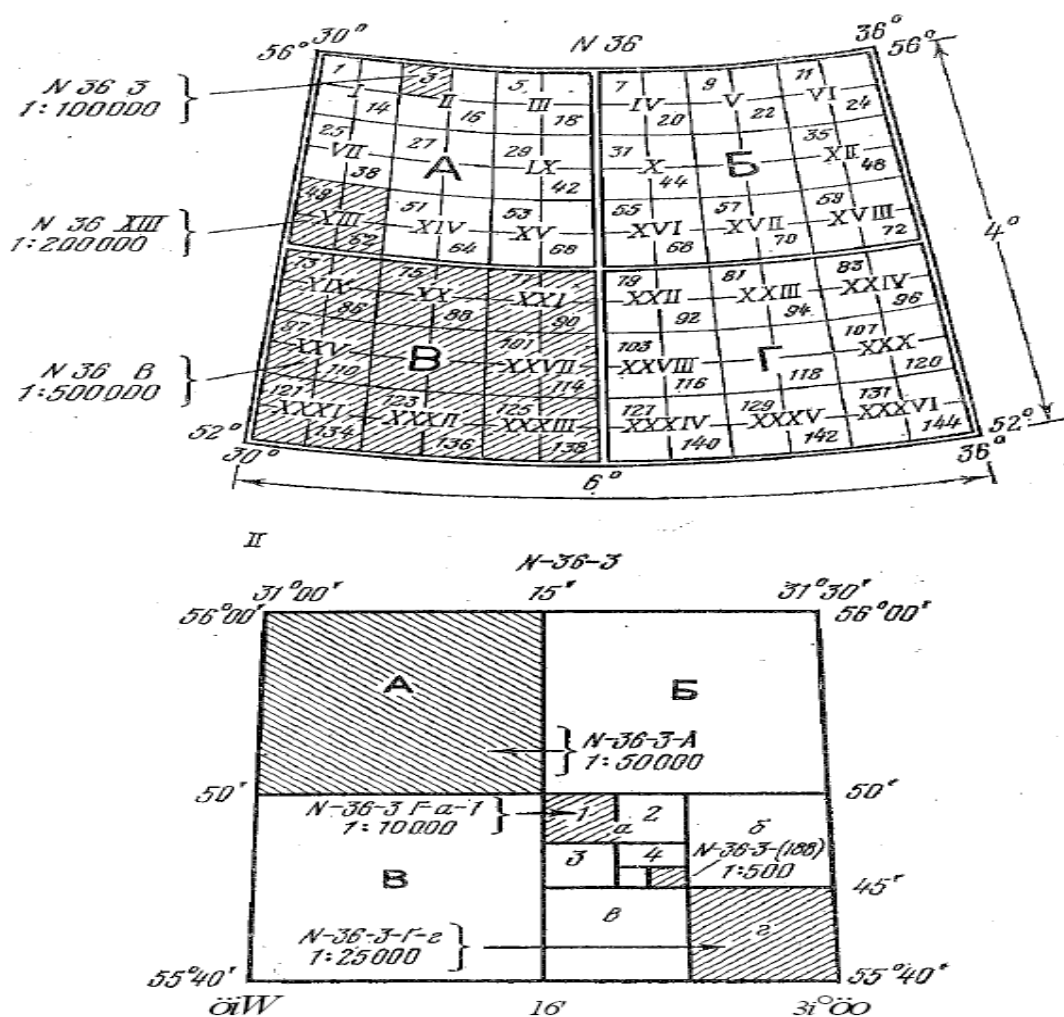
Залегание: ж – вертикальное, з – наклонное, и – опрокинутое, м – преобладающее наклонное.

Геологоразведочные выработки (цифра – размер знака): н – буровые скважины на карте, о – шурфы: п-т – геологические границы на стратиграфических колонках – при различных соотношениях слоев: п – согласном, р – параллельном (стратиграфическом) несогласии, с – угловом несогласии, т – несогласии на неровной поверхности нижнего комплекса (с «карманом»)

Рисунок 2.1 - Линейные условные знаки на геологических картах [5]

Карты миллионного масштаба, когда на отдельные листы делится вся

территория земного шара. Карту, в масштабе 1:1 000 000 с расстояниями между ними в 6 градусов (от меридиана 180°) и на 23 широтные части через 4 градуса от А до W, которую получают путем деления северного (а также южного) полушария на 60 меридиональных частей (колонн). Москва N – 37, такой лист, включает латинскую заглавную букву ряда, номер колонны и (в скобках) название крупного города, расположенного на площади данного листа.



I – Разграфка листа миллионной карты и номенклатура отдельных листов карт (штриховка) более крупных масштабов; II – то же для сотысячной карты

Рисунок 2.2 – Схема разграфки и номенклатуры топографических карт [4]

Путем деления (разграфки) листа миллионной карты (рисунок 2.2) получают листы карт более крупных масштабов. Номенклатура сама по себе указывает на масштаб карты.

2.2.3 Построение геологических разрезов

К каждой геологической карте строятся геологические разрезы, они должны полностью соответствовать друг другу: по контурам тел, их окраске, крапам, индексам, наклонам и мощностям слоев. Условным обозначениям геологической карты, должны соответствовать обозначения геологических разрезов. Если на разрезе изображаются геологические объекты, которых нет на карте, в таком случае в условные обозначения обязательно вносятся соответствующие обозначения с указанием «только на разрезах». На масштабе карты может отразиться объединение в подразделение каких-либо стратиграфических подразделений, при малой мощности. Разрезы помещаются отдельно от геологической карты, для их составления условные обозначения обязательны и не отличаются от условных обозначений геологической карты.

Мощность четвертичных отложений, когда им придается особое значение, может быть отражена в масштабе разреза, когда увеличивается масштаб, при этом четвертичные отложения показывают и на разрезе.

Штриховыми линиями можно показать предполагаемые геологические границы. На геологическом разрезе отражаются все пересекаемые линией маркирующие горизонты, линзы, измененные породы и пласты.

Буровые скважины если отстоят в стороне и спроецированы на плоскость разреза, показываются черными штриховыми линиями. Если буровые скважины, располагаются вблизи скважины, например, 100-1000 м, их показывают черными сплошными линиями. Короткой горизонтальной линией - забой скважины ограничивается подсечкой, около устья скважины указывается ее номер по списку.

На каждом геологическом разрезе должны быть показаны:

- гипсометрический профиль местности;
- линия уровня моря (за исключением высокогорных районов);
- с указанием единиц измерения на обоих концах разреза линейный вертикальный масштаб. На шкале высот должны найти отражение все

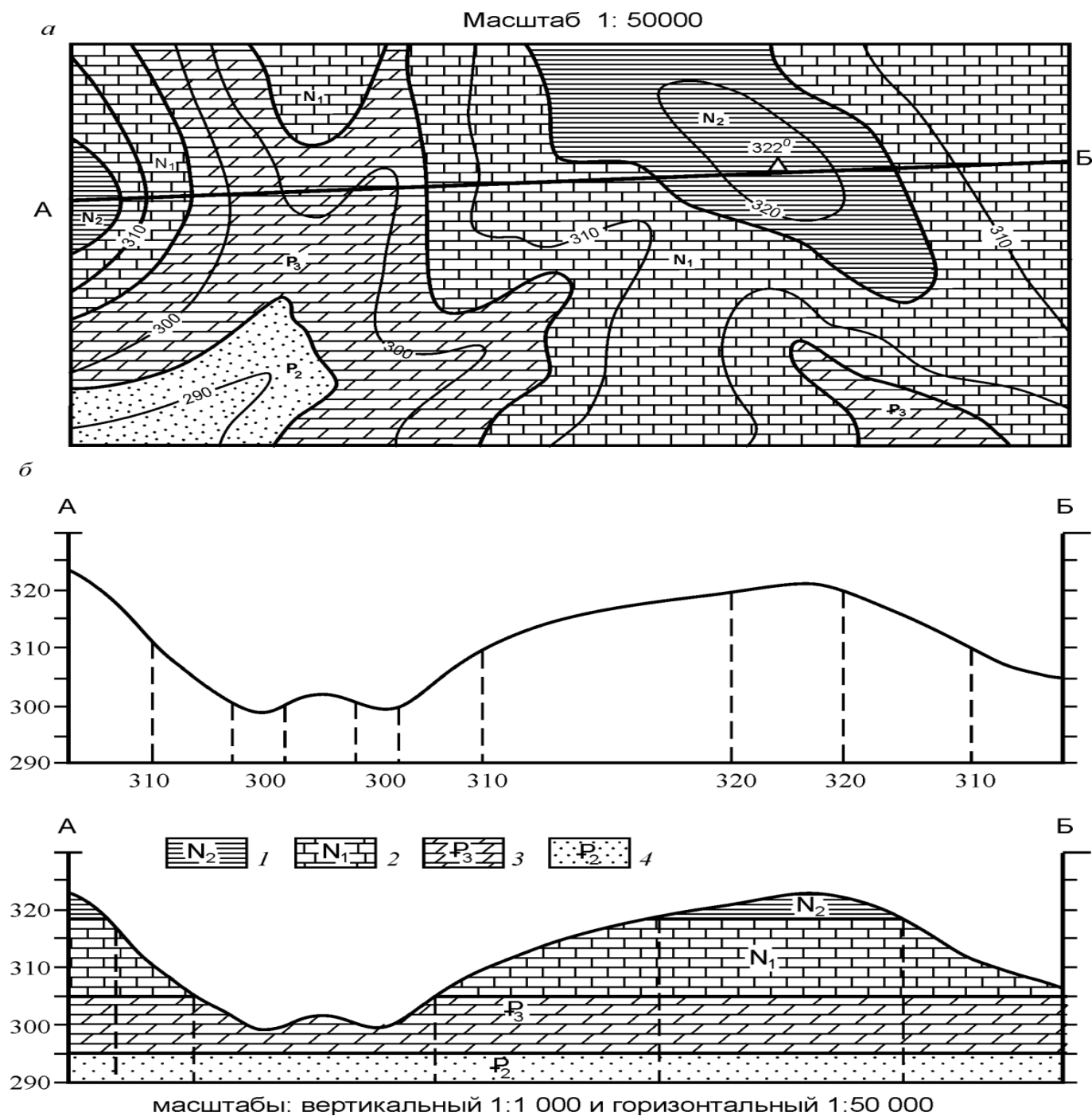
геологические образования, показанные на карте вдоль разреза. Деления должны быть через 0,5 см и оцифровкой в тысячах метров или километров через 1 см.;

- возрастные обозначения, при этом буквенно-цифровые индексы пишут либо внутри самого слоя, если мощность позволяет это сделать, после тонкой черточкой указывают, какому слою принадлежит данный индекс, либо где-то рядом, не вынося за границу вертикального масштаба. Индексы не концентрируют в одном месте для того чтобы было удобнее читать геологический разрез, обозначения слоев следует дать в двух-трех местах. Условные обозначения следует расположить равномерно по разрезу, таким образом, каждый замкнутый контур на разрезе должен быть обозначен индексом. На геологическом разрезе цвета слоев должны быть такими же, как и на геологической карте, а также форма и размеры индексов, знаки крапов, толщина линий геологических границ, разломов. Не проводится нижняя граница самого древнего слоя.

Реки, озера, вершины гор, через которые проходит линия разреза, отмечаются над гипсометрической линией и обозначаются названиями. Рекомендуется надписывать геологические структуры, имеющие собственные названия.

Заголовок «Разрез по линии А-А₁» дается над разрезом, под разрезом указываются горизонтальный и вертикальный масштабы, например «Масштаб горизонтальный и вертикальный 1:100 000» [5].

В начале геологический разрез удобнее сделать на миллиметровке. Миллиметровка сгибается по длине так, чтобы меньшая часть была не более 20 мм шириной, при этом образуется полоска, на которой обозначают начало и конец разреза. Если позволяет вертикальный диапазон разреза, разрез будет строиться на широкой части бумаги, проводят шкалы высот и нулевую линию. Положение шкал высот выбирается так, чтобы на широкой части бумаги поместился весь разрез. К линии разреза прикладывают миллиметровую бумагу узкой полосой, при этом нанесенные на миллиметровку буквы, должны совпадать с буквами на концах разреза на геологической карте (рисунок 2.3).



а – геологическая карта, б – топографический профиль, в – геологический разрез; 1 – глины, 2 – известняки, 3 – мергели, 4 – песчаники

Рисунок 2.3 - Последовательность построения геологического разреза по геологической карте [5]

На узкую полосу миллиметровки с геологической карты переносят места пересечения линии разреза, разными специальными знаками - сплошной линией, пунктирной, точками:

-разрывными нарушениями;

- с горизонталями, указав их цифровые обозначения;
- геологическими границами с индексами возраста геологических тел между ними;
- осями складок (обычно их отмечают удлинёнными линиями, антиклина́ли — сплошными, синклинали́ — пунктиром);

Можно приступать к построению разреза, после того как миллиметровка разворачивается в первоначальное положение, здесь же указывают углы наклона слоев, элементы залегания разломов.

Начинают с рельефа построение геологического разреза [4]. Для этого переносят на широкую полосу отметки горизонталей с узкой полосы миллиметровки вертикальными линиями. В местах пересечения этих линий ставят точки - с горизонталями, имеющими такие же абсолютные отметки на шкале высот, что и горизонтالي, соединив эти точки плавной линией, получают гипсометрический профиль местности. На гипсометрический профиль после этого сносят геологические границы с узкой полосы вертикальными линиями, также прочие отметки. В дальнейшем все сводится к соединению между собой выходов разновозрастных границ слоев на поверхность. Построение геологического разреза будет отличаться для различного типа залегания слоев.

2.2.4 Составление стратиграфических колонок

Стратиграфической колонкой и геологическими разрезами всегда сопровождаются геологические карты. На стратиграфической колонке, снизу вверх от древних к молодым в возрастной последовательности, показываются до четвертичные стратифицированные осадочные, вулканические и метаморфические горные породы, развитые на территории, изображенной на карте (рисунок 2.4). Четвертичные отложения и интрузивные породы в геологической колонке не изображаются.

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ГОРИЗОНТ	СВИТА, (ПОДСВИТА)	КОЛОНКА	ИНДЕКС	МОЩНОСТЬ м.	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
ОРДОВИКСКАЯ	НИЖНИЙ	СРЕДНИЙ	ЛЛАНВИРНСКИЙ	КУНДАС- КИЙ ВОЛХОВСКИЙ	ОБУХОВ- СКАЯ ВОЛХОВСКАЯ	Q	>5	Суглинки с валунами кристаллических пород
						O ₂ ob	>2	Ортоцератитовые известняки с прослоями глин и алевроитов
						O ₂ vl	5,5	Нижний чечевичный слой Пестроокрашенные доломитизированные известняки с глинисто-алевритовыми прослоями. "Желтяки" и "Фризы"
							1,8	Толстоплитчатые доломитизированные известняки "Дикари"
							0,8	Глауконитовые пески, глины и мергели
						O ₁ lt	0,4	Аргиллиты черного и серовато-черного цветов
						O ₁ ts	2-3	Бурые оболочковые пески и песчаники (верхние оболочковые пески)
						E ₁ sl	0,4	Серые оболочковые пески (средние оболочковые пески)
								Косослоистые оболочковые пески и песчаники (нижние оболочковые пески)
						E ₂ sb	10-15	Косослоистые светлоокрашенные пески и песчаники с редкими линзами кварцитовидных песчаников
								Параллельно-слоистые серые песчаники
						E ₁ ln	>6	Синие неслоистые глины

Рисунок 2.4 – Стратиграфическая колонка [5]

Стратиграфическая колонка состоит из ряда вертикальных граф (7-8), включающих в себя (слева направо) [5]:

- указанием группы, системы, отдела, яруса - общая стратиграфическая

шкалу;

- свита, подсвита - более дробные стратиграфические подразделения;
- литологическую колонку, в которой изображается штриховыми знаками состав горных пород, цветом показывается (должен совпадать с цветом на геологической карте) возраст стратиграфических подразделений, взаимоотношения стратиграфических подразделений между собой, положение находок органических остатков (рисунок 2.4);
- мощность указывается в метрах, ее интервалы, при ее изменчивости в выделенных на карте подразделениях;
- местные стратиграфические подразделения.

Размер колонок — 3-4 см, ширина всех граф принимается 1-1,5 см, кроме граф «КОЛОНКА» и «ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД», а графа «ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ» — по необходимости.

Все стратиграфические подразделения в колонке раскрашиваются и индексируются в полном соответствии с цветами и индексами подразделений, выделенных на геологической карте. В колонке на $\frac{2}{3}$ ее ширины, показываются выделенные древние подразделения, но не вскрытые на геологической карте.

2.3 Контрольные вопросы к главе 2

1. На каком принципе построена номенклатура карт.
2. Как изображаются на картах основные породы осадочных и магматических образований.
3. Что собой представляют геологические карты и разрезы, что положено в основу их составления.
4. Какие типы обязательных и специальных геологических карт Вы знаете.
5. Какие признаки отображает цветовая гамма на геологической карте.
6. С какой целью прилагается к геологической карте стратиграфическая колонка.

3 Строение осадочных толщ, типы слоистости, перерывы и несогласия

Земная кора характеризуется большим разнообразием осадочных, магматических и метаморфических горных пород. Доминирующее значение имеют изверженные горные породы, однако в пределах самой верхней части земной коры господствующее значение принадлежит осадочным породам. Осадочные горные породы образуются в результате разрушения первоначальных изверженных пород или метаморфических и более древних осадочных пород, либо в результате деятельности организмов или химического осаждения в морских бассейнах и техногенной деятельности человека.

3.1 Слой, слоистость и строение слоистых толщ, законы их формирования

Первичная неоднородность осажденного вещества, выражающаяся чередованием горных пород различного состава или окраски, является слоистостью, при этом главным элементом слоистости - слой.

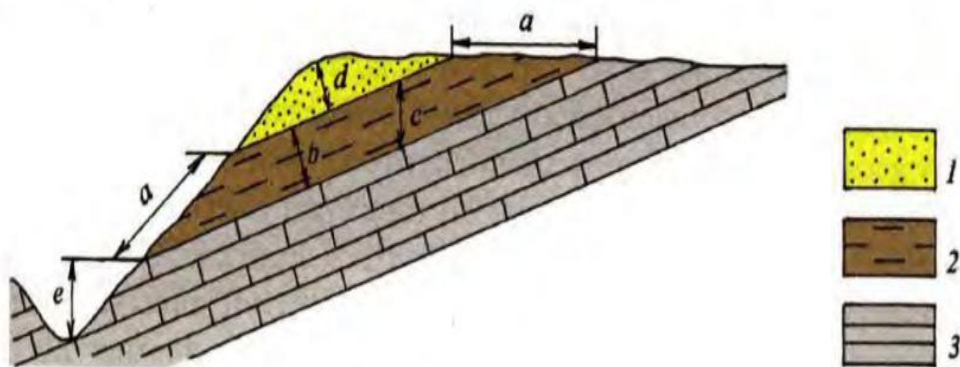
Плитообразное тело, сложенное породой определенного состава, структуры, цвета и ограниченное двумя поверхностями напластования – слой, верхняя поверхность наслоения называется кровлей, а нижняя – подошвой. Сама слоистость образуются, как и поверхности раздела между слоями, в результате изменения условий осадконакопления. Границы между слоями четкие и резкие, если смена условий осадконакопления происходит быстро, а если условия меняются медленно, границы будут нечеткие. Часто употребляется термин пласт, помимо термина слой, есть мнение, что пласт - синоним слоя, другие понимают под термином пласт – слой, сложенный полезным ископаемым, например, пласт угля, нефти.

Расстояние между его поверхностями напластования - кровлей и подошвой, является мощностью слоя [4]. Истинной мощностью, будет называться кратчайшее расстояние (или длина перпендикуляра) между его кровлей и подошвой будет называться (рисунок 3.1). Видимая мощность, вертикальная мощность, и

горизонтальная мощность, выделяется в наклонных слоях.

Кратчайшее расстояние от кровли до подошвы на срезе слоя рельефом, относится к видимой мощностью слоя.

Расстояние между кровлей и подошвой по вертикали, относится к вертикальной мощности слоя. Ширина слоя на геологической карте или плане или ширина выхода слоя называется проекция видимой мощности на горизонтальную плоскость. По падению пород выясняют истинную мощность и по ширине выхода слоя другие мощности. В некоторых случаях приходится определять видимую (или горизонтальную) мощность слоя (рисунок 3.1).



а - видимая; b - истинная; c - вертикальная; d, e - неполная
1 - пески; 2 - глины; 3 - известняки

Рисунок 3.1 – Виды мощностей слоя [3]

Расстояние от кровли до подошвы слоя в горизонтальном направлении, перпендикулярном к простиранию, относится к горизонтальной мощностью наклонного слоя. В других случаях при изучении разрезов слоистых толщ приходится измерять неполную мощность слоя, т. е. его видимую обнаженную часть.

Неполная мощность — это мощность слоя без его верхней эродированной части. В зависимости от угла падения слоя и характера его среза рельефом (угла склона) ширина выхода слоя может очень сильно изменяться. При горизонтальном рельефе ширина выхода слоя зависит только от его истинной мощности и угла

падения. Ширина выхода слоя больше в том случае, когда больше его истинная мощность, при одном и том же угле падения.

Выклиниванием слоя называется - если уменьшение мощности приводит к исчезновению слоя, уменьшение мощности слоя, наблюдаемое на небольшом расстоянии - пережимом.

Объединяться в пачки могут совокупность слоев, сосредоточенных на определенной площади, и мало различающихся по возрасту и составу. Маркирующие горизонты - слои горных пород, которые позволяют расшифровать тектоническую структуру участка земной коры, прослеживаются на различные расстояния.

3.1.1 Структурные типы слоистости

Чередование слоев выражается в слоистости и указывает на изменение условий отложения осадка, представляет собой проявление неоднородности в толще осадочных пород.

Слоистость в стратиграфических разрезах позволяет вести поиски и прослеживать рудные залежи, скопления нефти, воды определять направление и амплитуду вертикальных тектонических движений.

Параллельная, линзовидная, волнистая, косая - типы слоистости: [4].

П а р а л л е л ь н а я (горизонтальная) слоистость характеризуется близкой по форме к плоскости при границы слоев располагаются горизонтально (рисунок 3.2). Слоистость этого типа образуется в глубоких частях моря или озера, при отложении осадка в спокойной обстановке, форма слоев правильная. Параллельная слоистость представлена - ленточной, простой полосовидной и прерывистой (штриховой) видами.



Рисунок 3.2 – Горизонтальная слоистость разнозернистых песчаников и алевролитов [4]

Ритмичным чередованием тонких прослоев различного состава, характеризуется ленточная слоистость. Встречается в озерных и флювиогляциальных отложениях, а также в прибрежных морских осадках вблизи устьев крупных рек, выносящих большое количество обломочного материала по сезонам года. Образование такой слоистости связано с климатическими сезонными колебаниями условий осадконакопления.

Слоистость обусловлена различным вещественным составом каждого слоя, относится к простой полосовидной.

Слоистость, обусловленная тонкими прерывистыми прослойками иного материала в однородной породе, относится к прерывистой, например, прослойки и линзы чешуек слюды в глинистых породах, прослойки растительного дендрита в алевролитах и песчаниках.

Л и н з о в и д н а я слоистость отличается изменением мощности отдельных слоев по простиранию, слои полностью выклиниваются, что приводит к разобщению слоя на отдельные части или линзы, образуется при быстром и

изменчивом движении среды. Образование линз песчанистого материала в песчано-глинистых толщах объясняется периодическим привносом более грубозернистого материала в спокойную часть водоема (рисунок 3.3). Для песчано-конгломератовых отложений линзовидная слоистость связана с частым размывом ранее отложенного материала и отложением материала в неровностях дна.

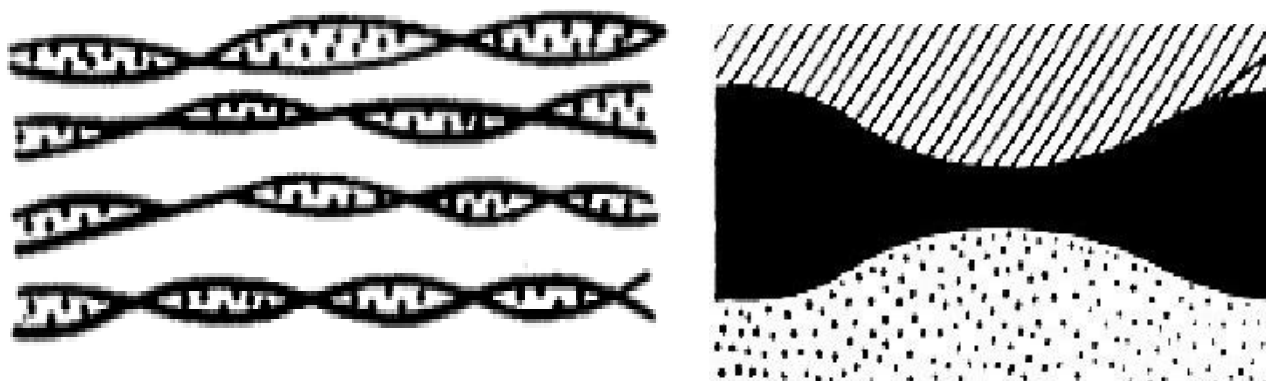


Рисунок 3.3 – Линзовидная слоистость аллювиальных, прибрежно-морских отложений [4]

В о л н и с т а я слоистость характеризуется правильными волнистыми поверхностями напластования встречается в мелкозернистых песчаниках и алевролитах, образовавшихся в прибрежно-морских, озерных и речных обстановках(рисунок 3.4). Симметричной формы в условиях волнений и асимметричной формы в условиях течений.



Рисунок 3.4 – Волнистая слоистость в песчанике

Косым наложением слоев по отношению к основным плоскостям напластования, определяется к о с а я слоистость (рисунок 3.5). Косая серия первично-наклоненных в одном направлении слоев, является определяющим элементом косой слоистости. По форме слоев различают виды слоистости – прямолинейную, вогнутую или выпуклую. В одной серии по степени параллельности косых слоев различают - параллельную и сходящуюся. Постоянство углов наклона и направления косых слоев является решающим признаком для выяснения условий образования осадка. В одном направлении образуются серии косых слоев, наклоненных при поступательном движении водной или воздушной среды, в которой происходит накопление осадков.

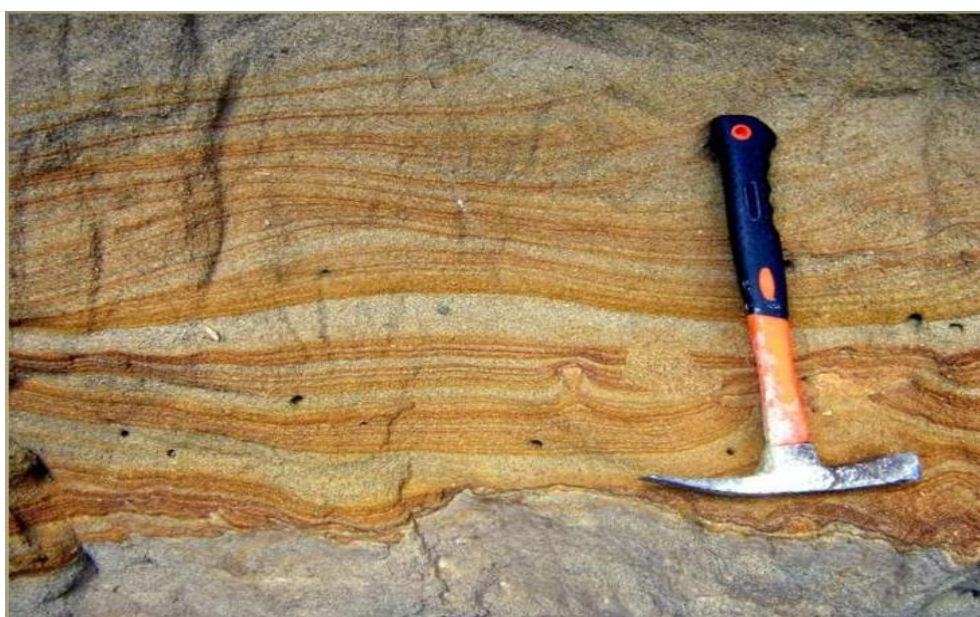


Рисунок 3.5 – Косослоистые песчаники

Типы косой слоистости по происхождению - эоловые, речные, временных водотоков; прибрежно-морские.

Разнонаправленностью косослоистых серий и большими колебаниями углов наклона слоев, характеризуется эоловая косая слоистость. От 5° до 30° на подветренном склоне и хорошо выражена в отложениях дюн. Материал осадков хорошо отсортирован, однороден по составу, при этом серии косых слоев имеют резко изогнутую форму границ и наклонены (рисунок 3.6).



