

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ  
ГОУ ВПО «Иркутский государственный университет»

---

---

**П О Н Я Т И Я   И   Т Е Р М И Н Ы**  
**Г Е О Т Е К Т О Н И К И   И   Г Л О Б А Л Ь Н О Й**  
**М Е Т А Л Л О Г Е Н И И**

---

---

СЛОВАРЬ-СПРАВОЧНИК

Составитель  
*д-р геол.-минерал. наук, проф.*  
**Г. Я. Абрамович**



УДК 551.24(075.8)+553.078(075.8)

ББК 26.3я73

П56

Печатается по решению ученого совета геологического факультета  
Иркутского государственного университета

Рецензенты:

д-р геол.-минерал. наук, проф. **С. В. Рассказов** (ИЗК СО РАН);

д-р геол.-минерал. наук, проф. **В. П. Исаев**;

канд. геол.-минерал. наук, доц. **С. П. Летунов**;

канд. геол.-минерал. наук, доц. **В. И. Переляев**

П56

**Понятия** и термины геотектоники и глобальной металлогении : словарь-справочник / сост. Г. Я. Абрамович. – Иркутск : Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2009. – 161 с.

**ISBN 978-5-9624-0358-8**

Собраны, систематизированы и объяснены основные понятия и термины, касающиеся главным образом геотектоники, но частью также и тесно связанных с ней двух других научных направлений – геодинамики и глобальной металлогении, используемые в современной геологической литературе. Главное внимание уделено толкованию понятий и терминов с позиции современной парадигмы мобилизма – тектоники литосферных плит и тектоники плюмов.

Предназначен студентам геологических специальностей высших учебных заведений дневного и заочного обучения для освоения учебных курсов «Геотектоника», «Геодинамика», «Геотектоника, геодинамика и металлогения» «Палеогеодинамические реконструкции» и выполнения лабораторных и курсовых работ по этим дисциплинам, а также широкому кругу специалистов-геологов.

*Библиогр. 90 назв. Табл. 1.*

УДК 551.24(075.8)+553.078(075.8)  
ББК 26.3я73

ISBN 978-5-9624-0358-8

© Абрамович Г. Я., сост., 2009

© ГОУ ВПО «Иркутский государственный университет», 2009

# СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие

**4**

Алфавитный указатель  
терминов

**6**

Понятия и термины геотектоники  
и глобальной металлогении

**14**

Использованная  
литература

**156**

## Предисловие

В словаре-справочнике собраны, систематизированы и объяснены основные понятия и термины, касающиеся главным образом геотектоники и, в меньшей степени, двух других тесно связанных с ней научных направлений – геодинамики и глобальной металлогении (в том числе минерагении). При этом главное внимание уделено определению понятий с позиции парадигмы тектоники литосферных плит и тектоники плюмов.

Определение терминов рассматриваемой области научных знаний приведено ранее в целом ряде изданных словарей и справочников, таких как Геологический словарь (1973), Краткий терминологический словарь-справочник по геологии и минеральным ресурсам Мирового океана (1991), Международный тектонический словарь (1991), Толковый словарь английских геологических терминов (1997, 2002), Словарь-справочник по современной тектонической терминологии (Борукаев, 1999). Российский металлогенический словарь (2003). В совокупности они достаточно полно отражают весь арсенал существующих терминов в рассматриваемой области знаний. Вместе с тем, за прошедшие годы появились и новые термины. Но главное заключается в том, что ряд положений и терминов получили новые особенности толкования. Это нашло отражение в статьях ученых в периодической геологической печати и в ряде крупных публикаций, в том числе монографий и учебников для студентов ВУЗов. Среди такого типа работ в первую очередь следует отметить следующие: Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Палеогеодинамика, 1993; Основы металлогенического анализа при геологическом картировании / гл. ред. Н. В. Межеловский, 1995; Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов, 2000; Проблемы глобальной геодинамики, 2000; Аглонов С. В. Геодинамика, 2001; Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкина А. А. Глубинная геодинамика, 2001; Фундаментальные проблемы общей тектоники, 2001; Российский металлогенический словарь, 2003; Баженова О. К., Бурлин Ю. К., Соколов Б. А., Хаин В. Е. Геология и геохимия нефти и газа, 2004; Лобковский В. И., Никишин А. М., Хаин В. Е. Современные проблемы

геотектоники и геодинамики, 2004; Термины тектоники и геодинамики. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика», 2004; Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики, 2005; Гаврилов В. П. Геотектоника, 2005; Гончаров М. А., Талицкий В. Г., Фролова Н. С. Введение в тектонофизику, 2005; Общая геология / под ред. А. К. Соколовского, 2006; Шеин В. С. Геология и нефтегазоносность России, 2006 и некоторые другие. Значительная новая информация ведущих ученых в области геотектоники и геодинамики появилась в Интернете, в том числе в «Геологической википедии» (<http://wiki.web.ru>).

Составитель настоящего словаря стремился без существенных искажений использовать сохранившее своё значение толкование терминов, приведенных в опубликованных работах, внося в ряде случаев лишь некоторые изменения и дополнения. Сложность заключалась лишь в том, чтобы не только систематизировать и обобщить имеющийся материал из нескольких источников, но и изложить его в форме, доступной для понимания студентов. В связи с этим толкование отдельных сложных понятий приведено в расширенном виде. Появилась также необходимость сравнить толкование одних и тех же терминов с позиций существовавшего прежде «учения о геосинклиналях» и современных представлений мобилизма. Кроме того, при необходимости дано несколько определений одного и того же термина, отражающих различие существующих ныне представлений. В случаях, когда толкование того или иного термина сформулировано на основе нескольких литературных источников, либо в первоначальные их определения внесены некоторые авторские изменения и дополнения, в ссылках на литературу используется слово «по», например: (по: Борукаев, 1999; Уфимцев, 2004).

## АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ ТЕРМИНОВ

---

|   |    |
|---|----|
| Абиссальные области океана .....                        | 14 |
| Авлакоген .....   | 14 |
| Автохтон .....  | 15 |
| Адакиты .....   | 15 |
| Аккреционный клин (призма) .....                        | 15 |
| Аккреция вертикальная .....                             | 16 |
| Аккреция субдукционная .....                            | 16 |
| Активизация тектоническая (тектоно-магматическая) ..... | 17 |
| Активные зоны перехода континент – океан .....          | 17 |
| Аллохтон .....  | 18 |
| Амальгамация (аккумуляция) .....                        | 18 |
| Антеклиза .....   | 18 |
| Антиклинорий .....                                      | 19 |
| Антиформа .....   | 19 |
| Асейсмическая область .....                             | 19 |
| Астеносфера .....                                       | 19 |
| Астроблема .....  | 20 |
| Бассейн .....   | 21 |
| Бассейн – «несостоявшийся океан» .....                  | 22 |
| Бассейн задуговой .....                                 | 22 |
| Бассейн нефтегазоносный .....                           | 22 |
| Бассейн преддуговой .....                               | 24 |
| Вал краевой океанический .....                          | 24 |
| Вал соляной .....                                       | 24 |
| Вертикальная аккреция земной коры .....                 | 24 |
| Виргация .....  | 24 |
| Возраст складчатости .....                              | 24 |
| Волна сейсмическая .....                                | 25 |
| Волны сейсмические поперечные (S-волны) .....           | 25 |
| Волны сейсмические продольные (P-волны) .....           | 26 |
| Впадина .....   | 26 |
| Гайоты (гйоты) .....                                    | 26 |
| Геодинамика .....                                       | 27 |
| Геодинамика нелинейная .....                            | 27 |
| Геодинамическая карта .....                             | 27 |
| Геодинамическая обстановка .....                        | 29 |

|  |    |
|--|----|
| Геодинамические процессы .....                         | 29 |
| Геодинамические факторы глубинные .....                | 29 |
| Геодинамический анализ .....                           | 30 |
| Геосинклинали, как они представлялись ранее .....      | 30 |
| Геосинклинали, как они представляются ныне .....       | 31 |
| Геотектоника .....                                     | 32 |
| Геохимия .....   | 33 |
| Геохронологическая шкала .....                         | 33 |
| Глобальная периодичность геологических процессов ..... | 34 |
| Гондвана .....   | 34 |
| Горст .....  | 34 |
| Горячие поля .....                                     | 34 |
| Горячие точки (пятна) .....                            | 34 |
| Грабен .....   | 35 |
| Гранит-зеленокаменные области (пояса) .....            | 35 |
| Границы литосферных плит современных .....             | 35 |
| Граница литосферных плит транспрессивная .....         | 36 |
| Граница литосферных плит транстенсивная .....          | 36 |
| Гранулит-гнейсовые области .....                       | 36 |
| Гъяр .....   | 36 |
| Даунвеллинг .....                                      | 36 |
| Движение плит .....                                    | 37 |
| Дейтероорогенез .....                                  | 37 |
| Деламинация .....                                      | 38 |
| Диастрофизм .....                                      | 38 |
| Дисперсия террейнов .....                              | 38 |
| Домен .....  | 38 |
| Дрейф континентов .....                                | 38 |
| Желоб глубоководный .....                              | 39 |
| Зеленокаменный пояс .....                              | 39 |
| Землетрясения .....                                    | 40 |
| Земля – геодинамическая система .....                  | 41 |
| Земля – модель внутреннего строения .....              | 42 |
| Земля – планета Солнечной системы .....                | 43 |
| Земля – физические свойства оболочек .....             | 44 |
| Земная кора .....                                      | 45 |
| Земная кора континентальная .....                      | 46 |
| Земная кора океаническая .....                         | 47 |
| Зона Беньофа (Вадати – Бенньофа – Заварицкого) .....   | 47 |
| Зона скупивания .....                                  | 48 |

|  |    |
|--|----|
| Зона субдукции .....   | 49 |
| Индикаторы геодинамических обстановок .....  | 49 |
| Изостазия .....  | 50 |
| Импактное кратерообразование .....   | 51 |
| Инверсия геомагнитного поля Земли (см. Магнитное поле Земли – инверсия или обращение полярности) ..... | 51 |
| Киль континентов .....   | 51 |
| Кинематика плит .....  | 51 |
| Клип .....   | 52 |
| Коллапс коллизионных орогенов .....  | 52 |
| Коллизия .....   | 53 |
| Комплекс инфракрустальный .....  | 54 |
| Комплекс литогеодинамический .....   | 54 |
| Комплекс параллельных даек .....   | 55 |
| Комплекс структурно-вещественный .....   | 55 |
| Комплекс супракрустальный .....  | 55 |
| Конвекция .....  | 55 |
| Конвекция в мантии Земли .....   | 56 |
| Конвекция и обмен вещества между верхней и нижней мантией .....  | 56 |
| Консолидация .....   | 57 |
| Континентальные окраины активные .....   | 57 |
| Континентальные окраины пассивные .....  | 58 |
| Континентальное подножие .....   | 59 |
| Континентальный склон .....  | 59 |
| Континенты .....   | 60 |
| Контурные течения, контуриты .....   | 61 |
| Концепция коллажа террейнов (террейнология) .....  | 61 |
| Концепция плюм-тектоники (см. Тектоника плюмов) .....  | 61 |
| Концепция пульсации и расширения Земли .....   | 61 |
| Концепция ротационная .....  | 62 |
| Концепция тектоники литосферных плит .....   | 62 |
| Кратон .....   | 62 |
| Курильщички черные и белые .....   | 63 |
| Лавразия .....   | 63 |
| Леман (граница, раздел) .....  | 64 |
| Линеамент .....  | 64 |
| Листрический разлом .....  | 64 |
| Литогеодинамический комплекс (см. Комплекс литогеодинамический) .....                                  | 64 |

|   |    |
|---|----|
| Литосфера .....   | 65 |
| Магнитное поле Земли .....  | 65 |
| Магнитное поле Земли – главные параметры .....                                  | 66 |
| Магнитное поле Земли – инверсия или обращение<br>полярности .....               | 67 |
| Магнитосфера Земли .....  | 67 |
| Мантия Земли .....  | 68 |
| Мантия Земли верхняя .....  | 69 |
| Мантия Земли истощенная (деплетированная) .....                                 | 70 |
| Мантия Земли нижняя .....   | 70 |
| Мантия Земли примитивная .....  | 71 |
| Массив срединный .....  | 71 |
| Меланж тектонический .....  | 71 |
| Месторождение .....   | 72 |
| Металлогенические факторы .....   | 72 |
| Металлогенический анализ с позиций мобилизма .....                              | 73 |
| Металлогенический пояс планетарный (глобальный) .....                           | 73 |
| Металлогения .....  | 75 |
| Металлогения абиссальных впадин океанов .....                                   | 75 |
| Металлогения авлакогенов .....  | 76 |
| Металлогения (минерагения) глобальная .....                                     | 76 |
| Металлогения горячих точек и полей (тектоно-магматической<br>активизации) ..... | 77 |
| Металлогения коллизионных поясов .....  | 78 |
| Металлогения новая глобальная .....   | 79 |
| Металлогения окраин континентов активных .....                                  | 80 |
| Металлогения окраин континентов пассивных .....                                 | 81 |
| Металлогения окраинных и задуговых морей .....                                  | 82 |
| Металлогения осадочных бассейнов .....  | 82 |
| Металлогения островных дуг .....  | 83 |
| Металлогения платформ .....   | 84 |
| Металлогения рифтов континентальных .....                                       | 84 |
| Металлогения рифтов межконтинентальных<br>(Красноморский тип) .....             | 85 |
| Металлогения рифтов океанических .....  | 86 |
| Металлогения срединно-океанических хребтов (СОХ) .....                          | 86 |
| Металлогения фундамента древних платформ .....                                  | 87 |
| Металлогения чехлов платформ .....  | 88 |
| Металлогения доаккреционная .....   | 90 |
| Металлогения постаккреционная .....   | 90 |

|  |     |
|--|-----|
| Метеориты .....  | 90  |
| Микроконтинет .....  | 91  |
| Микститы .....   | 91  |
| Минерагения .....  | 91  |
| Минерагенические области глобальные (планетарные) .....                                  | 92  |
| Минерагенические (металлогенические) подразделения .....                                 | 93  |
| Мобилизм .....   | 94  |
| Моласса .....  | 94  |
| Морфоструктура Земли .....   | 94  |
| Морфоструктуры центрального типа (кольцевые структуры) .....                             | 95  |
| Неотектоника .....   | 95  |
| Новейшая тектоника .....   | 96  |
| Несогласие тектоническое .....   | 96  |
| Нуклеар .....  | 97  |
| Обдукция .....   | 97  |
| Область горно-складчатая .....   | 98  |
| Область сводово-глыбовая .....   | 99  |
| Океаны .....   | 99  |
| Океанская литосфера .....  | 100 |
| Окно тектоническое .....   | 100 |
| Олисторомы .....   | 100 |
| Ороген (орогенный пояс, складчатый пояс) .....   | 101 |
| Орогения .....   | 102 |
| Ороклин (ороклиналь) .....   | 102 |
| Островная дуга .....   | 102 |
| Офиолиты (офиолитовая ассоциация).....   | 103 |
| Палеогеодинамика, или историческая геодинамика .....                                     | 103 |
| Палеомагнетизм .....   | 104 |
| Палеомагнитный метод .....   | 105 |
| Палеомагнитология .....  | 105 |
| Палеогеографические реконструкции .....  | 105 |
| Палинспастические (палеогеодинамические) реконструкции .....                             | 106 |
| Пангея (суперконтинент) .....  | 106 |
| Пангеи (суперконтиненты) в истории Земли .....   | 107 |
| Панталасса .....   | 107 |
| Парадигма .....  | 107 |
| Пассивные зоны перехода континент-океан (см.<br>Континентальные окраины пассивные) ..... | 108 |
| Пиролит .....  | 108 |
| Планетарная трещиноватость .....   | 108 |

|  |     |
|--|-----|
| Плато океанское .....  | 109 |
| Платформа .....  | 109 |
| Платформа древняя (кратон) .....                                     | 109 |
| Платформа молодая .....  | 111 |
| Плита литосферная .....  | 111 |
| Плюмы мантийные (см. Тектоника плюмов, горячих полей) .....          | 112 |
| Поверхность Вихерта – Гуттенберга .....                              | 112 |
| Поверхность Конрада (К) .....  | 113 |
| Поверхность Мохоровичича (Мохо или М) .....                          | 113 |
| Покров гравитационный .....  | 114 |
| Покров тектонический (шарьяж) .....                                  | 114 |
| Покровные (шарьяжные) системы .....                                  | 114 |
| Ползучесть .....   | 115 |
| Полосовые магнитные аномалии .....                                   | 115 |
| Полюс вращения литосферных плит .....                                | 116 |
| Пояс парный метаморфический .....                                    | 117 |
| Прогиб межгорный .....   | 117 |
| Прогиб передовой (краевой) .....                                     | 117 |
| Проградация .....  | 118 |
| Протоорогены .....   | 118 |
| Протоплатформы .....   | 119 |
| Пулл-апарт структуры .....   | 120 |
| Разлом .....   | 120 |
| Разлом глубинный .....   | 120 |
| Разлом трансформный .....  | 121 |
| Реювенация .....   | 122 |
| Рифт .....   | 122 |
| Рифтогенез .....   | 122 |
| Рифтогенез рассеянный .....  | 123 |
| Рифты континентальные .....  | 123 |
| Рифты континентальные – этапы формирования .....                     | 125 |
| Рифты океанические .....   | 125 |
| Рифты периокеанические (межконтинентальные) .....                    | 126 |
| Рифты – современная глобальная система .....                         | 127 |
| Сейсмическая томография .....  | 128 |
| «Серые гнейсы» (тоналит-трондъемит-гранодиоритовая ассоциация) ..... | 128 |
| Серия магматических формаций .....                                   | 129 |
| Синергетика геологических систем .....                               | 129 |
| Синеклиза .....  | 129 |