Рисунок 3.6 – Эоловая слоистость

Сериями косо-наклоненных слойков, в одном направлении вниз по течению, характеризуется речная косая слоистость. Многоэтажный вид придает косо-наклоненные серии слойкой, которые часто чередуются с горизонтальными прослоями (рисунок 3.7). Резкое несогласие наблюдается между косослоистыми сериями и горизонтальными пластками, чаще всего форма косых слойков - прямолинейная и параллельная, при этом плохо отсортированный материал, от ила до валунов, содержит прослой глины в виде линз и карманов.



Рисунок 3.7 - Речная слоистость

Правильным многоэтажным чередованием небольших круто наклоненных косых и горизонтальных серий, определяется косая слоистость временных потоков. . Косые серии обычно прямолинейные и параллельные по форме, имеют круто наклоненные (до 400) слойки, материал косых серий, грубее, чем материал горизонтальных серий

Разнообразными чередующимися в вертикальном направлении косыми сериями - горизонтальными, волнистыми, косыми, характеризуется прибрежно-морская косая слоистость. Границы между сериями нечеткие и характеризуются постепенным переходом осадков разной зернистости, наклон косых слойков преобладает в сторону берега, при этом материал хорошо отсортирован. Имеет свои отличительные особенности дельтовая косая слоистость, эти особенности обусловленные быстрым уменьшением скорости речного потока при впадении его в море или озеро, такая слоистость имеет трехъярусное строение:

1 – аллювиальные осадки представляют, кровлю из горизонтальных или слабонаклоненных слоев;

2 – серию косых слойков круто наклоненных в верхней части серии и выполаживающиеся в основании, соответствующих переднему фронту дельты;

3 – морские осадки - почти горизонтальные сложенные тонкообломочным глинистым материалом слои подошвы.



Рисунок 3.5 - Прибрежно-морская (дельтовая) слоистость

3.1.2 Генезис слоистой структуры осадочных толщ

Под воздействием тектонических движений, изменения климата и динамического и химического режима водной и воздушной среды, происходит образование слоистых толщ.

Вертикальные колебательные движения, приводящие к перемещению береговой линии и смещению (миграции) фаций, представляют тектонические факторы.

Совокупность литологических и палеонтологических особенностей осадка, указывающих на физико-географические условия его образования - фация [6]. От берега накапливаются глины и карбонатные илы, у берега отлагается грубообломочный материал, который сменяется более мелким. Восходящие и нисходящие движения в пределах участка водного бассейна приводят к формированию ритмично-слоистых толщ, что приводит к образованию:

- серии одинаковых по составу, но разновозрастных по времени образования (асинхронных) осадков - литологический горизонт;
- одновозрастной группе осадочных слоев различного состава, связанной постепенными переходами в горизонтальном направлении - стратиграфический горизонт.

Различными видовыми и родовыми комплексами окаменелостей характеризуются одновозрастными отдельные слои или пачки стратиграфического горизонта.

Формируются в зависимости от направленности тектонических движений ритмично-слоистые трансгрессивные и регрессивные толщ. При трансгрессии - наступлении моря на сушу происходит равномерное постепенное понижение дна бассейна, и в результате однонаправленных колебательных движений земной коры, происходит образование трансгрессивных серий осадочных толщ. Для таких толщ характерна смена грубообломочных пород в вертикальном стратиграфическом разрезе, залегающих в нижних частях разреза, тонкообломочными и хемогенными осадками в верхней части разреза. В результате развития трансгрессии более

молодые осадки всегда занимают большую площадь, чем древние, при этом в центральных частях впадин наблюдается последовательное наложение молодых слоев на древние, а по окраинам прогибов на древнее основание ложатся уже самые молодые породы.

С вертикальными колебательными движениями приводят к образованию регрессивных серий осадочных толщ при отступлении моря равномерное медленное повышение дна бассейна в связи. В этих толщах наблюдается обратная последовательность расположения осадков в вертикальных разрезах: в верхних частях – грубообломочные породы прибрежного мелководья и суши в низах разреза залегают тонкообломочные и хемогенные породы водного бассейна. В плане наблюдается последовательное сокращение площади, занимаемой более молодыми отложениями. В понятие ритмичности вкладывается представление о закономерной повторяемости однородных явлений, каждый раз развивающихся в одном направлении. Образованию ритмично чередующихся осадочных слоистых толщ приводит периодичное медленное повышение или понижение дна бассейна. Элемент - любой слой горной породы, составляющий литологические разрезы осадочных толщ, ритм является мерой равномерной повторяемости одноименных элементов.

В случае песчаник – аргиллит – алевролит - равномерного порядка литологических последовательностей, разноименных элементов следует говорить о цикличности рассматриваемой последовательности, так как совокупность закономерно следующих друг за другом различных элементов последовательности, является - циклом. Виток спирали – это цикл, а шаг спирали – это ритм, понятие цикличности подразумевает ту или иную направленность порядка следования событий, а не вовсе многократную повторяемость. Циклы классифицируют на двунаправленные и однонаправленные циклы, а также завершенные и незавершенные.

Подвижность среды; рельеф и климат в области сноса и области накопления; деятельность растений и организмов; физико-химический режим среды - соленость, рН – относят к физико-географическим факторам слоеобразования.

Различные горные породы (фаии) формируются в разных физико-географических условиях, определяющих облик образовавшейся горной породы (или фацию). В условиях влажного умеренного или тропического климата, осадки солей чаще образуются в условиях жаркого и засушливого климата формируются осадочные железные марганцевые руды, в экваториальной области распространены исключительно современные коралловые рифы. При изменении гидродинамического режима среды могут возникать тонкослоистые осадки. В периоды паводка реки транспортируют более крупные тонкодисперсные частицы, в межень, когда преобладает перенос только тонкообломочного материала. Физико-химические и биологические факторы, существенно влияют на образование слоистых структур, изменение направления морских течений приводит к изменению состава и плотности отлагающихся осадков.

3.2 Согласное и несогласное залегание горных пород

В геологической истории Земли происходит постоянная смена земной коры палеогеографических и палеотектонических обстановок, формирование и накопление вещества горных пород, слоев, толщ и блоков является сложным и длительным процессом. Два основных типа соотношения слоев - согласное и несогласное, формируются по особенностям и совокупности процессов осадконакопления (рисунок 3.6).

Согласное наслоение слоев отражает, непрерывность процесса накопления осадков и отсутствие в нем резких и длительных по времени перерывов. Изменение состава указывает при согласном залегании слоев на постепенное закономерное изменение условий осадконакопления, при этом границы слоев параллельны между собой. Не параллельная ориентировка границ наблюдаться внутри согласно залегающих слоев на отдельных мелких прослоев и слойков, при этом она косая, либо волнистая слоистость. Первичное залегание осадков может быть горизонтальным или слабонаклонным, при согласном залегании.

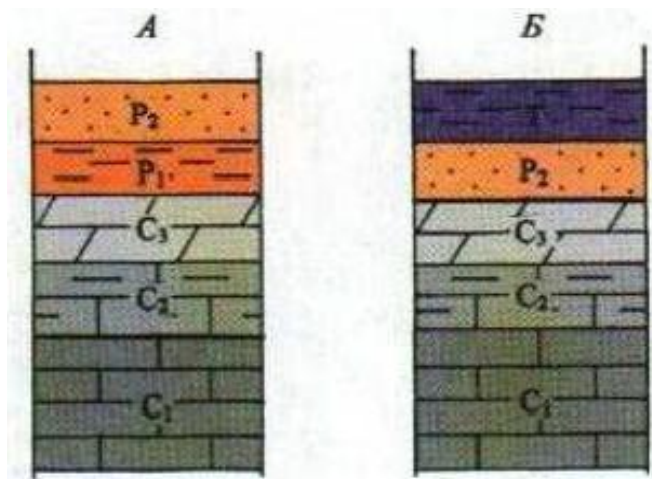


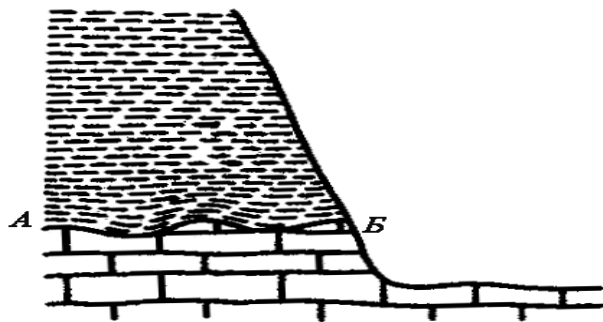
Рисунок 3.6 – Согласное (А) и несогласное (Б) взаимоотношение слоев

Залегание *несогласное*, отражает перерыв в осадконакоплении, который фиксируется по резкому изменению состава осадков, их текстуры и структуры и изменению первичного их залегания. Выделяют два вида несогласного залегания: параллельное и угловое.

Нередко перерыв в осадконакоплении сопровождается размывом ранее образовавшихся осадков и формированием поверхности несогласия, представляющей собой поверхность древнего наземного или подводного рельефа.

Параллельной ориентировкой слоев, сформировавшихся до и после перерыва, характеризуется параллельное несогласие, при этом грубообломочные образования, содержащие обломки пород нижележащей толщи, залегают, как правило, на поверхности несогласия в основании новой серии осадков, например, к такому типу осадков относятся конгломераты и брекчии. Одной из форм параллельного несогласия, является скрытое несогласие, для которого характерны отсутствие четко выраженной поверхности несогласия и следов размыва и денудации (рисунок 3.7).

Несогласие, при котором верхняя и нижняя по возрасту толщи залегают под разными углами, называют угловым несогласием, такие несогласия, выражающиеся в том, что поверхность несогласия срезает под углом различные горизонты.



нижний слой – известняки; верхний слой – глины; AB – поверхность несогласия

Рисунок 3.7 - Параллельное несогласие [6]

Относительно более древней толщи и располагается более или менее параллельно слоям верхней молодой толщи. Имеет обычно меньшие углы наклона или даже горизонтальное залегание более молодая по возрасту толща пород. Угол несогласия имеет особое значение, составленный поверхностями наложения нижней и верхней несогласно залегающих толщ: если угол несогласия меньше 30° , несогласие определяют, как слабое угловое несогласие; в других случаях угловое несогласие называется резким (рисунок 3.8). При этом угол несогласия не остается неизменным, резко угол несогласия может меняться, если нижняя, более древняя толща смята в складки.



α_1 - α_4 – углы несогласия; слои K_1 и K_2 – нижний и верхний мел; J_1 и J_2 – нижняя и средняя юра

Рисунок 3.8 - Угловое несогласие [6]

3.2.1 Типы несогласного залегания

В геологии существует большое количество разнообразных классификаций несогласий. В разделе 3.2 рассмотрены несогласия по величине угла между

вышележащими и подстилающими пластами.

Различают виды несогласий по площади распространения: географические, региональные, местные [4].

Географические несогласия - подстилающая и перекрывающая толщи залегают практически параллельно, поэтому в обнажениях их обнаружить почти невозможно, проявляются только в условиях очень пологого залегания пластов. Такие несогласия охватывают значительные территории платформенных областей и выявляются на мелкомасштабных геологических картах.

Региональные несогласия имеют место только в пределах отдельной структурно-тектонической зоны, а в соседних зонах они могут быть не проявлены вовсе. Для конкретного региона региональные несогласия имеют общий стратиграфический перерыв и отражают единую фазу тектонического цикла. Они относятся к типу структурных, проявляются в обнажениях.

Местные несогласия выделяются в пределах локальных геоструктурных единиц, они могут соответствовать региональным несогласиям по времени в соседних структурно-тектонических единицах, а также могут быть в смысле стратиграфического интервала - локальными. Такие несогласия относятся к типу параллельных.

По выраженности несогласия выделяют всего два типа: явное и скрытое.

Явное несогласие - для него установлены четкие признаки поверхности размыва, поверхность несогласия - подошва перекрывающей пачки и стратиграфический перерыв. По площади и по величине угла или распространения такое несогласие может быть любым.

Скрытое несогласие - явные признаки поверхности размыва отсутствуют для него палеонтологическим методом установлен стратиграфический перерыв. Скрытое несогласие по величине угла относится к параллельным, но по площади распространения может быть любым.

По достоверности выделенных несогласий выделяют три типа: истинные, внутриформационные и ложные.

Истинным несогласием называются несогласия, действительно

отражающие определенный стратиграфический перерыв. Такой тип несогласия может быть любым - географическим, региональным, местным, явным, скрытым по другим критериям.

Внутрiformационным несогласием называется несогласие, для которого установлены признаки размыва нижележащих пачек, составляющих единую формацию с перекрывающими пачками и определен стратиграфический перерыв. Локальное несогласие по площади распространения, параллельное по величине угла.

Ложным несогласием называют такой тип несогласий, которые не являются ими, например, очень крупная косая слоистость, при которой поверхности раздела между сериями слоев могут быть ошибочно приняты за поверхности несогласий. Основным критерием углового несогласия в этом случае является первичность наклона слоев нижележащего комплекса. Если наклон первичен, а не является результатом последующих дислокаций, то налегание верхнего комплекса на размытую поверхность таких слоев демонстрирует ложное угловое несогласие.

Если же несогласное залегание возникло в результате тектонических перемещений одних осадочных толщ относительно других, то такое несогласие называется тектоническим.

3.2.2 Особенности строения зон несогласий

В подстилающем и в перекрывающем комплексах, при изучении обнажений выделяются разнообразные признаки несогласий.

В подстилающем комплексе к таким признакам относятся: погребенные почвы, поверхности размыва и денудации, рельеф, коры выветривания. Такие признаки, прямо указывают на то, что данный участок (или блок) либо подвергался значительной эрозии, либо долгое время его поверхность находилась вне зон осадконакопления, вследствие чего породы были сильно изменены под воздействием внешних факторов. Измененные поверхности, выраженные неровностями и карманами, могут сохранять как крупные формы рельефа, так и

микрорельеф. Под молодыми толщами реже встречаются погребенные коры выветривания и совсем редко можно обнаружить погребенные почвы, поскольку они очень легко разрушаются.

Базальные пласты, расположенные в основании несогласно залегающей пачки, являются основным признаком несогласного залегания, в перекрывающих комплексах они содержат валуны, гальку, и глыбы непосредственно подстилающих пород. Базальные слои могут быть мелкозернистыми, например, как аркозовые песчаники, налегающих на размытую поверхность гранитов, либо представлены конгломератами и конглобрекциями.

Выделяют признаки несогласий прямые и косвенные.

К прямым признакам относятся:

а) захороненный рельеф, базальные слои, коры выветривания, относятся к вещественным признакам;

б) перекрытие разрывных нарушений, интрузивов, разница в углах падения подстилающих и перекрывающих пластов к структурным.

К косвенным признакам относят:

а) палеонтологические – фаунистические остатки разного возраста в непосредственно контактирующих слоях;

б) формационные – различные комплексы пород, разделенные непосредственно стратиграфическим контактом, например континентальных вулканических пород, залегающих на морских известняках.

Таким образом, перерывы и несогласия в осадочных толщах образуются в реальных условиях, но в различной степени влияют на структуру осадочных слоев. Так перерывы могут быть связаны с резкими замедлениями темпов осадконакопления, или могут быть связаны с подводными размывами, течениями, уносящими весь поступающий осадок, или со сменой знака тектонических движений, развивающихся на фоне общего погружения и накопления осадков.

Перерывы и несогласия нужно рассматривать совместно, они неразрывно связаны и имеют большое значение для восстановления геологической истории блоков земной коры и формирования месторождений полезных ископаемых. Залежи

оолитовых железных руд, руд никеля, бокситов, нефти, газа и россыпей ценных минералов приурочены к таким несогласиям. В базальных песчаных пачках после перерывных серий могут залегать нефть и газ, в до перерывных слоях, срезанных и запечатанных поверхностью несогласия, как, в частности, в выветрелых и трещиноватых породах фундамента платформы и в основании их осадочного чехла. Залегающие под поверхностью несогласия, или переотложенные бокситы и железные руды – над этой поверхностью залежи бокситов, никелевых руд в коре выветривания серпентинитов. С учетом перерывов возможно правильно сопоставить частные разрезы или выделить какое-либо стратиграфическое подразделение. Перерывы являются важным источником информации о тектоническом и палеогеографическом развитии района.

3.3 Контрольные вопросы к главе 3

1. Как называется поверхность, ограничивающая слой сверху.
2. Перечислите основные причины образования углового несогласия.
3. При виде залегания кровля пласта находится выше его подошвы.
4. На какие два делятся типа несогласия по выраженности.
5. При каких условиях формируется ложное несогласие.

4 Формы залегания слоев горных пород

Формы залегания горных пород во время образования пород принято делить на первичные - возникающие и вторичные - возникающие уже после их образования в результате различных эндогенных механических деформаций. Как результат различных эндогенных механических деформаций пород, уже после их образования возникают вторичные формы залегания горных пород.

4.1 Горизонтальное залегание слоев горных пород

Горизонтальным залеганием горных пород, или горизонтальной структурой называют такое залегание, когда поверхность напластования слоев в целом совпадает с горизонтальной плоскостью.

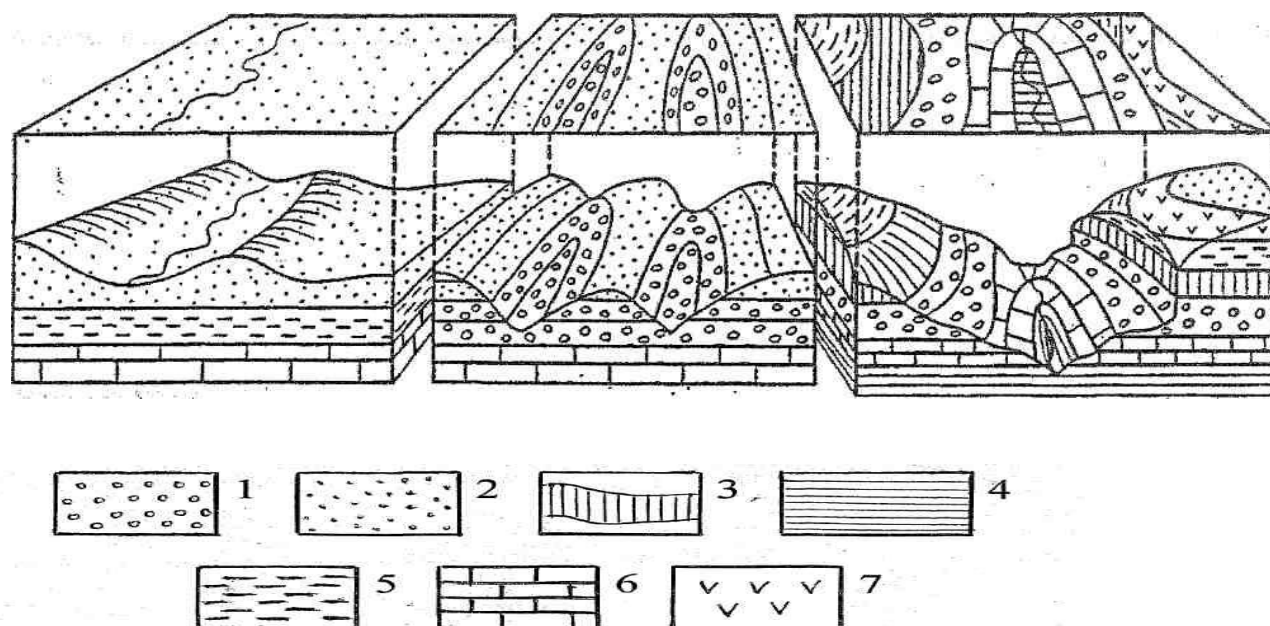
Горизонтальная структура является самой широко распространенной, представляя верхнюю зону осадочной оболочки Земли. Четвертичные и неогеновые образования практически во всех тектонических регионах залегают горизонтально. Для более древних пород, так же характерно горизонтальное залегание вплоть до кембрийских, как, например, в Прибалтике, занимающих верхний этаж обширных платформ, предгорных и многих межгорных прогибов. В крупных платформенных структурах наклоны слоев очень малы - доли градуса, что и на большей части платформы, за исключением соляных куполов, породы залегают практически горизонтально. На Русской платформе сериям протерозойских метаморфических пород свойственно горизонтальное залегание.

Вместилищем большого комплекса твердых, жидких и горючих полезных ископаемых, являются горизонтально залегающие слои горных пород различного состава и возраста, являются, а также редких металлов и разнообразных россыпных месторождений. При поисках и разведке месторождений полезных ископаемых, имеет важное прикладное значение, изучение вещественного состава, строения и характера напластования.

4.1.1 Признаки горизонтального залегания слоев горных пород

Горизонтальное залегание слоев горных пород в природе пользуется широким распространением, отклонение от него при образовании пород может быть обусловлено неровностями рельефа суши и морского дна. Перемыв ранее осевшего осадочного материала, образует выровненные поверхности осадения. На территориях Восточно-Европейской и Сибирской платформ, а также в других областях горизонтально залегающие породы пользуются широким распространением.

На дневную поверхность выходят серии самых молодых слоев, в областях горизонтально залегающих пород может наблюдаться плоский или слабо расчленённый рельеф (рисунок 4.1).



1-гравелиты, 2- песчаники, 3 – алевролиты, 4 – аргиллиты, 5 – глины, 6 – известняки, 7 – андезиты

Рисунок 4.1 - Горизонтальное залегание слоев, блоки в перспективе и их геологические карты

Горизонтальная дневная поверхность превращается в расчленённую оврагами, долинами рек и их протоков поверхность при этом постоянно подвергается эрозионной обработке. При сильно расчленённом рельефе выходы более древних

горизонтально залегающих пород приурочены к пониженным участкам, а молодых - к наиболее высоким точкам рельефа - водоразделам или плато. В результате, более древние породы стратиграфического разреза, располагаясь в пониженных участках должны выходить на поверхность.

Видна определённая закономерность при горизонтальном залегании пород в смене пород по долинам рек и оврагов. Более молодые породы соединяются в треугольник и прослеживаются против течения реки или вверх по оврагу, как и горизонтали рельефа переходящие с одного берега долины на другой.

Горизонтальное залегание иногда выделяется различной растительностью или выветрелостью пород в различных слоях. Более сложной будет конфигурация границ слоев, при сильно расчленённом рельефе. Совокупность признаков горизонтального залегания слоев могут быть использованы при дешифрировании аэрофотоснимков и определении залегания слоев на аэрофотооснове (рисунок 4.2).

На аэрофотоснимках проявляется весьма четко горизонтальное залегание слоистых горных пород при хорошей обнажённости, если чередуются слои различные по плотности, окраске и трещиноватости. При плоском рельефе на поверхности прослеживается только один слой.

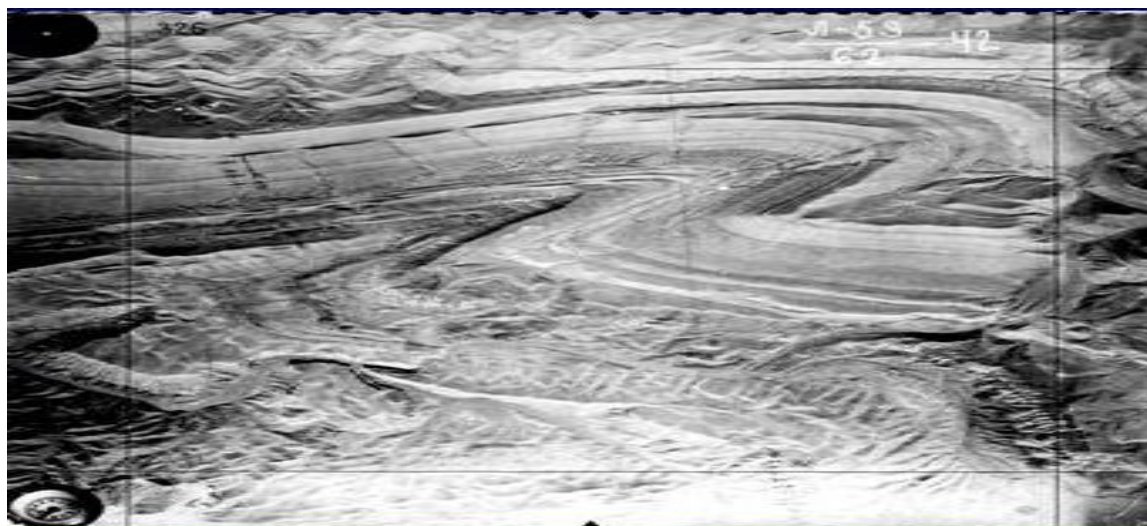


Рисунок 4.2 - Аэрофотоснимки горизонтального залегания пород (слои хорошо дешифрируются по теневым разностям пород)

4.1.2 Изображение горизонтально залегающих слоев на геологической карте и измерение мощности слоя

Горизонтальное залегание слоя подразумевает, что кровля, как и подошва, должны иметь одинаковые высотные отметки, на топографической карте границы между слоями будут располагаться параллельно горизонталям рельефа или совпадать с ними. Слой имеет более молодой возраст, располагающийся гипсометрически выше другого при горизонтальном залегании. При одном и том же рельефе у слоя с большей мощностью выход на поверхность будет шире. От рельефа и мощности слоя зависит ширина выхода слоя на поверхности. Ширина выхода слоя, будет больше при пологом рельефе и одинаковой мощности слоя, чем при крутом рельефе. При изображении на карте горизонтально залегающих слоев в пределах участков с более крутым рельефом ширина выхода слоев будет сокращаться, с более пологим рельефом, наоборот - расширяться. Ширина выхода слоя на карте практически превращается в линию, если рельеф представляет собой вертикальный обрыв.

Без горизонталей рельефа на карте слои изображаются в виде линий, повторяющих очертания рельефа. Слои будут иметь вид полос, вытянутых вдоль склонов долин при значительной расчлененности рельефа, более молодые слои будут залегать на высоких элементах рельефа, а вниз по течению будут обнажаться все более древние слои. На карте горизонтально залегающие слои при слабой расчлененности рельефа эрозионной сетью, будут выглядеть либо как широкие полосы, либо как сплошное поле.

Разность между высотными отметками (горизонталями) кровли и подошвы, представляет собой мощность слоя. Определение мощности в таких слоях производится следующим образом, истинная мощность слоя - это кратчайшее расстояние от подошвы слоя до его кровли (рисунок 4.3).

Истинная мощность слоя песчаника, как видно из рисунка, будет соответствовать разнице 150 м - 110 м и равняться 40 м. В полевых условиях замерить удастся не всегда, так как, что видимая мощность бывает различной.

Мощность зависит от форм рельефа и от крутизны склона. Обычно в обнажениях истинную мощность определяют по формуле $H=h+\sin\alpha$, где H - истинная мощность (м), h – видимая мощность (м), а α – угол склона поверхности (рисунок 4.3).

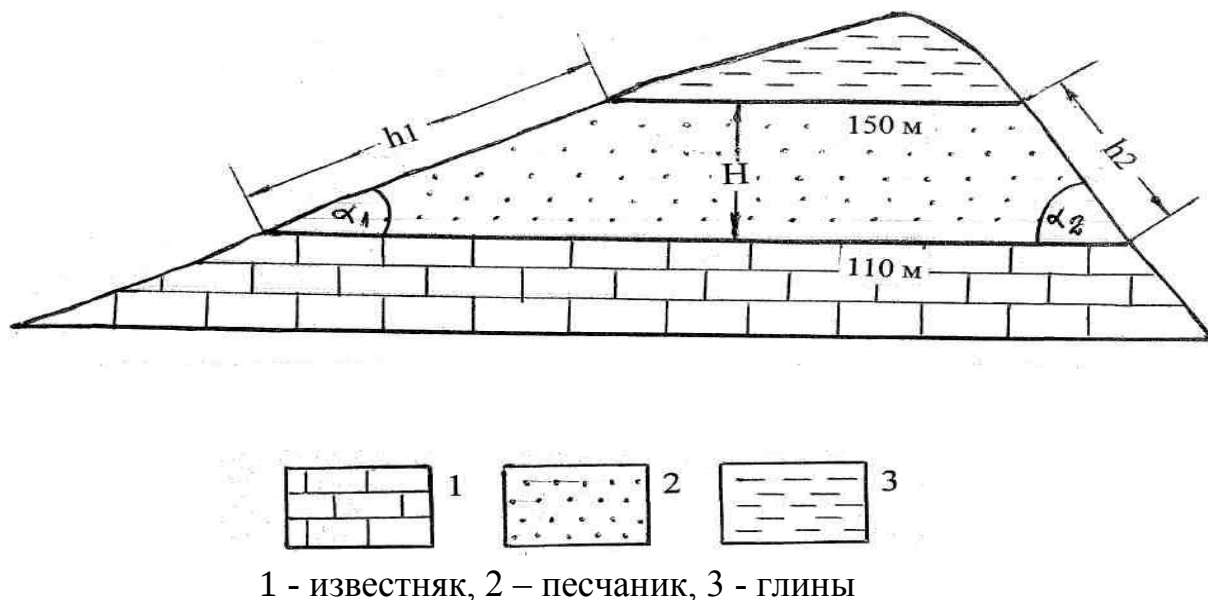


Рисунок 4.3 – Определение истинной мощности слоя (H) по результатам видимых мощностей (h_1 и h_2)

Анероидом определяется истинная мощность слоя на местности по его выходу, для этого измеряется давление, в подошве слоя и в его кровле, а затем разность отметок умножается на 11, полученная цифра и является мощностью определяемого слоя в метрах, 0.1мм ртутного столба составляет 1м.

Ширина полосы слоя или ширина выхода слоя на дневную поверхность (видимая мощность), или его проекция на горизонтальную плоскость на геологической карте при выдержанной мощности бывает различной, и зависит от форм рельефа, чаще всего от крутизны склона. При пологом склоне, выходы одного и того же слоя на поверхности будут более широкими. Слой выходит полной мощностью при вертикальном уступе, ширина его будет равна нулю. На карте проектируются на одну линию, такой линией показывается, как границы кровли и подошвы слоя, при этом создаётся ложное представление о выклинивании пород (рисунок 4.3).

Карта, на которой показан выход горизонтально залегающих пород, усложняется в зависимости от количества прорезаемых эрозией слоев и изменение их мощностей в целом от расчленённости рельефа, его форм (особенно склонов). В обнажениях истинную мощность определяют по видимой $H = h \cdot \sin \alpha$, где H - истинная мощность (м), h - видимая мощность (м), α - угол склона поверхности (рисунок 4.3).

4.1.3 Составление геологических карт, разрезов и стратиграфических колонок

Для участков земной коры с горизонтальным залеганием отложений геологические карты составляют следующим образом. Нужно знать возраст и мощность отложений, т.е. стратиграфию, а также абсолютные отметки кровли или подошвы хотя бы одного стратиграфического подразделения. Затем последовательно к отметке кровли прибавляют мощность вышележащих отложений или вычитают из отметки подошвы мощность нижележащих отложений. На топографической основе по полученным отметкам проводят границы выходов между стратиграфическими подразделениями. По данным буровых скважин, также можно построить карту с горизонтальным залеганием. На топографическую основу наносят скважины, вычитают из отметки устья скважины мощности слоев, получают отметки их кровли или подошвы, а затем по ним проводят границы между слоями.

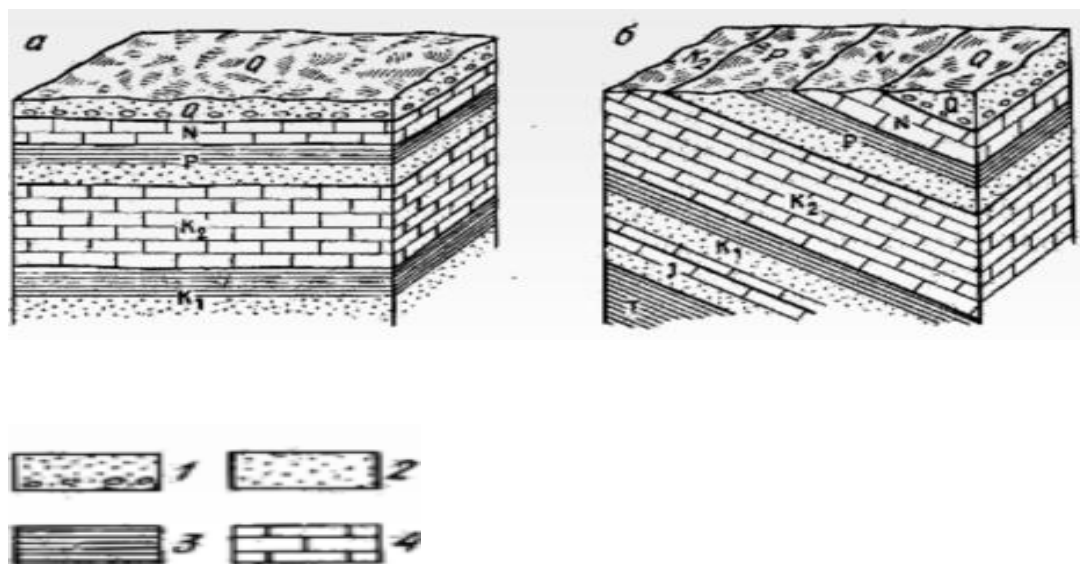
При горизонтальном залегании слоев линия геологического разреза будет проходить через самую высокую и самую низкую точки рельефа. Ниже земной поверхности глубина разреза определяется конкретными данными о залегании пород и мощностях пород, не обнажающихся на поверхности. В начале, проводят одну или несколько линий разрезов, которые могут пересекаться, затем выбирают горизонтальный и вертикальный масштабы. Вертикальный масштаб разреза следует принимать равным масштабу карты, горизонтальный масштаб разреза обычно соответствует масштабу карты. Увеличение вертикального масштаба по сравнению

с горизонтальным допускается при небольших мощностях слоев, но не более чем в 20 раз. К сильному увеличению крутизны склонов земной поверхности приводит увеличение вертикального масштаба и появлению заметных углов наклона геологических границ.

Построение разреза и составления стратиграфической колонки, осуществляется в соответствии с правилами, изложенными в главе 2.

4.2 Наклонное залегание слоев горных пород

О вторичном положении слоистости, т.е. о нарушении ее первичного горизонтального залегания свидетельствует наклонное залегание слоев (рисунок 4.4 а). Наиболее часто встречающейся формой тектонических структур является наклонное залегание слоев. Складчатые структуры представлены комбинациями наклонно-залегающих под разными углами, и имеющими различное простирание слоев (рисунок 4.4 б). Наклон слоев в одну сторону и под постоянным углом, представляет моноклинальное залегание наклонных пластов (рисунок 4.4 б).



а - горизонтальное залегание горных пород; б – наклонное залегание горных пород; 1 - конгломераты; 2 – пески, песчаники; 3 – глины, глинистые сланцы; 4 - известняки

Рисунок 4.4 – Наклонное (моноклинальное) залегание горных пород

С моноклинальным залеганием слоев связаны разнообразные комплексы полезных ископаемых - уголь, железистые кварциты, золото, медь, цинк, вольфрам. Моноклиальной структурой или моноклиалью называют структурную форму, обладающая моноклинальным залеганием слоев в пределах некоторого, более или менее значительного объема земной коры. Такие тектонические структуры наиболее широко распространены. Их крупные тектонические типы характерны для районов, которые располагаются в платформенных впадинах (например, Парижский и Лондонский бассейны) или для зон сочленения горно-складчатых систем с платформами (Горный Крым, Северо-Кавказская моноклиаль).

4.2.1 Элементы залегания наклонных слоев, замеры элементов залегания наклонных слоев горным компасом

Положение слоя в пространстве определяют элементы залегания, простирание - направление его вытянутости, а также падение - направление наибольшего наклона и угол падения - угол наклона.

Слой на небольшом участке при наклонном залегании представляет собой наклонную плоскость, которую условно принимают за подошву или кровлю. Выделяют следующие элементы наклонно залегающих слоев: линию простирания, линию падения, угол падения.

Л и н и я п р о с т и р а н и я с л о я – это любая горизонтальная линия на поверхности пласта или линия пересечения горизонтальной плоскости с поверхностью (кровлей или подошвой) пласта или (рисунок 4.5). Можно провести бесконечное число линий простирания в пределах кровли или подошвы слоя. Положение линии простирания в пространстве определяется ее азимутом.

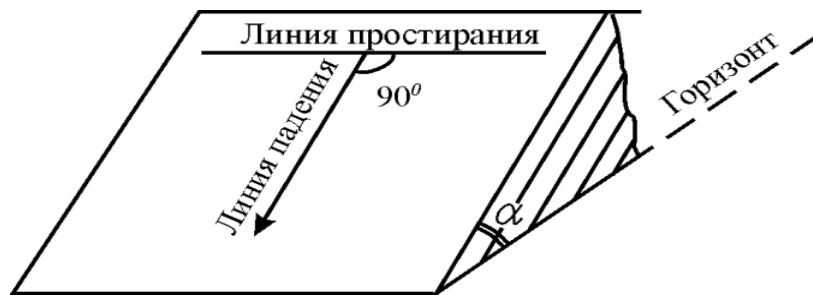


Рисунок 4.5 - Элементы залегания наклонного слоя

Л и н и я п а д е н и я с л о я – это линия перпендикулярная линии простирания лежащая на поверхности слоя и направленная по падению слоя. Ее положение в пространстве определяется азимутом и углом падения (рисунок 4.5).

У г о л п а д е н и я с л о я (α) – это угол образованный поверхностью слоя (кровлей или подошвой) и горизонтальной плоскостью или угол между линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость. Величина угла падения изменяется от 0 до 90^0 (рисунок 4.5).

На карте можно изобразить наклонные плоскости в виде трех точек, лежащих не на одной прямой, или двух пересекающихся прямых, а также двух (и более) параллельных прямых, принадлежащих наклонной плоскости. Для наклонного слоя такими прямыми линиями являются стратоизогипсы - две взаимно перпендикулярные линии – простирания и падения или параллельные линии простирания с известными абсолютными отметками. Ориентировка линий простирания и падения в пространстве определяется их азимутами.

Азимут любого направления – это угол, отсчитываемый по часовой стрелке от северного направления (географического меридиана) до выбранного направления. Могут быть замерены два азимута у линии простирания, так как линия имеет два противоположных направления, которые не схожи с собой на 180^0 .

А з и м у т о м п р о с т и р а н и я называется - угол заключенный между одним из направлений линии простирания и северным направлением истинного меридиана, пример записи - азимут простирания $140^0 < 30^0$ или $320^0 < 30^0$.

А з и м у т о м п а д е н и я называется - угол между проекцией линии падения на горизонтальную плоскость и северным направлением истинного меридиана.

Линия падения имеет одно только направление и только один азимут, отличающийся на 90° от азимута линии простирания. Для установления положения наклонного слоя, например азимут падения $230^\circ < 30^\circ$, в пространстве необходимо замерить азимут линии падения и угол падения. Замеряются элементы залегания наклонного слоя с помощью горного компаса, на рисунке 4.6 показано измерение элементов залегания наклонного слоя горным компасом – азимут простирания, азимут падения, угол падения.

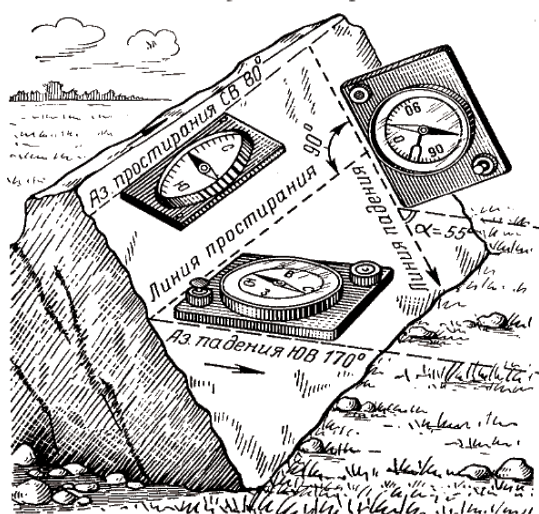


Рисунок 4.6 - Измерение элементов залегания наклонного слоя горным компасом в обнажении

4.2.2 Изображение наклонно залегающих слоев на карте

На геологической карте границы наклонных слоев зависят от строения рельефа, угла наклона слоев, их мощности и имеют вид полос. Независимо от угла наклона слоев при выровненном рельефе направление границ между слоями будет соответствовать их простиранию, при нормальном падении слоев направление всегда будет в сторону более молодых отложений. В соответствии с правилом пластовых треугольников при расчлененном рельефе и наклонном залегании слоев границы между слоями пересекают горизонтالي рельефа. При вертикальном залегании слоев и любом строении рельефа границы между слоями пересекают

элементы рельефа в виде прямых или изогнутых линий, соответствующих простиранию слоев. Чем больше мощность слоев и положе угол падения, тем шире будет полоса.

При расчлененном рельефе и наклонном залегании слоев, выходы слоев на земную поверхность образуют изгибы в наиболее низкой и наиболее высокой точках рельефа. Такие изгибы располагаются в вершинах треугольников, они называются пластовыми треугольниками, форма треугольников связана с углом наклона моноклинально залегающих слоев. Вершина угла, лежащего в самой низкой точке рельефа, направлена по падению слоя, в самой высокой – по его восстанию. Формой выхода на поверхность слоев будет прямая линия, если слои залегают вертикально.

По картам без горизонталей или с выровненным плоским рельефом при определении направления наклона следует руководствоваться общим правилом:

- при наклонном нормальном залегании слои наклонены в сторону расположения более молодых отложений (рисунок 4.7);

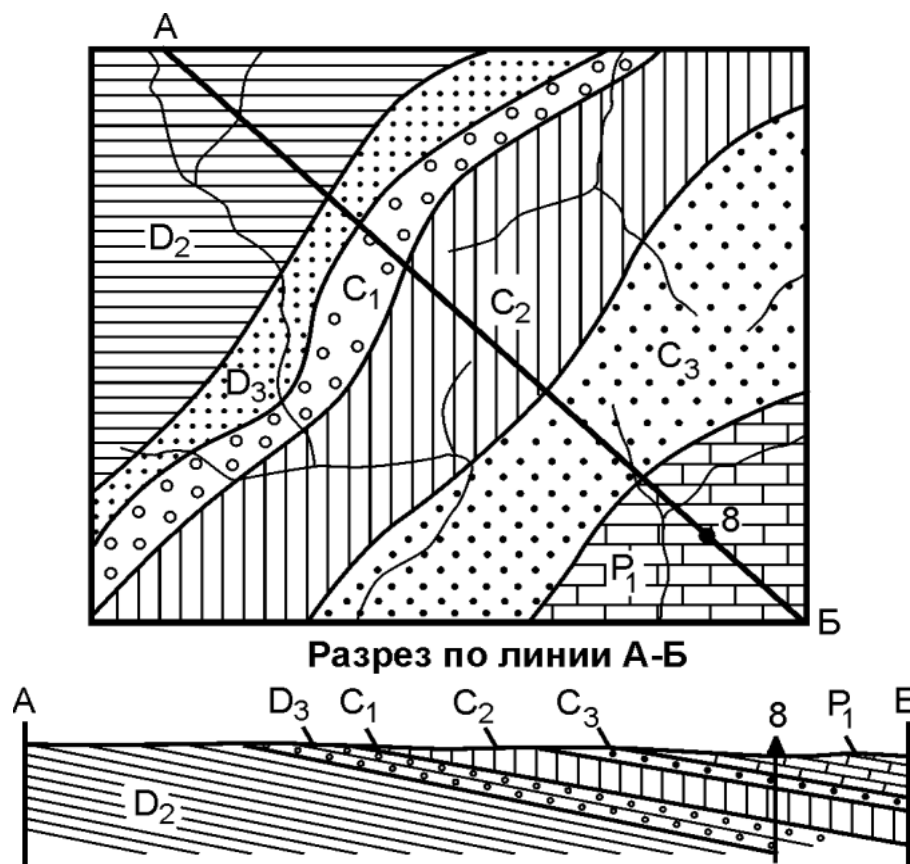


Рисунок 4.7 - Пример наклонного залегания слоев при нормальном залегании пород на карте и разрезе

- слои не могут быть наклонены в другом направлении, так как в этом случае древние отложения залегали бы на молодых, что при нормальном налегании пород невозможно.

4.2.3 Построение геологических разрезов и стратиграфических колонок по картам с наклонным залеганием слоев

По геологическим картам с наклонным залеганием при построении геологических разрезов, линия разреза должна проводиться в крест простирания пород, т. е. под прямым углом к линии простирания. С помощью транспортира откладываются истинные углы падения из точек пересечения линии разреза с геологическими границами на топографическом профиле. Штриховыми знаками указываются элементы залегания пород на картах или определяются графическими способами. Если линия разреза расположена не в крест простирания, а под углом к линии простирания, то на разрезе угол падения слоя будет иметь промежуточное значение между 0° и истинным углом падения. В этом случае углы падения на топографическом профиле откладываются, из таблиц поправок, или определяются графически.

Как правило, при наклонном залегании слоев разрезы строятся с одинаковым горизонтальным и вертикальным масштабом. При этом может возникнуть необходимость увеличения вертикального масштаба, что исказит (в сторону увеличения) истинный угол падения.

При увеличении вертикального масштаба геологических разрезов углы падения слоя, откладываемые на топографическом профиле, находятся по таблицам поправок.

Геологический разрез с увеличенным вертикальным масштабом, если строить по косому направлению относительно линии простирания (т.е. не в крест простирания), то вначале устанавливают искаженный угол по таблице поправок для косого направления. Затем в соответствии с отношением вертикального и горизонтального масштабов полученное значение принимают за истинный угол

падения и пересчитывают его с помощью таблиц поправок.

С увеличенным вертикальным масштабом топографический профиль на геологических разрезах также получается искаженным, поэтому вертикальные расстояния между высотными отметками рельефа наносят на профиль не в горизонтальном масштабе, а в увеличенном вертикальном масштабе.

От правильности построения топографических профилей во многом зависит точность построения разрезов с наклонным залеганием слоев.

4.3 Складчатое залегание слоев горных пород

При деформации горных пород образуются складчатые формы залегания слоев [7]. Самая распространенная структурная форма является складка. Складками называются волнообразные изгибы в слоистых толщах осадочных, магматических и метаморфических пород, возникающие при пластических деформациях (рисунок 4.8).

Совокупность складок образует - складчатость. Волнообразные изгибы, имеющие форму складок, могут появиться в процессе образования пород, например при движении застывающих вулканических лав или облекания неровностей поверхностей несогласия.



Рисунок 4.8 - Складчатое залегание слоев горных пород Южный Урал

Эндогенными процессами вызывается складкообразование, главным образом, например тектоническими движениями, при этом складкообразование невозможно без перемещения пород. Складчатость типична только для слоистых толщ. В интрузивных магматических горных породах с массивным сложением складки не образуются, а пластические деформации реализуются в других формах.

4.3.1 Складки и их элементы

Среди складчатых структур выделяются две основные разновидности – антиклинальные и синклиналильные. Изгибы, в центральных частях которых располагаются наиболее древние породы по сравнению с краевыми, периферическими частями, называются антиклинальными складками (антиклиналями) (рисунок 4.9 А). Изгибы, центральные части которых сложены более молодыми породами по сравнению с породами краевых частей, называются синклиналильными складками (синклиналями) (рисунок 4.9 Б).

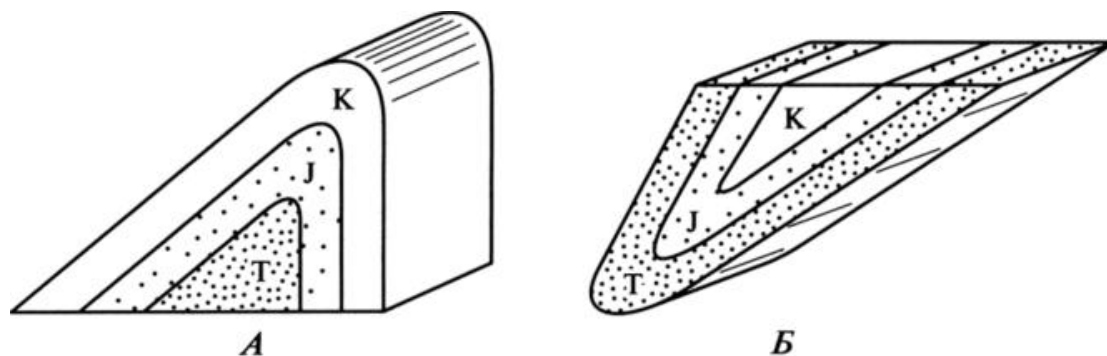


Рисунок 4.9 – Антиклинальная (А) и синклиналильная (Б) складки

В сильно деформированных метаморфических толщах стратиграфический критерий определения антиклинальных и синклиналильных складок может быть не всегда применим, и тогда пользуются нейтральными терминами: складки, обращенные выпуклостью вверх, называют антиформой, выпуклостью вниз – синформой.

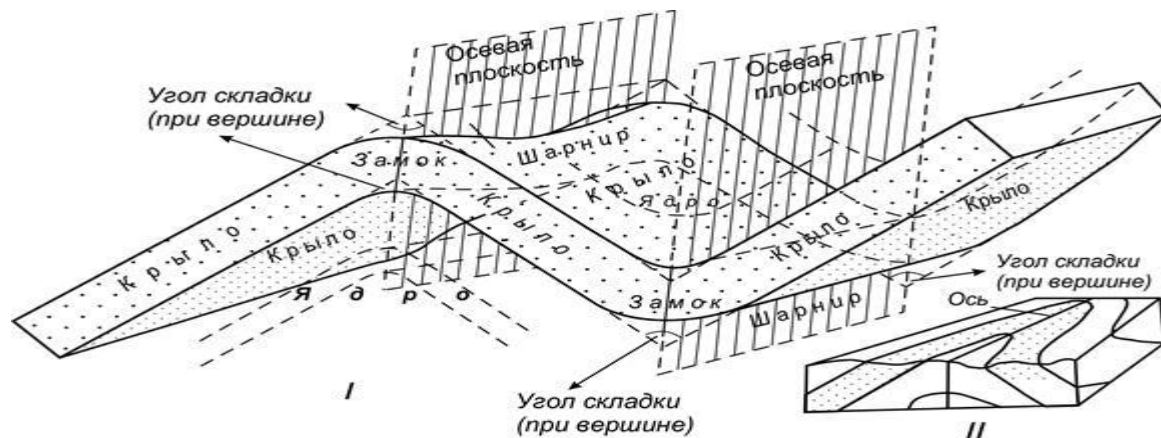


Рисунок 4.10 - Основные элементы строения складок

Выделяют следующие элементы складки (рисунок 4.10):

- замок складки — это участок перегиба слоев с внешней стороны;
- ядро — участок перегиба слоев с внутренней стороны;
- крылья — фрагменты слоев, заключенные между их изгибами в замках соседних складок. Крылья могут представлять собой как изгибающиеся отрезки слоев, так и прямолинейные отрезки;
- угол падения крыла — это угол, между линией падения слоя в крыле складки и ее проекцией на горизонтальную плоскость, измеренный в вертикальной плоскости;
- углом складки образуется, если продолжить крылья складки в область замка, в результате они пересекутся под определенным углом.

Осевая поверхность (или осевая плоскость), является одним из основных элементов складок, которая делит угол складки пополам и проходит через точки перегиба слоев. Осевая поверхность может быть плоской, либо может и изгибаться.

Шарниром складки называют линию, которая образуется при пересечении осевой поверхности с поверхностью какого-либо слоя. Шарнир проходит через точки перегиба слоя. Шарниры могут представлять собой прямую или изогнутую линию в зависимости от характера смятия пород, при этом шарниров у складки много, поскольку в складки сминается много слоев, их количество совпадает с количеством слоев. Относительно дневной поверхности выделяют отрезки

погружения и воздымания волнистого шарнира. Ундуляция - периодическое воздымание и погружение шарнира.

Ось складки — это линия, образующаяся при пересечении осевой поверхности с поверхностью рельефа, ось, у складки одна, в отличие от шарнира. Положение на карте осей и шарниров может не совпадать, это несовпадение не проявляется в масштабе карты.

4.3.2 Морфологическая классификация складок

Классификации складок основаны на различных принципах. В основу классификации может быть положена форма складок или их происхождение. В основе морфологической (генетической) классификации, все складки разделены по форме. Генетическая классификация отражает условия образования складок. В морфологических и генетических классификациях учитываются различные свойства, поэтому они дополняют друг друга.

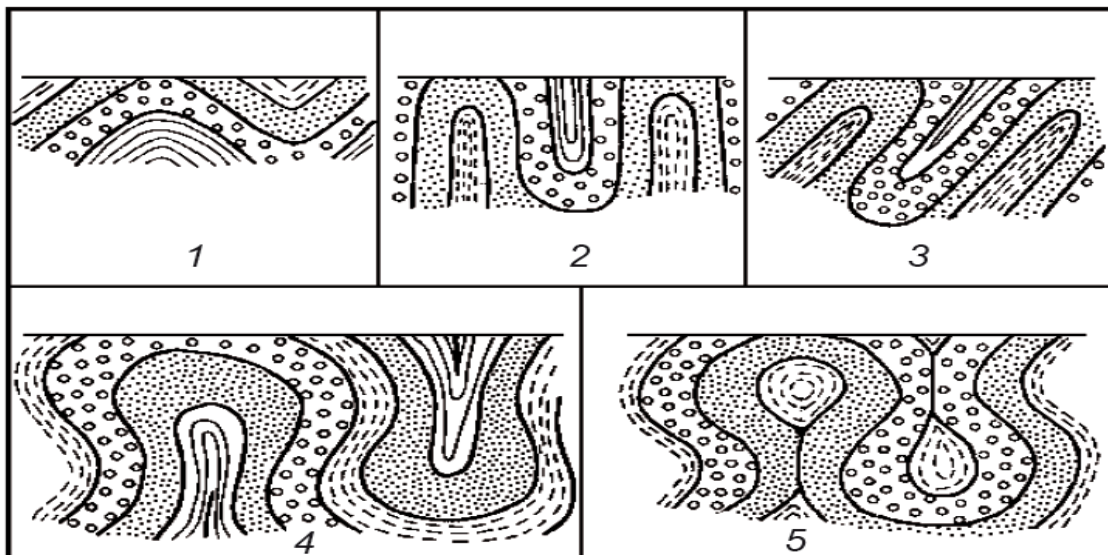
По соотношению между крыльями складок выделяются (рисунок 4.11):

1) образуют падение крыльев в разные стороны относительно осевой поверхности - простые складки (рисунок 4.11(1));

2) изоклиналильные складки (образуют параллельное расположение крыльев); изоклиналильные складки являются симметричными при вертикальном положении

3) изоклиналильные складки (образуют параллельное расположение крыльев); изоклиналильные складки являются симметричными при вертикальном положении крыльев (и осевой поверхности), при наклонных крыльях – опрокинутыми (рисунок 4.11(2));

4) веерообразным изгибом слоев, характеризуются веерообразные складки (рисунок 4.11(4)); ядра некоторых веерообразных складок оказываются отделенными от остальных их частей или пережатыми (рисунок 4.11(5)).



1 – простые; 2 – изоклиналильные симметричные; 3 – изоклиналильные опрокинутые; 4 – веерообразные; 5 – веерообразные с пережатым ядром

Рисунок 4.11 - Классификация складок в разрезе по соотношению крыльев
крыльев

По положению в пространстве осевой поверхности и крыльев различают складки (рисунок 4.12):

1) складки с вертикальной осевой поверхностью - прямые (нормальные, симметричные)(а);

2) складки с наклонной поверхностью, когда крылья падают в разные стороны под разными углами - наклонные (косые)(б);

3) складки с наклонной поверхностью и крыльями, падающими в одну сторону – опрокинутые (в);

4) складки с горизонтальной осевой поверхностью – лежащие (г);

5) складки с изогнутой осевой поверхностью, при этом замок находится ниже горизонтальной плоскости – перевернутые (д).