|  |     |
|--|-----|
| Синклинорий .....  | 129 |
| Система магматических формаций .....                                       | 129 |
| Складчатая область .....   | 130 |
| Складчатая система .....   | 130 |
| Складчатый пояс .....  | 130 |
| Складчатый пояс – внутреннее строение.....                                 | 131 |
| Скучивание .....   | 132 |
| Слэб .....   | 132 |
| Спрединг .....   | 132 |
| Срединно-океанический хребет (СОХ) .....                                   | 133 |
| Структура тектоническая .....  | 134 |
| Структурно-формационная зона .....   | 134 |
| Структурный этаж .....   | 134 |
| Структурный ярус .....   | 135 |
| Субдукционная аккреция .....   | 135 |
| Субдукционная эрозия .....   | 136 |
| Субдукция (процесс) .....  | 137 |
| Субдукция (типы) .....   | 137 |
| Субдукция континентальная .....  | 138 |
| Сутура (тектонический шов).....  | 139 |
| Сфеночазм (сфенохазм) .....  | 139 |
| Тафрогенез .....   | 139 |
| Тектоника литосферных плит (новая глобальная тектоника)..                  | 139 |
| Тектоника плюмов (горячих полей) .....                                     | 140 |
| Тектоническая расслоенность литосферы .....                                | 142 |
| Тектонический покров .....   | 142 |
| Тектоно-магматическая активизация (см. Активизация<br>тектоническая) ..... | 142 |
| Тектоносфера .....   | 142 |
| Тектонофизика .....  | 142 |
| Тепловая энергия Земли .....   | 143 |
| Террейн .....  | 143 |
| Террейновый анализ .....   | 143 |
| Террейны – перекрывающие образования .....                                 | 144 |
| Террейны – сшивающие образования .....                                     | 144 |
| Террейн тектоно-стратиграфический .....                                    | 145 |
| Транспрессия и транстенсия .....   | 145 |
| Тройное сочленение .....   | 145 |
| Фиксизм .....  | 145 |
| Флиш .....   | 146 |

|  |     |
|--|-----|
| Флюид .....  | 146 |
| Формация геологическая .....   | 147 |
| Формация (ассоциация) магматическая .....                                  | 147 |
| Формация рудная .....  | 148 |
| Хинтерланд .....   | 148 |
| Цикл Бертрана .....  | 148 |
| Цикл Вилсона (Уилсона) .....   | 149 |
| Цикл Штилле .....  | 150 |
| Цикличность развития Земли (с позиций геосинклинальной<br>концепции) ..... | 150 |
| Цикличность развития Земли (с позиций мобилизма) .....                     | 150 |
| Шарьяж .....   | 152 |
| Шельф .....  | 152 |
| Щит .....  | 153 |
| Эволюция магматизма в истории Земли .....                                  | 153 |
| Эдукция .....  | 153 |
| Экзогенные геологические процессы .....                                    | 153 |
| Эксгумация .....   | 154 |
| Эпейрогенез .....  | 154 |
| Ядро Земли .....   | 154 |
| Ядро Земли внешнее .....   | 154 |
| Ядро Земли внутреннее .....  | 155 |

## ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ ГЕОТЕКТОНИКИ И ГЛОБАЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

---

**Абиссальные области океана** – обширные территории больших глубин в Мировом океане; подразделяются по глубинам на области: от 2 до 4–5 км – *гемипелагическая*, от 4–5 до 6 км – *абиссальная*, свыше 6 км – *ультраабиссальная*. Формы рельефа: абиссальные котловины – крупные отрицательные формы океанского дна, абиссальные равнины (в том числе: плоские, волнистые равнины и равнины с многочисленными абиссальными холмами и горами); глубоководные океанические желоба, океанические валы, сопровождающие глубоководные океанические желоба со стороны океана, внутриокеанические расщелины и линейные хребты (гребни), связанные с трансформными разломами. Среди подводных горных сооружений характерны вулканические, вулкано-тектонические поднятия, асейсмические хребты, отдельные подводные горы и гайоты, которые могут образовывать цепи и ареальные поля. Антиподом абиссальных котловин и равнин в центральных частях океанов служат срединные океанические хребты, возвышаются над абиссальными равнинами на 2–3 км (см. Срединно-океанический хребет) (по: Борукаев, 1999; Уфимцев. Планета Земля, 2004).

**Авлакоген** – линейный грабен-прогиб в пределах платформ, протягивающийся на многие сотни километров при ширине в десятки, а иногда более сотни километров, ограниченный разломами (сбросами листрического типа) и выполненный мощными толщами осадков (встречаются соленосные и паралические угленосные отложения), а нередко и вулканитами (особенно характерны базальты повышенной щелочности и родственные им породы). Глубина залегания фундамента может достигать 10–12 км, а консолидированная кора и литосфера в целом часто утонены, что сопровождается подъемом разуплотненной мантии. Представляет собой древний рифт, прекративший своё развитие на определенном этапе, предшествующем формированию осадочного чехла платформы. С позиций тектоники литосферных плит авлакоген рассматривается, как одна из ветвей тройного сочлене-

ния рифтов, которая отмирает и уходит в сторону вместе с континентом, тогда как раскол, раздвижение и раскрытие океана идут по двум другим ветвям. Авлакогены могут образоваться и как одиночные рифты на континентальных окраинах вследствие случайного положения горячей точки на континентальной окраине или вблизи нее (по: Борукаев, 1999; Структурная..., 1990; Хаин, Ломизе, 2005).

**Автохтон** – комплекс пород, который не перемещался с места своего первоначального залегания. Участок земной коры, залегающий под надвинутым на него тектоническим покровом (аллохтоном) и не испытавший при этом значительных горизонтальных перемещений (своими корнями связан с породами основания); может быть смят в складки и разбит разрывами независимо от покрова или совместно с ним (по: Геологический..., 1973; Международный..., 1991; Толковый..., 1977).

**Адакиты** – магматическая серия андезитово-дацитового (диорит-гранодиоритового) ряда высокомагнезиальных пород, обедненных тяжелыми редкоземельными элементами, с высоким отношением Sr/Y, с характерной изотопией Sr-Nd-Pb. Адакиты – индикатор особых тектонических условий субдукции с участием очень молодой океанической литосферы или спредингового хребта, когда погружающийся слэб разогревается до температур (800–1000 °C) ещё на сравнительно малых глубинах (70–80 км). Название породы дано по острову Адак в Алеутской островной дуге (Хаин, Ломизе, 2005)

**Аккреционный клин (призма)** – один из элементов зоны субдукции, формирующийся в самой нижней части преддугового континентального или островодужного склона на глубинах 5 км и более в результате соскребаания осадков с пододвигающейся океанической плиты. Снизу клин ограничен главным сколом (главной тектонической зоной), верхняя граница устанавливается по наличию недеформированных осадков преддугового прогиба и по исчезновению очагов землетрясений, группирующихся в основном в пределах самого клина и частично в подстилающей океанической плите. В основании склона под «бульдозерным» воздействием висячего крыла осадки желоба сминаются в сжатые

опрокинутые складки вплоть до появления разрывов, формирования изоклинально-чешуйчатой структуры и тектонических меланжей. Включение пород в преддуговой склон идет в результате подслаивания снизу: тектонические пластины в нижней части аккреционного клина сформировались раньше расположенных на более высоком уровне. Происходит последовательное пододвигание всё новых клиньев осадочного материала (пелагических осадков чехла океанической коры и частично базальтов океанического дна, перемежающихся с турбидитовыми отложениями глубоководного желоба); в верхних частях наклон слоев и надвиговых поверхностей становится круче, появляются всё более древние элементы аккреционной призмы. Ширина аккреционной призмы обычно составляет несколько десятков километров, но иногда достигает первых сотен километров (по: Добрецов и др., 2001; Борукаев, 1999; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Хаин, Ломизе, 2005).

**Аккреция вертикальная** – прогрессивное наращивание консолидированной коры и (или) изменение ее внутренних свойств в сторону кратонизации (сиализации, гранитизации) под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих взаимодействие различных оболочек Земли; осуществляется путем перехода пород из одной оболочки литосферы в другую в результате их структурно-вещественных (физико-химических) преобразований и изменения петрофизических свойств; приводит к смещению границ консолидированной коры в вертикальном разрезе (Леонов, 2004).

**Аккреция субдукционная** – присоединение к палеоокраине континента первоначально не принадлежащих к нему тектонических блоков (*террейнов*), а также увеличение площади континента за счет ювенильного материала, извлеченного в зоне субдукции из погружающегося слэба. Геологические образования, сформированные до аккреции, определяются как доаккреционные, а сформированные после аккреции — как постаккреционные. Аккреция террейнов может происходить благодаря субдукции, например, при столкновении островной дуги с активной или пассивной континентальной окраиной, либо обдукции океанической коры на окраину континента, либо благодаря крупномас-

штабным сдвиговым перемещениям параллельно окраине континента. В окраинно-континентальных поясах происходит наращивание (*аккреция*) края континента примыкающими к нему разнородными террейнами и образуются краевые вулканоплутонические пояса (по: Борукаев, 1999; Ханчук и др., 2006).

**Активизация тектоническая (тектономагматическая)** – процесс резкого усиления (или возбуждения) тектонических движений в ранее стабилизированных участках земной коры. Может выражаться в тектонической деформации ранее консолидированных структур (развитие разрывных нарушений, прогибов, впадин), в широком и многократном проявлении седиментогенеза, и активном проявлении магматизма и метаморфизма. Активизацию подразделяют на *собственно тектоническую*, понимая под этим только перестройку структурного плана платформенных и ранее консолидированных складчатых областей, и *тектономагматическую* – перестройку с возобновлением магматических и метаморфических процессов. Выделяют две стадии активизации тектонической: в первую возникают крупные *наложенные прогибы*, выполненные слабодислоцированными континентальными вулканогенно-обломочными образованиями, во вторую – вдоль крупных разломов формируются цепи небольших *наложенных впадин*, выполненных грубообломочными континентальными отложениями, сопровождающиеся значительными излияниями лав и формированием интрузий щелочных пород преимущественно основного состава. В настоящее время причиной активизации многие исследователи считают воздействие глубинных плюмов. Формирующиеся в результате рассматриваемого процесса структуры крупного масштаба называют областями тектонической (тектоно-магматической) активизации, областями дейтероорогенеза (повторного орогенеза), рекуррентно-орогеническими (возвратно-орогеническими) (по: Грачев, 2005; Термины..., 2004).

**Активные зоны перехода континент – океан** – пограничные области между континентом и океаном, где происходят процессы их конвергенции и активного взаимодействия, приводящие к образованию сложного комплекса структур. Обязательными структурными элементами на поверхности являются парные зоны

вулканических поднятий и глубоководных желобов, а на глубине – наличие активной наклонной сейсмофокальной зоны, с которой связаны интенсивная сейсмичность, магматизм, складчато-надвиговые деформации и метаморфизм. Земная кора варьирует по составу от субконтинентальной до континентальной (по: Борукаев, 1999; Меланхолина, 2004).

**Аллохтон** – крупное геологическое тело, сложенное тектоническими блоками пород, заключенными в тектонический меланж и часто в хаотические смеси обрушенных пород, формирующееся в водной среде (*олистостромы*), перемещенное от места своего первоначального залегания. Аллохтоны широко распространены в орогенических поясах, где тектоническое сжатие привело к образованию надвигов, смещавших породы на большие расстояния от их корневых зон, и к гравитационному оползанию с возвышенных участков (по: Структурная..., 1991, Толковый..., 2000).

**Амальгамация (аккумуляция)** – тектоническое объединение двух или более террейнов в единую более крупную тектоническую единицу – *аккреционную систему* до времени их причленения к кратону. В результате амальгамации возникает супертеррейн или составной террейн. Супертеррейн включает террейны различной природы, в то время как составные террейны образованы относительно однородными террейнами, например двумя или более островодужными террейнами (Ханчук и др., 2006).

**Антеклиза** – обширная сводообразная платформенная структура площадью в десятки или сотни тысяч квадратных километров; в плане может иметь неправильную, вытянутую или изометричную форму. Часто возникает над погребенными поднятиями фундамента, который иногда обнажается в центральной части. Отложения платформенного чехла характеризуются малыми мощностями, относительно сокращенным разрезом, наличием перерывов, сложены мелководными и континентальными отложениями, изобилуют несогласиями, погружаются во всех направлениях от центра антеклизы под очень небольшим (доли градуса) углом. На молодых платформах антеклизы и синеклизы обычно не выделяются. В силу общей унаследованности структур чехла

от структур складчатого фундамента и повышенной тектонической активности, для молодых платформ характерна большая, чем на древних платформах дробность тектонических форм; основой тектонического районирования становятся *мегавалы* и *мегапрогибы* (по: Международный..., 1991; Хаин, Ломизе, 2005).

**Антиклинорий** – крупная, протяженностью десятки или сотни километров линейная или брахиформная (брахиантиклинорий) сложная складчатая структура с небольшим подъемом зеркала складчатости в средней (осевой) части, протяженностью в десятки или сотни километров, состоящая из нескольких второстепенных складок. Совокупность нескольких антиклинориев в виде ещё более крупной структуры в русском языке именуется *мегаантиклинорий*. В отличие от синклинориев антиклинориям свойственно преимущественное распространение грубообломочных толщ и сокращенные разрезы с частыми перерывами и несогласиями (по: Международный..., 1991; Структурна геология..., 1991).

**Антиформа** – сложная складка, обращённая выпуклостью вверх, которая замыкается кверху и для которой не известна возрастная стратиграфическая последовательность слагающих ее слоев. Термин *антиформа* применяется к замыкающимся кверху складчатым поверхностям, когда термин антиклиналь, соблюдая его стратиграфическое содержание, не может быть использован (по: Геовикпедия, Интернет, <http://wiki.web.ru>; Международный..., 1991).

**Асейсмические области** – области, в которых на протяжении исторического времени (последние 3–5 тыс. лет) не было ощутимых землетрясений или последние случались весьма редко и не производили серьезных разрушений (Демьянович и др., 2008).

**Астеносфера** – нижняя часть верхней мантии: слой пониженной вязкости в верхней мантии Земли, подстилающий более холодную и твердую литосферу. Фиксируется сейсмическими методами по понижению скоростей сейсмических волн примерно на 4 % ( $v_s = 8,5$  км/с,  $v_p = 11$  км/с), вызванному частичным плав-

лением граней кристаллов (доля расплава – 1–2 %), низким сопротивлением и, соответственно, высокой электропроводностью. Глубина залегания поверхности астеносферы значительно варьирует: наименьшая под континентальными рифтами и срединно-океаническими хребтами (10–20 км), под континентами составляет 100–200 км, а под их древними ядрами наибольшая и может достигать до 400 км. Астеносфера способна к медленному течению из областей высокого давления в области пониженного давления, выравнивая его и обуславливая, таким образом, изостатическую уравновешенность земной коры. В астеносфере происходит наиболее интенсивная мантийная конвекция: движение вещества астеносферы увлекает за собой литосферные плиты и вызывает их горизонтальное перемещение (по: Добрецов и др., 2001; Хайн, Ломизе, 2005; Геовикипедия, Интернет <http://wiki.web.ru>).

**Астрооблема** («звездная рана») – кольцевая (круговая) структура на поверхности Земли, образование которой связано с кратковременным воздействием мощных ударных волн, связанных с падением относительно крупных метеоритов. В настоящее время на Земле достоверно установлено свыше 100 такого типа структур. Кольцевые структуры ударного происхождения чрезвычайно характерны для безатмосферных, утративших активное эндогенное развитие, небесных тел – Луны, Меркурия, Марса, спутников других планет и астероидов. Несомненно, что в большом количестве они существовали и на Земле и, особенно в ранние периоды ее развития. В результате последующей активной эндогенной и экзогенной деятельности Земли, возникающие подобного типа структуры быстро разрушались. Относительно молодые, не подвергшиеся полному разрушению они представлены округлыми кратерами, сохраняющими «истинное» днище, часто с центральной горкой в центре и краевым валом (Аризонский в США, Нордлингер-Рис в ФРГ, Стин-Ривер в Канаде и др.). В связи с высокими давлениями (до 100 ГПа) и температурой (до 2000 °С), возникающими в момент столкновения с метеоритом, происходит дробление пород с образованием не перемещенных (*аутигенные*) и перемещенных (*аллогенные*) брекчий и специфических в той или иной мере расплавленных пород (*импактититы, зювиты, тагамиты*). Наряду с наличием подобного типа пород, надеж-

ным доказательством принадлежности кольцевых структур к астроблемам служит обнаружение реликтов метеоритного вещества, обогащенного иридием, металлами платиновой группы и никелем, а также высокобарических минералов, таких как коэзит, стишовит, стиповерит, рингвудит, жадеит. Некоторые астроблемы вмещают рудопроявления и месторождения железа, урана, меди, никеля с платиноидами, алмаза-лонсдейлита, графита, метана, водорода и других полезных ископаемых. Их подразделяют на прогенетические, т. е. существовавшие до импактного события, сингенетические, возникшие непосредственно в процессе кратерообразования и эпигенетические, образовавшиеся в последующие эпохи (по: Масайтис, 2004; Общая геология, 2006; Хаин, Ломизе, 2005).

**Бассейн. 1.** Общий термин, используемый для обозначения погруженного, заполненного осадками района. Бассейны могут иметь округлую, эллиптическую или вытянутую в одном направлении форму. Образуют центроклинали, характерные для кратонов либо ограниченные разломами межгорные депрессии, характерные для складчатых поясов. В англоязычной литературе различают следующие типы подобных структур: 1) осадочные (седиментационные) бассейны, образование которых предшествовало процессу седиментации или происходило одновременно с ним; 2) структурные бассейны, приобретшие свою форму после отложения слоев, их заполняющих, 3) морфологические бассейны, форма которых определяется характером рельефа. Бассейны могут быть внутриконтинентальные, расположенные на коре континентального типа в пределах платформы или складчатопокровного пояса и задуговые – краевых окраинных морей позади систем островных дуг (Толковый..., 1979; Международный..., 1991; Борукаев, 1999). **2.** Мощные толщи (тела) стратифицированных осадочных пород, представляющие собой седиментационное выполнение депрессионных палеоструктур, сформированных в обстановках, отвечающих вполне определенным стадиям геодинамического развития соответствующих блоков литосферы. По геодинамическим особенностям формирования выделяются следующие типы бассейнов: 1) рифтогенный и пострифтогенный (впадины внутриконтинентальных рифтов и авлакогены, надриф-

товые впадины, сдвиговые бассейны); 2) спрединговый и постспрединговый (бассейны межконтинентальных рифтов, океанических рифтов, пассивных континентальных окраин); 3) субдукционный (глубоководные желоба, преддуговые и междугровые трюги, задуговые бассейны); 4) коллизийный (краевые прогибы и внутренние впадины коллизийных поясов, остаточные бассейны и впадины позднеколлизийных рифтов, впадины областей периколлизийной активизации); 5) активизационный внутриплитный (бассейны активизированных частей океанических и континентальных плит); 6) стационарный внутриплитный стабильных частей океанических и континентальных плит (по: Беленецкая и др., 2001).

**Бассейн** – «несостоявшийся океан» – крупный внутриконтинентальный прогиб, сформировавшийся над рифтом океанического типа, прекратившим своё развитие на начальной стадии. Отличается большой мощностью осадков, сформированных как в стадию рифтогенеза, так и в последующую стадию формирования над областью рифтогенеза платформенного чехла в связи с интенсивным погружением земной коры в результате действия изостазии. Весьма перспективен в отношении формирований месторождений нефти и газа (по: Зоненшайн, Кузьмин, 1993).

**Бассейн задуговой** – малые океанические бассейны, расположенные с внутренней, тыловой, стороны островной дуги и ограниченные с противоположной стороны задуговым хребтом (остаточной дугой) или континентом. В развитии задуговых бассейнов различают три стадии: 1) зарождения, в которой растяжение скрыто толщами осадков; 2) начальную – с активным базальтовым магматизмом; 3) зрелую – с четкими линейными магнитными аномалиями в пределах площадей земной коры океанического типа (по: Константиновская, Планета Земля, 2004).

**Бассейн нефтегазоносный. 1.** Область устойчивого и длительного погружения земной коры, в процессе которого формируется мощный комплекс осадочных пород, состав, строение, прогрессивный литогенез и условия залегания которого обуславливают образование, накопление и сохранность в них промышленных скоплений нефти и газа. Эволюция бассейна и превраще-

ние его в нефтегазоносный – длительный непрерывно-прерывистый процесс, определяемый тектонической и геодинамической обстановкой его формирования и дальнейшего развития; как правило, формируется в зонах сочленения различных типов земной коры: стык континент-океан, подвижный пояс (ороген) – платформа, внутриконтинентальный ороген – платформа. История развития нефтегазоносного бассейна состоит из трех главных этапов: 1) заложения, или инициального; 2) главного, или нефтегазогенерационного; 3) разрушения, или денудационного (Баженова и др., 2004).

2. Площадь непрерывного или островного распространения нефтяных, газовых или газоконденсатных месторождений, значительная по размерам или запасам полезного ископаемого. Формирование различных типов нефтегазоносных бассейнов в первую очередь зависит от характера проявлений тех или иных геодинамических обстановок в регионе. Внутри континентов они формируются благодаря процессам внутриплитным, а на их окраинах – межплитным. В формировании нефтегазоносных бассейнов можно выделить три главных периода: 1) *ранний период* – преобладает расхождение, погружение краев плит (осадко- и нефтегазонакопление в рифтах, надрифтовых депрессиях, на пассивных континентальных окраинах, образование соленосных покровов, региональных нефтегазоносных комплексов платформенного и миогеосинклинального генезиса); 2) *средний период* – схождение, столкновение плит, что приводит к трансформации ранее образованных структур: к формированию горно-складчатых обрамлений, массовых очагов генерации и зон аккумуляции, зон надвигов (на краях бассейнов), инверсионных валов, поднятий (во внутренних частях бассейнов); 3) *заключительный период* – вновь преобладание вертикальных тектонических движений за счет изостазии сгруженной литосферы. Всё это приводит к миграции флюидов, перераспределению залежей углеводородов. Выполнение бассейнов представлено не только автохтонными, но и аллохтонными образованиями нередко большой (до 10 км) мощности, состоящими как из осадочных, так и из магматических и метаморфических пород (Шеин, 2006).

**Бассейн преддуговой** – осадочный бассейн, расположенный между глубоководным желобом и магматическим поясом островной дуги.

**Вал краевой океанический** – вытянутая на несколько тысяч километров при ширине 300–500 км положительная сводообразная структура, приуроченная к краю океанической плиты. Пологий антиклинальный изгиб океанской литосферы между глубоководным желобом и абиссальной равниной океана, вытянутый параллельно желобу и возвышающийся над ложем океана на 200–1000 м, который не уравновешен изостатически и поддерживается горизонтальным сжатием (по: Борукаев, 1999; Краткий терминологический..., 1991).

**Вал соляной** – валообразная по очертаниям платформенная структура, образованная благодаря пластичным перемещениям каменных солей (Термины..., Планета Земля, 2004).

**Вертикальная аккреция земной коры** – прогрессивное наращивание консолидированной коры и (или) изменение ее внутренних свойств в сторону кратонизации (сиализации, гранитизации) под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих взаимодействие различных оболочек Земли; осуществляется путем перехода пород из одной оболочки литосферы в другую в результате их структурно-вещественных (физико-химических) преобразований и изменения петрофизических свойств; приводит к смещению границ консолидированной коры в вертикальном разрезе (Леонов, 2004)

**Виргация** – сноповидное расхождение складчатого пояса у концов хребта, увеличение по простиранию расстояния между складками и появление дополнительных складок, веерообразное расхождение складок, их цепей, хребтов в складчатом поясе (по: Борукаев, 1999; Международный..., 1991).

**Возраст складчатости** – время заключительных деформаций на конвергентных границах литосферных плит, связанных с субдукцией, но, главным образом, с коллизией – завершением *циклов Вилсона, Бертрана и Штилле* (по: Аплонов, 2001; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Хаин, Ломизе, 2001).

**Волна сейсмическая** — колебательные движения частиц горных пород, распространяющиеся от очага землетрясения, взрыва в толщах горных пород. Сейсмические волны, как упругие, представляют собой процесс передачи на расстояние деформаций, возникающих в упругих средах. Выделяют два главных типа сейсмических волн: объёмные и поверхностные. Объёмные волны бывают продольными и поперечными, существуют и поверхностные волны (волны Лява и Рэлея). С помощью сейсмических волн установлено строение Земли. Зная местоположение *гипоцентров* землетрясений (т. е. глубину, на которой они происходят) и *эпицентров* (проекций гипоцентров на поверхности Земли) и, измеряя время пробега фронтов волн до различных границ раздела в Земле и обратно до точек на ее поверхности, удается определить глубину основных границ раздела в недрах Земли. Кроме того, сейсмологические данные позволяют сделать выводы о физических свойствах основных оболочек твердой Земли по скоростям, с которыми сквозь эти оболочки распространяются сейсмические волны (по: Геовикипедия, Интернет <http://wiki.web.ru>; Словарь терминов..., 2008).

**Волны сейсмические поперечные (S-волны)** – сейсмические упругие волны, передающие на расстояние деформации, возникающие в упругих средах от очага землетрясения, вызывают колебания частиц среды в направлении, перпендикулярном направлению луча волны, и изменение формы элемента среды без изменения его объема. Они распространяются только в твердых средах. Скорость определяется по формуле:

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}},$$

где  $\mu$  – модуль сдвига или модуль упругости второго рода, определяющий величину напряжения, необходимого, чтобы изменить форму тела, состоящего из данного материала при сохранении объема (напряжения, необходимого для деформации тела);  $\rho$  – плотность породы, г/см<sup>3</sup>. Поперечные волны не могут распространяться в жидкости, в связи с тем, что она не может сопротивляться изменению формы. Непрохождение поперечных волн че-

рез внешнюю часть ядра служит доказательством нахождения слагающего его материала в жидком состоянии (по: Аглонов, 2001; Геовикипедия, Интернет <http://wiki.web.ru>, Словарь терминов..., 2008).

**Волны сейсмические продольные (Р-волны)** — «первичные», т. е. наиболее быстрые волны, распространяющиеся от источника сейсмических колебаний через горные породы и представляющие собой последовательное сжатие и разрежение материала – объёмная сейсмическая волна, колебания в которой осуществляются по направлению ее распространения. Скорость определяется по формуле:

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}},$$

где  $K$  – объёмный модуль упругости или модуль всестороннего сжатия – величина, определяющая изменение плотности под действием давления (определяет величину напряжения, необходимого, чтобы сжать материал до меньшего размера);  $\mu$  – напряжение, необходимое для деформации тела (см. волна поперечная);  $\rho$  – плотность породы (по: Аглонов, 2001; Геовикипедия, Интернет <http://wiki.web.ru>, Словарь терминов..., 2008).

**Впадина** – опущенный (прогнутый) участок земной коры, обычно изометричный и заполненный осадочными или другими отложениями. Подразделяются на впадины межгорные (межгорный прогиб) – возникающие при орогенезе в пределах консолидированной складчатой области и впадины присдвиговые, образующиеся в зоне разлома при транспрессии (по: Борукаев, 1999).

**Гайоты (гийоты)** – плосковершинные возвышенности на океанском дне, которые представляют собой возвышающиеся над окружающим дном на 2–3 км потухшие вулканы; их вершины были срезаны абразией, затем перекрыты мелководными осадками и погрузились ниже уровня океана до 2 км вследствие охлаждения подстилающей коры (Борукаев, 1999).

**Геодинамика. 1.** Наука о глубинных силах и процессах, возникающих в результате эволюции Земли как планеты и обуславливающих движение масс вещества и энергии внутри Земли и в ее верхних твердых оболочках, изучающая их с применением методов геологии, геофизики и физики сплошных сред, а также с помощью математического и физического моделирования. Если тектоника изучает строение, развитие и движение масс земных геосфер, то геодинамика призвана изучать силы и напряжения, определяющие условия и механизмы тектонических и иных геологических процессов в геосферах. Термин используется в широком значении, включая *геодинамику общую* (внутреннюю глубинную, тектонику горячих полей) и *геодинамику частичную* (внешнюю, тектонику литосферных плит). В основе геодинамических процессов лежат теплофизические процессы, проходящие в гравитационном поле (прежде всего тепломассоперенос) различных масштабов: от соизмеримых с радиусом Земли до масштабов растущих кристаллов. Важнейшая цель геодинамики – на основе известных геолого-геофизических фактов, используя фундаментальные законы физики и современный математический аппарат, построить непротиворечивую модель эволюции планеты Земля (по: Аглонов, 2001; Добрецов и др., 2001; Зоненшайн, Савостин, 1979, Борукаев, 1999). **2.** Область науки, изучающая силовые поля напряжений в геосферах, а также следствия их воздействия на геологическую среду. Если тектоника изучает строение, развитие и движение масс земных геосфер, то геодинамика призвана изучать силы и напряжения, определяющие условия и механизмы тектонических и иных геологических процессов в геосферах (Пушаровский, 2006).

**Геодинамика нелинейная** – ветвь геодинамики – исследует радикальные отклонения от последовательности (линейности) в развитии геодинамических систем, вызывающие разного рода неупорядоченности, нерегулярности и бифуркации в геологических процессах. Всё это может быть связано как с энергетическими импульсами глубин, так и воздействием на геосферы внеземных факторов (Пушаровский, 2006).

**Геодинамическая карта** – вариант тектонической карты, основанный на принципах тектоники литосферных плит и текто-

ники плюмов. Первостепенное значение придается картированию структурно-вещественных комплексов, возникших в разных геодинамических обстановках. В отношении океанов общепринятым является расчленение их ложа по возрасту кровли базальтового (второго) слоя океанической коры с использованием магнитных аномалий и данных глубоководного бурения. Выделяются все типы морфологических форм и структур, характерные для океанического дна (см. Океаны). Особенно важным является обнаружение и фиксация современных и отмерших осей спрединга, выделение внутриплитных поднятий, в том числе океанических плато, вулканических холмов и гор, возраст которых должен быть показан в соответствии со временем прекращения вулканической деятельности. В пределах континентов важнейшей задачей является выделение палеограниц между существовавшими ранее отдельными литосферными плитами; отражение внутренних и окраинно-континентальных зон, в том числе пассивных и активных континентальных окраин с присущими им структурными формами. Расчленение оказавшихся внутри континентов складчатых поясов на сегменты и звенья по возрасту главных фаз деформаций. Следующим шагом служит выделение тектонических доменов и отдельных более или менее крупных тектонических блоков и чешуй, характеризующихся определенными ассоциациями литогеодинамических комплексов (в том числе, литокомплексов-индикаторов геодинамических обстановок) и на этой основе выделение характерных для континентов структур (см. Континенты). В подвижных покровно-складчатых областях необходимо проведение террейнового анализа и выделение террейнов различного возраста и геодинамического типа. В платформенных областях – выделение фундамента и чехла, выделение авлакогенов; подразделение фундамента древних платформ на гранит-зеленокаменные и гранулит-гнейсовые области, а в их пределах – выделение структур подчиненного порядка. Подразделение чехлов платформ на структурные ярусы, отражающие периоды существенных перестроек тектонического развития. Специальное внимание уделяется отражению внутриплитных процессов – выделению рифтовых зон, горячих точек и полей, связанных с жизнедеятельностью глубинных плюмов и всех других структур, отражающих проявление внутриплитной тектонической активно-

сти. Геодинамическая карта может сопровождаться мелкомасштабными «врезками» – схемами *палинспастических реконструкций* для отдельных периодов геологического времени (по: Борукаев, 1999; Тектоника литосферных..., 1990; Хаин, Ломизе, 2005).

**Геодинамическая обстановка.** 1. Элемент тектоносферы; зона, обладающая специфическим, отличным от смежных зон глубинным строением, ансамблем тектонических структур, осадочных, магматических и метаморфических комплексов, возникших в строго определенных геодинамических (тектонических) условиях и связанных с ними полезных ископаемых (Борукаев, 1999). 2. Совокупность глубинных и поверхностных геологических процессов (магматических, структурообразующих, геоморфологических, седиментационных и др.) обусловленных существенно латеральными движениями литосферных плит, микроплит и блоков (Геовикпедия, Интернет, <http://wiki.web.ru>).

**Геодинамические процессы.** Геодинамические процессы охватывают широкий круг явлений. По пространственно-временному масштабу они могут быть подразделены на следующие категории: 1) *глобальный уровень* – образование Земли, взаимодействие ядро-мантия, конвекция во внешнем ядре, конвекция и плюмы в мантии (продолжительность – миллиарды и многие сотни миллионов лет); 2) *региональный уровень* (линейные размеры от 100 до 5000 км) – процессы, определяющее движение литосферных плит: конкретные зоны проявления спрединга, субдукции, коллизии, формирования магматических и металлогенических поясов (десятки и сотни миллионов лет); 3) *локальный уровень* (0,1–100 км) – землетрясения, вулканические извержения, формирование отдельных интрузий, даек, рудных тел, опускания, деформации, метаморфизм (день, год, несколько лет, век); 4) *микроуровень* – рост кристаллов, агрегатов минералов, микроструктурные изменения (по: Добрецов и др., 2001).

**Геодинамические факторы глубинные.** К глубинной геодинамике относят процессы, проходящие ниже уровня поверхности Земли. Главными глубинными факторами, требующими исследования, являются следующие: 1) конвективные движения в

нижней мантии, их структура и связь с внешним жидким ядром; 2) мантийные плюмы, поднимающиеся от границы мантии и ядра и их взаимоотношение с конвективными движениями в мантии; 3) конвективные движения в астеносфере и их взаимодействие с нижнемантийными течениями, с мантийными плюмами, с нисходящими течениями в зонах субдукции, с литосферными плитами; 4) латеральная неоднородность и тектоническая расслоенность (стратификация) литосферы (Добрецов и др., 2001).

**Геодинамический анализ** – последовательная система исследований, включающая в себя определение геодинамических обстановок формирования геологических тел и выделения геодинамических комплексов (литоккомплексов); выполнение палеогеодинамических реконструкций; разработку геодинамических моделей формирования структурно-вещественных ассоциаций, отдельных геологических тел, а также моделей формирования и локализации месторождений полезных ископаемых (по: Геовикипедия, Интернет <http://wiki.web.ru>).