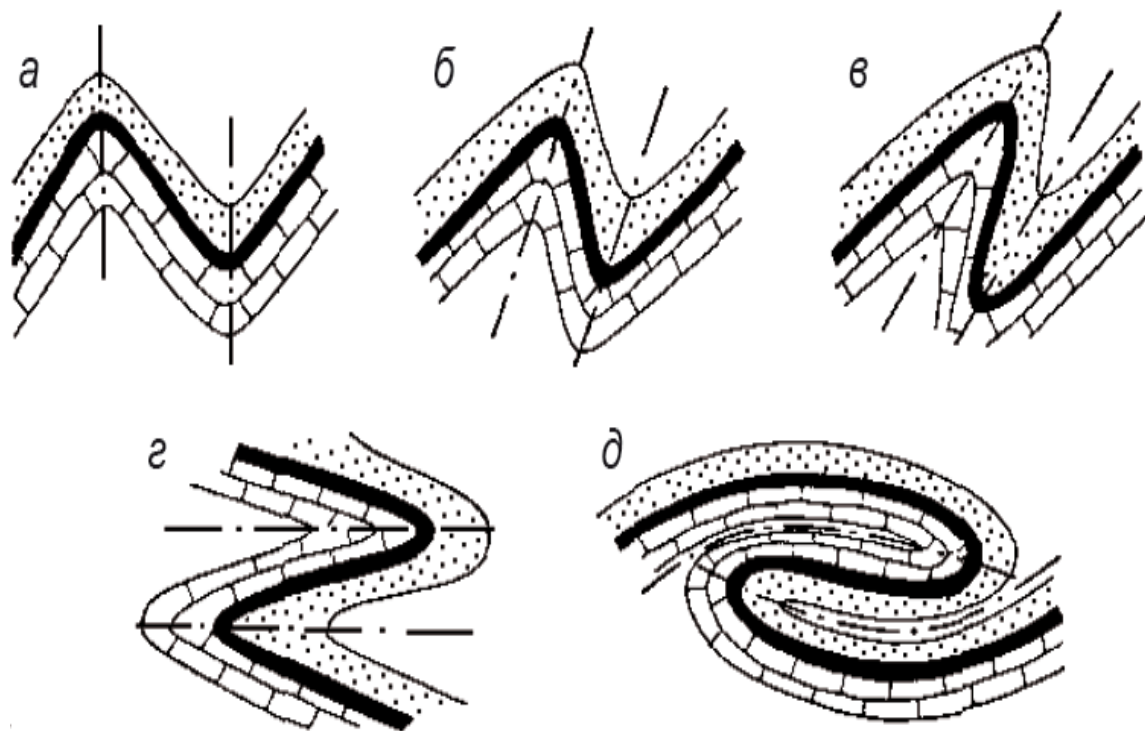
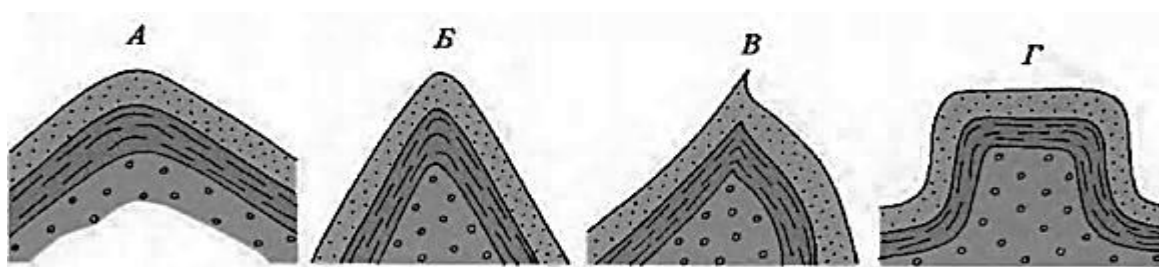


Рисунок 4.12 - Классификация складок в разрезе по наклону осевой поверхности

По форме замка различают складки: с острыми замками, у которых угол складки меньше 90° ; с тупыми замками - угол складки больше 90° ; с округлыми замками и коробчатые складки, с плоскими замками и крутыми крыльями (рисунок 4.13).



А – аркообразные (округлые); Б – гребневидные; В – килевидные; Г – коробчатые (сундучные)

Рисунок 4.13 - Классификация складок по форме замка

В полевых условиях и на геологических картах при определении антиклинальных и синклинальных геологических структур чаще всего используют

геометрический признак: у антиклинальных форм от замка крылья падают в стороны, у синклинальных форм – к замку. Используя направление падения крыльев в случае опрокинутых, перевернутых, веерообразных и других видов складок, можно прийти к неправильному истолкованию структуры. Поэтому, основным должен быть стратиграфический признак, по нему определяют антиклинальные и синклинальные складки, в ядре антиклинальных форм породы древнее, чем на крыльях, а в ядре синклинальных форм моложе.

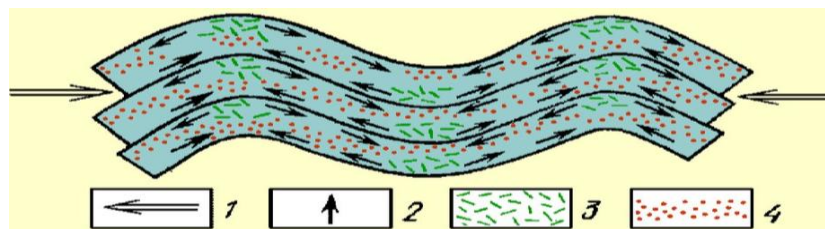
Форма складки в плане также является важным морфологическим признаком. Форма складки зависит от соотношения длины и ширины складки. Длина складки – расстояние вдоль оси складки между смежными перегибами шарнира. Ширина складки равна расстоянию между осевыми линиями двух соседних антиклинальных или синклинальных форм. За высоту геологических складок принимают расстояние измеренное по одному и тому же слою по вертикали между замками антиклинали и смежной с ней синклинали.

Линейные складки – это складки, у которых длина во много раз больше ширины, соотношение ширины и длины от 1:1 до 1:5 складки выделяют брахиморфный тип складки. Выделяют брахиантиклинали и брахисинклинали. Куполами называются изометричные в плане антиклинальные складки, а чашевидными – изометричные синклинали. Мульдами называют с плоским днищем и относительно крутыми бортами разновидность складок, близких к брахисинклиналям.

Куполовидные складки могут, прорываться пластичными породами, при этом возникают ядра протыкания, они могут выходить на дневную поверхность или прорывать только часть вылежащих слоев, такие складки называются диапировыми.

4.3.3 Условия образования складок

В земной коре существующие различия в динамической обстановке, позволяют разделить складки на две крупные группы складок - и з г и б а и с к л а - д к и т е ч е н и я.



1 – направление движущих сил; 2 – направления перемещения пород; 3 – участки растяжения; 4 – участки сжатия

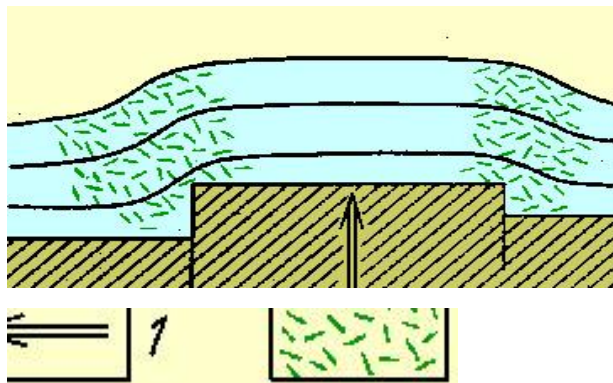
Рисунок 4.14 – Складки продольного изгиба

При продольном сжатии, поперечном изгибе и воздействии пары сил, возникают складки изгиба (рисунок 4.14). Продольный изгиб вызывается силами, обычно ориентированными горизонтально и действующими вдоль слоистости. Скольжение рассредоточивается по всей массе пород при однородном составе слоистых толщ; в наиболее мягких пластичных слоях, например, в прослоях аргиллитов, заключенных среди песчаников, слои имеют различные свойства. Мало пластичные слои часто разрываются и перемещаются в виде отдельных блоков.

При скольжении вещество распределяется в пределах одной складки, при этом перемещаясь к изгибам с большим радиусом кривизны от изгибов с относительно меньшим радиусом. Подобные складки легко воспроизвести.

Подобные складки легко воспроизвести сгибая стопку листов бумаги. Симметричные складки образуются при двухстороннем сжатии. Наклонные или опрокинутые складки возникают при одностороннем действии сжимающих усилий.

Силовое воздействие ориентировано перпендикулярно поверхностям наложения при поперечном равномерном изгибе. На начальных стадиях образованию складок способствует скольжение слоев иного направления, чем в складках поперечного изгиба (рисунок 4.15). Вещество в большей степени перемещается в стороны от участков с максимальным радиусом изгиба, чем на участках с меньшим радиусом. Таким образом, повсеместно при поперечном равномерном изгибе будет наблюдаться различное по интенсивности растяжение пород.



1 – направление движущих сил; 2 – участки растяжения

Рисунок 4.15 - Складки поперечного изгиба

Сначала возникают трещины при значительном поперечном изгибе в породах, трещины, ориентированные перпендикулярно слоистости, а затем появляются крупные разрывы. Центральные части таких складок часто отрываются и опускаются вниз под действием силы тяжести.

Особенно сложные деформации возникают, если силы, вызывающие образование складок поперечного изгиба, сосредоточены вдоль определенных линий, повторяющих в общих чертах те линейные направления, от которых передаются усилия. При этом создаются флексуры (коленообразные изгибы), участки с интенсивным растяжением, которые локализоваться в виде узких полос.

Складки, формирующиеся при сдвиговых деформациях, имеют ряд отличительных свойств. Важно установить, в какой плоскости действует пара сил в горизонтальной или вертикальной плоскости. В случае горизонтальной плоскости, оси складок обычно располагаются кулисообразно под углом $40-50^\circ$ к активной паре сил, занимая все пространство в интервале между действующими силами. Оси складок при приближении к нарушению дугообразно изгибаются в направлении смещения крыльев, если действие сил сосредоточено по разные стороны от линии разрыва.

Наклонные или опрокинутые складки образуются, при расположении пары сил в вертикальной плоскости, т.е. друг над другом, и их действию в горизонтальном или субгоризонтальном направлении, при этом нередко осложненные разрывами.

Складки течения образуются при высокой пластичности вещества, основной фактор - время и температура среды. Для направленного пластичного течения вещества необходима достаточная разность давлений в окружающих породах, способная вызывать их перемещение из участков с высоким давлением к местам с относительно низким давлением.

Температуры и давления в верхних слоях земной коры невысокие, течение свойственно только горным породам с высокой пластичностью: солям (рисунок 4.16), известнякам, гипсам, глинам и углям, насыщенным водой. Высокую пластичность приобретают даже такие породы, как кварциты, аплиты, гнейсы при достаточно высоких температурах и давлениях, одновременно может отмечаться и перекристаллизация вещества.



Рисунок 4.16 – Складки течения в солях

Неправильные формы с многочисленными раздувами, утонениями и пережимами слоев, характерны для складок течения. При этом пластичные породы перемещаются из крыльев на участки с меньшим давлением в ядре складок, где образуют структуры течения, нередко дисгармоничные общему строению основной складки, что вызывает свободный рост антиклиналей вверх. В метаморфических толщах складки течения отличаются небольшими размерами и возникают вследствие направленного давления в условиях повышения температуры до сотен градусов и длительного воздействия нагрузок.

4.3.4 Построение геологических разрезов на участках со складчатым залеганием горных пород

На участках со складчатым залеганием горных пород построение геологического разреза начинается с размещения линии разреза на карту таким образом, чтобы она была ориентирована вкрест простирания осей складок [7]. Поправки на значения углов слагающих крылья складки и их падения вводятся при вынужденной ориентировке разреза под углом к простиранию пород.

Вертикальный масштаб должен соответствовать горизонтальному масштабу карты, если масштабы будут сильно разниться, то это приведет к искажению морфологии складок и изменение углов наклона крыльев.

Выбрав линию разреза, строят топографический профиль, который отражает поверхность рельефа по линии геологического разреза. точки пересечения линии разреза сносят на топографический профиль, которые должны соответствовать границам пластов на карте. Под известными углами падения из этих точек проводят линии границ слоев на крыльях.

Построение разреза начинают с участков, где есть достаточно данных об углах падения. Если на участках отсутствуют углы падения, то используя истинную мощность, их определяют по формуле, и определяют вертикальную (или горизонтальную) мощность предварительно на карте с помощью стратоизогипс.

Эта же задача решается графически на топографическом профиле. Пользуясь циркулем проводят дугу из точки выхода кровли на профиле в сторону подошвы с радиусом, равным истинной мощности слоя. Проводят касательную из точки выхода подошвы к дуге, которая представляет собой подошву слоя. Линию кровли получают, проведя из точки кровли прямую, параллельную подошве, проведенную под истинным углом падения, при этом измеряют транспортиром получившийся угол падения.

Границы слоев если они представляют собой моноклиналильные участки на смежных крыльях проводят прямыми линиями при неизменных углах падения слоев на крыльях складок. Границы слоев рисуют скругленными в замковой части

складки, границы одних и тех же слоев продолжают до взаимного пересечения. По аналогии с формой замыкания рисуется складка на карте. Замок складки должен быть таким же округлым на разрезе при плавном изгибе слоев на геологической карте в зоне ее замыкания. Острые замки складок дают резкие замыкания в плане основания.

Для более точного изображения формы замка и для установления глубины погружения шарнира по линии разреза, прибегают к дополнительным построениям. Для этого дополнительно строят геологический разрез вдоль оси складки, на котором, находят глубину погружения замка складки по линии основного разреза, учитывая угол погружения шарнира, ориентированного вкrest простирания оси складки. Концентрические складки в большинстве случаев изображают на геологических разрезах. Такие складки с одинаковыми мощностями на крыльях и в замках, при этом следует обращать внимание на выдержанность мощности слоев и следить за тем, чтобы изменение мощностей слоев на разрезах не произошло за счет неверно продолженных на глубину углов падения контактовых поверхностей.

Методом радиусов при изменении углов падения слоев на крыльях складки строят геологический разрез (рисунок 4.17, *а*), так же как разрез через участки с локальными изгибами пластов на фоне их общего наклонного залегания.

При резких изменениях углов падения на крыльях складок прибегают к методу биссектрис (рисунок 4.17, *б*). На построенном геологическом разрезе в основном изображают следы осевых поверхностей складок. Через замковые перегибы проводят линии всех слоев, составляющих складку, или как биссектрису угла складки. С использованием данных буровых работ можно точно построить след осевой поверхности на глубину.

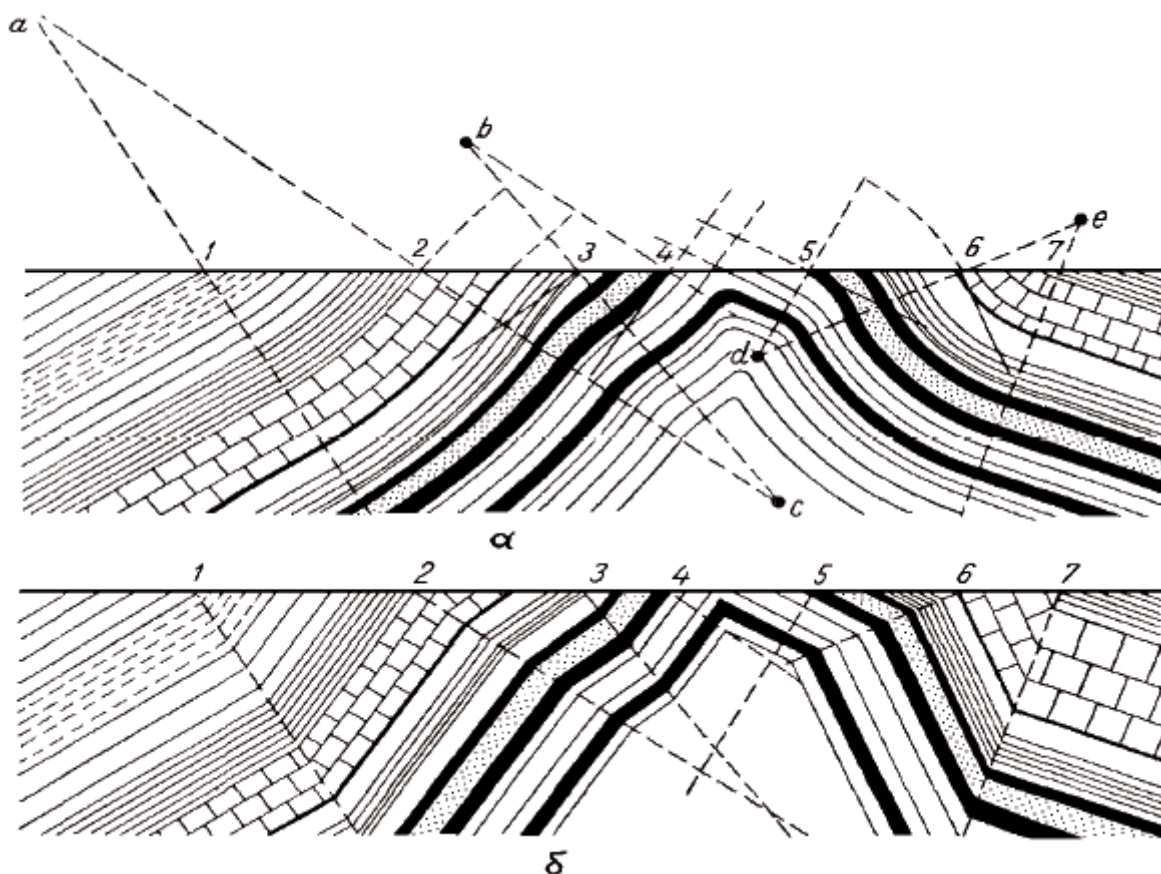


Рисунок 4.17 - Построение геологического разреза методом радиусов (а) и методом биссектрис (б)

Полная характеристика морфологии складки подразумевает определение ее формы в плане - линейная, брахиморфная или изометричная.

По положению - горизонтальный, наклонный, ундулирующий. При наклонном шарнире необходимо указать направление его погружения.

По соотношению крыльев - простая изоклиная или веерообразная. По форме замка - острый замок, тупой, округлый. По положению поверхности - симметричная, наклонная, опрокинутая, лежащая, перевернутая.

4.4 Контрольные вопросы к главе 4

1. С помощью какого прибора проводят замеры элементов залегания толщи в обнажении.
2. Какой формулой следует воспользоваться для вычисления истинной мощности наклонно залегающего слоя по его видимой мощности при горизонтальной поверхности рельефа.
3. От чего зависит видимая мощность наклонного пласта.
4. В результате, каких процессов образуются волнообразные изгибы в слоистых толщах осадочных, вулканогенных и метаморфических пород.
5. Как называется часть складки в месте перегиба слоя.
6. Как называются складки, имеющие одинаковую мощность в сводах и на крыльях.
7. Какие карты служат для изображения глубинного залегания складок.
8. Как называются на структурной карте линии, соединяющие равные вертикальные мощности.

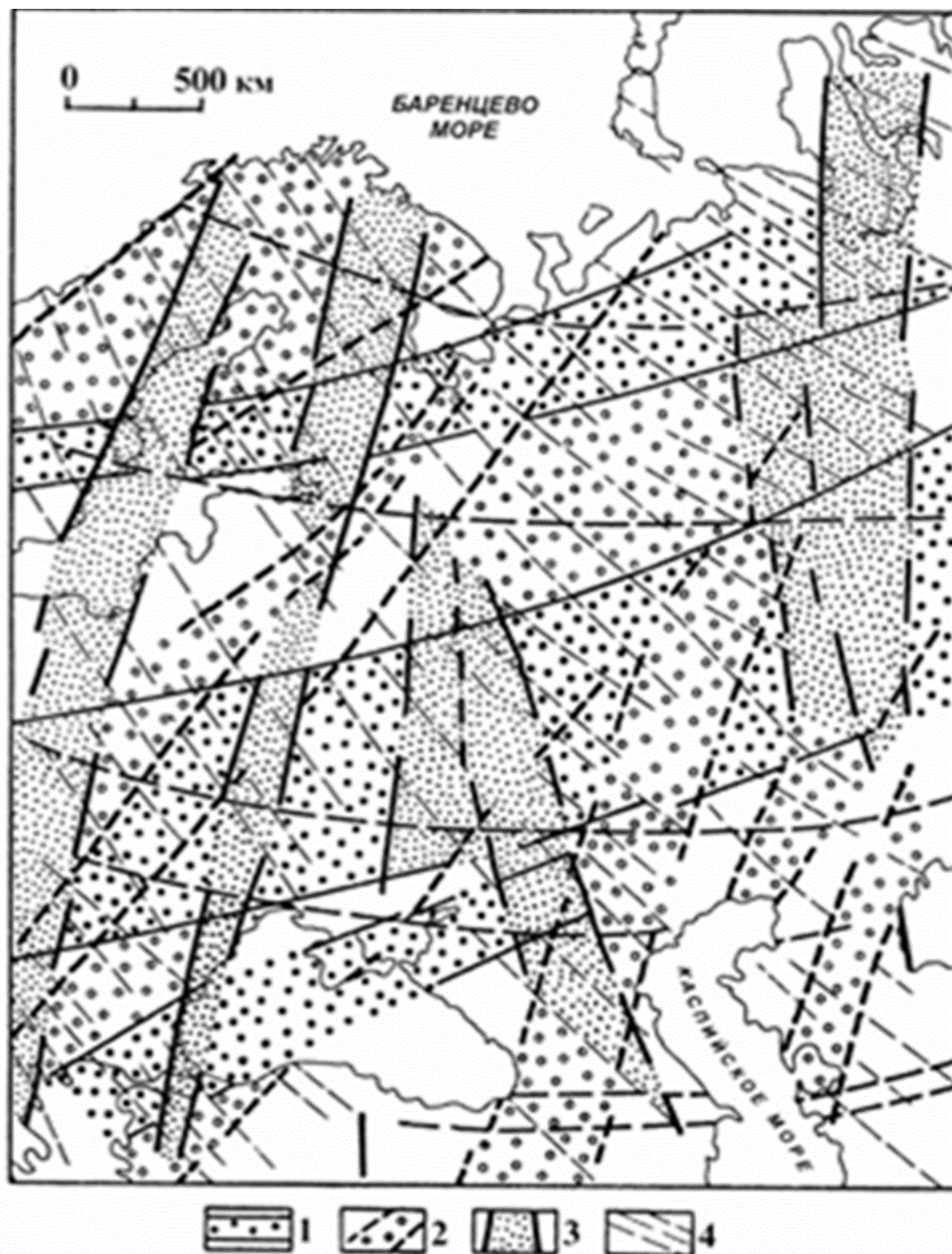
5 Разрывные дислокации

тектонические нарушения, сопровождаемые перемещением разорванных частей геологических тел относительно друг друга, называются разрывными нарушениями. Такие разрывные смещения характеризуются большим разнообразием форм, широким распространением и прослеживаются почти повсеместно по площади и глубине. Представления о закономерной делимости вещества земной коры как о системе планетарных отдельностей горно-складчатых и платформенных областей и планетарно-трещинной делимости литосферы, как о пространственно-временном образовании с выделением диагонально-критических направлений положено в основу понимания частоты и глубины заложения тектонических трещин, параметров их ориентировки, которые возникают в условиях ротационного режима планеты [13]. Наша планета участвует в сложной системе движений: в составе Солнечной системы Земля движется вокруг центра галактики Млечный Путь и ближайшего центра галактик Вселенной по несколько вытянутой околосолнечной орбите. Земля движется вокруг Солнца и вращается вокруг собственной оси, испытывая неравномерность вращения Земли – сутки увеличиваются на 0. 003 сек за 100 лет. Причина – тормозящее действие тяготения Луны (приливы). Происходят также сезонные колебания скорости вращения Земли. Продолжительность суток на Земле изменяется на $\pm 0. 001$ сек с периодами 6 и 12 месяцев. Кроме того, земная ось вращения подвержена возмущающим действиям сил тяготения масс Солнца, Луны и планет на вращающуюся эллипсоидальную Землю. Так возникают короткопериодические колебания оси Земли в пространстве с периодами $18 \frac{2}{3}$ года и меньше и амплитудой 7×10^{-9} угловых секунд, которые называют нутациями. Есть еще нерегулярные изменения скорости вращения Земли, а также долгопериодические колебания оси Мира в пространстве с периодом около 26000 лет или $50, 3''$ за год, которые называют прецессиями . То есть уже на начальных стадиях формирования вещества земной коры на различных глубинах в результате флуктуаций и прецессий земной оси (или ее колебаний около какого-то устойчивого положения) остывающие магматические расплавы, осадочные породы

и породы, проходящие различные стадии метаморфизма подвержены механическим вибрациям и в них формируются уплотненные и ослабленные зоны закономерной направленности (простираания), которые, в свою очередь, приводят к возникновению ослабленных, а затем и трещиноватых зон и трещин в толщах пластично-твердых горных пород. Таким образом уже на стадии формирования массивов горных пород закладывается основа ведущих признаков, приводящих к формированию ослабленных, трещиноватых и пористых зон, разрывов и разломов в блоках, толщах и слоях магматических, метаморфических и осадочных горных пород.

Существует группа признаков, по данным этих признаков выделяются отдельные виды ослабленных зон и трещин с достаточно закономерным их простираанием в веществе пород и на земной поверхности. Это такие признаки как гравитация, скорости вращения Земли вокруг своей оси и вокруг Солнца, изменения температур, давления и скорости дифференциации вещества в остывающем расплаве, глубина и источники возникновения нагрузок (перепадов температур и давлений), морфологические особенности трещин и характер механического разрушения пород, формирование овражно-балочной сети, простираание котловин озер, речных русел, долин, извилистость и густота овражно-балочной и речной сети, простираание и изрезанность береговых линий озер, морей, океанов, материков, горно-складчатых систем и т.п.

Трещинные зоны и разломы рассматриваются как поисковый признак для поисков, обнаружения и выявления условий формирования скоплений рудных и нерудных твердых полезных ископаемых, месторождений нефти и газа, минеральных вод, проектирования подземных хранилищ нефти, газа и токсичных отходов, в том числе радиоактивных, проектировании систем сейсмического и термического мониторинга на разрабатываемых месторождениях твердых полезных ископаемых, в том числе радиоактивных, месторождениях нефти и газа (рисунки 5.1, 5.2).



1-4 – зоны субширотного, северо-восточного, субмеридионального и северо-западного простирания

Рисунок 5.1 - Разломные зоны Восточно-Европейской платформы по результатам дешифрирования космических снимков и анализа топографических карт [Полетаев А.И., 1986]

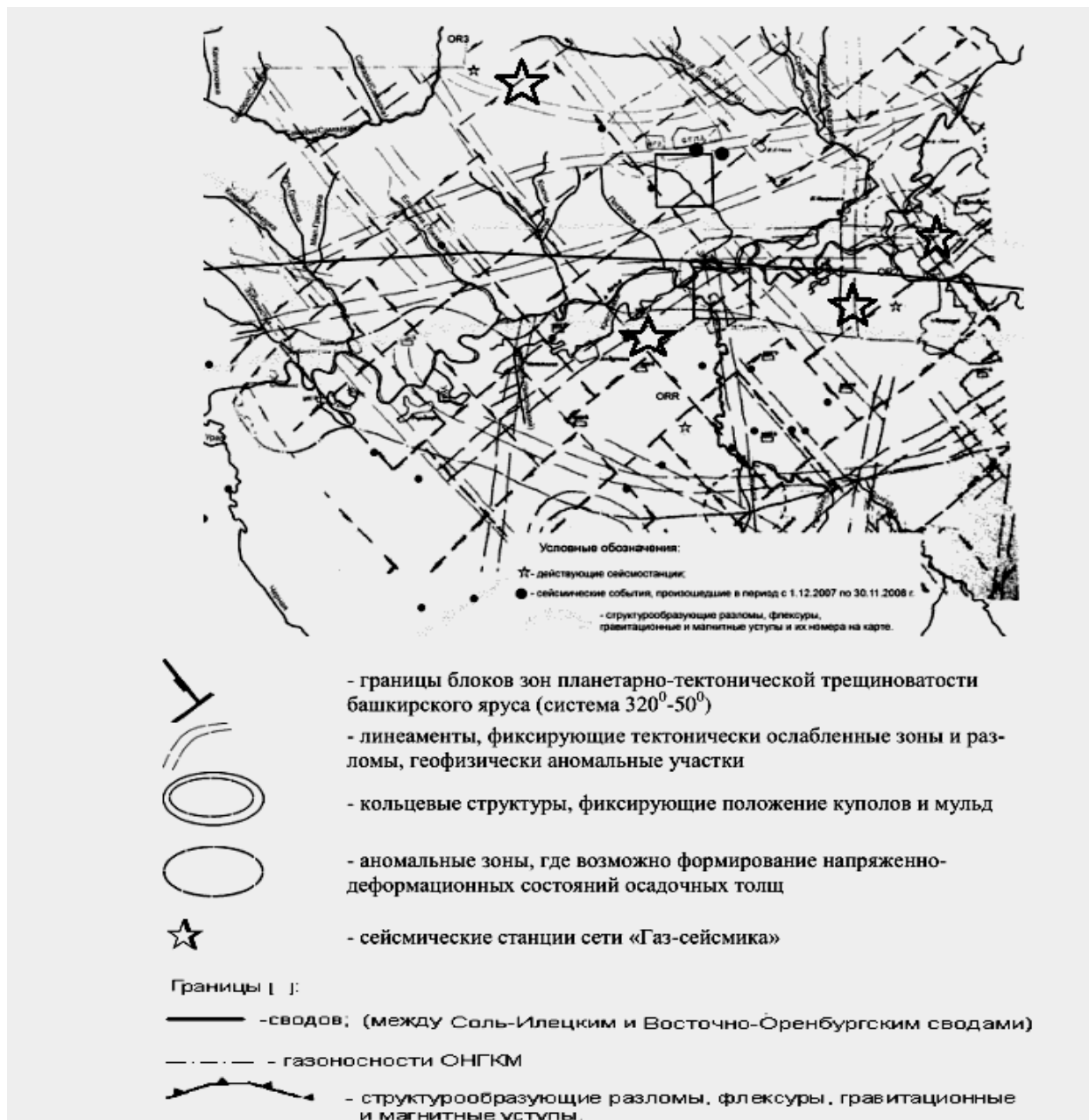


Рисунок 5.2 - Сопряженная схема трещинных зон осадочной толщи центральной части ОНГКМ

Именно разломы и трещины дренируют мантию и ее тепла и вещества хватает на процессы вулканизма, эффузивного и интрузивного магматизма, образование различных полезных ископаемых, на поддержание благоприятных климатических условий и качества приземной атмосферы. Выявление и изучение трещинных зон и транспортируемых ими тепла, вещества и энергии является перспективным и в инженерной геологии при изучении устойчивости грунтов при строительстве

зданий, дорог, аэродромов, ветровых и солнечных электростанций, плотин, береговых дамб, набережных, изучении сейсмической устойчивости грунтов к вибрациям разной частоты, сейсмическим событиям разной интенсивности, в том числе вулканических извержений, природных и техногенных землетрясений, предупреждения природно-техногенных катастроф (типа Чернобыльской АЭС).