**Геосинклинали, как они представлялись ранее. 1.** Зоны высокой подвижности, контрастных изменений геодинамических напряжений, большой мощности (10–25 км) отложений, значительной расчлененности и повышенной проницаемости земной коры, выражающейся в активном магматизме и метаморфизме. Это линейновытянутые, дугообразноизогнутые или мозаично построенные зоны земной коры, зарождение и развитие которых тесно связано с глубинными разломами. В начальной стадии своего развития они характеризуются преобладанием погружений (собственно геосинклинальная стадия) и морскими условиями, а в заключительных – преобладанием поднятий (орогенная стадия) и горообразованием. Это пластичные зоны, физическое состояние которых обуславливает интенсивные складкообразовательные процессы (Геологический ..., 1973. Т. 1). **2.** Сложный, более или менее симметричный вытянутый энсиалический бассейн фиксированного положения, высокой активности, значительной расчлененности, характеризующийся на ранних этапах своего развития преобладанием интенсивных погружений, а на заключительных – интенсивных поднятий, сопровождаемых складчато-надвиговыми деформациями и магматизмом; в определенных зонах и в опреде-

ленные эпохи характеризуется весьма мощной аккумуляцией в основном морских осадков, включающих в некоторых зонах (и в некоторые эпохи) глубоководные и вулканические отложения. Термин устарел и его употребление не желательно (по: Борукаев, 1999).

**Геосинклинали, как они понимаются ныне. 1.** Орогенические пояса – субдукционно-аккреционные и аккреционно-коллизионные комплексы, в которых совмещены в виде складчато-надвиговых ансамблей блоки земной коры различных геодинамических обстановок формирования: кратоны, микроконтиненты, островные дуги, задуговые бассейны и др. Первоначально они формировались в удалении друг от друга в результате различного типа геодинамических процессов, а на заключительном этапе оказались совмещенными в результате значительных латеральных перемещений литосферных плит, завершающихся коллизией континентов. Для орогенических поясов установлена закономерная повторяемость основных элементов (структурно-формационных комплексов) в пространстве и времени. В старой «геосинклинальной» терминологии выделялись стадии развития, которые находили объяснение во вполне закономерной смене знака вертикальных движений земной коры, происходящих на одном и том же «фиксированном» месте. С новых мобилистских позиций стадии развития «геосинклиналей» можно трактовать следующим образом. Начальную стадию следует понимать как стадию раздвижения континентов и открытия океанов. Ранняя стадия характеризуется образованием зон субдукции хотя бы с одной стороны сформировавшегося океана. Средняя стадия (называвшаяся ранее инверсионной) может протекать в несколько этапов: начинается с коллизии островных дуг, микроконтинентов между собой или с большим кратоном, сокращением площади океана и завершается столкновением континентов и полным закрытием океана. Поздняя (постколлизионная) стадия отмечена массовым внедрением позднеколлизионных гранитоидов, в т. ч. генерацией гранитогнейсовых куполов и сопровождается формированием континентальных, часто вулканогенных молассовых прогибов. Завершающая стадия характеризуется отсутствием вулканизма (проявлением только даек или ареалов щелочного и

бимодального базальт-щелочного магматизма, связанного с горячими точками). В это время формируются крупные постколлизийные бассейны озерного или мелководного морского происхождения, наложенные на предыдущие молассы, вулканические прогибы и рифты. Подобная последовательность характерна для относительно молодых поясов, начиная с рубежа 1800–2000 млн лет. Более древние пояса обнаруживают специфичность, которая требует специального обсуждения (по: Добрецов и др., 2001).

**2.** Более или менее непрерывно опускающиеся области, примыкающие к кратону (ортогеосинклинали по Г. Штилле, 1936), развивающиеся вдоль окраин материков. Рано или поздно большинству континентальных окраин предопределено стать зонами коллизии между континентами или фрагментами континентов. Это вызывает интенсивную деформацию всех пород вдоль сталкивающихся окраин, т. е. процесс, известный под названием орогенеза. Таким образом, геосинклинали эволюционируют в орогенетические пояса (Международный..., 1991).

**Геотектоника. 1.** Раздел геологии, предметом изучения которого являются строение Земли и формирующие его тектонические движения (Борукаев, 1999). **2.** Наука о строении, движениях и деформациях литосферы и ее развитии в связи с развитием Земли в целом. Литосфера включает земную кору и самую верхнюю, наиболее упругую часть верхней мантии – литосферную мантию. Под ее строением (структурой) подразумевается определенное неравномерное и, в то же время, закономерное распределение как по латерали, так и по вертикали структурно-вещественных комплексов горных пород. Движения литосферы выражаются в перемещении отдельных ее участков в горизонтальном и вертикальном (поднятия, опускания) направлениях. Главные источники движений и деформаций литосферы лежат в более глубоких недрах Земли, вплоть до ее ядра, но, прежде всего, связаны с процессами, происходящими в астеносферном слое верхней мантии, непосредственно подстилающем литосферу, пластичном и подвижном. Геотектоника состоит из нескольких разделов, могущих рассматриваться и как самостоятельные дисциплины: морфологическая или структурная геология, региональная геотектоника, историческая геотектоника, неотектоника,

атуотектоника, экспериментальная тектоника и тектонофизика. Геотектоника смыкается с геодинамикой, поскольку именно последняя изучает силы, действующие в масштабе всего земного шара. Геотектоника имеет важное прикладное значение в связи с поисками месторождений различных полезных ископаемых, составлением тектонических карт, карт сейсмического районирования и прогноза землетрясений (по: Хаин, Ломизе, 2005)

**Геохимия** — наука о химическом составе Земли и планет (космохимия), законах распределения элементов и изотопов, процессах формирования горных пород, руд, почв и природных вод. Важнейшие задачи геохимии: определение относительной и абсолютной распространённости элементов и изотопов в Земле и на ее поверхности, изучение распределения и перемещения элементов в различных частях Земли (коре, мантии, гидросфере и т. д.), изучение геохимии геологических процессов, анализ распределения элементов и изотопов в космосе и на планетах Солнечной системы (космохимия), изучение веществ, производимых живыми или вымершими организмами (биогеохимия). Геохимия тесно связана с геотектоникой и геодинамикой (предложено выделить новый раздел наук – химическая геодинамика). С появлением парадигмы тектоники литосферных плит и тектоники глубинных плюмов на основе геохимических исследований установлены главные геохимические особенности глубинных и близповерхностных геодинамических процессов, определена геохимическая специфика литокомплексов, характерных для типичных геодинамических обстановок, что в настоящее время является одним из важнейших критериев при проведении палеогеодинамических реконструкций (по: Интернет, Википедия, <http://wiki.web.ru>).

**Геохронологическая шкала** – шкала относительного геологического времени, показывающая последовательность и соподчиненность основных этапов геологической истории Земли. В государственных геологических организациях России в настоящее время принята унифицированная геохронологическая шкала, нашедшая отражение в «Стратиграфическом кодексе» (1992). Но стратиграфическая шкала постоянно уточняется. Современный ее вариант принят на 32-й сессии Международного

геологического конгресса, состоявшимся во Флоренции в 2004 г. (по: Геологический..., 1973; Региональная..., 2004).

**Глобальная периодичность геологических процессов** – имеет несколько порядков, обусловленных многофакторной периодичностью в работе тепловой машины Земли. Разномасштабные геологические процессы могут накладываться друг на друга, что вызывает резонанс и «интерференцию» и возникновение нелинейных эффектов. Подтверждается гипотеза, что основным регулятором периодичности геологических процессов выступают периодические суперплюмы через 30 млн лет, действующие подобно «капельнице». Усиление мантийно-плюмового магматизма приводит к перестройке движения литосферных плит и периодическому усилению спрединга, но последнее происходит лишь через 110–120 млн лет по мере накопления эффекта плюмов (Добрецов и др., 2001).

**Гондвана** – гипотетический суперконтинент, существовавший в палеозое, образовавшийся из параматерика Пангеи и состоявший из континентальных масс южного полушария и Индийского субконтинента (Борукаев, 1999).

**Горст** – относительно приподнятый блок, ограниченный разломами параллельного простирания, длина которого (вдоль разломов) значительно больше ширины. Эти структуры бывают любых размеров (Международный..., 1991).

**Горячие поля. 1.** Обширные (2 000–10 000 км), относительно разогретые участки нижней мантии (Борукаев, 1999). **2.** Области концентрации внутриплитового магматизма (4 000–10 000 км в поперечнике), не совпадающие с границами литосферных плит, выраженные поднятиями в форме геоида, а также в рельефе астеносферного зеркала, отражающие крупные неоднородности в мантии – горячие поля. Сопровождаются проявлением в земной коре геохимически-аномального магматизма, свидетельствующего о происхождении его вещества из неистощенной, скорее всего, нижней мантии Земли (Зоненшайн, Кузьмин, 1993).

**Горячие точки (пятна)** – области в пределах литосферной плиты, расположенные над мантийной струей и характеризую-

щиеся повышенным геотермическим потоком, изменениями мощности земной коры и, как правило, излияниями щелочных базальтовых магм на поверхности. Горячие точки рассматриваются как результат активности независимых (от движения плит) мантийных плюмов, поднимающихся из нижней мантии. В океанах след движения плиты над горячей точкой остается в виде цепи вулканических островов с постепенным удревнением их возраста по мере отодвигания от местонахождения действующего плюма (по: Борукаев, 1999; Добрецов и др., 2001).

**Грабен** – зона тектонических опусканий по системе ограничивающих разломов, длина которой значительно больше ширины. Эти структуры бывают любых размеров (Международный..., 1991).

**Гранит-зеленокаменные области (пояса)** – один из главных, наряду с гранулитово-гнейсовыми областями, структурных элементов кристаллического фундамента древних (архейско-раннепротерозойских) платформ. Нередко слагают блоки в сотни километров в поперечнике. Общий структурный план гранит-зеленокаменных областей определяется, прежде всего, наличием извилистых в плане, субпараллельных полос, представленных собственно *зеленокаменными поясами* (см. Зеленокаменные пояса), разделенных гранитогнейсовыми куполами и валами. Гранитоиды близки по времени завершающим стадиям формирования осадочных толщ и следующих за этим их деформаций. Они прорывают и деформируют толщи пород зеленокаменных поясов, часто приурочены к зонам разломов. Породы гранит-зеленокаменных областей метаморфизованы, главным образом, в зеленосланцевой фации, хотя и в низах разреза, местами в амфиболитовой и даже гранулитовой фации. Возраст зеленокаменных поясов главным образом средне- и позднеархеский (по: Общая геология, 2006; Хаин, 2004; Хаин, Ломизе, 2005).

**Границы литосферных плит современных** – линейные области концентрации современной сейсмической и магматической активности, вдоль которых литосферные плиты раздвигаются (дивергентные или конструктивные границы), сближаются и сталкиваются своими краями (конвергентные или деструктивные

границы) или скользят относительно одна другой (трансформные границы). В случае границ расхождения плит образуется новая океанская кора, в случае сближения плит океанская кора поглощается, происходит новообразование континентальной коры (по: Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Борукаев, 1999; Аплонов, 2001).

**Граница литосферных плит транспрессивная** – граница, сочетающая в себе элементы сжатия (надвига, поддвига) и одновременного относительного сдвига литосферных плит; наблюдаются деформации сжатия и формирование поднятий (по: Борукаев, 1999; Хаин, Ломизе, 2005).

**Граница литосферных плит транстенсивная** – граница, сочетающая в себе элементы раздвига и одновременно относительного сдвига; происходит образование расщелин с крутыми склонами, с поднятием глубинных пород (по: Борукаев, 1999; Хаин, Ломизе, 2005).

**Гранулитогнейсовые области (пояса)** – один из главных структурных элементов кристаллического фундамента древних (архейско-раннепротерозойских) платформ, разделяют и окаймляют гранит-зеленокаменные области. Появляются они в архее и широкое развитие получают в протерозое. Протяженность достигает около тысячи километров, ширина – нескольких сот километров. От зеленокаменных поясов отличаются более интенсивными многофазными складчатыми деформациями, широким развитием покровно-надвиговых структур, более высокой степенью метаморфизма (гранулитовая фация), более широким проявлением гранитизации и гранитообразования. Внутренняя структура нередко осложнена гранитогнейсовыми куполами и крупными Плутонами габбро-анортозитов (по: Хаин, 2004, Хаин, Ломизе, 2005).

**Гьяр** – зияющая трещина в центральной зоне рифтовой долины срединно-океанического хребта (Борукаев, 1999).

**Даунвеллинг** – гигантские нисходящие ветви глубинных конвективных потоков внутри Земли, относительно холодные, с повышенной плотностью, включающие в себя в верхней части зоны субдукции. Изменение реологии и геометрии погружаю-

щихся пластин связывается предположительно с фазовым переходом оливина в мелкокристаллическую шпинель, процессом, происходящим на уровне между 410 и 660 км (Меланхолина и др., 2001).

**Движение плит.** Все литосферные плиты, а также межплитовые границы, непрерывно перемещаются относительно друг друга. Различают относительные и абсолютные, мгновенные и конечные движения плит. Под *относительным* подразумевается движение какой-либо одной плиты по отношению к другой плите или к общей межплитовой границе, под *абсолютным* – движение плиты (или ансамбля плит) относительно географической (абсолютной) системы координат Земли. Под *мгновенным* понимаются движения плит за ограниченный в геологических масштабах промежуток времени (от 1 до 10 млн лет), в качестве *конечных* рассматриваются общие суммарные движения плит за любой длительный промежуток времени (Аплонов. Планета Земля, 2004).

**Дейтероорогенез** – возобновление тектонической активности во внутренних частях континентов, в том числе, как в пределах платформ, так и ранее сформированных складчатых областей после длительного перерыва активной тектонической деятельности. Характеризуется преобладанием вертикального типа движений, поднятий и опусканий, формированием обширных сводово-глыбовых поднятий и поясов и, нередко, появлением средне- и высокогорного рельефа. Отражает проявление повторного орогенеза, который К. В. Боголепов в отличие от первичного орогенеза (*протоорогенеза*), завершающего развитие геосинклиналей (коллизонных поясов в современном понимании) предложил называть *дейтероорогенезом*. Общей чертой возникающих в результате дейтероорогенеза структур служит преобладание поднятий, на фоне которых впадины занимают подчиненное место. Поднятия рассматриваются как *горст-мегаантиклинали*, а прогибы – как *грабен-мегасинклинали*. Последние бывают заполнены мощными молассовыми толщами. Отдельные структуры сопровождаются магматической деятельностью (по: Гаврилов, 2005).

**Деламинация** – гипотеза, предполагающая гравитационный отрыв и погружение в астеносферу тяжелых блоков нижней части континентальной коры вместе с подстилающими их мантийными породами литосферы при быстром поднятии коллизионного региона – отслаивание и погружение уравнивающего горное сооружение литосферного корня при высоком тепловом потоке и метаморфизме низких температур и высоких давлений (по: Хаин, Ломизе, 2005).

**Диастрофизм** – общий термин, используемый для обозначения всех процессов деформации земной коры, вызванных внутренними силами Земли, включая образование океанических бассейнов, континентов, плато, горных хребтов и т. д. Подразделяется на орогенез и эйпейрогенез (Борукаев, 1999).

**Дисперсия террейнов** – тектоническое разрушение, расчленение на фрагменты ранее аккретированных или амальгамированных террейнов. Может происходить путем трансляций – перемещений фрагментов террейнов по крупным сдвигам, или путем рифтогенеза — «расползания» фрагментов террейнов друг от друга, или расчленением террейна глубинными надвигами, вдоль которых выводятся на поверхность нижние горизонты коры или даже верхней мантии (Ханчук и др., 2007).

**Домен** – область, район распространения горных пород, однородных по литологическим или фаціальным особенностям; трехмерное пространство, границы которого отмечены сменой структуры и состава осадочных и (или) магматических пород. Различают энсиалические и энсиматические домены, расположенные соответственно на сиалической и симатической коре (по: Толковый..., 2000, Борукаев, 1999).

**Дрейф континентов** – представление о том, что континенты – относительно тонкие и легкие пластины, сложенные породами гранитного слоя, горизонтально перемещаются по поверхности подстилающего их в пределах континентов и повсеместно слагающего ложе океанов более плотного симатического субстрата. Гипотеза предложена Ф. Ж. Тейлором в 1910 г и А. Вегенером в 1912 г. При этом Ф. Ж. Тейлор видел главную причину смещения

материков во вращении Земли и движения коры происходили, по его мнению, от двух полюсов к экватору, которое сопровождалось дрейфом Азии на восток и Австралии на северо-восток. А Вегенер большое значение придавал приливным силам Луны, обусловившим, как он считал, смещение материков преимущественно к западу (по: Вегенер, 1984; Структурная, 1991).

**Желоб глубоководный** – крупнейшая из структур океанического дна (протяженность до нескольких тысяч километров, ширина 50–100 км, глубина 2–11 км) – впадина в рельефе, примыкающая к активной континентальной окраине или к островной дуге, выраженная в виде ассиметричного V – образного жёлоба с более пологим склоном, обращенным в сторону океана; дугообразно изогнута выпуклостью навстречу субдуцирующей плите и сопровождается с ее стороны *краевым валом* – антиклинальным поднятием океанического дна. В глубоководных желобах действует эффективный механизм затягивания осадков с поверхности океанского дна в мантию в процессе субдукции, свидетельством чего, наряду с геофизическими наблюдениями, являются невысокая мощность и нормальное слоистое залегание осадков в большинстве современных желобов, несмотря на то, что соответствующие зоны субдукции развиваются уже сотни миллионов лет, а скорости седиментации за счет размыва островных дуг достигают нескольких сантиметров за тысячу лет (по: Аглонов, 2001; Хаин, Ломизе, 2005).

**Зеленокаменный пояс (ЗП)** – структурный элемент гранит-зеленокаменных областей – древнейших структур Земли. ЗП наиболее характерны для архея. Это лентовидно-вытянутые и лентовидно-петельчатые структуры синклинорного или моноклиналиного строения, протяженностью многие сотни, иногда более тысячи (пояс Абити в Канаде) километров, шириной 10–15 км. В достаточно хорошо сохранившихся ЗП установлено трехчленное строение. В нижней части господствуют вулканиты основного и ультраосновного состава (особенно характерны толеитовые базальты и коматииты), кремнистые осадки и железистые кварциты. В средней части среди вулканитов преобладают дациты, андезиты, а среди осадочных пород граувакки, реже, карбонатные породы. Верхняя часть разреза залегает на нижних с переры-

вом, с предшествующими деформациями и, иногда, отделена по времени внедрением гранитов. Для нее характерны вулканы пестрого, но преимущественно кислого состава (риолиты, дациты, в отдельных случаях – бимодальные серии) и грубообломочные осадки. Общая мощность осадочно-вулканогенных образований ЗП достигает многих километров, а внутренняя структура характеризуется интенсивной складчатостью и сериями надвигов, что приводит к неоднократному тектоническому повторению отдельных частей разреза. На отдельных участках породы могут быть высоко метаморфизованы. Но в целом характерен относительно низкий метаморфизм (зеленосланцевая фация) и зеленая окраска пород, сформировавшихся по базальтоидам, что и определило их название. Присутствие в ряде регионов в основании разрезов ЗП конгломератов с галькой гранитов и гнейсов, позволяет предполагать, что, по крайней мере, часть ЗП закладывалась в условиях раздвигания, рифтинга более древней континентальной коры. Эта предшествующая кора, представленная *серыми гнейсами* – гранитогнейсами тоналитового состава. Поскольку вулканы средней части разреза ЗП близки к островодужным, а магматиты нижней части – к офиолитам, предполагается аналогия ЗП с задуговыми бассейнами (по: Хаин, 2004; Хаин, Ломизе, 2005).

**Землетрясение** — подземные удары и колебания поверхности Земли, вызванные как естественными причинами (главным образом тектоническими процессами), так и искусственными процессами (взрывы, заполнение водохранилищ, обрушение подземных полостей горных выработок). Небольшие толчки может вызывать также подъём лавы при вулканических извержениях. Основной причиной землетрясения является быстрое смещение участка земной коры в момент деформации упруго напряженных пород в очаге землетрясения. Большинство очагов землетрясений возникает близ поверхности Земли. Само смещение происходит под действием упругих сил в ходе процесса разрядки – уменьшения упругих деформаций в объеме всего участка плиты и смещения к положению равновесия. Землетрясение представляет собой быстрый (в геологических масштабах) переход потенциальной энергии, накопленной в упруго-деформированных (сжимаемых,

сдвигаемых или растягиваемых) горных породах земных недр, в энергию колебаний этих пород (сейсмические волны), в энергию изменения структуры пород в очаге землетрясения. Этот переход происходит в момент превышения предела прочности пород. Глубокофокусные землетрясения, очаги которых могут располагаться на глубинах до 700 км от поверхности, происходят на конвергентных границах литосферных плит и связаны с процессом субдукции (см. Зона Бенъофа). Выделяют *гипоцентры* и *эпицентры* землетрясения. *Гипоцентр*, это область земной коры, в которой непосредственно находится очаг землетрясения, т. е. центральная часть очага землетрясения в теле Земли, где внезапно освобождается огромное количество энергии; *эпицентр* – проекция гипоцентра землетрясения на поверхность Земли, выраженная в виде точки, линии или площади. Землетрясения наиболее известны по тем опустошениям, которые они способны произвести. Разрушения зданий и сооружений вызываются колебаниями почвы или гигантскими приливными волнами (цунами), возникающими при сейсмических смещениях на морском дне. Наука, которая занимается изучением и возведением построек, способных противостоять сильным сотрясениям, называется *Сейсмостойкое строительство* (по: Геовикпедия, Интернет <http://wiki.web.ru>; Исаев В. П., 2008)

**Земля – геодинамическая система.** Земля представляет собой сложную многооболочечную динамически активную неравновесную самоорганизующуюся и саморазвивающуюся систему, уникальную среди других планет Солнечной системы. Основные ее положения заключаются в следующем: 1) Земля – физическое тело, развивающееся по строгим законам, описываемым уравнениями математической физики; 2) основные источники энергии, а значит, и тектонической активности Земли находятся внутри нее самой; 3) Земля и ее оболочки (кора, мантия и ядро) представляют собой единую геодинамическую систему, в связи с чем необходимо совместно рассматривать горизонтальные и вертикальные связи между этими оболочками без каких-либо ограничений по площади и глубине; 4) необходимо совместно рассматривать геодинамическую эволюцию Земли в пространстве и времени; 5) необходимо совместно рассматривать химические и механиче-

ские процессы, идущие в недрах Земли; б) геодинамическая активность Земли неравномерна в пространстве и времени, 7) вероятно периодичность основных процессов геодинамической эволюции Земли в течение геологического времени (по: Аплонов, 2001; Хаин, Ломизе, 2005).

**Земля – модель внутреннего строения. 1.** Земля представляет собой достаточно сложную механическую систему: вращающийся толстостенный шар (кора и мантия составляют около 3 тыс. км) имеет внутреннюю полость примерно такого же радиуса, заполненную тяжелой жидкостью (внешнее ядро). В этой полости находится небольшое шарообразное твердое внутреннее ядро, радиус которого (около 1 200 км), что немногим меньше радиуса Луны. Внутреннее ядро удерживается в центре системы силами тяготения, но может вращаться иначе, чем мантия, что служит причиной собственных колебаний Земли. Основная часть массы планеты (около 68 %) приходится на ее относительно легкую, но мощную мантию. 32 % общей массы Земли приходится в основном на ядро, причем его жидкая внешняя часть (29 % общей массы Земли) гораздо тяжелее, чем внутренняя твердая (около 2 %). На кору остается лишь менее 1 % общей массы планеты (Аплонов, 2001).

**2.** Земля является радиально симметричным телом и состоит из серии концентрических оболочек, представляющих внешнюю кору, верхнюю мантию, нижнюю мантию и внешнее и внутреннее ядро. Вслед за Б. Гутенбергом эти оболочки принято обозначать буквами латинского алфавита (A-G). *Земная кора (A)* по латерали подразделяется на континентальную – мощность в среднем около 40 км и океаническую – мощность в среднем около 10 км, отделяется от верхней мантии (B) границей (разделом) *Мохоровичича (M)*. *Верхняя мантия* в свою очередь подразделяется на литосферную мантию ( $B_1$  – верхняя часть) и астеносферную мантию ( $B_2$  – нижняя часть): *литосферная мантия* – составляет вместе с земной корой *литосферу* – жесткую оболочку (океаническая литосфера – мощность в среднем около 80 км, континентальная – мощность 150–200 км); *астеносферная мантия (астеносфера)* распространена до глубины  $670 \pm 20$  км; многими исследователями она, в свою очередь, подразделяется на верхнюю (до глубин 400 км) и нижнюю или переходную (в русской

литературе – слой Голицина), отделенные границей (разделом) *Леман*. *Нижняя мантия* или мезосфера ( $D'$ ) – распространена на глубинах от  $670 \pm 20$  до  $2\,900 \pm 20$  км. Между нижней мантией и внешним ядром, по мнению ряда исследователей, существует переходная зона ( $D''$ ) мощностью около 100 км (в интервале глубин  $2\,780$ – $2\,890$  км) – граница (раздел) *Гутенберга*. *Внешнее ядро* ( $E$ ) занимает пространство от  $2\,900$  до  $5\,100$  км. *Внутреннее ядро* ( $G$ ) – располагается глубже  $5\,100$  км. Некоторыми исследователями между внешним и внутренним ядром в интервале глубин  $4600$  –  $5150$  км выделяется переходная зона мощностью около 550 км ( $F$ ). Оболочки Земли отличаются своими реологическими свойствами, зависящими от слагающего их вещества и термодинамических параметров на определенных глубинах (по: Добрецов и др., 2001; Лобковский и др., 2004).

**Земля – планета Солнечной системы.** *Земля* – третья от Солнца планета Солнечной системы. Вращается вокруг Солнца по эллиптической орбите, большая полуось которой имеет длину 150 млн км; период вращения составляет сутки – 23,94 часа, а период обращения вокруг Солнца год – 365,256 суток. Фигура Земли имеет практически идеальную форму вращающегося жидкого тела и аналитически описывается *эллипсоидом вращения* (или *референц-эллипсоидом*) с экваториальным радиусом 6 378 км и полярным радиусом 6 357 км. Земля обладает наибольшей среди всех планет Солнечной системы средней плотностью  $5,52$  г/см<sup>3</sup> при объеме  $10^{21}$  м<sup>3</sup> и массе  $6,06 \cdot 10^{24}$  кг. Особенность – почти полное отсутствие на поверхности ударных кратеров, что, по видимому, является следствием уникальной геологической активности Земли, полностью уничтожившей первичную оболочку. Другими важными особенностями являются наличие сильного магнитного поля, кислородно-азотной атмосферы, гидросферы и континентов с корой гранитного состава, богатой кремнием, алюминием и калием (*калиевый сиаль*). Наличие гидросферы обусловило возникновение и развитие жизни на Земле, которое в свою очередь способствовало обогащению атмосферы свободным кислородом и развитию окислительных процессов вблизи поверхности. Химический состав Земли в целом рассчитан рядом независимых методов, дающих сопоставимые результаты. Исходя

из *метеоритной гипотезы* считается, что он сходен с составом *солнечного хондрита*, предложенного в качестве исходного вещества для планет земной группы и среди главных элементов содержит 48,3 %  $\text{SiO}_2$ ; 3,4 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 34,7 %  $\text{MgO}$ ; 10,7 %  $\text{FeO}$ ; 2,9 %  $\text{CaO}$ ; 1,3 %  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Земля имеет собственный спутник – Луну с радиусом 1 738 км, массой  $7 \cdot 10^{22}$  кг и средней плотностью гораздо меньшей, чем у Земли, около  $3,3 \text{ г/см}^3$ . Луна обращается вокруг Земли по орбите с радиусом 380 тыс. км с периодом 27,3 суток (по: Аглонов, 2001, Добрецов и др., 2001)

**Земля – физические свойства оболочек.** *Плотность* оболочек Земли закономерно возрастает к ее центру; средняя плотность коры –  $2,67 \text{ г/см}^3$ ; в мантии постепенно возрастает (за счет сжатия силикатного вещества и фазовых переходов) от  $3,3 \text{ г/см}^3$  до  $5,5 \text{ г/см}^3$ . На границе Гутенберга (2 900 км) плотность скачком увеличивается – до  $10 \text{ г/см}^3$ , что отражает смену химического состава – переход от силикатной мантии к железистому ядру. На границе внутреннего и внешнего ядра (5 150 км) плотность скачком увеличивается от 11,4 до  $13,8 \text{ г/см}^3$ , что отражает переход от жидкого внешнего ядра к твердому внутреннему; в центре Земли достигает  $14,3 \text{ г/см}^3$ . *Давление* на подошве континентальной коры (средняя мощностью 35 км) составляет в среднем 1 ГПа. В мантии давление растет и на ее подошве (границе Гутенберга) достигает 135 ГПа; на границе между внутренним и внешним ядрами и вблизи центра Земли составляет соответственно 340 и 360 ГПа. *Температура* зависит от источников тепловой энергии Земли и механизма теплопереноса в ее глубоких недрах. Исходя из того, что литосфера Земли, включающая кору и самую верхнюю часть мантии, является твердым телом, ее можно в первом приближении считать тепловым погранслоем, в котором отсутствуют собственные источники тепла (за исключением верхней коры), преобладает кондуктивный (молекулярный) механизм теплопереноса и наблюдаются максимальные температурные градиенты. Подошва литосферы соответствует температуре солидуса мантийного вещества (примерно  $1300 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Температурный градиент в литосфере составляет в среднем около  $10 \text{ }^\circ\text{C/км}$ , в то время как в верхней коре, где присутствуют собственные источники тепла (радиоактивные элементы), геотермический градиент значитель-

но выше и достигает 20 – 30 °С/км. В подлитосферной мантии Земли происходит переход к преимущественно конвективному механизму теплопереноса. Температура в слое, охваченном интенсивной конвекцией, увеличивается с глубиной приблизительно по адиабатическому закону, т. е. за счет сжатия вещества мантии под действием веса вышележащих слоев при отсутствии теплообмена с окружающей средой. Интенсивное перемешивание мантии конвекцией приводит к резкому снижению в ней температурного градиента. Кроме того, в химически однородной мантии существуют как минимум два фазовых перехода – на глубинах 400 км (граница Леман) и 660–670 км (граница верхней и нижней мантии). Фазовые переходы влияют на интенсивность конвекции и температуру пород. Предполагается, что конвекция охватывает всю мантию, а в последней существуют две фазовые границы, температура на глубине 400 км (граница Леман) определяется как 1500 °С, на глубине 670 км (граница верхней и нижней мантии) – 1 800 °С, а на глубине 2 891 км (граница «ядромантия», или граница Гутенберга) – 2 500 °С. Температурный градиент в мантии составляет менее 1 °С/км, в связи с чем мантию Земли в первом приближении допустимо считать изотермичной. На границе жидкого внешнего и твердого внутреннего ядра (5 150 км) температура составляет 3 300 °С, а в центре Земли достигает примерно 3 400 °С. Если предположить предельно высокие (при этом, конечно, реальные) содержания радиоактивных элементов в мантии и ядре, то приведенные выше оценки температур увеличатся примерно лишь на 20 %: в частности, для центра Земли температура окажется равной не 3 400 °С, а чуть выше 4 000 °С (по: Аплонов, 1999).

**Земная кора.** Внешняя оболочка твердой Земли, верхняя часть литосферы переменной мощности (от 0 км на участках рифтов срединно-океанических хребтов до 70–75 км под высокими горными сооружениями континентов), нижняя граница которой фиксируется геофизическими методами и называется *поверхностью Мохоровичича* или *Мохо*, или просто *М*. На границе *М* скорость *P*-волн скачкообразно возрастает до примерно постоянной величины около 8 км/с. Граница *М* выражена глобально, т. е. отчетливо прослеживается под континентами и океанами, хотя и

на различной глубине. Состав и строение земной коры очень различны на континентах и под океанами, что дало основание для выделения двух ее типов – *континентального* и *океанического*. Но имеются и переходные типы коры. *Субконтинентальная* кора, рождающаяся за счет переработки океанической коры в энзиматических островных дугах (мощность менее 25 км, низкая степень консолидации); *субокеаническая* (утоненная до 15–20 км кора континентального типа, пронизанная дайками и силами магматических пород основного состава), распространенная вдоль континентальных склонов и подножий, и подстилает дно котловин отдельных окраинных и внутренних морей (по: Аплоннов, 2001; Хаин, Ломизе, 2005).

**Земная кора континентальная** – внешняя оболочка Земли, распространенная на континентах, а также в пределах шельфовых зон континентальных окраин и на микроконтинентах, расположенных в океане; составляет 41 % земной поверхности. Средняя мощность 35–40 м, максимальна в молодых орогенах – 50–70 км и минимальна на молодых платформах и в пределах окраин континентов 25–30 км. Отделяется от верхней мантии по сейсмическим данным поверхностью *Мохоровичича (М)*. Состоит из трех слоев: первого (верхнего) – осадочного (мощность от нуля на щитах и до 10 и даже 20 км во впадинах платформ, в передовых и межгорных прогибах), второго – гранитно-метаморфического (мощностью 15–20 км на платформах и 25–30 км в горных областях) и третьего – гранулит-базитового (в составе участвуют как основные, так и кислые гранулиты, судя по геофизическим данным, характеризуется наличием пластовых внедрений основных пород). Второй и третий слой объединяются под названием «кора консолидированная». Внутри нее обнаруживают одну или несколько субгоризонтальных поверхностей – сейсмические границы, называемые поверхностями раздела (границами) *Конрада (К)*. На них скорость *P*-волн возрастает от 5,5–6,5 до 6,5–7,0 км/с. Вместе с тем, в отдельных регионах внутрикоровая граница *К* четко не выделяется, либо, напротив, отмечается постепенное, без резких скачков, увеличение скорости упругих волн с глубиной. Континентальная кора в отличие от океанической – «консервативный не потопляемый» элемент Земли. Она сформировалась

в основной своей части в раннем докембрии и лишь немного пополнилась в более поздние эпохи за счет переработки океанической коры в энсиматических островных дугах (по: Аглонов, 2001; Добрецов и др., 2001; Хаин, Ломизе, 2005).

**Земная кора океаническая** (океанская) – внешняя оболочка Земли, распространенная в океанах, а также в глубоководных котловинах окраинных морей; составляет 56 % земной поверхности. Состоит из трех слоев: первого (верхнего) осадочного, второго – базальтового (толеитовых базальтов и расположенных ниже подводящих вулканических каналов – параллельных даек долеритов) и третьего – полнокристаллических магматических пород основного (габбро) и в самых низах основного-ультраосновного (расслоенных габбро-перидотитовых комплексов) состава. Мощность океанической коры составляет в среднем 5–6 км, но варьирует: от первых сотен метров в пределах рифтовых зон океанических хребтов до 10–15 км на периферии океанов (главным образом, за счет накоплений осадков в пределах континентальных подножий). Океаническая кора формируется путем частичного плавления и дифференциации мантийного перидотита под рифтовыми зонами срединно-океанических хребтов. Возраст самой древней океанической коры в современных океанах не превышает 170 млн лет. Но в пределах складчатых областей обнаруживаются тектонические блоки океанической коры далекого прошлого, вплоть до раннедокембрийской – *офиолитовая ассоциация*. На основе расчетов за весь период существования общий объем новообразованной океанической коры в 10 раз превышает объем континентальной, но почти вся древняя океаническая кора, благодаря механизму субдукции, исчезла в мантии. Вдоль континентальных склонов и подножий, в котловинах окраинных морей выделяется *субокеаническая кора* – утоненная до 15–20 км континентальная кора, пронизанная дайками и силами основных магматических пород (по: Аглонов, 2001; Добрецов и др., 2001; Хаин, Ломизе, 2005).