Таким образом, разломы и планетарно тектоническая трещиноватость всюдны, они могут консервироваться во времени и вновь оживать в новых тектонических условиях. Поэтому изучение разломной тектоники, планетарно-тектонической трещиноватости является актуальнейшей проблемой.

5.1 Разрывы со смещением – дизъюнктивы

Д и з ъ ю н к т и в ы – это разрывы, по которым происходят значительные смещения пород, прилегающие к поверхностям разрывных структур. Принято различать среди разрывных (дизъюнктивных) нарушений - разрывы со смещением и разрывы без смещения (трещины). Протяженность разрывных нарушений изменяется от нескольких миллиметров и сантиметров до десятков и сотен километров [9].

В разрывных нарушениях принято выделять следующие структурные элементы (рисунок 5.1). Поверхность сместителя может быть искривлена, в результате чего при движении между крыльями складки могут возникнуть ослабленные зоны. Полости, которые, в свою очередь, заполняются жильными или рудными минералами, или становятся ловушками рассолов, минеральных вод, скоплений нефти или газов, или могут использоваться как подземные хранилища нефти и газов при наличии водоупоров. В отдельных случаях при движении крыльев поверхности сместителя становятся гладкими и отполированными, соприкасающимися друг с другом. Такие блестящие поверхности носят название "зеркал скольжения". На зеркалах скольжения иногда отмечаются многочисленные борозды скольжения и штрихи, ориентированные по направлению движения крыльев. Между крыльями, помимо зеркал скольжения, часто развиваются брекчии трения, представляющие собой раздробленную и перетёртую массу обломков пород.

- а) плоскость сместителя (сместитель) - Q
- б) лежащее крыло (бок) - "Л"
- в) висячее крыло (бок) - "В"
- г) угол падения сместителя - (α)
- д) амплитуду по сместителю A-A'
- е) вертикальную амплитуду - h
- ж) зияние (отход) - L

В случае, если сместитель имеет наклонное залегание, выделяются «лежачее» и «висячее» крылья (бока) дизъюнктива. "Лежачим" или «Л» называется тот бок (крыло), который расположен под плоскостью сместителя, "висячим" или «В» - тот, который нависает над плоскостью сместителя.

- полную амплитуду - амплитуда по сместителю $A-A'$;
- вертикальную амплитуду - h и горизонтальную амплитуду - зияние (отход) -

5.1.1 Морфологическая классификация дизъюнктивов

80

покровы (шарьяжи).

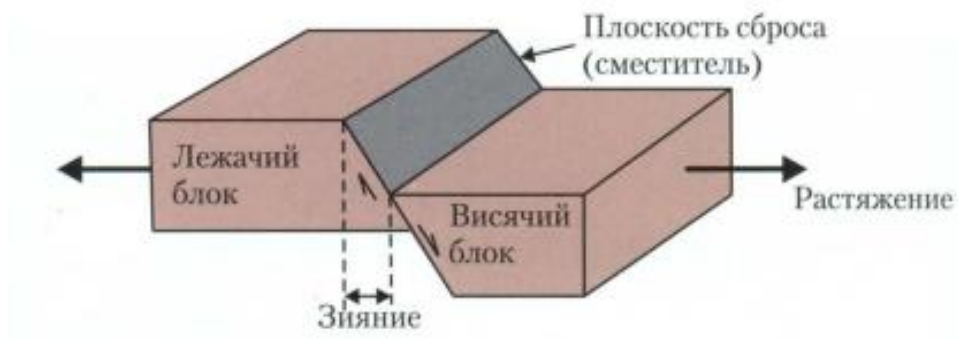


Рисунок 5.2 – Сброс [10]

К с б р о с а м относят нарушения, у которых поверхность или сместитель наклонен в сторону опущенного (висячего) блока (рисунок 5.2). У сбросов различают следующие элементы: сместитель, опущенное крыло, поднятое крыло, угол падения сместителя, горизонтальную амплитуду, вертикальную амплитуду и амплитуду по сместителю (истинное смещение). В условиях растяжения земной коры образуются сбросы, поэтому при сбросах всегда возникает горизонтальное растаскивание пласта, измеряемое величиной «зияния» (рис. 5.2). Стратиграфическая амплитуда - это величина смещения по нормали к поверхности наложения пород. По углу наклона сместителя различают: пологие сбросы - с углом падения сместителя до 45° ; крутые - с углом падения сместителя от 45 до 80° ; вертикальные - с углом падения сместителя от 80 до 90° .

В з б р о с а м и называются нарушения, образующиеся в условиях сжатия и угол падения сместителя здесь наклонен в сторону приподнятого блока и возникает перекрытие разорванных крыльев. В условиях сжатия, характеризующемся перекрытием разорванных крыльев возникают взбросы. Взбросы, так же как и сбросы делятся по углу падения сместителя и в них различают те же элементы, что и в сбросах (рисунок 5.3).

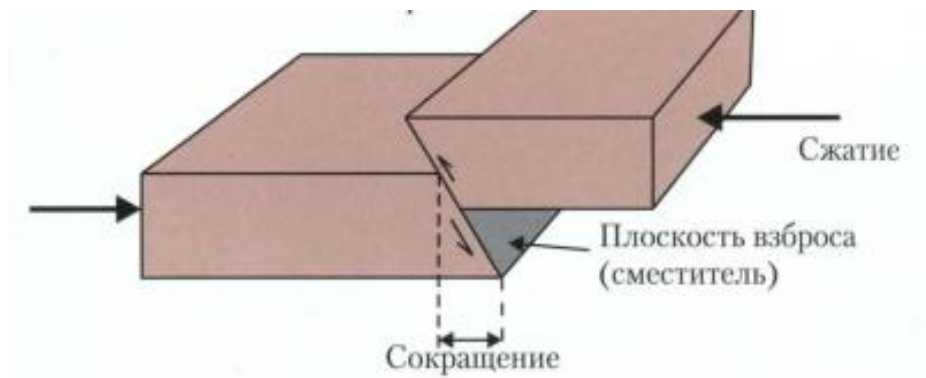
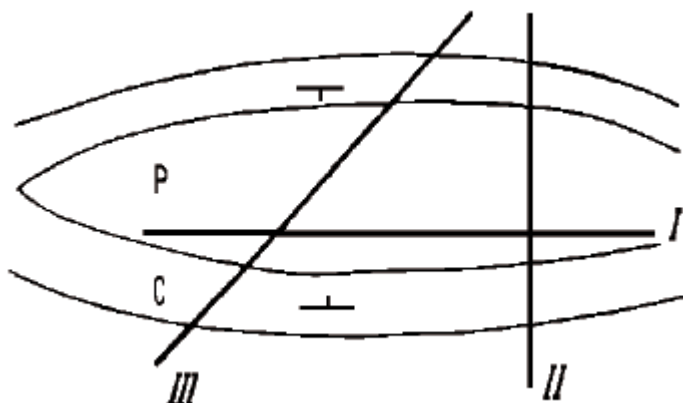


Рисунок 5.3 – Взброс

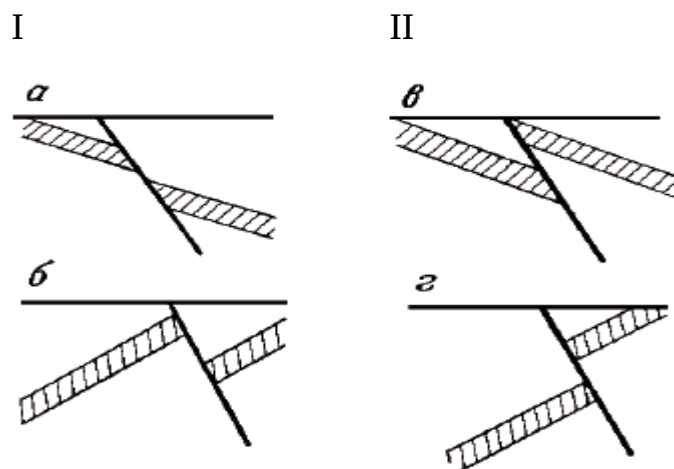
Классификация взбросов почти совпадает с классификацией сбросов и взбросы так же, как и сбросы, различаются по ряду признаков. Взбросы, как и сбросы, по отношению к простиранию нарушенных пород бывают - продольные, поперечные и диагональные (рисунок 5.4).



I – продольное, II – поперечное, III – диагональное

Рисунок 5.4 – Разрывные нарушения, пересекающие складку [10]

По соотношению нарушенных пород и наклонов сместителя различают согласные и несогласные взбросы (рисунок 5.5).



I сбросы - а) согласный, б) несогласный; II взбросы - в) согласный, г) несогласный.

Рисунок 5.5 – Согласные и несогласные сбросы (I) и взбросы (II)

Среди сбросовых нарушений встречаются так называемые сбросо-взбросы шарнирные сбросы. У таких сбросов происходит вращательное движение блоков – вокруг воображаемой оси, перпендикулярной к простиранию сместителя, а не поступательное (как у всех прочих сбросов). С одной стороны оси один и тот же блок поднят, а с другой - опущен относительно смежного блока, амплитуды смещения при этом меняются по простиранию нарушения. Таким образом, по обе стороны шарнира оказываются сброс и взброс (рисунок 5.7).

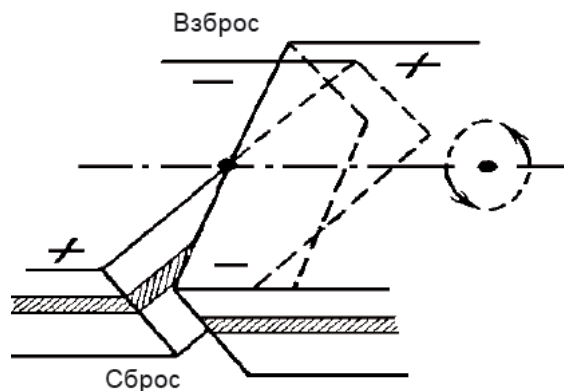
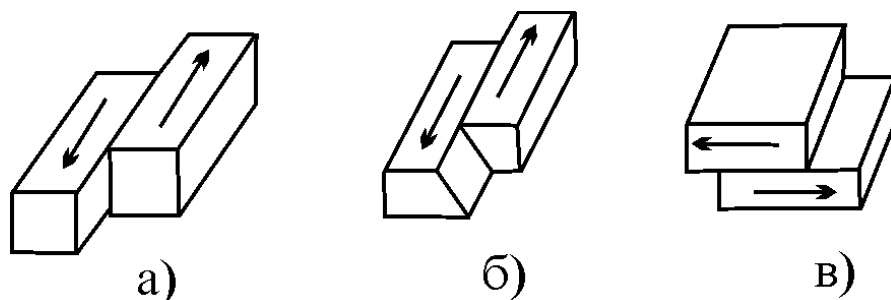


Рисунок 5.7 - Блок-диаграмма шарнирного сбросо-взброса (стрелки указывают направление вращения восточного блока)

По времени образования нарушенных отложений сбросы и взбросы делятся на: конседиментационные, они возникают и развиваются одновременно с накоплением осадков; постседиментационные (наложенные), образующиеся после накопления осадков. В конседиментационных разрывах отдельные стратиграфические горизонты выпадают из разреза и на поднятых крыльях нередко мощности пород оказываются сокращёнными. На опущенных крыльях мощности пород увеличиваются, наблюдаются относительно более мелкозернистые и глубоководные фации и полные стратиграфические разрезы. В постседиментационных разрывах фации и мощности пород в опущенных и поднятых крыльях не имеют различий.

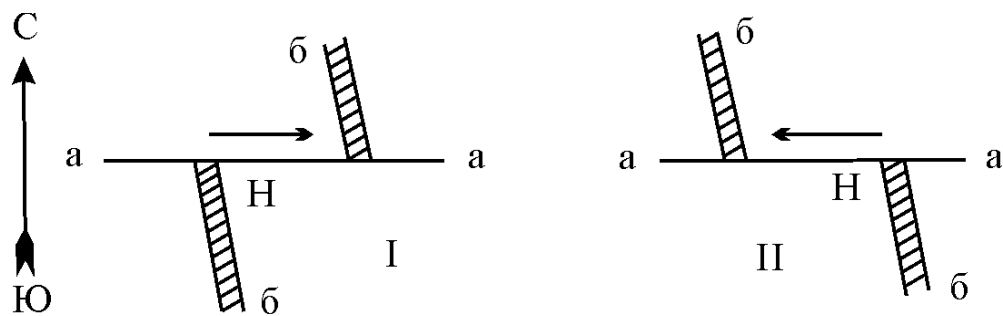
С д в и г а м и называются разрывы, по которым происходят смещения в горизонтальном направлении. Сдвиги могут быть вертикальными, наклонными и горизонтальными, они различаются по отношению сместителя к залеганию нарушенных пород (рисунок 5.8).



а) – вертикальный сместитель; б) – наклонный; в) – горизонтальный

Рисунок 5.8 – Сдвиги

По направлению смещения крыльев различают правый и левый сдвиги. В правом сдвиге противоположное крыло смещается вправо, если смотреть в плане на линию сдвига по перпендикуляру к ней, смещение влево при тех же условиях (рисунок 5.9).



а-а – сместитель; б-б – разорванный слой; Н – положение наблюдателя

Рисунок 5.9 – Схема правого (I) и левого (II) сдвигов

Р а з д в и г и – это разрывы, в которых перемещение крыльев происходит перпендикулярно к поверхности отрыва. Между крыльями разрыва увеличивается зияние при раздвиге. Образуются раздвиги при растягивающих усилиях, действующих перпендикулярно поверхности отрыва, при этом амплитуда раздвига измеряется перпендикулярно к поверхности отрыва.

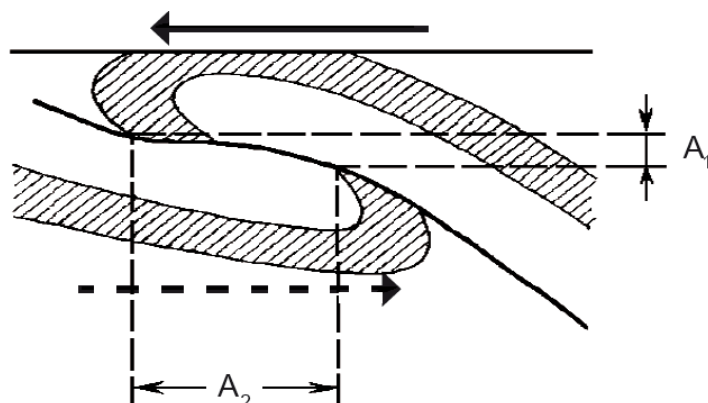
Понятие «раздвиг» является условным, так как количественный критерий (ширина отхода) для разграничения раздвигов и трещин не установлен. К раздвигам применяется нижний предел амплитуды 10 см. Амплитуды раздвигов обычно не выходят за пределы долей метра или нескольких метров. В некоторых случаях амплитуда раздвигов достигает десятков и даже сотен метров.

Открытые раздвиги встречаются редко, имеющие чаще всего небольшие амплитуды. При сильных землетрясениях на земной поверхности обычно образуются молодые раздвиги. Полости раздвигов почти всегда заполнены магматическими горными породами с образованием жил и даек или минеральными образованиями. В таких раздвигях отход блоков пород может происходить от поперечного давления растворов или магматического расплава.

Н а д в и г а м и называют нарушения образующиеся одновременно со складчатостью при общих условиях сжатия, нарушения взбросового типа с более пологим сместителем до 50° . Где складки сильно сжаты или опрокинуты, развиваются надвиги. Надвиги, обычно, приурочены к замкам и ориентированы параллельно осевой поверхности в складках, сложенных относительно

однородными по составу породами. Надвиги чаще всего формируются в неоднородных толщах пород, в опрокинутых крыльях на границах между пластичными и хрупкими породами. В этих случаях надвиги сохраняют общую параллельность осевым поверхностям складок.

В морфологическом строении надвиг имеет те же структурные элементы, что и взброс: висячее (надвинутое) и лежащее крылья, сместитель, угол его наклона. Горизонтальная амплитуда у надвигов больше вертикальной, в отличие от взбросов (рисунок 5.10). Обычно амплитуды надвигов измеряются несколькими десятками или сотнями метров. Угол наклона сместителя больше 30° у крутопадающих надвигов, определение вертикальной амплитуды может быть произведено тем же методом, который используется для взбросов.



Стрелки указывают направления движения блоков: A_1 – вертикальная и A_2 – горизонтальная амплитуды надвига

Рисунок 5.10 - Схематическое изображение надвига в разрезе

Поддвигами называют активный элемент надвига, который является лежачим (поднадвиговым) блоком при относительной неподвижности висячего блока. В надвигах выделяют пространственную связь со складчатыми структурами, сместители их параллельны осям складок, в результате они в подавляющем большинстве являются продольными. Надвиги отличаются на геологической карте от остальных разрывных нарушений резко изогнутой по рельефу линией смещения, что объясняется пологим залеганием сместителя.

В складчатых комплексах, опрокинутых в одну сторону, часто развиваются

чешуйчатые надвиги – системы параллельных или почти параллельных надвигов, перемещавшихся в одном направлении, придавая общей структуре чешуйчатое строение.

Тектоническими п о к р о в а м и называются крупные надвиги, характеризующиеся значительными перемещениями в десятки и сотни километров по пологоволнистым и субгоризонтальным поверхностям. Покровы, прослеживаются в областях со сложноскладчатым строением.

Тектонические покровы отличаются от надвигов и взбросов, обладая особыми структурными элементами строения. Главным элементом покровов, является поверхность, по которой произошел разрыв и надвигание одного комплекса пород на другой. Поверхностью волочения называется пологоволнистый сместитель покрова. Линию тектонического покрова образует пересечение поверхности волочения с поверхностью земного рельефа.

Перемещенные массы всякого крыла называются аллохтоном, оставшееся на месте лежащее крыло - автохтоном. Часто породы автохтона моложе пород аллохтона. В аллохтонной части покрова различают: фронт покрова (передняя лобовая часть), панцирь или тело, тыловую часть – «корни» покрова. Тыловая часть, это то место, где породы аллохтона залегают тектонически нормально и откуда они начинали свое перемещение.

Усложнения испытывают складчатые комплексы, вовлеченные в покровы, обычно среди них появляются, опрокинутые, лежащие наклонные и даже ныряющие складки, широко развиваются надвиги, разбивающие аллохтон на отдельные чешуи (рисунок 5.11).



I – автохтон; *II* – аллохтон; *а – а¹* – поверхность волочения; *б* – надвиги

Рисунок 5.11 - Строение покрова [11]

Тело покрова и фронтальная часть могут быть частично разрушены процессами эрозии до поверхности волочения и ниже, при этом на дневной поверхности могут обнажиться породы автохтона. Такие участки автохтона называются тектоническими окнами, среди общего поля развития пород аллохтона. В результате эрозионного размыва отдельные участки аллохтона могут быть изолированы от его тела и образуются останцы покрова или тектонические останцы.

5.2 Разрывы без смещения (трещины)

Трещины – это разрывы, по которым перемещения имеют незначительную величину. Трещиноватостью называется, совокупность трещин, разбивающих тот или иной участок земной коры. Трещины можно разделить по степени проявления на три группы: открытые, закрытые и скрытые.

Четко видимой полостью характеризуются *открытые* трещины. Разрыв хорошо заметен невооруженным глазом в *закрытых* трещинах, но стенки трещин сближены до такой степени, что заметить полость по разрыву не удастся. *Скрытые* трещины очень тонки, их легко обнаружить при разбивании горных пород.

Трещины, которые имеют близкую или одинаковую ориентировку, объединяются в ряд трещин. Трещины одного ряда не пересекаются и хорошо ветвятся. При этом ряды трещин взаимосвязаны между собой, ориентировка одного ряда изменяется в соответствии с другим. В горных породах обычно развивается несколько рядов трещин.

Блоки и глыбы - это отдельности, на которые разделяется трещинами горная порода. На форму отдельности влияет расположение трещин. В осадочных горных породах выделяются прямоугольная, кубическая, параллелепипедная, призматическая, плитчатая, шаровая и глыбовая отдельности. В метаморфических горных породах обнаруживается – плитчатая, пластинчатая, ребристая, остроугольная; в лавах – призматическая, столбчатая или шаровая; среди интрузивных магматических массивов встречается - кубическая, прямоугольная, параллелепипедная.

5.2.1 Классификация трещин

Классифицировать трещины в горных породах, можно по текстурным особенностям: сланцеватость, слоистость, ориентировка линейных и пластинчатых минералов, по условиям их образования и углу наклона поверхности трещины. В случаях, когда прослеживается слоистость и сланцеватость, в классификации будет отражена лишь ориентировка трещин в пространстве, поэтому такая классификация называется геометрической. В классификации по условиям их образования учитывается обстановка их возникновения и она носит генетический характер. Все классификации не исключают одна другую, и они дополняют друг друга, трещиноватость в них рассматривается с различных точек зрения.

В осадочных и метаморфических горных породах в геометрической классификации трещин, имеющих ясно выраженную или неясную слоистость, но четкую ориентированную текстуру, выделяются:

а) *поперечные* трещины, в разрезах они могут быть либо наклонными, либо вертикальными, секущие в плане сланцеватость и слоистость по направлению

падения;

б) *продольные* трещины, секущие слоистость в вертикальных разрезах и параллельны линии простирания;

в) *косые* трещины, пересекающие сланцеватость или слоистость под углом относительно направления падения и простирания;

г) *согласные* трещины, ориентированные как в плане параллельно слоистости или сланцеватости, так и на разрезах.

По углу наклона классифицируются трещины в массивных, слоистых и сланцеватых породах, выделяются следующие виды трещин: *вертикальные* - с углами падения от 80 до 90°, *крутые* - с углами падения 45–80°, *пологие* - с углами падения 10–45°, *слабонаклонные и горизонтальные* - с углами падения от 0 до 10°.

Классификаций трещин по происхождению разработано несколько. Согласно одной из классификаций классификации, трещины подразделяются на две большие группы – нетектонические и тектонические.

Нетектонические трещины, образуются вне связи с тектоническими движениями в земной коре, нетектонические разделяются на первичные и вторичные трещины.

Первичные трещины, часто называют еще трещинами отдельности, образуются при формировании осадочных и магматических горных пород. В результате действия сил сжатия–растяжения в магматических породах при охлаждении и застывании интрузивных тел, а также лав возникают первично-магматические трещины, рассекающие породы на отдельности часто правильной геометрической формы. В процессе преобразования осадочных пород, из осадка при изменении объема - усыхании, уплотнении, а также температуры и физико-химических превращений, развиваются разновидности диагенетических трещин. Трещины усыхания, первичной отдельности, они невелики по размерам и обычно не выходят за пределы отдельных слоев или пачки слоев, такие трещины относятся к диагенетическим.

Вторичные нетектонические трещины выделяют как трещины выветривания, которые образуются при физическом выветривании горных пород, в результате

неравномерного расширения и сжатия, слагающих горную породу минералов (разные коэффициенты линейного расширения), а также при колебаниях внешней температуры и механического давления замерзающей воды в микротрещинах. Такие трещины развиваются в верхней зоне земной коры – зоне выветривания, они рассекают породу на глыбы либо на мелкие угловатые обломки, форма и величина обломков зависят от состава, текстуры и структуры пород.

Трещины неотектонических дислокаций - *оползней, обвалов и провалов*, образуются при скольжении или оседании масс горных пород в телах оползней. Размеры таких трещин не достигают больших размеров.

При разгрузке трещины расширения пород проявляются в случае нарушения равновесия гравитационной нагрузки в выемках рельефа - вдоль склонов рек, оврагов, а также в бортах крупных открытых горных выработок. При одностороннем давлении на породы, в породах происходит растрескивание, в результате образуются как трещины бортового отхода (отпора) и отслаивания. При разгрузке трещины оползней, обвалов, провалов часто объединяются под общим названием - гравитационных трещин.

5.2.2 Тектонические трещины

Тектонические трещины подразделяются на [3]:

- 1) трещины отрыва;
- 2) трещины скалывания;
- 3) кливаж.

При появлении в породах нормальных напряжений, превышающих пределы их прочности на разрыв возникают **т р е щ и н ы о т р ы в а**, они ориентированы перпендикулярно к растягивающим усилиям. Обычно такие трещины приоткрыты, лишены каких-либо следов перемещений и имеют неровную зернистую поверхность. Гальки и крупные зерна нередко выпадают из породы при пересечении их поверхностью отрыва, оставляя на поверхности трещины гнезда в виде вдавленностей и ямок. Часто рядом или в стороне от выклинивающейся трещины

можно найти новую, продолжающуюся в том же направлении, при этом трещины быстро выклиниваются по простиранию и падению.

Трещины отрыва могут быть развиты на огромных пространствах в таких региональных структурах, как смыкающиеся крылья флексур или борта прогибов, либо имеют узкое местное распространение.

Региональные трещины отрыва наиболее развиты в чехлах платформ и орогенных комплексах, испытавших общее растяжение или неравномерные вертикальные перемещения под влиянием движения фундамента.

Морфология региональных трещин отрыва имеет ряд характерных черт. Обычно это крутые или вертикальные ровные трещины, выдержанные по простиранию и падению на десятки и сотни метров. Они бывают открытыми, и очень часто овражная сеть вырабатывается в соответствии с планом расположения трещин. Именно такие трещины встречаются на обширных пространствах в палеозойских толщах чехла Восточно-Европейской платформы.

Местные трещины отрыва образуются на участках, испытавших растяжение при формировании складок и разрывов. Они возникают на сводах пологих куполовидных поднятий, на участках крутого погружения шарниров, в ядрах складок и на смыкающихся крыльях флексур.

Т р е щ и н ы с к а л ы в а н и я образуются в направлении максимальных касательных напряжений при нагрузках, превышающих прочность пород. Стенки таких трещин обычно плотно сжаты и имеют гладкую поверхность, нередко покрытую штрихами скольжения. Гальки и крупные зерна, попадающие на линию разрыва, срезаются, а не выдергиваются из своих гнезд, как это типично для трещин отрыва. Трещины скалывания сохраняют свою ориентировку по простиранию и падению и характеризуются большой протяженностью.

Этот вид трещин широко распространен на участках, нарушенных взбросами и сдвигами. Эти структуры формируются в условиях сжатия земной коры или под воздействием пары сил. Однако до того, как напряжения сконцентрируются на одной поверхности и вызовут появление разрыва, в породах появятся трещины скалывания, ориентированные под углом к оси сжатия в двух или в одном

направлении.

Вблизи поверхности сместителей в крыльях разрывов, наблюдаются многочисленные трещины скалывания и отрыва, такие трещины получили название «оперяющих трещин». Один из рядов оперяющих трещин скалывания параллелен поверхности сместителя, второй ряд – перпендикулярен и соответствует направлению максимальных касательных напряжений. У сбросов трещины отрыва перпендикулярны оси наибольших растягивающих напряжений и направлены в сторону, противоположную наклону сместителя.

Под термином «к л и в а ж» понимается способность пород самопроизвольно при ударе раскалываться на пластинки по системе параллельных поверхностей, согласных со слоистостью или секущих её.

Выделяют различные классификации кливажа. Сторонниками гипотезы «скалывания» объясняет кливаж процессами скалывания, сторонниками гипотезы «сдавливания» связывает его с процессами течения вещества пород. Некоторые исследователи придерживаются одновременно обеих гипотез и считают, что кливаж бывает двух типов кливаж разлома – как результат скалывания, и кливаж течения – как результат сплющивания (сдавливания).