**Зона Беньофа (Вадати – Беньофа – Заварицкого)** – погружающаяся в глубь Земли на нескольких сот километров неровная криволинейная зона концентрации *гипоцентров землетрясений* (сейсмофокальная зона), наклоненная в сторону от океанических

желобов под активные островные дуги или активные континентальные окраины. Фиксирует поверхность океанической плиты, погружающейся в ходе субдукции под другую плиту (континентальную, либо также океаническую, но более древнюю). Сейсмичность над зоной Беньофа начинается у глубоководного желоба и может прослеживаться до глубин 600–700, а в некоторых случаях до 850 км. Распределение сейсмических очагов неравномерно: убывает по экспоненте до глубин 250–300 км, а затем возрастает, давая пик в интервале 450–600 км. По мере погружения происходит уплотнение субдуцирующей литосферы (дегидратация минералов, преобразование базальтов и габбро в эклогиты, а на больших глубинах фазовый переход оливина в более «плотные» минеральные модификации – оливин и шпинель). Глубинность зоны Беньофа и крутизна ее профиля зависят от мощности, температуры субдуцируемой океанической коры и скорости субдукции и возрастают с увеличением этих параметров (по: Геовикипедия, Интернет <http://wiki.web.ru>; Хаин, Ломизе, 2005).

**Зона скупивания** – вещественно-структурный комплекс регионального масштаба и линейной формы, возникающий в результате коллизии континентальных масс, а также аккреции отдельных террейнов, имеющий сложное покровно-шарьяжное складчатое строение и обычно включающий офиолиты. Такого типа зоны наиболее часто возникают в процессе коллизии континент – континент, а также в спрединговых окраинных морях, где скупивание океанической коры происходит при смене движения микроконтинента или островной дуги, т. е. после прекращения спрединга и некоторого периода стабилизации при закрытии краевого бассейна, завершающегося коллизией мегаплиты с микроплитой. Предполагают, что зоны скупивания возникают и в океанах на абиссальных равнинах, например: при изменении места субдукции; на окончании срединно-океанических хребтов при закрытии океанических проливов; на участках сжатия трансформных разломов типа хребет – хребет; при закрытии пул-апарт бассейнов, сформированных на трансформных разломах разного рода. Общая особенность всех обстановок, увеличение мощности коры, интенсивные дизъюнктивные и пликативные дислокации, возникновение динамометаморфизованных пород, офиолитовых

комплексов и перекрывающих их осадков (по: Российский металлогенический..., 2003; Основы металлогенического..., 1995).

**Зона субдукции** (см. Континентальные окраины активные. Субдукция) – относительно узкая и весьма протяженная зона – структурная форма трансрегионального масштаба, развивающаяся на конвергентных границах плит, там, где сходятся во встречном движении континентальная и океаническая литосфера или океаническая литосфера древняя и тяжелая с океанической же литосферой, но молодой и легкой. Главной особенностью служит процесс: погружение края более тяжелой литосферной плиты (*слэб*) под окраину более легкой. Современные зоны субдукции отличаются интенсивной сейсмической активностью и весьма активным проявлением эксплозивного вулканизма на поверхности и интрузивного на глубине. Существуют два основных типа зон субдукции – островодужный и активных континентальных окраин. Главными структурными элементами зоны субдукции являются глубоководный желоб и параллельная ему вулканическая цепь. Со стороны погружающейся литосферной плиты желобу предшествует краевой вал на океаническом дне. Со стороны нависающей литосферной плиты выделяется склон желоба, прилегающий к островной дуге либо континенту, и далее – преддуговая область, собственно вулканическая дуга и задуговая область. Общей чертой всех зон субдукции является наличие сейсмофокальных поверхностей концентрации очагов землетрясений, сопровождающих *слэб*, уходящих на глубину до 670 км, т. е. до границы верхней и нижней мантии. Эти поверхности трассируют погружающиеся в мантию края литосферных плит (*слэбы*) и называются *зонами Бенъофа* (см. Зона Бенъофа). Методы сейсмоки, гравиметрии, магнитометрии, магнитотеллурического зондирования, сейсмической томографии дают детальные профили зон субдукции и позволяют различить главный сместитель (*детachment*) и «видеть» субдуцирующую плиту (*слэб*) на глубинах до 700 км (по: Аплонов, 2001; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Хаин, Ломизе, 2005).

**Индикаторы геодинамических обстановок.** Каждой геодинамической обстановке, будь то континентальный рифтинг, спрединг, субдукция или коллизия, присущи свои *индикаторы*,

т. е. вполне определенные магматические и осадочные комплексы (литогеодинамические комплексы), геоморфологические формы рельефа и геофизические аномалии: 1) *магматические индикаторы* геодинамических обстановок определяются, главным образом, глубинными факторами магмообразования и фиксируются вполне определенными магматическими сериями, весьма контрастными не только по петрографическим, но и по геохимическим особенностям пород; 2) *осадочно-формационные индикаторы* обусловлены тем, что каждая геодинамическая обстановка создает индивидуальные условия для разрушения коренных пород и накопления осадков; 3) *геоморфологические индикаторы* заключаются в том, что каждой геодинамической обстановке присущи определенные формы рельефа поверхности Земли; 4) *геофизические индикаторы*, присущие современным геодинамическим обстановкам определяются строго индивидуальным сочетанием геофизических аномалий. Различные индикаторы более или менее однозначно характеризуют современные геодинамические обстановки, но по-разному способны консервироваться во времени, т. е. имеют неодинаковую значимость для палеогеодинамических реконструкций. Геоморфологические и геофизические индикаторы в большинстве случаев *не консервативны*, хотя и в современных полях сохраняются некоторые аномалии, связанные с древними геодинамическими обстановками, например, линейные магнитные аномалии над «*несостоявшимся океаном*» (по: Аглонов, 2001; Зоненшайн, Кузьмин, 1993).

**Изостазия. 1.** Явление, при котором избыток или недостаток масс на поверхности Земли компенсируется обратным по знаку перераспределением масс в ее недрах, а внешние оболочки Земли реагируют на приложенную к ним или снятую с них поверхностную нагрузку соответствующими вертикальными движениями (Аглонов. Планета Земля, 2004). **2.** Теоретическое равновесие всех крупных частей земной коры, как если бы они плавали на менее плотном подстилающем слое. Таким образом, области с меньшей плотностью корового материала поднимаются топографически выше областей с более плотным веществом (Международный..., 1991).

**Импактное кратерообразование** – геологический процесс высокоскоростных соударений (в том числе взаимных) малых космических тел (астероидов, комет, метеоритов) с твердыми поверхностями планет, их спутников, приводящий к возникновению импактных кратеров, заполненных раздробленными и переплавленными породами места удара (Масайтис. Планета Земля, 2004).

**Инверсия геомагнитного поля Земли** (см. Магнитное поле Земли – инверсия или обращение полярности).

**Киль континентов** – обнаруженная в результате прохождения продольных и поперечных сейсмических волн нижняя нарастающая литосферу снизу, переходная к астеносфере часть верхней мантии (мантийный «корень») мощностью около 250 км под древними частями континентов (кратонов), дрейфующая вместе с ними. По не вполне понятным причинам не вовлекается в конвективный кругооборот и дрейфует вместе с литосферой (по: Винник, 1999, Рассказов и др., 2003).

**Кинематика плит. 1.** Набор приемов сферической тригонометрии, количественно описывающих движение литосферных плит по поверхности Земли: все литосферные плиты, а также межплитовые границы, непрерывно перемещаются относительно друг друга, анализ этих перемещений в тектонике плит выполняется на строгом количественном уровне. В основе кинематики плит лежат два постулата: 1) об абсолютной жесткости плит и 2) о неизменном радиусе Земли. Кинематика движения плит описывается теоремой Эйлера. Она гласит: перемещение любой точки по поверхности сферы представляет собой вращение вокруг оси, проходящей через центр сферы и пересекающей ее поверхность в двух точках – антиподах, называемых эйлеровыми полюсами вращения плит (Аплонов. Планета Земля, 2004). **2.** Основные геодинамические движения на поверхности Земли, как результат вращения литосферных плит на сфере с определенной угловой скоростью, перемещение которых реализуется в виде трех типов границ: дивергентные (расхождения или наращивания плит), конвергентные (столкновения или поглощения плит, называемые также субдукционными) и трансформные (или линии

скольжения). Необходимо различать мгновенные (в очень небольшие интервалы времени), дифференцированные и конечные перемещения плит. Мгновенные перемещения продолжительностью в год, несколько лет и до 1–2 млн лет оцениваются на основе сверхдальней интерферометрии, спутниковой геодезии и расстоянию между самыми молодыми линейными магнитными аномалиями, а их направления – по ориентировке напряжений в очагах землетрясений и по простиранию активных отрезков трансформных разломов. В качестве конечных рассматриваются перемещения, происходящие за десятки и сотни миллионов лет, которые можно оценить на основании реконструкции положения континентов, используя геологические, палеомагнитные и палеоклиматические данные. В то же время эти конечные перемещения складываются из относительных дифференциальных перемещений (по: Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Добрецов и др., 2001).

**Клип** – участок тектонического покрова, утративший в результате тектонических подвижек, либо эрозии непосредственную связь с аллохтоном (надвинутой пластиной); тело аллохтонных пород ограниченного размера, отделенное от места своего происхождения (по: Международный..., 1991; Хаин, Ломизе, 2005).

**Коллапс коллизионных орогенов** – заключительный этап развития коллизионных орогенов, закономерно наступающий вслед за этапом сжатия, утолщения и изостатического поднятия земной коры, выраженный в ее растяжении, быстром утонении и соответствующем опускании (*орогенный коллапс*). Гравитационное расползание орогена, наступающее при достаточно высоких градиентах его изостатического воздымания. Геологическим выражением смены тектонического режима и начавшегося орогенного коллапса служат послешарьяжные сбросы – сначала вязкие, затем хрупкие обычного типа. Смещения по пологим вязким сбросам означают тектоническую денудацию, при этом формируются *метаморфические ядра кордильерского типа*, где выводятся на поверхность породы средней и даже нижней части коры (по: Хаин, Ломизе, 2005).

**Коллизия** – столкновение двух континентов, континента с микроконтинентом или континента с островной дугой вдоль границы схождения плит, сопровождающееся деформацией литосферы, ее утолщением, расслоением и «скупиванием», образованием палингенных гранитных магм, накоплением моласс и формированием горно-складчатого сооружения. Коллизия приводит к формированию тектонических аккреционно-коллизионных комплексов – орогенических поясов, которые варьируют по специфике тектонических обстановок, характеру магматизма, метаморфизма и способам выведения глубинных пород к поверхности. Могут быть выделены два основных типа коллизионных орогенов: 1) *Шотландский тип* – формируется в условиях менее интенсивного или косоугольного сжатия, сильного утолщения коры не происходит, образуются крупные сдвиги в сочетании с зонами локального растяжения; характерен метаморфизм дистенсиллиманитового типа, сменяющийся андалузит-силлиманитовым в тесной ассоциации с гранитоидами; 2) *Скандинавский тип* – формируется в условиях интенсивного фронтального сжатия, и очень большого утолщения коры (до 80–100 км), приводящего к «коллапсу» – катастрофическому расползанию орогена путем быстрых надвигов и быстрому подъему глубинного вещества, характеризуется сочетанием крупных шарьяжей, наиболее отчетливых во фронтальной части, и многочисленных куполов и диапиров, нередко приводящих к выводу на поверхность корово-мантийной смеси – мантийных пироповых эклогитов и нижнекоревых гнейсов: при быстром подъеме глубинные парагенезисы сохраняются, при медленном – переплавляются, и возникают комплексы низких давлений (андалузит-силлиманитового типа) в виде простых и обрамленных гранитогнейсовых куполов. Разновидностью скандинавского типа можно считать *Центрально-Гималайский тип*, при формировании которого происходит выдавливание метаморфических пород в виде клина в сторону поддвигаемой плиты: характеризуется несколькими этапами деформаций и термодинамическими параметрами повышенных давлений кианитового типа. При столкновении континента с микроконтинентом или островной дугой могут возникать крупные пластины офиолитов, надвинутые на континентальную кору – относительно молодые офиолитовые покровы Кипра, Северных

Апеннин, Папуа-Новой Гвинеи, Новой Каледонии, Омана. Палеоаналогами таких зон являются тектонические пластины офиолитов докембрийских и фанерозойских складчатых поясов покровно-шарьяжного строения (по: Борукаев, 1999; Добрецов и др., 2001; Российский металлогенический..., 2003).

**Комплекс инфракрустальный. 1.** Все виды разгнейсованных, мигматизированных и гранитизированных пород. Может охватывать любые или все образования из следующих: а) древний гнейсовый фундамент, на котором могут формироваться супракрустальные породы; б) реактивированный гнейсовый фундамент; в) гнейсовые породы, возникшие при мигматизации супракрустальных (Международный..., 1991). **2.** Обобщенное название всех разгнейсованных и гранитизированных пород, возникших при преобразовании супракрустальных. Образует нижний этаж складчатых областей, отличающийся повышенной степенью метаморфизма в сравнении с супраструктурой (Борукаев, 1999).

**Комплекс литогеодинамический** – ассоциация осадочных, магматических и метаморфических образований, образующаяся во вполне определенных геодинамических обстановках и, в свою очередь, являющаяся их индикатором. Ранее до появления тектоники литосферных плит они назывались ассоциациями геологических формаций и успешно использовались в целях палеотектонического анализа. В настоящее время существует отдельное научное направление *литогеодинамика* – раздел геодинамики, изучающий литологические индикаторы геодинамических обстановок с широким использованием как литологических, петрографических, структурных особенностей, формирующихся в определенных геодинамических обстановках образований, включая рудные, так и, что особенно необходимо подчеркнуть, точные геохимические характеристики пород. Литогеодинамические комплексы устанавливаются путем комплексного изучения структурно-вещественных комплексов, характерных для современных «типовых» геодинамических обстановок и на основе принципа актуализма служат основой палеогеодинамических реконструкций далекого геологического прошлого. Выделение литогеодинамических комплексов имеет весьма важное значение для оценки металлогенического потенциала крупных территорий

и целенаправленных поисков вполне определенных генетических типов месторождений полезных ископаемых (по: Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Геовикипедия, Интернет <http://wiki.web.ru>; Термины... Планета Земля, 2004. С. 430–644; Хаин, Ломизе, 2005).

**Комплекс параллельных даек.** Нижний элемент второго слоя земной коры океанического типа, расположенный ниже базальтовых покровов, но выше полнокристаллических габбро третьего слоя. Формируется в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов в процессе спрединга и представляет собой подводные каналы изливающихся базальтовых лав. Повсеместно присутствует в разрезах земной коры всех океанов, фрагментарно в офиолитах сутурных зон континентов и в обдуцированных на окраины континентов тектонических пластинах океанической земной коры. Комплекс подразделяется по вертикали на три горизонта: «корневой» (нижний) – дайки, берущие начало в габбро, «основной» (центральная часть) и «дайко-лавовый» (верхний) – дайки в подошве слоя изливающихся базальтов (по: Куринков и др., 2002; Хаин, Ломизе, 2005).

**Комплекс структурно-вещественный** – комплекс минеральных масс, крупное геологическое тело, отличающееся от смежных тел значениями структурных, вещественных характеристик в рамках принятой классификации (Борукаев, 1999).

**Комплекс супракристалльный.** 1. Все виды осадочных и вулканогенных пород, которые сами по себе остались в основном непреобразованными – в той степени, которая позволяет эти породы распознавать (Международный..., 1999). 2. Обобщенное название осадочных и вулканогенных пород, образовавшихся на поверхности Земли и не претерпевших интенсивного преобразования, образует верхний этаж складчатых областей, отличающийся более низкой степенью метаморфизма в сравнении с инфраструктурой (Борукаев, 1999).

**Конвекция** – тепломассоперенос, связанный с движением среды (жидкость, газ) в замкнутых ячейках за счет циркуляции вещества с разной плотностью и (или) концентрацией. Типы конвекции: 1) *вынужденная* – движение теплоносителя обусловлено

внешней причиной. 2) *свободная* – процесс, причиной которого служит тепловое расширение частиц теплоносителя, сопровождаемое уменьшением их плотности и перемещением под действием силового поля в направлении уменьшения потенциала последнего. Одним из видов течений, возникающих в условиях свободной конвекции, является ячеистая конвекция в горизонтальном слое жидкости, используемая для физико-математического моделирования процессов конвекции, происходящих в мантии Земли (по: Добрецов, 2001; Геовикипедия, Интернет <http://wiki.web.ru>).

**Конвекция в мантии Земли** – вертикальный теплоперенос движущимися массами пластичного вещества мантии при сверхadiaбатическом градиенте температур, проходящий в гравитационном поле Земли. В горизонтальном слое ячейка такого перемещения организуется в виде четырех компенсирующих друг друга потоков – восходящего, нисходящего и двух горизонтальных противоположного направления. Конвекция охватывает всё пространство геосферы, а вся система представляет собой «конвектирующую» геосферу, состоящую из многих «геодинамических тел» – конвективных ячеек, с противоположным направлением вращения вещества в смежных ячейках (принцип смежных шестерен). Приняты две основных модели конвекции в мантии: 1) *конвекция общемантийная* – охватывает всю толщу мантии от литосферы на глубинах 30–100 км до границы между ядром и мантией на глубине 2 890 км; 2) *конвекция двухъярусная* – проходящая отдельно в верхней мантии – астеносфере (с периодом обращения ячейки ~30 млн лет) и отдельно в нижней мантии (с периодом обращения ячейки 400–450 млн лет. В истории Земли двухъярусная конвекция сменялась общемантийной возможно несколько раз: от двухъярусной к общемантийной около 2,5 млрд лет назад, затем вновь к двухъярусной через 1 млрд лет и, наконец, вновь к общемантийной в последние 150–100 млн лет (по: Борукаев, 1999; Гончаров и др., 2005; Добрецов и др., 2001; Трубицын, Рыков, 2000).

**Конвекция и обмен вещества между верхней и нижней мантией.** Согласно расчетам, обмен вещества между нижней и верхней мантией был весьма ограниченным (кроме ранней истории Земли), не превысил 10 % и сводился в основном к привносу

из нижней мантии или ядра в верхнюю мантию H, K, Na, Ti, P и некоторых других элементов нижнемантийными плюмами. Если бы земная кора выделялась за счет нижней мантии, то мощность и масса континентальной коры была бы в несколько раз больше. Такое заключение поддерживается и независимыми расчетами, основанными на распределении изотопов. Это означает, что общемантийная конвекция могла осуществляться только на ранней стадии развития Земли в процессе выделения ядра и сразу после него, а затем в ходе выделения основного объема коры преобладала двухслойная конвекция – независимая в верхней и нижней мантии (Добрецов и др.; 2001; Зоненшайн, Кузьмин, 1993).

**Консолидация** – ослабление или полное прекращение процессов деформации в регионе, стабилизация подвижного пояса (Борукаев, 1999).

**Континентальные окраины активные.** Континентальные окраины континентов подразделяются на активные и пассивные. Современные активные окраины характеризуются высокой сейсмичностью, активной вулканической деятельностью и по геодинамическим обстановкам подразделяются на следующие типы. *Андский тип* – субдукция направлена непосредственно под окраину континента, глубоководный желоб примыкает к этой окраине; включает фронтальный и тыловой бассейны, береговой хребет и отделенный от него продольными долинами главный хребет, рельеф которого обусловлен вулканоплутоническими поясами с гигантскими по протяженности гранитоидными батолитами, тыловую систему сбросо-надвиговых деформаций и тыловой предгорный прогиб; *зондский тип* – отличается от андского наличием утоненной континентальной коры, поверхность которой находится в основном ниже уровня океана; *калифорнийский тип* – возникает в связи с перекрытием континентальной плитой системы срединно-океанического хребта; включает в тыловой части широкую полосу рифтогенных структур; *японский или островодужный энсиалический тип* – характеризуется сиалическим континентальным основанием, образование которого связано с отчленением блока от окраины континента; включает преддуговой бассейн, собственно вулканическую дугу и задуговой морской бассейн, отделяющий островодужную систему от

континента; *марианский* или *островодужный энсиматический тип* – формируется при субдукции более древней (более мощной и тяжелой) океанской литосферы под океаническую же, но более молодую, на краю которой в удалении от континентов образуется энсиматическая островная дуга с остаточными островными дугами, отмершими междуговыми бассейнами и задуговым бассейном «отгороженного» типа в тыловой части системы. Во всех типах активных континентальных окраин преддуговой склон амагматичен, обычно включает аккреционную призму и один или два преддуговых прогиба (терассы). Линия, отвечающая первому появлению вулканитов, называется вулканическим фронтом и находится на расстоянии от оси желоба в островных дугах около 150 км, в активных континентальных окраинах – 200–300 км. Ширина вулканической дуги – в среднем 50 км. Общая ширина всей полосы вулканической и тектонической активности, колеблется в островных дугах от 200–250 км, а в активных континентальных окраинах до 400–500 км (по: Структурная..., 1991; Хаин, Ломизе, 2005).

**Континентальные окраины пассивные** – окраины континента, где континентальная кора припаяна к океанической и отсутствует сколько-нибудь интенсивная тектоническая деятельность. Включают три главных элемента (не считая прибрежной равнины): 1) *шельф*, 2) *континентальный склон*, 3) *континентальное подножие*. Главные особенности пассивных континентальных окраин – внутриплитное положение, низкая сейсмическая и вулканическая активность, наличие двух структурных этажей. Нижний структурный этаж отвечает времени образования континентальных рифтов (предшествует началу океанского спрединга), представлен преимущественно обломочными породами, нередко переслаивающимися с потоками базальтов и дайками и силлами долеритов. Верхний структурный этаж (океанической стадии развития), сложен морскими отложениями, шельфа, континентального склона и континентального подножия. Для пассивных окраин характерно формирование мощных осадочных призм: *процесс «лавинной седиментации»* – быстрое переотложение шельфовых отложений вниз по континентальному склону продольными и поперечными течениями с возникновением раз-

личных типов турбидитов, часто вмещающих месторождения нефти и газа. Тектонические типы осадконакопления: 1) развитие параллельных или опережающих впадин с миграцией осадков в сторону океана, 2) развитие глубоких осадочных бассейнов на стыке с трансформными разломами, 3) формирование дельты крупных рек (по: Добрецов и др., 2001; Лисицын, 2004; Хаин, Ломизе, 2005).

**Континентальное подножие** – область пассивных континентальных окраин, примыкающая со стороны океана к континентальному склону; обычно подстилается корой континентального типа, но утоненной до 25–30 км. Представляет собой слабонаклоненную в сторону океана (1–2°) слабоволнистую подводную равнину шириной до многих сотен километров, располагающуюся на глубинах 2–3 км, но иногда – 4–5 км. Является областью интенсивной седиментации. Осадки формируются за счет подводных оползней с континентального склона и сноса большого количества обломочного материала с материка и шельфа по подводным каньонам и долинам. В их устьях за счет разгрузки потоков мощность осадков может достигать 15 км; формируются глубоководные конусы выноса (*фены*). Соединяясь один с другим, они образуют обширные шлейфы, постепенно переходящие в абиссальные равнины океана. Осадки представлены терригенными, карбонатными и обвальными оползневыми отложениями: турбидиты, контуриты, флиш. Одновременно накапливаются значительные массы биогенного органического вещества, обуславливающие в дальнейшем формирование месторождений угля, нефти и газа. В более удаленных продвинутых в сторону океана частях отлагается только тонкий терригенный и органический материал в ассоциации с кремнистым и алевритовым веществом; образуются толщи черных, часто металлоносных (V, Mo, U и др.) сланцев (по: Лисицын, 2004; Общая геология, 2006; Основы металлогенического..., 1995; Хаин, Ломизе, 2005;).

**Континентальный склон** – глобальная структура, охватывающая значительную часть окраин материков, опускающихся по направлению к океану; начинается от бровки шельфа (глубина 100–200 м) и заканчивается подножием, граничащим с ложем океана (глубина 3–5 км). Ширина в плане до 200 км, перепад вы-

сот от 100–200 до 1 500–3 500 м, угол уклона 4–35° (на отдельных участках до 90°). Границы с шельфом и континентальным подножием выражены резкими перегибами, особенно первый. Характеризуется значительной расчлененностью подводного рельефа: по направлению к подножью – многочисленные тектонические уступы и плато; по латерали – глубоководные ложбины и гряды, поперечные каньоны и V образные долины протяженностью десятки и сотни километров, шириной от 1 км до 10–15 км и глубиной вреза в континентальный склон до 1 км. Образование подводных каньонов связано с подводной эрозией, обусловленной потоками, насыщенными обломочным материалом, подобными селям. Транспортируется материал, сносимый как с материка, так и с шельфа. Поверхность континентального склона в пределах отрицательных форм рельефа сложена мощными осадками: терригенными, терригенно-кремнисто-карбонатными (в том числе с фосфоритами), битуминозными глинистыми, обвальными-оползневыми, заполняющими каньоны и долины. Доминирующие процессы определяются гравитационным фактором. С ним связан целый ряд явлений, начиная с подводных обвалов и кончая образованием огромных оползней и разнообразных потоков вещества, как ламинарных, так и турбулентных. Нередки кратковременные гравитационные потоки, представляющие собой подводные лавины,двигающиеся с большой скоростью, образование которых может быть связано с землетрясениями и цунами (по: Лисицын, 2004; Общая геология, 2006; Хаин, Ломизе, 2005; Хаин, Поляков, 2008).

**Континенты** – крупные участки земной поверхности (29 %), окруженные со всех сторон океанами и отличающиеся от ложа океанов характером геологического строения и глубинной структурой земной коры. В тектоническом отношении к ним относятся не только крупные участки суши, но и покрытые водами мирового океана области шельфа и континентального склона, поскольку они подстилаются корой континентального типа. Современные континенты образуют две исторически тесно связанные друг с другом группы: Лавразийскую в Северном полушарии (Северная Америка и Евразия) и Гондвандскую – в южном (Южная Америка, Африка, Австралия, Антарктида). Все континенты имеют

своими ядрами древние платформы – кратоны (около 70 % площади), стабилизированные не позднее конца докембрия, между которыми располагаются орогенические (или складчатые) пояса. Совместное нахождение в орогенических поясах комплексов пород различных геодинамических обстановок, показывает, что они представляют собой совокупность блоков земной коры древних океанов, островных дуг, микроконтинентов, преддуговых и задуговых бассейнов, пассивных окраин, симаунтов, тектонически перемешанных в процессе сближения и столкновения (по: Борукаев, 1999; Добрецов и др., 2001; В.Е. Хаин, 2004).

**Контурные течения, контуриты** – водные массы придонных течений, часто следующие вдоль изобат и тяготеющие к основанию материкового склона, а также к флангам склонов срединно-океанических хребтов; являются составной частью *глобальной термогалинной циркуляции*; определяют геохимию океанических бассейнов, осадкообразование и формирование некоторых форм рельефа океанического дна. Отложения контурных течений – *контуриты*, представлены пелитами и алевроитами с тонкими прослоями грубого песка, обладают горизонтальной или косой слоистостью. Сложенные ими тела вытянуты по направлению транспортирующих придонных течений. Масштабы их различны: относительно небольшие составляют до 100 км<sup>2</sup>, но установлены и гигантские аккумулятивные хребты, занимающие площадь более 100 000 км<sup>2</sup>. (Термины..., Планета Земля, 2004. С. 430–644).

**Концепция коллажа террейнов (террейнология)** – концепция, представляющая любой складчатый пояс в виде мозаики разнородных структурных элементов: обломков континентов, островных дуг, образований ложа океанов и их окраинных морей, внутриокеанических поднятий (Борукаев, 1999).

**Концепция плюм-тектоники** – (см. Тектоника плюмов).

**Концепция пульсации и расширения Земли** – неравномерность во времени интенсивности проявлений процессов горизонтального сжатия (сокращения) земной коры и ее растяжения (расширения), что свойственно как отдельным регионам, так и

Земле в целом; важнейшая эмпирически установленная закономерность развития Земли, которая должна учитываться в любой тектонической концепции (Милановский, 2004).

**Концепция ротационная** – считает основным источником тектонических процессов силы, вызывающие деформации фигуры земли благодаря ее вращению вокруг своей оси, вокруг Солнца и ядра Галактики и Луны вокруг Земли. Материки составляли основу первичной земной поверхности; появление океанических пространств, ныне занимающих 70 % площади Земли, – результат ее расширения и возрастания общей массы (по: Кэрри, 1991; Уразаев, 1991).

**Концепция тектоники литосферных плит** – (см. Тектоника литосферных плит)

**Кратон. 1.** Древние платформы (кратоны) – полигонально-изометричные структуры тысячу и более километров в поперечнике. Граничат либо с более молодыми складчато-надвиговыми сооружениями, либо с океанами, либо, с более молодыми платформами. Имеют в центральных частях в основном раннедокембрийские образования, которые ближе к периферии сменяются среднепротерозойскими комплексами. Позднепротерозойские образования в большинстве кратонов уже не входят в состав фундамента, а составляют наиболее древний элемент более молодых подвижных поясов их обрамления. Во внутренней структуре кратонов различают, прежде всего, щиты, в пределах которых консолидированный фундамент выступает на поверхность, и плиты, покрытые осадочным чехлом; последние в зарубежной литературе часто именуются платформами. Осадочный чехол кратонов, помимо фанерозойских отложений, обычно включает и позднедокембрийские, рифейско-вендские протоплатформенные осадочные толщи, выполняющие рифтогенные структуры – авлакогены, но не редко и плоские впадины типа синеклиз (по: Хаин, 2004). **2.** Сформированные в докембрии крупные (несколько миллионов квадратных километров) жесткие участки земной коры континентов. Первоначально кратон считался синонимом термина «древняя платформа». В настоящее время в кратон включают складчато-надвиговые пояса, сформированные вдоль его опу-

щенных окраин и представляющие собой в палеотектоническом отношении ископаемые аналоги современных активных континентальных окраин (Ханчук и др., 2006).

**Курильщики черные и белые** – образуются около выброса гидротерм (гейзеров) на дне океана в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и, в редких случаях в задуговых (краевых) морских бассейнах на участках активного их растяжения. Представляют собой поднимающиеся струи горячей воды, насыщенной растворенными газами (сероводородом, углекислым газом), и тонкодисперсными взвесями мелких частиц сульфидов, сульфатов и окислов металлов гидротермального происхождения. Имеют в морских глубинах вид дымов, факелов которые могут протягиваться на несколько километров. Наблюдаются *курильщики черные и белые*. *Курильщики черные* – температура воды источников 250–450 °С и более, в дымах преобладают частицы сульфидов (пирротин, пирит, сфалерит, вюртцит, копирит, марказит), а также сульфатов (ангидрит, гидрид, гипс, барит), силикатов железа и кальция, графит, иногда минералы сурьмы. *Курильщики белые* – температура воды источников 70–250 °С, в дымах преобладают частицы аморфного кремнезема, барита, самородной серы, пирита. Вокруг гидротермальных источников наблюдаются оазисы подводной жизни, резко выделяющиеся на фоне почти безжизненных пространств океана на глубинах от 2 км до 4 км – обитают многочисленные черви, в том числе трубные черви (вестимениферы), полихеты, крупные моллюски, крабы, креветки, а также угри. Их жизнь основана на симбиозе с бактериями, поглощающими сероводород или метан из гидротермальных источников, тем самым жизнь здесь определяется не фотосинтезом, а хемосинтезом. На участках с высоким тепловым потоком выявлены сульфидные объекты с высокими концентрациями металлов: в Северной Атлантике – Cu 10–30 %; Au 5–10 г/т, в Тихом океане (хр. Хуан-де-Фука) Zn 9–32 %; Ag 112–157 г/т, в Индийском океане – сфалерит с примесью кадмия и сульфосоли Pb-As-Sb (по: Андреев, 1999; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Российский металлогенический, 2003).

**Лавразия** – восстанавливаемый на основе палеогеодинамических построений суперконтинент, существовавший в конце па-

леозоя и состоявший из континентальных масс северного полушария (по: Борукаев, 1999).

**Леман (граница, раздел).** Начиная с глубины 50–80 км под океанами и 200–300 км под континентами, в верхней мантии отмечается *слой пониженных скоростей* (английская аббревиатура *LVZ – Low Velocity Zone*). Его подошва расположена на глубине около 400 км и называется *границей (разделом) Леман*. Как и следует из названия слоя, скорости распространения упругих колебаний в нем ниже, чем в перекрывающей оболочке – литосфере. Более того, под некоторыми тектонически-активными регионами Земли в интервале глубин 60–400 км отмечаются локальные области (линзы), вовсе не пропускающие S-волны, что свидетельствует о том, что вещество этих областей находится в жидком (расплавленном) состоянии. Глубже 400 км в верхней мантии вновь повсеместно распространяются как P-, так и S-волны, причем их скорости увеличиваются с глубиной, однако не монотонно, а ступенчато и, кроме того, медленнее, чем следовало бы ожидать, исходя из расчетных величин литостатического давления на этих глубинах. Такая картина наблюдается до глубины 660–670 км, где проходит раздел верхней и нижней мантии (Аплонов, 2001).

**Линеамент. 1.** Прямолинейное или почти прямолинейное протяжение топографического элемента в региональном масштабе, которое обычно рассматривается как отражающее структуру коры (Международный..., 1991). **2.** Вытянутые в одном направлении элементы рельефа и структуры, т. е. примечательные линии ландшафта, отражающие скрытую архитектуру пород кристаллического фундамента. Широкие протяженные зоны концентрации трещин, разрывов, даек магматических пород, могущие пересекать как платформы, так и складчатые системы (Борукаев, 1999).

**Листрический разлом** – разлом с характерной кривизной, выполаживающийся с глубиной. Является частным случаем листрических поверхностей (Структурная..., 1991).

**Литогеодинамический комплекс** (см. Комплекс литогеодинамический).

**Литосфера.** Литосфера включает земную кору и самую верхнюю, наиболее упругую часть верхней мантии – *литосферную мантию*. Граница литосферы и астеносферы проходит в среднем в океанах на глубине 50–60 км, на континентах – 100–120 км. Но амплитуда колебаний весьма существенна. В осевых линиях срединно-океанических хребтов граница поднимается до 3–4 км и затем увеличивается к периферии океанов до 80–100 км; в центральных частях континентов, особенно под щитами, опускается до 150–200 км, а в отдельных случаях до 350–400 км. Под крупными горными сооружениями литосфера имеет максимальную мощность, а иногда зона пониженных скоростей, соответствующая астеносфере, вообще не фиксируется. Мощную субконтинентальную литосферу иногда называют *литосферным килем* (по: Добрецов и др., 2001; Ломизе, Хаин, 2005; Геовикипедия. Интернет <http://wiki.web.ru>).