Кливаж течения выражается в закономерной плоскопараллельной ориентировке тонкослоистых слюд, хлорита и других плоских минералов. Такой кливаж образуется при расплющивании породы в направлении, перпендикулярном плоскостям кливажа.

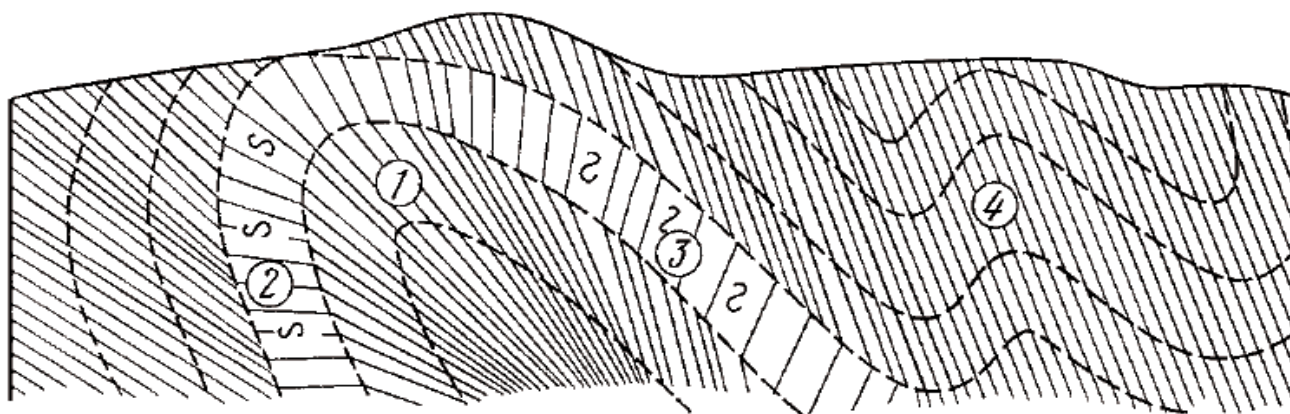
Кливаж разлома представляет собой систему взаимно параллельных и часто расположенных тонких трещин, разделяющих горную породу на пластины. Минеральные зерна, находящиеся в горной породе, в промежутках между трещинами не испытывают переориентировки. Полная деформация вещества горной породы чаще не наблюдается, деформация осуществляется в основном только скольжением вдоль расположенных на некотором расстоянии друг от друга параллельных поверхностей, при формировании кливажа разлома.

Исследователи Г. Д. Ажгирей и В. В. Белоусов выделяют еще так называемый *кливаж скалывания*, такой кливаж занимает как бы промежуточное положение

между кливажем течения и кливажем разлома. Кливаж скалывания характеризуется тем, что плоская ориентировка пластинчатых и чешуйчатых минералов не пронизывает породу равномерно, а формируется в отдельных узких полосах только вблизи поверхностей кливажа.

В зависимости от расположения кливажа в складках можно выделить два его типа: параллельный и веерообразный (рисунок 5.12).

П а р а л л е л ь н ы й к л и в а ж выражается во взаимно параллельным положением своих поверхностей в пределах складчатой области. По предложению В. В. Белоусова определяющая роль этого типа кливажа дает основание, называть его «главным», иногда употребляется термин «главный кливаж течения». Параллельный кливаж к тому же часто параллелен осевым поверхностям складок, то его называют еще «кливажем осевой плоскости».



1 – веерообразный; 2,3 – кливаж преломления (s - образный z - образный); 4 – параллельный

Рисунок 5.12 – Типы кливажей

На крыльях симметричных и наклонных складках, такой кливаж круче слоистости. На нормальных крыльях в опрокинутых складках кливаж круче слоистости, на подвернутых крыльях – положе слоистости. Эти соотношения между слоистостью и кливажем могут быть использованы для интерпретации геологических структур.

Простираение главного кливажа указывает на простираение осевых плоскостей складчатых структур. Падение кливажа соответствует направлению падения осевых плоскостей складок, пересечение их кливажной поверхностью слоев горных пород дает возможность установить угол погружения шарнира главной складки и направление.

В е е р о о б р а з н ы й к л и в а ж в общем встречается реже, чем параллельный. Кливаж развивается обычно в толщах, состоящих из пород различной вязкости и мощности слоев. Среди веерообразных кливажей выделяется - собственно веерообразный или прямой веерообразный, и - обратный веерообразный. Создается впечатление веера, так как эти разновидности кливажа характеризуются различной ориентировкой его поверхностей на противоположных крыльях складок, ось которого примерно параллельна осевой поверхности складки. Веер раскрывается кверху в антиклиналях и книзу в синклиналях у прямого веерообразного кливажа.

У обратного веерообразного кливажа – наоборот, характер ориентировки определяется свойствами пород. Так, в прослоях песчаникама, кливаж обычно приобретает обратное веерообразное залегание, сходится вверх в антиклиналях. В твердых мощных слоях кливаж приобретает противоположное залегание, он расходится вверх в антиклиналях и сходится вверх в синклиналях, в результате, является прямым веерообразным. Таким образом, с переходом от одного слоя к другому наблюдается изменение частоты и излома кливажа, этот процесс называют преломлением кливажа.

5.3 Контрольные вопросы к главе 5

1. Классификация разрывных смещений по морфологическим признакам и кинематическим условиям.
2. Комбинированные и групповые разрывные смещения.
3. Специфические элементы строения покровных структур.

4. Как на геологических картах можно отличить сдвиги от сбросов и взбросов
5. Каковы принципы определения возраста разрывных нарушений
6. Изобразите на схемах разновидности амплитуд сбросовых и взбросовых нарушений.

6 Формы залегания магматических горных пород

Магматические горные породы занимают большую часть в строении земной коры. По данным магматические горные породы, в объеме всей литосферы занимают 95%, но на континентах значительно уступают осадочным горным - породам, занимая лишь 25% площади.

6.1 Механизм зарождения магм и образования магматических горных пород

В результате плавления локальных участков мантии или земной коры образование магматических расплавов происходит. Очаги плавления располагается в интервале от 15 до 250 км на относительно небольших глубинах.

Существует несколько факторов плавления:

- первый фактор связан с быстрым подъёмом горячего пластичного глубинного вещества из области высоких в область более низких давлений. При отсутствии существенного изменения температуры, происходит снижение давления, что приводит к началу плавления;
- второй фактор связан с повышением температуры, при отсутствии изменения давления. Внедрение горячих магм, является обычно причиной разогрева пород и сопровождающего их потока флюидов;
- третий фактор связан с дегидратацией минералов в глубоких зонах земной коры. Выделяясь при разложении минералов, вода резко на десятки – сотни градусов снижает температуру начала плавления пород, в результате плавление начинается за счёт появления в системе свободной воды.

Механизм зарождения магматического расплава связан с подъёмом астеносферного вещества в область пониженного давления, что дает начало его плавления. В литосферную мантию и нижнюю кору, внедряется образовавшаяся магма, приводя к частичному плавлению слагающих их пород - слюды, амфиболы, приводит подъём расплавов в небольшие по глубине зоны коры, при выделении

воды.

В большинстве случаев происходит не полное, а лишь частичное плавление пород при механизмах зарождения расплавов. Магматический очаг плавления представляет собой массу пород, по которым проходят капилляры, заполненные магматическим расплавом. В дальнейшем из очага происходит выжимание расплава, и увеличением его объёма, что приводит к образованию «магматической каши». Магматическая каша, представляют собой магму, насыщенную тугоплавкими кристаллами, при достижении 30-40 объёмных % расплава эта смесь приобретает свойства жидкости и выжимается в область более низких давлений.

Подвижность магмы зависит от её химического состава, температуры и вязкости. Магма, возникшая за счёт плавления вещества верхней континентальной коры при дегидратации минералов, обладает наибольшей вязкостью, она образуются при температуре 700-600⁰С и максимально насыщена кремнезёмом. Магма в момент зарождения, обладает низкой вязкостью и малым содержанием кремнезёма (SiO₂), имеет высокую температуру до 1600-1800⁰С.

Скорость магматического расплава выжимаемого из межзерновых пор от нескольких сантиметров до нескольких метров в год, расплав фильтруется вверх. Скорость подъёма расплава значительно выше, в случае если магмы внедряются по трещинам и разломам. Скорость подъёма, согласно расчётам, некоторых (излияние на поверхность которых приводило к образованию редких эффузивных ультраосновных пород – коматиитов) достигала 1-10 м/с.

Состав и текстурно-структурные особенности образующихся магматических горных пород зависят от процессов эволюции, условий кристаллизации и исходным составом магмы. Магматические расплавы поступают из мантии или образуются в результате плавления пород земной коры, химический состав мантии и коры различны, в результате магмы обладают различным составом.

Все магматические горные породы по кремнекислотности делятся на 6 отрядов (таблица 6.1).

Таблица 6.1 – Отряды магматических горных пород по содержанию

Отряд	Содержание SiO ₂ , вес %
Ультракислые	более 78
Кислые	64 - 78
Средние	53- 64
Основные	45 - 53
Ультаосновные	30 - 45
Низкокремнеземистые и некремнеземистые	менее 30

Магматический расплав, обогащенный основными оксидами – FeO, MgO, CaO, возникает за счет плавления глубинных пород, имеют ультраосновной и основной состав. При кристаллизации таких магм образуются - ультраосновные и основные магматические породы. Магмы, обогащенной кремнеземом (SiO₂), образуют кислые магматические горные породы, возникающие при плавлении пород земной коры, имеют кислый состав и при их кристаллизации.

Первичные магмы в ходе эволюции часто претерпевают существенные изменения состава в связи с процессами кристаллизационной дифференциации, ликвации и гибридизма, , что порождает многообразие изверженных горных пород.

По фациальному признаку и по условиям глубинности образования все магматические горные породы разделяются на *интрузивные - глубинные, и эффузивные – излившиеся (вулканические) породы.*

В зависимости от глубины образования интрузивные магматические горные породы разделяются на две фации:

- 1) абиссальные породы, образовавшиеся на значительной глубине в несколько км;
- 2) гипабиссальные породы, которые образовались на относительно небольшой глубине, около 1-3 км.

Эффузивные магматические горны породы образуются в результате застывания излившейся лавы на дневную поверхность, а также на дно океанов. Интрузивные и эффузивные горные породы имеют существенные различия в строении магматических тел.

6.2 Формы залегания интрузивных магматических тел

Образование и движение магмы ниже поверхности Земли, вызывает интрузивные магматические процессы. Такие магматические расплавы, образовавшиеся в глубинах Земли, имеют более низкую, чем у окружающих твёрдых пород плотность, обладая высокой подвижностью, что позволяет им внедряться в вышележащие горизонты. Интрузия (*от «intrusio» - внедрение*) - процесс внедрения магмы. Интрузивные тела образуются если магма застывает, не достигая поверхности. Интрузивы разделяются, на согласные или конкордантные, и несогласные или дискордантные, по отношению к вмещающим породам. Конкордантные залегают, не пересекая границ их слоёв согласно с вмещающими породами. Дискордантные имеют секущие контакты.

По форме интрузивных тел выделяют ряд разновидностей. Согласные интрузивные тела представлены - силлами, лополитами, лакколитами, факолитами и ареал-плутонами, которые не нарушают сколько-нибудь значительно структуры вмещающих пород.

С и л л образуется при внедрении магмы вдоль поверхности наслоения и представляет собой пластообразную интрузивную залежь (рисунок 6.1). Протяженность силлов изменяется от первых метров в длину и десятков сантиметров, их мощность достигать сотни метров. Силл отличается от лавового потока, у которого наблюдается только одна зона контакта – обжиг подстилающих пород в подошве потока, силл имеет две зоны горячих контактов в кровле и подошве. Силл может, распространяться на площадь, более десяти тысяч квадратных километров, а его мощность – сотни метров. Силлы широко распространены на Сибирской платформе (в составе Тунгусской синеклизы), они сложены основными породами, так же встречаются на Индостане (Декан) и других крупнейших платформенных областях.



Рисунок 6.1 – Силл в разрезе

Л о п о л и т сложен породами основного состава, щелочного и реже кислого, представляет собой блюдцеобразное тело (рисунок 6.2). Лополиты представляют собой сложные дифференцированные тела, наиболее крупный из известных лополитов в Северной Америке имеет площадь 38 тыс. км².

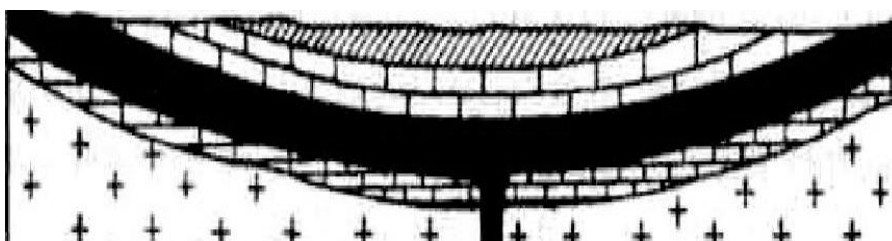


Рисунок 6.2 – Лополит

Л а к к о л и т приподнимает вмещающие толщи, которые изгибаются согласно с кровлей интрузива, представляет собой грибообразное тело (рисунок 6.3). Лакколиты формируются в результате нагнетания магмы в межпластовые или межформационные пространства, являются наиболее распространенной формой гипабиссальной интрузии. Форма лакколитов округлая или эллиптическая, их размеры небольшие – от сотен метров до нескольких километров в диаметре. Лакколиты встречаются группами. Лакколит с разорванной кровлей получил название – бисмалита. Образуется бисмалит, когда давление магмы превышает массу вышележащих пород, лакколит разрывает и приподнимает их, является несогласным телом.

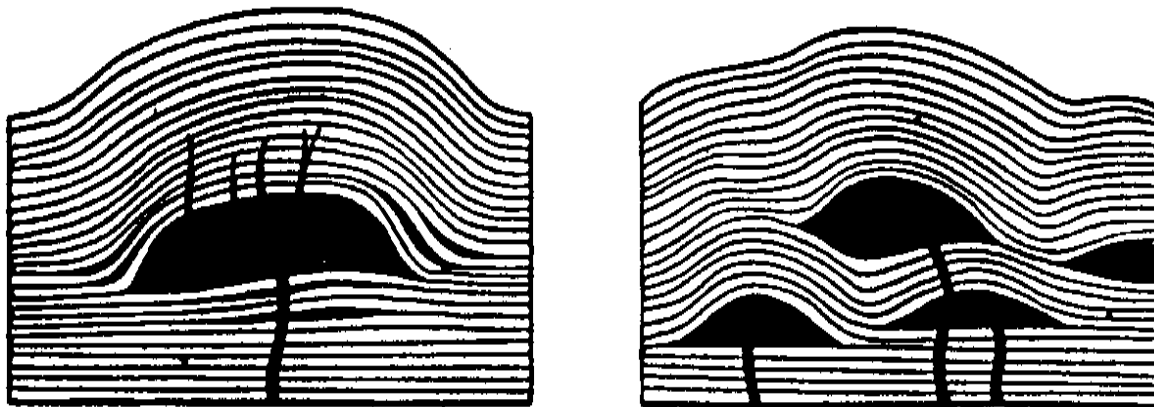


Рисунок 6.3 – Лакколиты

Факолит залегает в ядре антиклинальной, реже синклинальной складки, представляет собой линзовидное тело. Факолиты встречаются редко только в складчатых областях и имеют небольшие размеры. Благоприятны для образования факолитов участки складок с крутым погружением шарнира, магма, образующая факолиты, внедряется в ослабленные участки между слоями в замках складок (рисунок 6.4).

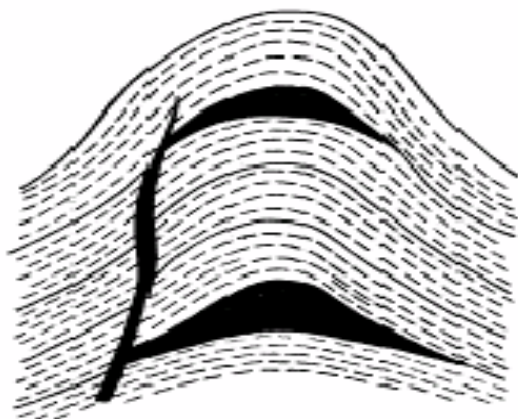


Рисунок 6.4 – Факолиты в ядре антиклинальной складки

Ареал – плутон характеризуются отсутствием четких границ с вмещающими породами, представляют собой крупное тело гранитоидных пород. Обширные площади мигматитов, образуются когда, гранитный расплав в виде бесчисленных рассеянных инъекций проникает во вмещающие породы. Происходит перекристаллизация вещества боковых пород, при этом гранитный материал настолько тесно смешаны, что невозможно провести границу между вмещающей

породой и интрузивом. В редком случае, среди полей мигматитов обособляются участки гранитного состава или метаморфических пород. Процессы глубокого метаморфизма вмещающих пород затушевываются процессами кристаллизации минералов из магмы процессами.

Ареал-плутоны формируются на повторяющихся этапах интрузивной деятельности, при этом основное значение имеют процессы гранитизации архейских и нижнепротерозойских осадочных и метаморфических пород. Ареал-плутоны распространены в фундаменте древних платформ, так как более поздние периоды истории формирования коры подобные условия не возникали.

6.2.1 Несогласные интрузивные тела

Несогласные интрузивные тела - дайки, штоки, батолиты, нарушают структуру вмещающих пород.

Д а й к и имеют большую протяженность по простиранию и падению, при относительно небольшой мощности и представляют собой плитообразные тела (рисунок 6.5). Они самыми различными по составу породами, мощность даек может изменяться от сантиметров до нескольких километров, длина – от метров до сотен километров. Дайки встречаются группами, и в большинстве залегает круто или вертикально

Особую группу составляют кольцевые и конические дайки. Они образуют пояса, протягивающиеся на сотни километров, расположение даек в поясах может быть различное. Кольцевая дайка образуется, при заполнении магмой трещин, возникающих при опускании округлого блока горных пород, представляющая собой тело, имеющее дугообразный выход на поверхность либо кольцевой.

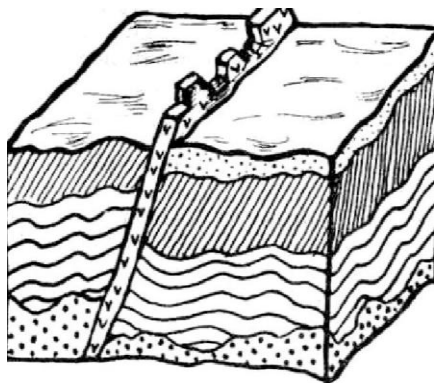


Рисунок 6.5 – Дайка

Тела, образованные магмой, заполнившей трещины, наклоненные по направлению к общему центру, образуют конические дайки. Трещины возникающие под давлением магмы, вызывают перемещение блока горных пород вверх. Интрузии центрального типа часто окружают кольцевые и конические дайки.

Шток представляет собой интрузивное тело неправильной формы, его контактовые поверхности падают круто, часто вертикально (рисунок 6.6). Штоки имеют очертания неправильные, обычно изометрические. Штоки одна из самых широко распространенных форм залегания интрузивных горных пород. Размеры выходов площадей штоков на земную поверхность, изменяются в широких пределах – от нескольких квадратных километров до 100 км^2 .

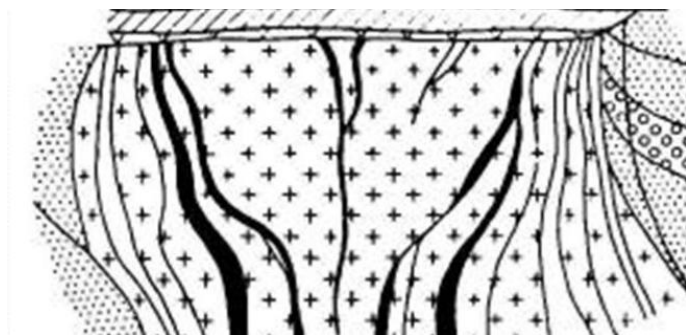


Рисунок 6.6 – Шток

Батолиты сложенные гранитами и гранодиоритами, представляют собой самые крупные интрузивные тела, имеющие площадь выхода на поверхность более 100 км^2 (рисунок 6.7). Батолиты очень крупные по размерам и достигают сотени километров в длину и десятки километров в ширину, при этом по форме овальные или округлые.

Батолиты встречаются только в складчатых областях, в платформенных пространствах они неизвестны. Батолиты могут быть согласными и секущими, по отношению к направлению складок. Среди кайнозойских складчатых толщ батолиты редки и имеют небольшие размеры, в областях байкальской и палеозойской складчатости сосредоточены наиболее крупные батолиты.

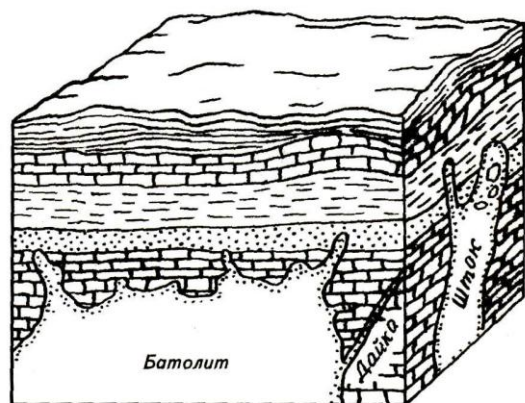


Рисунок 6.7 – Батолит

Контакты батолитов горячие и секущие с вмещающими породами. Верхняя поверхность батолитов, нарушаемая многочисленными куполовидными выступами различной формы, обычно характеризуется плавными пологими очертаниями. Сложное строение имеют боковые поверхности батолитов, они наклонены в стороны от центральных частей массива. Встречаются вертикальные боковые поверхности и поверхности, которые наклонены к центру батолитов. Вертикальные размеры батолитов чаще составляют 6–10 км, ниже располагается неровная граница с вмещающими породами, имеющая вид суживающегося книзу корневидного канала. Батолиты центрального типа свекловидные с узким подводящим каналом, отходящим вниз от центральной части дна массива. Батолиты трещинного или щелевого типа языкоподобные, причем подводящий канал расположен сбоку.

Породы, вмещающие батолит, носят явные следы слоистости на контакте с интрузивными образованиями, и как бы обрезаются интрузивными контактами. В общем плане отчетливо видны следы механического воздействия магмы на окружающие толщи. Это выражается в раздвижении пород в разные стороны, в

проявлении разрывов, в изгибе осей складок параллельных границам боковых поверхностей батолитов и иных деформаций.

6.3 Формы залегания эффузивных магматических тел

Тела эффузивных магматических горных пород принято называть также – экструзивами, в отечественной геологической литературе понятия эффузивный и экструзивный имеют разное значение. Тела, которые образовались в результате растекания жидкой лавы по земной поверхности, называют эффузивными, тела, возникающие путем застывания лавы в кратере вулкана или других каналах, выводящих лаву на поверхность, называют экструзивными.

Форма залегания эффузивных пород определяется механизмом внедрения магмы, ее вязкостью и рельефом местности, на которую она изливается.

Радиус распространения от центра извержения, определяет вязкость лавы. Свободно растекаются по поверхности на большие площади жидкие лавы, они образуют тела небольшой мощности, лавы затвердевают вблизи мест извержения. Вязкая лава обуславливает возникновение пробок в канале вулкана, что приводит к взрывам и появлению большого количества пепла, лапиллий, бомб и глыб - рыхлых продуктов извержения, они слагают эффузивные тела. Вязкость лав зависит от их химического состава: с большим содержанием кремнезема - вязкие кислые лавы, содержащие в меньшем количестве кремнезем - жидкие базитовые лавы. Внешнюю форму эффузивных тел и их внутреннее строение определяет рельеф земной поверхности строение.

Вулканическими, или эффузивными, называют породы, сформировавшиеся при излиянии жидких лав на поверхность. Пирокластическим, называют породы, образующиеся в результате вулканических взрывов, или эксплозий. Тефрами, называют рыхлые продукты газовой-взрывной деятельности вулканов - вулканические глыбы, бомбы, лапилли, песок, пепел. Пирокластическими называются, сцементированные магматические породы – туфы, вулканические

брекчии.

В особую группу вулканогенных пород входят игнимбриты, они сходные как с эффузивными, так и с пирокластическими породами. В игнимбритах присутствует фьямме – это включения вулканического стекла линзообразной, пламенивидной формы, погруженных в менее плотную массу. Игнимбриты могут либо высвобождаться, как продукты извержений «палящих туч» - суспензий, частиц расплава в раскаленных газах, либо как результат ликвации газонасыщенных кислых, реже средних лав.

6.3.1 Формы залегания вулканических тел

Особое значение приобретает разделение по составу и возрасту, при изучении и геологическом картировании вулканогенных горных пород, а также выделение среди разновозрастных вулканогенных образований тел, формировавшихся в различных условиях и фациях вулканогенных пород. Степень удаленности тела от вулканического жерла, а также глубина, на которой находится тело в момент затвердевания, является главным фактором, оказывающим влияние на отнесение вулканогенных горных пород к определенной фации.

Выделяют три типа фаций: собственно эффузивную, жерловую и субвулканическую.

Собственно эффузивная фация, формируется при извержении вулканического материала - лавы, тефры, туфы, игнимбритов на поверхность, формируются - вулканический конус, купола и обелиски, которые слагают основную часть вулканической постройки. Среди них можно выделить породы трех субфаций - текучих лав, эксплозивной (пирокластической) и экструзивной.

Породы *жерловой фации*, формируются при перемещении магмы и газов к поверхности при условии непосредственной с нею связи, к ним относятся - лавы, эксплозивные брекции, игнимбриты. Породы жерловой фации заполняют трубообразные или трещинные подводящие каналы, жерловины и кратеры.

Породы *субвулканической фации*, образуются в глубинных корневых зонах вулканов при движении магмы к поверхности, подземных камерах и их боковых ответвлениях. На небольших глубинах без связи с дневной поверхностью залегают субвулканические тела.

Породы собственно эффузивной фации развиты преимущественно в областях молодого вулканизма, а проявления вулканогенных тел жерловой фации встречаются небольших размеров. В древних вскрытых эрозией вулканогенных толщах, встречаются породы субвулканической фации.

Взаимоотношения фаций и субфаций могут быть различными, методами геологического картирования устанавливаются формы залегания пород различных фаций. Геофизическим методам устанавливаются формы залегания скрытых, не обнаженных на поверхности субвулканических тел.

Наиболее распространенными вулканогенными формами в собственно эффузивной фации, являются - покровы, для субфаций - потоки текучих лав, для экструзивной субфации - эксплозивные и экструзивные купола.

П о к р о в ы сложенные базальтами и долеритами представляют собой плоские тела, имеющие широкое площадное распространение, небольшую мощность, а также неправильную изометричную форму (рисунок 6.8).



Рисунок 6.8 – Лавовые покровы

Покровы связаны с трещинными излияниями, их площадь может достигать

нескольких сотен тысяч квадратных километров, мощность изменяться от первых метров до сотни метров. Покровы пород кислого состава имеют меньшие площадные размеры, встречаются значительно реже и могут быть сложены игнимбритами.

Более распространенные тела по сравнению с покровами - п о т о к и, они сложены как лавами, так и пирокластами и игнимбритами (рисунок 6.9). Для потоков характерна относительно малая мощность, неровная подошва, крутые боковые ограничения и удлинённая языковидная, и линзообразная в поперечном сечении форма. Рельефом подстилающей поверхности определяются морфология и размеры этих тел, а также степень вязкости магмы, которая зависит от состава и газонасыщенности, и силой направленностью вулканического взрыва (при образовании пирокластических потоков).



Рисунок 6.9 – Лавовый поток (Камчатка, вулкан Плоский)

Для базальтовых потоков характерны самые крупные размеры, их длина достигает нескольких десятков километров, ширина первые километры, мощность от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Кислые лавы имеют мощности в десятки и первые сотни метров при длине в несколько километров. Потоки центрального типа связанные с извержениями совместно с покровами образуют огромные лавовые плато. Пирокластические породы морфологически сходные с формами залегания осадочных пород, наиболее характерной формой

залегания являются - слои (пласты). Пирокластические образования небольшие по площади и незначительные по мощности.

Э к с т р у з и в н ы е к у п о л а каравае- и штокообразные в разрезе плане геологические тела, изометричной формой, достигающие в поперечнике несколько сотен метров (рисунок 6.10). Образуются вследствие выдавливания из основного и паразитического кратеров вулкана вязкого магматического материала и сложены эффузивными породами среднего и кислого составов.



Рисунок 6.10 – Купол вулкана

При разрушении краевых затвердевших частей куполов вокруг них появляется обломочные породы, такие как купольные брекчии, сходные с туфами и вулканическими брекчиями. От вулканических брекчий эксплозивной субфации, купольные брекчии отличаются составом обломочного материала, который сходен с эффузивными породами, резким уменьшением мощности по мере удаления от экструзивного тела, сопровождающимся полным исчезновением крупных обломков и глыб. Экструзивные купола, отличаются отсутствием горизонтальной зональности и пространственно связаны с породами жерловой фации.

Некки и вулканические трубки наиболее типичны для жерловых фаций, имеющие секущие контакты с вмещающими породами.

Н е к к и представляют собой сформированные в каналах трубообразные тела, по которым магма при вулканических извержениях поднимается на поверхность, они являются частью эруптивного аппарата вулкана (рисунок 6.11). Их форма

круглая, овальная или неправильная, боковые стенки некков крутые, вертикальные, нередко расширяющиеся кверху, диаметр изменяется от десятков метров до 1,5 км. Состав пород, заполняющих некки – это мелкозернистые или полустекловатые изверженные породы. Некки могут быть сложены, пеплом, вулканической брекчией или грубым отсортированным пирокластическим материалом.



Рисунок 6.11 – Некк (жерловина)

Гранитоидные либо щелочные массивы, образующиеся в нижних частях жерл вулканических аппаратов или в близ поверхностных периферийных очагах, располагаются в центральной части глубоко эродированных вулканических аппаратов.

На Сибирской платформе среди пологозалегающих карбонатных и песчано-глинистых отложений нижнего палеозоя, обнаружено большое число жерл или вулканических трубок, иногда заключающих алмазы. Они представляют собой замкнутые горловины овальной или изометричной формы размером до 2 км в диаметре, суживающиеся книзу. Каналы трубок первоначально были заполнены ультраосновным пирокластическим материалом, в который затем внедрились базальты. Трубки, заполненные породами, местами превращены в гранатовые и пироксеновые скарны. Вмещающие породы у контактов с трубками раздроблены, располагаются по периферии трубок, метаморфизованы и повернуты вверх, а иногда и вниз. Мелкие жилы долеритов нередко располагаются вдоль контактов трубок с вмещающими породами.

Покровы и потоки имеют неоднородное строение: поверхностные их части – пористые, пузыристые, шлаковидные и менее раскристаллизованы; внутренние

части обычно плотные и более раскристаллизованные. На верхней поверхности часто отмечается пористое строение, так как именно через нее выходят в атмосферу газы, растворенные в лаве. Нижняя поверхность также приобретает пористое строение, породы бывают обожженными вследствие того, что некоторая часть газов выделяется из лавы в том месте, где она соприкасается с холодными подстилающими породами.

В лаве падающий материал пробивает твердую корку, на верхней поверхности затвердевающей лавы выпадают рыхлые продукты извержения, при этом происходит погружение обломков в жидкие части потока. Образуются породы обломочного строения - лавовые брекчии, которые формируются в результате затвердевания таких участков.

6.4 Контрольные вопросы к главе 6

1. Каким типом лавы сформирован вулкан, если вулканический конус имеет большие размеры и пологие склоны.
2. Какие типы вулканов Вам известны.
3. На какие процессы указывает, наличие в лавовом потоке ориентированных и вытянутых фенокристаллов (особенно полевого шпата), пузырей и пустот.
4. Какого состава должна быть интрузия, чтобы контактовый ореол был наибольшим.
5. По каким критериям, следует определять абсолютный возраст интрузии.
6. К какому типу относятся породы, образующиеся при высокой температуре, огромном давлении, интенсивном паро - и газовыделении.

7 Формы залегания метаморфических горных пород

Метаморфические горные породы являются результатом процессов метаморфизма (греч. "метаморфозис" - превращение) - процессов преобразования структурно-текстурных особенностей строения магматических или осадочных горных пород под воздействием высоких температур, давлений, горячих газов и водных растворов.

7.1 Метаморфизм и факторы метаморфизма

Процесс преобразований существующих горных пород любого состава и происхождения минеральных, их структурно-текстурных признаков, протекающий вследствие изменения термодинамических условий геологической среды вне зоны эпигенеза, называется метаморфизмом. Протолиты - исходные породы подвергающиеся метаморфизму.

Повышение температуры и давления – это главные изменяющиеся условия, которые определяют нестабильность существующих минеральных парагенезисов, стремящихся к равновесию с новым условиями. Выделяют две важнейшие особенности процессов метаморфизма:

1) преобразование пород происходит без плавления пород, что отличает от магматических процессов, протолит в ходе метаморфических изменений сохраняет твердое состояние;

2) субизохимическим является процесс метаморфизма, когда однородный химический состав метаморфической породы и породы, за счёт которой она образовалась - протолита, в основном остаются одинаковыми, небольшие его изменения проявляются в виде частичной потере флюидной фазы. Таким образом, вся система является открытой односторонне, теряющей, но не приобретающей вещество извне.

Температура, давление и наличие в породе флюидной фазы, являются факторами метаморфизма, определяющими степень изменения исходного состава.

Т е м п е р а т у р а. Метаморфические изменения начинаются при температуре около 200°C и продолжаются до частичного или плавления пород. Повышение температуры связано либо с воздействием внедряющихся магматических расплавов и горячих флюидов, либо с геотермическим градиентом, обуславливающим нагревание погружающихся пород.

Д а в л е н и е. Литостатическое давление играет основное значение при процессах метаморфизма, оно обусловлено за счет веса вышележащих пород. Градиент давления составляет от 0.26 до 0.32 кбар/км, оно прямо пропорционально глубине и мощности толщи, зависит от плотности перекрывающих пород. Флюидное давление, образуется из порового и межзернового флюида в породе, действует на породы одновременно с литостатическим. Литостатическое и стрессовое давление равны, однако, при определённых условиях давление в массе пород может превышать литостатическое. Тектоническое давление, связанно с деформацией пород, проявляется в зонах разломов.

Градиент давлений как фактор, определяющий перемещение потоков флюидов из областей более высокого давления в области более низкого, имеет важное значение. Главным переносчиком тепла и многих химических элементов, являются флюидные потоки.

А к т и в н о с т ь ф л ю и д а. Характер деформации пород, теплоперенос, транспортировку веществ при химических реакциях, характер деформации пород, теплоперенос, транспортировку веществ при химических реакциях наличие флюидной фазы в метаморфической системе. Метаморфические реакции зависят от присутствия или отсутствия флюидов. Флюид обеспечивает перенос химических компонентов от растворяющихся зёрен к образующимся, при этом присутствие воды резко ускоряет процессы перекристаллизации минералов, поскольку метаморфические реакции проходят в твердом состоянии. При этом важную роль имеет состав флюида, влияющий на изменение Р-Т геодинамических условий метаморфических реакций и его количество.

7.1.1 Классы метаморфизма

Метаморфизм и метаморфические породы принято разделять на несколько классов, в зависимости от геологической обстановки и вклада того или иного фактора: региональный, ультраметаморфизм, контактовый, динамометаморфизм, метасоматоз.

Региональный метаморфизм прослеживается в пределах подвижных поясов земной коры, это широкомасштабный процесс, охватывающий огромные территории. Температура и давление являются главными его факторами, а также воздействие воды и углекислоты, содержащихся в исходных породах и способствующих ходу химических реакций. На глубине преобразование горных пород, происходит без существенного плавления и метасоматоза, в результате происходит перекристаллизация и развитие новых минералов. В условиях расплющивания и пластического течения вещества, проявляется характерная черта для метаморфических образований - ориентированность (параллельное расположение) минеральных зерен. Направленность процесса регионального метаморфизма может иметь прогрессивной или регрессивной. Высокотемпературные минеральные ассоциации появляются при прогрессивном метаморфизме.

Замещением высокотемпературных минералов низкотемпературными происходит при регрессивном метаморфизме (или диафторез), при этом образующиеся продукты называются диафторитами.

Ультраметаморфизм возникает при определенных физико-химических условиях в обстановке регионального метаморфизма. Ультраметаморфические горные породы образуются при существенном значении расплавов. Высокая температура, химическая активность воды, а также привнос и вынос веществ, являются главными факторами ультраметаморфизма.

При относительно низких давлениях, под воздействием тепла, выделяемого остывающим магматическим расплавом, без привноса и выноса вещества, во внешних экзоконтактовых ореолах интрузивов проявляется *контактовый (контактово-термальный) метаморфизм*.

В зонах разрывных нарушений возникает *динамометаморфизм (катакластический метаморфизм)*, развивается под воздействием одностороннего

давления (стресса), что приводит к дроблению и перетиранию горных пород в условиях невысоких температур.

Преобразования горной породы в твёрдом состоянии, сопровождающийся частичным или полным изменением её химического и минерального состава, называют *метасоматозом*. В отличие от метаморфизма, при метасоматических реакциях происходит активный привнос и вынос химических элементов, как и при метаморфизме, растворение существующих минералов и образование новых происходит одновременно, благодаря чему порода сохраняет твёрдое состояние. Метасоматическая система является открытой, метасоматические реакции протекают между твердой (горная порода), жидкой или газообразной (флюид) фазами. Метасоматоз вызывается воздействием на породу (протолит) химически отличного от неё флюида, и при постоянном сохранении горной породой твёрдого состояния.

Регулирующими факторами метасоматоза являются: а) температура; б) флюидное давление (зависящее от температуры); в) градиент химических потенциалов компонентов в системе порода – флюид; г) эволюция Eh и pH в потоке флюида.

Метасоматоз сопряжён с процессами магмообразования в высокотемпературной области, в низкотемпературной области переходит в гипергенез и совсем прекращается в условиях замерзания воды.

Метасоматоз разделяют на три разновидности:

1. контактовый, связанный магматическими телами их воздействием теплового потока и флюидов на окружающие породы; воздействия магматогенного флюида на успевшие ранее раскристаллизоваться магматические породы включает процесс - автометасоматоза;
2. региональный, связанный с региональным эндогенными потоками флюидов, как правило такие потоки могут предварять и завершать магматизм;
3. гипергенный, связанный с химическим воздействием на породы фильтрующихся сквозь них низкотемпературных растворов.

7.2 Особенности строения метаморфических горных пород

В процессе метаморфизма горные породы приобретают - полосчатость (гнейсовидность), сланцеватость, будинаж, особые элементы строения, характерные только для метаморфических пород:

Полосчатость (гнейсовидность). Полосчатость выражается в метаморфических горных породах чередованием тонких полос с различным минеральным составом. Светлые полосы, содержащие минералы - кварц, полевые шпаты, будут лейкократовыми (рисунок 7.1) . Темные полосы, в которых содержится много темных (или цветных) минералов, будут соответственно темными или меланократовыми.



Рисунок 7.1 – Полосчатая текстура гнейса

Гнейсовидность проявляется в первичной слоистости исходных пород - протолитов (рисунок 7.2). Вследствие перекристаллизации и перераспределения вещества исходных пород возникает полосчатость в процессе метаморфизма. Ориентировка полосчатости в породе, в отличие от слоистости не может однозначно указывать на ее первичное залегание.



Рисунок 7.2 – Гнейсы в обнажении (гнейсовидность)

Полосчатость выделяется по ряду признаков:

- по морфологии полосчатость - прямолинейная, волнистая (ленточная), линзовидная;
- по степени выраженности - контрастная, неконтрастная;
- по генезису - метаморфическая, мигматитовая и милонитовая.

Выделяют собственно метаморфическую связанную с перераспределением вещества и минералов полосчатость в ходе метаморфизма - преобразования протолита. В этом случае полосы примерно одинаковой мощности - чаще всего миллиметры, протяженные по всей длине. Меланократовые и лейкократовые полосы не будут пересекать друг друга, полосчатость будет средней контрастности. Резкой границы между полосами нет, но при этом четко угадываются.

Полосчатость, связанная с образованием мигматитов, чаще всего обусловлена послойным внедрением расплавов кислого состава - мигматитовая (рисунок 7.3). Для такой полосчатости характерны контрастные контакты, в этом случае вновь образованные полосы будут светлые. Толщина отдельных полосок будет колебаться от миллиметров до нескольких сантиметров. Полосы непротяженные, они могут выклиниваться, пересекать меланократовые прослои и линзы.



Рисунок 7.3 – Мигматит

Полосчатость обусловленная тектоническими подвижками по крупным разрывным нарушениям - милонитовая. В этом случае первоначальная порода напоминает гнейс, массивная на вид. Наблюдается чередование более светлых относительно ненарушенных массивных полосок, за счет более тонкого перетертого материала. Такая гнейсовидность проявлена только в зоне крупного разрывного нарушения, с удалением от этого нарушения можно увидеть, как постепенно исчезает полосчатость и порода становится массивной.

Сланцеватость выражается в ориентированном расположении таблитчатых, пластинчатых и чешуйчатых минералов (рисунок 7.4). При ударе порода раскалывается по трещинам, которые возникают параллельно чешуйкам и пластинкам минералов, они располагаются в одной плоскости.

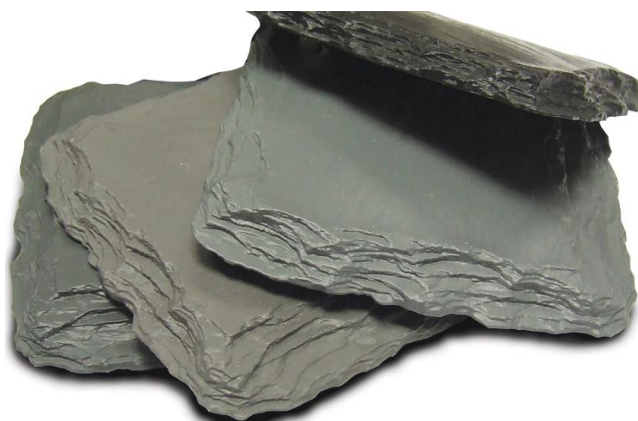
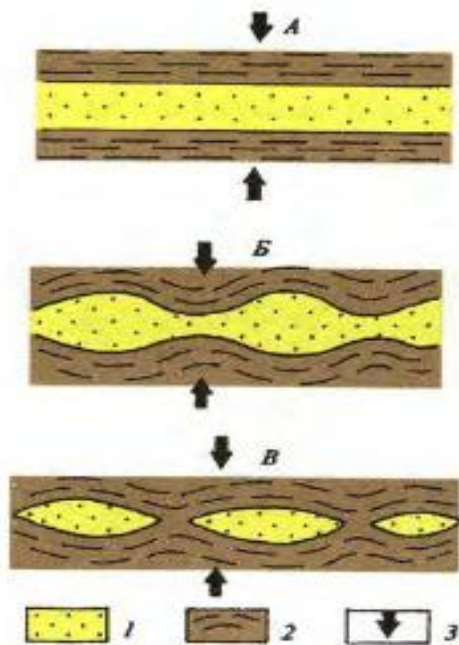


Рисунок 7.4 – Сланец графитовый

Будинаж — разлинзование пород, приводящее к расчленению пластовых и пластообразных тел на изолированные блоки в процессе деформаций. Будинаж возникает при действии поперечных напряжений на массу горных пород, при этом в разрезе чередуются породы с разными физико-механическими свойствами. Чаще всего это чередование глинистых сланцев и кварцитов, кристаллических сланцев и амфиболитов пластичных и хрупких метаморфических пород. В результате поперечных сжимающих напряжений хрупкие породы, такие как кварциты и амфиболиты разрываются на куски, разлинзовываются при этом превращаются в будины, и растаскиваются по разрезу, оказываясь разобщенными, пластичные породы — сланцы деформируются без нарушения сплошности.

Механизм образования будин показан на рисунке 7.5. На нем видно, как неоднородная по составу толща пород деформируется и самый хрупкий элемент разреза — амфиболит растаскивается на будины.



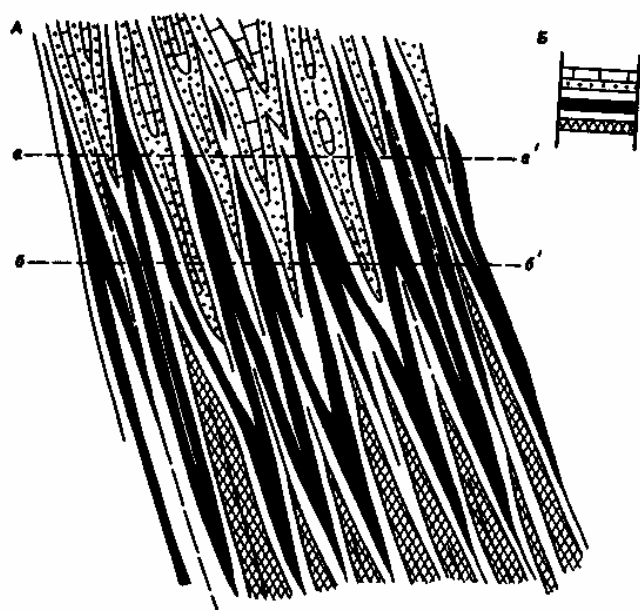
А - пачка пород до деформации; Б — начальная стадия деформации, когда хрупкие амфиболиты на отдельных участках испытывают сильное утонение перед разрывом; В - разрыв амфиболитов и растаскивание их на фрагменты - будины

1 - амфиболиты; 2 - кристаллические сланцы; 3 — направления сжимающих усилий

Рисунок 7.5 - Деформация пачки метаморфических пород - пластичных кристаллических сланцев и хрупких амфиболитов

7.2.1 Складчатые формы деформации в метаморфических породах

Метаморфические толщи, которые подвержены интенсивным складчатым деформациям, наиболее часто образуются сильно сжатые, острые, *изоклиналильные складки* (рисунок 7.6). Такие складки, являющиеся по своей природе складками течения, осложненные более мелкими и мельчайшими складочками. Высокие температуры (сотни градусов) и большие односторонние давления, необходимы для формирования изоклиналильных складок.



а – а¹ и б – б¹ – границы обнажения

Рисунок 7.6 - Схема изоклиналильной складчатости (А) и нормальный разрез слоев, участвующих в складчатости (Б)

В процессе складкообразования при наложении складчатости иной ориентировки, ранее сформировавшиеся складки вновь вовлекаются с появлением структур, отличных от ранних складок. Шарниры ранних и поздних складок могут совпадать, или не совпадать.

Появляется новая сланцеватость, если *наложенные складки* сильно сжаты. Такая сланцеватость способна полностью или частично затушевывать образовавшуюся при раннем складкообразовании сланцеватость, сланцеватость в

таких складках параллельная осевым поверхностям поздних складок.

Можно выделить лишь антиформные и синформные складки, в связи со сложной складчатостью и трудностью установления возраста в метаморфических толщах нередко, основу определения которых составляет форма залегания пород.

Пласты, не обладающие достаточной пластичностью при образовании складок, нередко разрываются на отдельные части, при этом формируются тела цилиндрической или четкообразной формы, заключенные в измененную массу более податливых пластических слоев.

7.2.2 Мигматизация метаморфических пород

Метаморфические толщи докембрийского возраста с включенными в них жилами пегматитов, аплитов и гранитоидов, представляют собой мигматиты.

Мигматит представляет собой раскристаллизованного расплава исходной метаморфической породы, в которой присутствует гнейс и сланец. Палеосома исходный материал, а неосома - вновь образованный гранитного состава. Палеосома представлена темноцветными минералами, она более темного цвета, из-за этого ее называют меланосомой. Неосома сложена, кварцем, полевыми шпатами светлая, светлыми минералами, поэтому получила название лейкосомы [8]. Выделяют морфологические типы мигматитов в зависимости от морфологии распределения неосомы в палеосоме:

- послойные - строматиты;
- ветвистые - дистониты;
- глыбовые - агматиты;
- очковые - октамиты;
- жильные, причудливо изогнутые (птигматиты);
- плейчатые;
- теневые.

Метаморфические образования, в которых чередуются полосы палеосомы и неосомы, причем полосы субпараллельны друг другу, носят название послойными мигматитами или строматитами (рисунок 7.7).

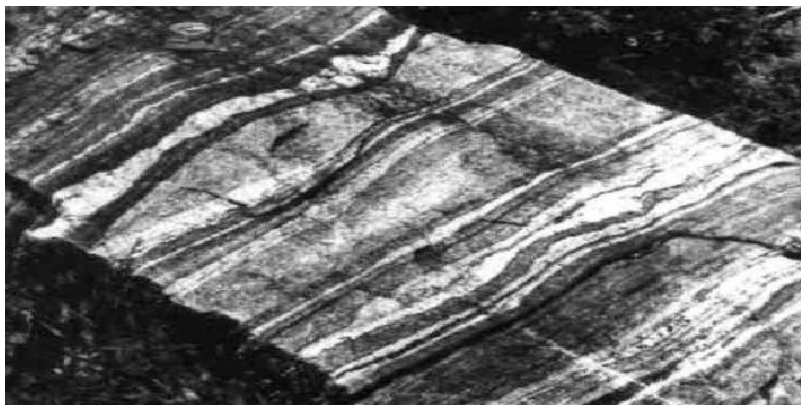


Рисунок 7.7 - Послойный мигматит

Метаморфические образования, у которых неосома образует ветвящуюся систему, напоминающую ветки дерева, носят название ветвистые мигматиты или дистониты (рисунок 7.8).



Рисунок 7.8 - Ветвистый мигматит

Сильно пропитанные магматическим расплавом метаморфические породы, которые сохранились в виде отдельных реликтов, обломков носят название агматиты или глыбовые мигматиты (рисунок 7.9).



Рисунок 7.9 - Глыбовые мигматиты

Метаморфические образования неосома, которых имеет форму линз, которые секут под углом сланцеватость или полосчатость, носят название очковые мигматиты или октамиты. Мигматиты — жильные, причудливо изогнутые мигматиты (рисунок 7.10).



Рисунок 7.10 – Мигматит

Послойные мигматиты, смятые в мелкие складки, представляют собой пloyчатые мигматиты (рисунок 7.11).



Рисунок 7.11 - Плойчатый мигматит

Сильно мигматизированные породы, у которых сохранились только небольшие фрагменты исходных пород или прослеживаются их текстурные рисунки, представляют собой теновые мигматиты или скиалиты (рисунок 7.12). Теновые мигматиты могут образовывать ветвящиеся жилы типа конского хвоста и располагаться согласно полосчатости или пересекать под разными углами полосчатость метаморфических пород.



Рисунок 7.12 - Теновой мигматит

В Северной Карелии (Чупинский район) метаморфические комплексы прорываются жилами пегматитов.

7.3 Гранито-гнейсовые купола

Тела, имеющие овальные, изометрические и неправильные очертания, сложенные гранитами и гнейсами, представляющие куполовидные поднятия, называются гранитогнейсовыми куполами. Такие структуры встречаются среди древнейших гнейсовых и сланцевых кристаллических толщах метаморфических пород Алдана, Карелии.

К основным структурным особенностями гранито-гнейсовых куполов и их обрамления являются следующие:

- гранито-гнейсовые купола преимущественно приурочены к антиформным (брахиформным или линейным, называемым соответственно куполами или валами)

структурам в гнейсовых комплексах. Часто поля гранито-гнейсов занимают секущее по отношению к структурам вмещающих их син- и антиформ положение;

- согласное расположение (конформность) ориентировки контактовых поверхностей гранито-гнейсовых куполов и упорядоченных структур в их гнейсовом обрамлении;

- наличие гранито-гнейсовых куполов в ядерных (приосевых) частях автохтонных (образованных на месте) гранитоидов;

- наличие реликтовых структур, которые могут прослеживаться во вмещающие их гнейсовые комплексы, наблюдаемые в гранито-гнейсовых куполах;

- наличие контактовых ореолов с зонами (в направлении от купола): биотит-силлиманитовой → андалузит-силлиманитовой → андалузит-кордиеритовой → гранатовой, вокруг гранито-гнейсовых куполов;

Тектогенез - процесс формирования гранито-гнейсовых структур [10].

По современным представлениям формирование гранито-гнейсовых куполов, связано с динамическими (тектоническими) воздействиями, концентрирующимися при осевых частях антиформных структур и потоками энергии.

Гранито-гнейсовые купола распространены между зеленосланцевыми поясами. Размеры гранито-гнейсовых куполов в поперечнике исчисляются первыми километрами - десятками километров, они формировались в пределах катарейских образований, захватывая в своем развитии краевые, иногда и нижние части этих поясов. Эти купола по форме близкие к изометричным, с размерами в поперечнике 10-60 км, иногда до 100 км и представляют собой положительные структуры.

Центральные части гранито-гнейсовых куполов занимают обычно массивные анатектические иногда слабо перемещенные гранитоиды, сформировавшиеся в пределах зеленокаменных поясов. Гранито-гнейсовые купола окружены оторочкой порфиробластических гранитоидов с гнейсовидными текстурами (гнейсо-гранитов), которые образуются в результате процессов гранитизации. Гнейсо-граниты сменяются по периферии гранитизированными и мигматизированными вмещающими образованиями с образованием гранито-гнейсов. Широкое распространение пегматитов характерно, для этих структурных частей, при этом

структуры в пределах куполов расположены с падением к центру: структуры с выполаживанием на удалении, а затем - возможным запрокидыванием. В центральных частях куполов метаморфизм достигает амфиболитовой фации, по периферии куполов он может уменьшаться в пределах зеленокаменных поясов, иногда доходит до зеленосланцевой фации.

В случаях, когда гранитогнейсовые купола архея распространены и среди катархейских образований в антиклинорных зонах, разделяющих зеленокаменные пояса, их выделение затруднено. Они выявляются только по расположению в центре анатектических гранитоидов и кольцевому расположению гнейсовидных структур.

Под воздействием плюма-потоков легколетучего вещества привносящего в литосферу тепло и некогерентные элементы происходило, формирование гранитогнейсовых куполов.. Магма обладая высокой плотностью стремится переместиться вверх образуется диапир, при воздействии на вмещающие образования, поднимая их и разворачивая вплоть до запрокидывания. При этом часто тела анатектических гранитов приобретает булавообразную или грибовидную форму, раздвигая вмещающие породы.

Гранитогнейсовые купола располагаются беспорядочными группами («стадами»), в других случаях четко контролируются глубинными разломами.

Разломы являются проницаемыми зонами, по которым из глубин поднимается легкоплавкое вещество и привносится тепло, это объясняет приуроченность гранитогнейсовых куполов к разломам, что сопровождается гранитизацией субстрата и последующим диапиризмом.

Беспорядочное групповое расположение гранитогнейсовых куполов объясняется несколькими версиями. Одна из версий связывает их формирование с падением группы крупных метеоритов, которые образуются в результате разрушения большого космического тела при столкновении с атмосферой Земли. В верхние слои Земли некогерентные элементы и тепло приносят метеориты, в результате их ударов инициируются потоки газов. Эродирование и метаморфогенно-метасоматическая проработка (гранитизация) субстрата, объясняется их отсутствие следов импактных структур. В последнее время ними породы среди

раннедокембрийских образований и связанные с ними импактные структуры установлены в нескольких местах.

гранитогнейсовые купола формировались в постархейское время, вплоть до мезозоя, при этом они часто развивались унаследовано, поэтому во многом затрудняет выделение их среди архейских куполов [10].

Участки, сложенные породами катархея, представляли собой относительно устойчивые структуры, лишенные зеленокаменных поясов и гранитогнейсовых поясов, где сохранились первичные изотопные датировки. Такие участки предложено называть их протоплатформами.

7.4 Контрольные вопросы к главе 7

1. Какой тип метаморфизма проявляется при воздействии большого давления и невысоких температурах с интенсивным дроблением горных пород и минералов без существенной перекристаллизации.

2. Какой тип метаморфизма проявляется при высоком неравномерном давлении и высокой температуре, на большом пространстве.

3. Как называется процесс разлинзования пород, приводящий к расчленению пластовых и пластообразных тел на изолированные блоки в процессе деформаций.

4. Какой тип метаморфизма проявляется при очень интенсивном привносе новых веществ горячими водными растворами и газовыми эманациями и замещении первичных минералов химически активными веществами.

5. Какими штриховыми знаками на геологических картах, изображаются пород регионального метаморфизма.

8 Хаотические комплексы

В геологическом строении многих районов мира принимают участие своеобразные комплексы пород, протяженностью во многие десятки и сотни километров, представленные толщами линзы и мощные горизонты хаотически нагроможденного несортированного глыбового материала. Комплексы пород хаотического строения под различными наименованиями: олистостромы, меланж, дикий флиш, мегабрекчии, глыбовые брекчии, тиллиты и тиллитоподобные конгломераты, были описаны многими авторами, причем природа их трактовалась далеко не однозначно.

Главную особенность хаотических комплексов - ассоциации горных пород, хаотичность внутреннего их строения, выраженную в незакономерном их сочетании и разнородности слагающих элементов. В хаотических комплексах отсутствовала слоистость, характерных для осадочных, вулканогенных и хемогенных отложений. Хаотические комплексы слагают четко ограниченные в пространстве геологические тела размеров, при мощности от десятков метров до 1 км и более, могут простираться от первых метров до десятков и сотен километров по длинной оси. Во многих случаях они образуют покровы, могут иметь тектоническую или седиментационную природу и занимают значительные площади.

8.1 Распространение хаотических комплексов

Достаточно широко хаотические комплексы распространены в горно-складчатых регионах. Олистостромами они называются при гравитационно-осадочном генезисе, меланжами - при эндогенном.

Хаотические комплексы экзогенного и эндогенного происхождения имеют большое значение, так как они определяют, критерии поисков разных полезных ископаемых и являются индикаторами сложных геодинамических процессов. Меланжи

маркируют положение офиолитовых и безофиолитовых коллизионных швов столкновения литосферных плит, микроплит и террейнов. Местоположение крупных палеосклонов указывают гравигенные микститы, разграничивающих геодинамически разнородные бассейны осадконакопления [6].

Роль эндогенной и экзогенной тектоники в формировании конкретных микститов объясняется по-разному и часто противоречиво. При их изучении и диагностике большое значение имеет изучение вещественного состава, строения и возраста пород оползневых массивов, их морфологии, а также текстур, структур, вещественного состава и возраста матрикса. Поэтому, в составе осадочных хаотических комплексов различают, как собственно гравитационные, так и тектоно-гравитационные микститы.

В большинстве складчато-надвиговых областей мира распространены хаотические образования. Они включают в себя тела различного происхождения и выделяются под названиями меланж. Он может быть представлен - олистостромами, диким флишем, осадочными брекчиями, оползевыми брекчиями, тиллитами и валунно-галечными аргиллитами. Микститы, представляет собой группу нестратифицированных, неравномерно и разнородно сочетающихся геологических тел любого генезиса и состава, состоящих из незакономерно рассеянных обломков пород разного размера, формы и состава [11]. Микститы на геологических картах должны выделяться, как отдельные специфические комплексы они не относятся к стратиграфическим осадочным телам (свитам).

Мощность, микститов может достигать многих сотен метров и первых километров. В зависимости от масштаба при геологическом картировании, они отражаются по-разному[10], чем крупнее масштаб карты, тем более детальным и сложным должно показываться внутреннее строение и контуры распространения хаотического комплекса. Меланжи превращаются в узкие зоны, которые логично и традиционно показывать линиями на мелкомасштабных и обзорных картах.

8.2 Хаотические комплексы олистостромового типа

Олистостромы, известны практически во всех складчатых областях земного шара, встречаются по всему разрезу осадочной оболочки земной коры, являются разновидностями микститов. В результате изученности строения олистостромов многих других районов мира, а так же изучение олистостромовых комплексов Альпийской области и палеозойских складчатых поясов Евразии, приводят к выводу, что олистостромы разного возраста и различных регионов имеют много общего. Олистостромы имеют ряд черт, которые роднят их между собой, в результате они выделяются среди других разновидностей различных геологических образований, несмотря на то, что каждый олистостром обладает набором индивидуальных морфологических признаков.

Большинство авторов считает, учитывая такую общность олистостромов рациональным проводить описание морфологии олистостромов в целом, обобщая фактический материал. Для подтверждения генетической интерпретации олистостромовых комплексов используют данные региональной геологии, также выявлению закономерностей их пространственно-временного распределения.

Гетероморфные образования представляют олистостромы. В сложном внутреннем строении олистостромовых тел выражена гетероморфность, а так же в их перемежаемости с разнообразными, отличными от олистостромов ассоциациями горных пород.

Три составные части в олистостромовых комплексах могут быть выделены: вмещающие отложения, основная масса (матрикс), включения (олистомиты). Две последние составляющие формируют собственно тело олистострома.

Четко ограниченные в пространстве геологические тела - линзы, прослои, горизонты, представляют собой собственно олистостромы. Олистостромы сложены мощными свалами хаотически нагроможденного глыбового материала, заключенного в тонкозернистую основную массу, это является главной отличительной особенностью строения данных тел. Материал, который слагает тела, представлен пелитовым веществом с той или иной примесью песчаного,

алевритового, или карбонатного состава. Включения древние, чем вмещающие отложения и представляют собой обломки, глыбы, блоки и пластины разнообразных пород.

Морскими и континентальными тонкозернистыми представлены вмещающие отложения и грубообломочными породами, принадлежащими различным формационным группам. Олистостромы распространены среди молассовых отложений и пород офиолитового комплекса, поэтому часто ассоциируются с флишем, реже встречаются среди карбонатных отложений миогеосинклинального и эпиплатформенного типа.

Грубообломочными породами насыщены тела вмещающие отложения, резко неравномерно [9]. Во многих случаях толщи морских или континентальных осадков присутствуют единичные тела олистостромов, также в других случаях мощные горизонты хаотических брекчий перемежаются с тонкими прослоями нормально-осадочных пород. Мощность хаотических накоплений увеличивается, если тела олистостромов часто наслаиваются друг на друга. Горизонты содержащие олистостромы в нормально-осадочных породах, имеют единичные скопления глыбового материала и непохожие на соседствующие отложения..

Прямо на породах фундамента, как правило залегают олистостромовые горизонты, значительно более древних и не перекрыты молодыми осадками, такие соотношения свойственны преимущественно современным аналогам олистостромовых образований. Древние олистостромы во многих районах перекрыты чаще всего хаотическими брекчиями, которые залегают внутри разреза осадочных толщ и тектоническими покровами [9].

8.2.1 Форма и размер олистостромовых тел

При небольшой мощности первые метры, десятки метров и значительной протяженности, олистостромовые тела имеют обычно линзообразную форму. Олистостромы приобретают вид пластов и горизонтов, которые вытянуты по простиранию вмещающих толщ, если эта форма нарушается, при этом они имеют параллельные кровлю и подошву. Различная протяженность линз, пластов и

горизонтов, сложенных глыбовыми образованиями и зависит от общей массы пластического материала. Встречаются небольшие тела, имеющие мощность в несколько метров и меньше, выклинивающиеся на незначительном расстоянии. Отдельные олистостромы занимают площадь в несколько десятков квадратных километров при максимальной мощности около 100 м, такие крупные олистостромы описаны в титонском флише Болгарии. Олистостром Гарцгероде занимает площадь более чем в 400 при максимальной мощности в 1000 м в палеозойском флише Гарца. Таким образом, протяженность и объемы отдельных олистостромов могут изменяться от нескольких кубических метров до десятков и реже сотен кубических километров [12].

Строение олистостромов не всегда удается установить точно, представляет ли толща олистостромовых тел линзами грубообломочного материала, наложенными одна на другую, либо имеет хаотическое строение единое геологическое тело, или сложена несколькими.

Форму олистостромовых тел, легче определить в том случае, когда олистостромы невелики, трудности возникают при больших объемах олистостромовых тел. Геологическая ситуация сильно затрудняет реконструкции и конфигурацию олистостромов - сложная тектоническая структура отложений, денудационный срез и многое другое. Форма многих олистостромов может быть в плане различной, встречается и овальная (или близкая к овальной) форма тел. Линзы хаотических брекчий бывают вытянуты вкрест, либо по длинной оси вдоль простирания бассейна, в котором они образовывались. В верхнеэоценовых олистостромах Болгарии олистостромы имеют конусообразную форму.

Устанавливается три разновидности а уплощенные в центральной части линзы, среди которых наиболее: двояковыпуклая симметричная, двояковыпуклая асимметричная и плоско-выпуклая, с выпуклостью, обращенной вниз. Пластообразная форма с субпараллельными подошвой и кровлей, также характерна для олистостромов. Олистостромы пластообразной формы иногда образуют "покровы", связанные с покровами тектоническими или крупными тектоническими пластинами, занимающие гигантские площади. Мощность олистострома бывает

резко различна, при этом она более или менее выдержана в разных его сечениях. Площадь олистостромовых тел может достигать несколько десятков и сотен квадратных километров, протяженность многих километров и десятков километров по длинной оси.

8.2.2 Строение олистостромовых тел

Бесструктурность, одна из характерных особенностей основной массы олистостромовых тел имеются в виду структуры седиментационные. Внутренняя стратификация и слоистость практически полностью отсутствуют, гранулометрической отсортированности не наблюдается. включения алевроито-песчаного материала образуют "вихревые" структуры сложной неправильной формы, в отдельных случаях происходит "расслаивание" основной массы за счет появления вытянутых включений. Для олистостромы глинисто-мергельного состава, характерна сланцеватость и скорлуповатая форма. Сланцеватое заполнение появляется в отложениях, не претерпевших тектонической раздробленности [8].

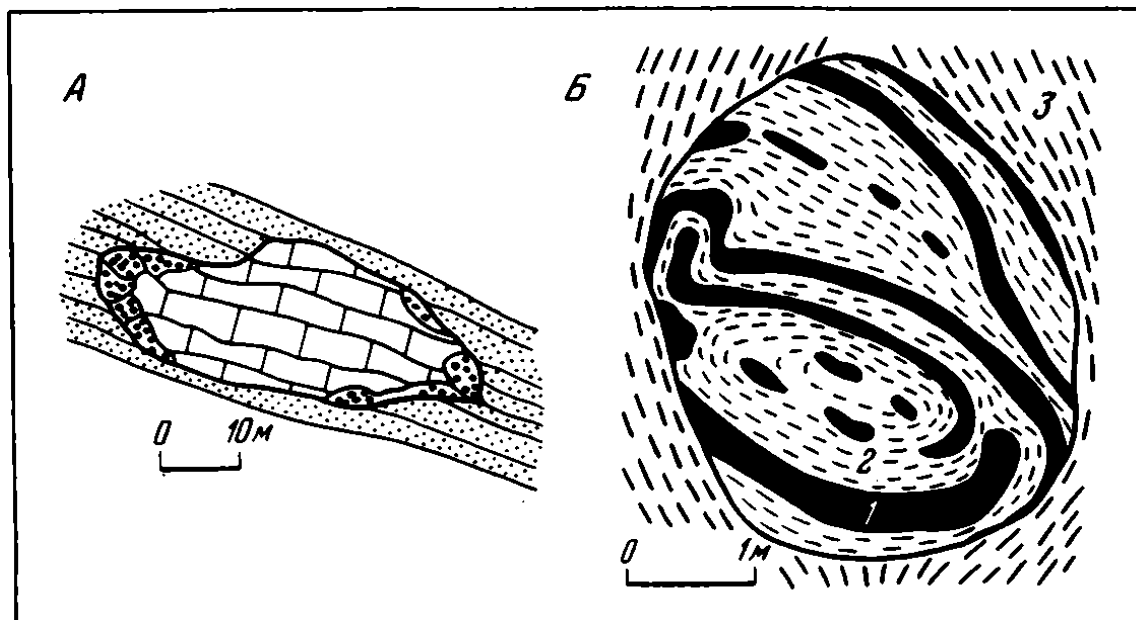
Более грубым материалом может быть сформирован олистостром. При песчаном цементе заметны следы слабой, вертикальной отсортированности и неясной слоистости. Включения представленные обломками, глыбами, блоками и пластинами разнообразных пород, характерны многим олистостромам испытавших тектоническую переработку. Размер обломков и блоков различен, объемы отдельных включений достигают гигантских величин, либо от первых сантиметров до многих десятков и сотен метров в поперечнике. В Швейцарских Альп известен блок гранитов объемом в 13000, в диком флише (олистостромах).

Форма обломков без признаков окатанности - остроугольная. Характерны олистолиты неправильной формы, с мягкими округлыми очертаниями, у них как бы "обмятые" обломки со сглаженными гранями и ребрами. Количественно неокатанный обломочный материал в олистостромах резко преобладает, однако в некоторых случаях отмечено появление хорошо окатанных валунов и галек.

Кроме изометричных олистолитов, выделяются пластинообразные нижняя поверхность таких пластин бывает неровной, выщербленной, с карманами, с субпараллельными подошвой и кровлей. Мощности и протяженность их также различны. Встречаются пластины мощностью во многие сотни метров, а протяженностью в десятки километров. Известны пластины, достигающие десятков и сотен метров по длинной оси, иногда первых километров, в частых случаях протяженность пластин обычно весьма велика. Такие пластины известняков представлены в Лаймерн (верхний мел-палеоген) в верхнеэоценовых олистостромах Альп, пластины лейасовых пород в палеогеновом флише Южного склона Большого Кавказа, в меловых олистостромовых толщах Малого Кавказа пластины, сложенные габброидами и серпентинитовым меланжем, в палеозойском флише Тянь-Шаня и во многих других местах [5]. Удлиненность пластин совпадает с направлением напластования слоев при этом нижняя и верхняя границы пластин обычно параллельны поверхности напластования, пластообразные включения сложены чаще всего слоистыми породами. Такое срезание происходит за счет складчатой структуры пород самой пластины или за счет неровной поверхности.

Часто можно встретить сложную внутреннюю структуру, если глыбы и блоки сложены слоистыми породами. В других случаях внутренняя структура является, конформной соответствует в общих чертах форме блока, такие структуры были названы структурами "закатывания". Если олистолиты сложены породами, идентичными вмещающим отложениям, в этом случае им характерны, конформные структуры (рисунок 8.1).

В олистостромах в виде олистолитов присутствуют чаще всего неокатанные остроугольные блоки и глыбы. Окатанные валуны и гальки также могут присутствовать, но для олистостромов в целом они не характерны.



А — олистолит, сложенный слоистыми известняками и окруженный шлейфом полимиктовых брекчий из обломков известняка и различных метаморфических и магматических пород; Б — олистолит, сложенный флишевыми породами титонского флиша (эндоолистолит)

1 — песчаники и алевролиты; 2 — аргиллиты; 3 — пелитовый матрикс

Рисунок 8.1 - Олистолиты в толще титонского флиша [12]

Некоторые олистостромовые толщи почти нацело сложены прекрасно окатанным обломочным материалом, поверхность таких округлых блоков и глыб может быть покрыта цементным глинисто-карбонатным веществом, который скрепляет мелкие обломочки разнообразных пород. Такие обломки образуют скорлуповатую корочку и прилеплены к поверхности блоков, корка свойственно блокам величиной от нескольких десятков сантиметров до 1-3 м в диаметре [12].

Раздробленные брекчированные блоки и глыбы также очень характерны для олистостромов. Кальцитовые жилки развиваются по трещинам, не выходящие во вмещающий олистолиты матрикс. Поверхности обломков покрыты кальцитовой корочкой, по которой прослеживаются штрихи зеркал скольжения. Часто разбиты разрывами на отдельные блоки и чешуи, крупные глыбы и пластины, причем разрывы не выходят за пределы пластин и блоков [12].

8.3 Контрольные вопросы к главе 8

1. При каких процессах образуется пластообразная форма с субпараллельными подошвой и кровлей олистостромовых тел.
2. Какие основные группы олистостромовых тел выделяются по генетическим признакам.
3. Для олистостромы глинисто-мергельного состава, характерна какая сланцеватость и форма.
4. От каких групп признаков зависит протяженность и объемы отдельных олистостромов.
5. Как называется группа нестратифицированных, неравномерно и разнородно сочетающихся геологических тел любого генезиса и состава, состоящих из незакономерно рассеянных обломков пород разного размера, формы и состава.

Список использованных источников

1. Кныш, С.К. Основы структурной, исторической и региональной геологии: Часть I. Структурная геология: учебное пособие / С.К. Кныш, Н.В. Гумерова, А.К. Полиенко. – 2-е изд. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2008. – 116 с.
2. Корсаков, А. К. Структурная геология: учеб. для вузов/А. К. Корсаков; Рос. гос. геологоразведоч. ун-т им. Серго Орджоникидзе. - М.: КДУ, 2009. - 326 с
3. Лощинин, В. П. Структурная геология и геологическое картирование: учеб. пособие к лаб. практикуму / В. П. Лощинин, Н. П. Галянина, Оренбургский гос. ун-т,— Оренбург: ОГУ, 2013.— 94 с.
5. Лощинин, В.П. Структурная геология: метод. указания к лабораторной работе №4 «Расшифровка геологических карт, построение разрезов и стратиграфических колонок со складчатым залеганием пород»/В.П. Лощинин, Н.П. Галянина; Оренбургский государственный университет. Оренбург: ОГУ, 2011. – 17 с.
6. Лощинин, В.П. Методические указания к составлению курсового проекта «Геологическое картирование» /В.П. Лощинин, Н.П. Галянина. – Оренбург: ОГУ, 2009. – 15 с.
8. Галянина, Н. П. Литолого-петрофизическая характеристика пород пласта Б_[2] Южно-Султангуловского месторождения/ Галянина Н. П., Савинкова Л. Д. // Генезис, миграция и формирование месторождений углеводородного сырья в контексте их поиска, разведки и разработки : сб. материалов Всерос. науч.-практ. конф., 26-28 сент. 2018 г., Оренбург / отв. ред. А. В. Коломоец. - Оренбург : Агентство Пресса, 2018. - С. 13-17. - 5 с.
9. Галянина, Н.П. Структурная геология: методические указания / Н.П. Галянина, А.П. Бутолин; Оренбургский гос.ун-т. - Оренбург: ОГУ, 2019.- 23с.
10. Галянина, Н. П. Магматический и пегматитовый типы аномальной радиоактивности Восточно-Уральского поднятия/ Н. П. Галянина, А. П. Бутолин // Региональные проблемы геологии, географии, техносферной и экологической безопасности : сб. ст. Всерос. науч.-практ. конф., 18-20 нояб. 2019 г., Оренбург / Минобрнауки [и др.]. - Оренбург : Полиарт, 2019. - С. 14-16. - 3 с.
11. Галянина, Н.П. Особенности формирования гранитоидных массивов в Оренбургской секторе Уральской складчатой системы/ Н.П. Галянина, В.П. Петрищев // Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры: материалы Всероссийской научно-методической конференции; Оренбург. гос. ун-т. – Оренбург: ОГУ, 2021. - С. 882-888. - 6 с.
12. Бутолин, А. П. Перспективы нефтегазоносности зоны сочленения Соль-

Илецкого свода, Прикаспия и Предуральского прогиба на примере Комаровской площади / А. П. Бутолин, Н. П. Галянина // Региональные проблемы геологии, географии, техносферной и экологической безопасности : сб. ст. II Всерос. науч.-практ. конф., 25-26 нояб. 2020 г., Оренбург / М-во науки и высш. образования Рос. Федерации [и др.]. - Оренбург : Полиарт, 2020. - . - С. . - 5 с.

13. Бутолин, А.П., Яночкин К.А. Планетарно-тектоническая трещиноватость и ее роль в формировании геологической среды. Материалы Всероссийской научно-методической конференции «Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры». – Оренбург: ОГУ, 2017. - С. 1132-1134.

14. Бутолин, А.П., Щерба В.А. Основные тенденции формирования геологической среды и прогноз техногенных опасностей в пределах Оренбургского Приуралья, Урала и Зауралья. / ЭКОЛОГИЯ И РАЗВИТИЕ ОБЩЕСТВА, №4 (19), 2016. - С. 76 4. Болтырев, В.Б., Нарышкин Ю.В. Разломы и катастрофы: Учебное пособие. – Екатеринбург: УГГУ, 2005. - 110с.

15. Ponomareva G.A. Metallogenic specialization of oil and gas deposits of Orenburg region // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей (Казань, 30 сентября - 3 октября 2019 г.): мат-лы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием). - Казань: Издательство Казанского университета, 2019. - С. 544-545.

16. Павлинов, В.Н. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Основы общей геотектоники и методы геологического картирования. Уч. пособие для ВУЗов / В.Н. Павлинов, А.К. Соколовский. – М.: Недра, 1990. – 318 с.

17. Первушов, Е.М. Структурная геология и геологическое картирование: учебное пособие/Е.М. Первушов. - Саратов: Научная книга, 2003. – 70 с.

Приложение А (обязательное)

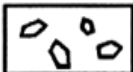
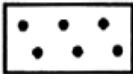
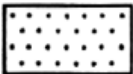
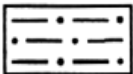
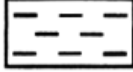
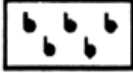
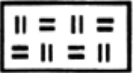
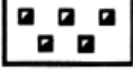
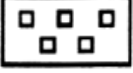
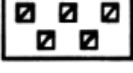
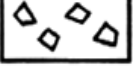
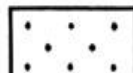
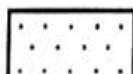
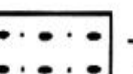
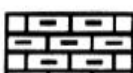
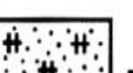
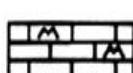
Общая стратиграфическая шкала

Эпоха	Эра	Система	Отдел	Ярус
Фанерозойская	Кайнозойская	Четвертичная	Голоценовый	
			Плейстоценовый	
		Плиоценовый	Гелазский	
			Пьяченцкий	
		Неогеновый	Занклский	
			Мессинский	
			Тортонский	
			Серраваллийский	
			Лангийский	
			Бурдигальский	
			Аквитанский	
			Хаттский	
	Палеогеновая	Олигоцен	Рюпельский	
			Приабонский	
		Эоценовый	Бартонский	
			Лютетский	
			Ипрский	
		Палеоценовый	Танетский	
			Зеландский	
			Датский	
			Маастрихтский	
			Кампанский	
Мезозойская	Меловая	Верхний	Сантонский	
			Коньякский	
			Туронский	
			Сеноманский	
		Нижний	Альбский	
			Аптский	
			Барремский	
			Готеривский	
			Валанжинский	
			Берриасский	
	Юрская	Верхний	Волжский	
			Кимериджский	
		Средний	Оксфордский	
			Келловейский	
			Батский	
		Нижний	Байосский	
			Ааленский	
			Тоарский	
			Плинсбахский	
			Синемюрский	
Фанерозойская	Мезозойская	Триасовая	Геттангский	
			Рэтский	
		Верхний	Норийский	
			Карнийский	
		Средний	Ладинский	
			Анизийский	
		Нижний	Опенёкский	
			Индский	
		Вятский	Вятский	
			Северодвинский	
	Палеозойская	Пермская	Биазмийский	
			Уржумский	
			Казанский	
			Кунгурский	
			Артинский	
		Приуральский	Сакмарский	
			Ассельский	
			Гжельский	
			Касимовский	
			Московский	
Фанерозойская	Палеозойская	Верхний	Башкирский	
			Серпуховский	
			Визейский	
			Турнейский	
		Средний	Томмотский	
			Атдабанский	
			Ботомский	
			Тойонский	
		Нижний	Майский	
			Аюсокканский	
			Сакский	
			Аксайский	
			Батырбайский	
Фанерозойская	Палеозойская	Верхний	Сандбийский	
			Хирнантский	
			Рудданский	
			Аэронский	
			Теличский	
		Средний	Шейнвудский	
			Гомерский	
			Горстийский	
			Лудловский	
			Лудфордский	
	Силурийская	Верхний	Венлокский	
			Пржидольский	
			Лландоверийский	
			Катийский	
			Сандбийский	
		Средний	Дарривильский	
			Дарривильский	
			Флоский	
			Тремадокский	
			Тремадокский	
Фанерозойская	Палеозойская	Верхний	Майский	
			Аюсокканский	
			Сакский	
			Аксайский	
			Батырбайский	
		Средний	Тойонский	
			Ботомский	
			Атдабанский	
			Томмотский	
		Нижний	Томмотский	
	Девонская	Верхний	Эйфельский	
			Живетский	
			Франский	
			Фаменский	
			Фаменский	
		Средний	Эйфельский	
			Живетский	
			Франский	
			Фаменский	
			Фаменский	
	Девонская	Верхний	Эмский	
			Празжский	
			Лохковский	
			Лохковский	
			Лохковский	
		Средний	Лохковский	
			Лохковский	
			Лохковский	
			Лохковский	
			Лохковский	

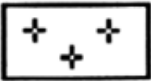
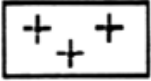
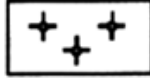
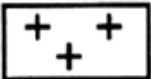
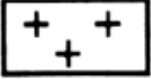
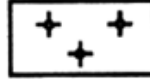
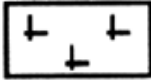
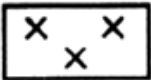
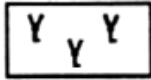
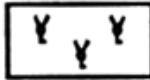
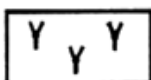
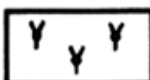
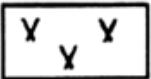
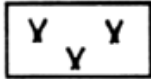
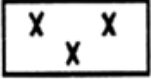
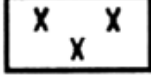
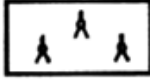
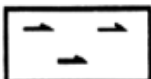
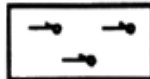
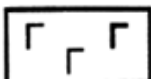
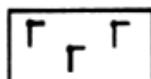
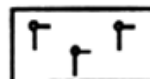
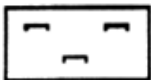
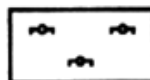
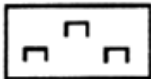
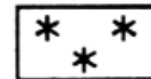
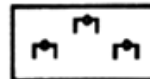
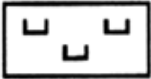
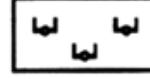
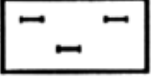
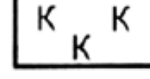
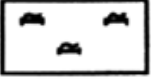
Приложение Б (обязательное)

Обозначения состава и видов пород

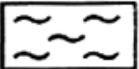
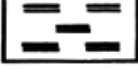
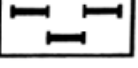
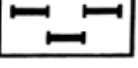
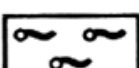
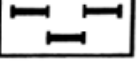
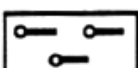
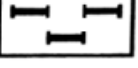
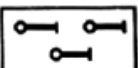
I Осадочные горные породы

	Глибовые брекчии		Валунные конгломераты		Галечные конгломераты
	Гравийные конгломераты		Песчаники		Алевролиты
	Аргиллиты		Известняки		Доломиты
	Бокситы		Трепелы, диатомиты		Опоки, спонголиты
	Радиоляриты, яшмы		Гипсы		Каменная соль
	Ангидриты		Калийно-магнезиальные соли		Каменный уголь, бурый уголь, горючие сланцы
	Песчаники Крупнозернистые		Оолитовые		Карбонатные породы (без разделения)
	Песчаники Мелко- и сред- незернистые		Песчанистые		Тиллиты
	Мергели Известковый		Органогенные		Магнетитовые
	Мергели Доломитовый		Марганцовистые		Пески Фосфатоносные

II Магматические горные породы

	Лейкограниты		Субщелочные лейкограниты		Щелочные лейкограниты
	Граниты		Субщелочные граниты		Щелочные граниты
	Плагииграниты				
	Гранодиориты		Граносиениты		Щелочные граносиениты
			Сиениты, кварцевые сиениты		Щелочные сиениты
	Кварцевые диориты		Кварцевые монзониты		
	Диориты		Монзониты, монцодиориты		Фельдшпатоидные сиениты
	Анортозиты				Основные фельдшпатоидные сиениты
	Габброиды		Субщелочные габброиды		Щелочные габброиды
	Перидотиты (пироксениты, горблендиты)				Основные фойдолиты
	Перидотиты		Кимберлиты		Ультраосновные фойдолиты
	Дуниты				Мелилитолиты
	Ультрамафиты (гипербазиты) без расчленения				Карбонатиты
	Алогипербазитовые серпентиниты				

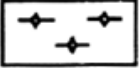
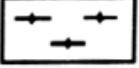
III Метаморфические горные породы

	Хлорит-серицитовые и подобные сланцы		Гнейсы		Гранулиты
	Празиниты, хлорогризониты, эпидот-актинолитовые и подобные сланцы		Биотит-амфиболовые и подобные сланцы		Пироксенолиты
	Сerpентинитовые, тальковые и подобные сланцы		Амфиболиты		Пироксенолиты
	Мусковитовые, серицитовые и подобные сланцы		Клинопироксеновые кристаллосланцы		Пироксенолиты
	Кианитовые и подобные кристаллосланцы		Пироксенолиты		Силлимонитовые и подобные кристаллосланцы

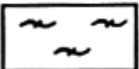
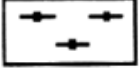
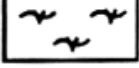
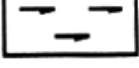
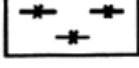
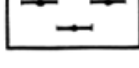
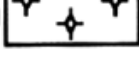
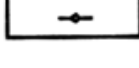
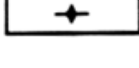
Нерасчлененные по фациям

	Мраморы, кальцифиры		Кварциты
---	---------------------	---	----------

Высокобарические

	Глаукофаниты		Эклогиты
---	--------------	---	----------

Примеры обозначения разновидностей метаморфических пород

	Сланец эпидот-хлоритовый		Гранито-гнейс
	Порфиритоид		Амфиболит биотитовый
	Сланец ставролитовый		Амфиболит гранатовый
	Сланец гиперстен-гранатовый		Сланец глаукофан-жадеитовый
	Гранат-биотитовый гнейс		Эклогит мелкозернистый