**Магнитное поле Земли** – пространство, в котором действуют магнитные силы Земли. Магнитное поле Земли создается замкнутыми электрическими токами в ее недрах и намагниченностью горных пород. Оно возникает во внешнем ядре Земли, вещество которого находится в жидком состоянии и испытывает конвективные перемещения. Существует несколько причин, по которым источник главного геомагнитного поля может находиться лишь только в ядре Земли: 1) наличие вековых вариаций магнитного поля Земли с периодами сотни и тысячи лет, источник которых явно располагается в недрах Земли, а не в ее магнитосфере; 2) постоянного магнита в недрах Земли также не может быть, так как ядро находится в условиях высоких температур (явно значительно выше точки Кюри – температуры, при которой невозможна намагниченность доменов ферромагнетиков). Следовательно, в качестве единственного возбудителя главного магнитного поля Земли остаются только электрические токи внутри ядра. *Магнитное поле Земли является векторным* и характеризуется как положением вектора в пространстве, так и его напряженностью. Суммарный вектор разлагается на горизонтальную и вертикальную составляющие. Угол между горизонтальной составляющей и полным вектором называется *магнитным наклоном*, а угол между направлениями на магнитный и географиче-

ский полюсы – *магнитным склонением*. На Северном магнитном полюсе наклонение равно  $+90^\circ$ , на Южном соответственно  $-90^\circ$ . В пределах магнитного экватора (не совпадает с географическим), наклонение равно нулю. Важнейшей особенностью магнитного поля Земли является перемена полярности в отдельные периоды геологического времени – инверсии магнитного поля. Электрические токи в ионосфере создают свое магнитное поле, но доля его в общем магнитном поле Земли весьма незначительна (по: Аплонов, 2001; Добрецов и др., 2001, Хаин, Ломизе, 2005).

**Магнитное поле Земли – главные параметры.** *Геомагнитная ось* – ось дипольного магнитного поля, наиболее близкого к действительному магнитному полю Земли. *Геомагнитная широта* – угловое расстояние от геомагнитного экватора до рассматриваемой точки земной поверхности. Геомагнитная широта отсчитывается вдоль большого круга, проходящего через данную точку и геомагнитные полюсы. *Геомагнитные полюса* – точки пересечения магнитной оси Земли с ее поверхностью (точки на земной поверхности, в которых магнитная стрелка располагается вертикально – магнитное наклонение равно  $90^\circ$ ). Приблизительно можно считать, что Земля является однородно намагниченным шаром, магнитная ось которого составляет угол  $11,5^\circ$  с осью вращения Земли. Различают Северный и Южный магнитные полюса Земли. Положение магнитных полюсов Земли со временем меняется. *Геомагнитное наклонение* – угол между магнитной силовой линией и горизонтальной плоскостью. На магнитных полюсах Земли, а также в районах крупных магнитных аномалий магнитное наклонение равно  $90^\circ$ . *Геомагнитное склонение* – угол между географическим и магнитным меридианами в точке земной поверхности. Магнитное склонение считается положительным, если северный конец магнитной стрелки отклонен к востоку от географического меридиана, и отрицательным – если к западу. *Геомагнитный меридиан* – проекция силовой линии магнитного поля Земли на земную поверхность (большая окружность Земли, проходящая через геомагнитные полюсы). Геомагнитные меридианы представляют собой сложные кривые, сходящиеся в северном и южном магнитных полюсах Земли. *Геомагнитный экватор* – большая окружность Земли, плоскость которой перпен-

дикулярна геомагнитной оси; линия, соединяющая точки нулевой геомагнитной широты (Геовикпедия, Интернет <http://wiki.web.ru>).

**Магнитное поле Земли – инверсия или обращение полярности** – периодическая в геологическом времени (вековая) смена магнитного поля Земли, выраженная в изменении направления магнитного поля на  $180^\circ$  (переход от прямой полярности к обратной). Геологические данные свидетельствуют о том, что периодически на Земле происходит смена магнитных полюсов, при которой Северный и Южный полюса меняются местами (последняя инверсия случилось около 780 тыс. лет назад). Существуют две главных гипотезы о природе инверсий магнитного поля: 1) изменение скорости и направления конвективных движений вещества в жидком ядре Земли; 2) прохождение Землей межгалактических магнитных полей, которые оказывают заметное влияние и на земной магнетизм. Обращение полярности геомагнитного поля – важнейшее открытие, позволившее создать новую науку – *палеомагнитологию*. Составлена хронологическая «вековая» шкала инверсий магнитного поля Земли, основанная на учете изменения направления магнитного поля Земли на  $180^\circ$ . Проведены сотни тысяч определений прямой и обратной полярности в образцах горных пород различного возраста. Выделены эпохи прямой и обратной полярности, наиболее «молодые» из которых принято называть именами выдающихся физиков и математиков: эпоха прямой намагниченности Брюнеса (последние 0,7 млн лет), эпоха обратной намагниченности Матуямы (0,7–2,5 млн лет), эпоха прямой намагниченности Гаусса (3,3–5,0 млн лет) и др. Инверсии геомагнитного поля происходили на протяжении длительного периода и установлены вплоть до раннепротерозойского возраста (около 2,5 млрд лет назад). Явление инверсий геомагнитного поля исключительно важно для определения возраста океанической коры (см. Полосовые магнитные аномалии океанов) (по: Аглонов, 2001; Толковый..., 1979).

**Магнитосфера Земли** – область околоземного пространства, физические свойства которой определяются магнитным полем Земли и его взаимодействием с потоками заряженных частиц солнечного происхождения. Магнитосфера Земли: – с дневной стороны простирается на расстояние 8–14 земных радиусов; – с

ночной стороны – на несколько сотен земных радиусов. Магнитное поле в околоземном пространстве не остается постоянным, наблюдаются его вариации и, в том числе, резкие нарушения, называемые магнитными бурями. Магнитные бури могут длиться несколько суток, вызываются воздействием сильных потоков солнечной плазмы на магнитосферу Земли (Геовикипедия. Интернет <http://wiki.web.ru>).

**Мантия Земли** – одна из наиболее значительных по размерам внутренних оболочек Земли, геосфера, расположенная между земной корой и ядром (т. е. между поверхностями Мохоровичича и Вихтера – Гутенберга). Верхняя граница определена по быстрому возрастанию скоростей сейсмических волн вниз от перекрывающей коры, нижняя граница (на глубине  $2\ 890 \pm 20$  км) – резким скачкообразным уменьшением скорости продольных волн (с 13,45 до 9,34 км/с) и полным исчезновением поперечных волн (изменение скорости с 7,18 до 0 км/с). По сейсмическим данным вся мантия подразделяется на *верхнюю мантию* (глубиной от 30–70 до 670 км) и *нижнюю мантию* (глубиной от 670 до  $2\ 890 \pm 20$  км). Средний первичный состав мантии близок *шпинеллевому лерцолиту* (порода из семейства перидотитов, состоящая в основном из оливина и ромбического и моноклинного пироксена) или *пиролиту* (гипотетическая смесь перидотита и базальта в пропорции 3:1). Расслоенность мантии обусловлена фазовыми переходами силикатных минералов. Материал, подобный мантии, может вести себя различным образом, в зависимости от фактора – «время»: в короткие промежутки времени – как жесткое твердое тело, что обуславливает возможность прохождения сейсмических волн, вызванных землетрясениями; в весьма длительном геологическом времени (миллионы и миллиарды лет) под действием постоянных напряжений при высоких температуре и давлении – как очень вязкое пластичное тело, что определяет долгое развитие *ползучести* (изменение формы без разрыва сплошности). Эти особенности определяют наличие в мантии химико-тепловой конвекции, проходящей в поле силы тяжести Земли. Она может продолжаться сколько угодно долго, пока существует градиент температуры, приводит к постепенному росту тяжелого ядра и «перемешиванию» относительно легкой остаточной силикатной

мантии (по: Борукаев, 1999; Добрецов и др., 2001; Хаин, Ломизе, 2005).

**Мантия Земли верхняя** – геосфера, расположенная между земной корой (поверхность Мохоровичича на глубинах 30–70 км) и нижней мантией (на глубине около 670 км). Верхняя мантия, в свою очередь, подразделяется на верхнюю *литосферную* (выше глубин около 410 км) и нижнюю *астеносферную* (до глубин около 660–670 км). Астеносферная часть верхней мантии рассматривается также в качестве переходной зоны от верхней к нижней мантии и выделяется в качестве *слоя Голицына*. Граница литосферной и астеносферной частей верхней мантии имеет скачек плотности  $\Delta\rho = 0,20 \text{ г/см}^3$ . Верхняя часть (литосферная мантия) имеет резко различную мощность (под континентами 100–200 км, под океанами 300–350 км); нижняя (астеносфера) отличается большей постоянностью (около 270 км). С наибольшей долей вероятности вся верхняя мантия сложена ультраосновными породами, обогащенными Fe и Mg, но в тоже время обедненными кремнеземом. Расчетный (моделируемый) состав верхней мантии (%): 45,8 – SiO<sub>2</sub>; 3,58 – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 38,8 – MgO; 7,45 – FeO; 0,26 – NiO; 0,11 – S; 3,08 – CaO; 0,3 – Na<sub>2</sub>O; 0,07 – K<sub>2</sub>O; 0,17 – O<sub>2</sub>; 0,15 – MnO; 0,40 – Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,03 – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 0,18 – H<sub>2</sub>O, что отвечает породе ультраосновного состава. По мере увеличения глубины, твердое вещество мантии скачкообразно, на границах, устанавливаемых геофизическими методами, претерпевает структурные преобразования, сменяясь все более плотными модификациями минералов без изменения общего химического состава. До глубины 410 км верхняя мантия состоит из 57 % оливина, 29 % пироксена и 14 % граната (лерцолитовая модель). На глубине около 520 км β-оливин (вадселит) переходит в γ-оливин со структурой шпинели (рингвудит), а пироксен трансформируется в гранат (мейджорит), в результате чего в интервале 400–670 км (нижняя астеносфера) образуется вещество, состоящее примерно из 57 % шпинели, 39 % граната и 4 % пироксенов высокого давления. Считается, что глубинные ксенолиты в кимберлитах и базальтах – гранат и шпинельсодержащие ультраосновные породы и эклогиты – представляют собой фрагменты пород верхней мантии (по: Ап-

лонов, 2001; Добрецов и др., 2001; Лобковский и др., 2004; Хаин, Ломизе, 2005).

**Мантия Земли истощенная (деплетированная)** – верхняя часть мантии Земли вторичная (в т. ч. современная), обедненная по сравнению с первичной (существовавшей на ранних этапах развития Земли) рядом компонентов: кремнеземом, щелочами, ураном, торием, редкими землями иттриевой группы и другими некогерентными элементами (с большим ионным радиусом и большим зарядом). Такие особенности обусловлены выплавлением из первичной верхней мантии на ранних стадиях развития Земли и в течение последующего геологического времени базальтовых пород – длительным преобразованием верхней мантии, как источника материала для формирования земной коры (по: Борукаев, 1999; Хаин, Ломизе, 2005).

**Мантия Земли нижняя** – геосфера, расположенная между верхней мантией (660–670 км) и внешним ядром Земли (на глубине 2 900 км). Состав нижней мантии, рассчитанный исходя из метеоритной гипотезы с учетом отношений литофильных элементов, которые концентрируются в мантии и не входят в ядро (%): 46,12 – SiO<sub>2</sub>; 4,09 – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 37,77 – MgO; 7,49 – FeO; 0,25 – NiO; 0,1 – S; 3,25 – CaO; 0,36 – Na<sub>2</sub>O; 9,94 – K<sub>2</sub>O; 0,18 – TiO<sub>2</sub>; 0,15 – MnO; 0,38 – Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,3 – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 0,2 – H<sub>2</sub>O. Результаты сейсмической томографии свидетельствуют о том, что нижняя мантия по вертикали не вполне однородна. В ней фиксируется несколько слоев, но наиболее уверенно на глубинах около 1 тыс. км (эта часть нижней мантии рядом исследователей выделяется как «средняя мантия»), 1 700–1 900 км и непосредственно вблизи внутреннего ядра. Ниже границы 660–670 км имеет место фазовый переход вещества с замещением оливина (шпинели) и пироксена (граната) метасиликатом – перовскитом (Ca, Mg) SiO<sub>2</sub> (70 %) и окислом – магнезиовюститом (Mg,Fe)O (20 %), а 10 % приходится на долю высокобарической модификации SiO<sub>2</sub> – стишовита и ильменита-корунда. Ниже 1 700–1 900 км в мантии вероятно присутствуют лишь простые окислы Ca, Mg, Fe и Si (получены доказательства о замещении с глубин 1 600 км перовскита окислами Fe, Mg, Si при некотором увеличении содержания железа). Самый нижний слой мантии на границе с ядром (*слой D'*) имеет

толщину 200–300 км. Он, как предполагают, характеризуется разложением перовскита и ильменита на чисто металлическую и неметаллическую фазы, но и возможно отличается от остальной мантии особенностями химического состава. Для его нижней части характерно наличие прерывистого слоя с резко пониженными скоростями сейсмических волн, что может указывать на частично расплавленное состояние вещества (по: Аплонов, 2001; Добрецов и др., 2001; Лобковский и др., 2004; Хаин, Ломизе, 2005).

**Мантия Земли примитивная** – верхняя мантия Земли, вещество которой не претерпело дифференциации. Состав примитивной мантии близок составу нижней мантии и может быть определен по предельным составам мантийных ксенолитов в базальтах и кимберлитах (по: Борукаев, 1999; Добрецов и др., 2001).

**Массив срединный. 1.** С позиций фиксизма (учения о геосинклиналях) – устойчивый складчато-глыбовый участок земной коры, являющийся крупным фрагментом основания, на котором заложены геосинклинальные системы данной складчатой области, располагается обычно внутри подвижных областей, лишь частично вовлекаясь в ее геосинклинальное, а затем и складчатое развитие. От смежных складчатых областей часто отделяется глубинными разломами (Геологический, 1973). **2.** С позиций мобилизма (тектоники литосферных плит) – термин «срединный массив» потерял свое первоначальное значение и не употребляется. Подобного типа структуры рассматриваются в качестве террейнов с кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом – *микроконтинентов*, некогда отколовшихся от материков в процессе рифтогенеза на ранней стадии раскрытия океанов и затем, на поздней стадии при закрытии океанов и столкновении континентальных масс (коллизии), вошедших в состав складчатонадвиговых поясов. В современное время микроконтиненты можно наблюдать в океанах, в виде отдельных крупных поднятий с типичной континентальной корой (см. Микроконтинет) (по: Борукаев, 1999; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Хаин, Ломизе, 2005).

**Меланж тектонический** – хаотическое образование, отличающееся от сходных седиментационных комплексов – олисто-

стромов, образующихся при подводно-оползневых или прибрежно-обвальных процессах, явными следами тектонического воздействия и появлением дислокационных структур. В меланже тектоническом крупные блоки относительно жестких пород автохтона или аллохтона (известняки, кремнистые, вулканические, интрузивные породы и др.) перемешиваются с мелкими обломками таких же пород, а также с более пластичным материалом, образующим базис (*матрикс*) меланжа. Последними могут быть ультрамафиты (серпентиновый меланж), а также аргиллиты, гипсы, ангидриты и другие высокопластичные породы (Хаин, Ломизе..., 2005).

**Месторождение** – природное пространственно обособленное скопление минерального вещества в недрах или на поверхности Земли, которое по своему разведанному количеству, качеству и условиям залегания является либо являлось предметом промышленной разработки горнодобывающего предприятия, либо может стать таковым при изменении технологии и экономических условий (Российский металлогенический..., 2003).

**Металлогенические факторы** – факторы, управляющие образованием, распределением и сохранением месторождений во времени и пространстве. К таким факторам обычно относят не только процессы и обстановки, но также и созданные этими процессами горные породы, геологические тела, структуры (*металлотекты*). По способам выявления и применения факторы металлогенические разделяются на *наблюдаемые* (первого рода) и *моделированные* (второго рода); по масштабу – на *планетарные* (глобальные), *региональные* и *локальные*; по значимости – на *главные* и *второстепенные*; по роли в рудообразовании – на *положительные* и *отрицательные*; по механизму действия – на *рудообразующие* (рудогенерирующие, рудопреобразующие) и *рудолокализирующие* (рудораспределяющие, рудовмещающие, рудоподводящие); по генезису – на *эндогенные* и *экзогенные*; по природе фактора – на *магматические*, *тектонические* (структурные), *стратиграфические*, *метаморфические*, *литологические* (седиментационные), *геоморфологические*, *климатические*, *глубинности*, *геохимические*, *термодинамические*, *геофизические*, *геодинамические*, *геохронологические*, *гидрогеологические*, *метасома-*

*тические, палеогеографические, денудационного среза, фациальные* и т. д. (Российский металлогенический, 2003).

**Металлогенический анализ с позиций мобилизма.** Сравнительно новое направление металлогенического анализа, возникшее в связи с представлениями тектоники плит и тектоники глубинных плюмов. Основывается на следующих положениях: 1) формирование первичных скоплений рудного вещества происходит в пределах активных зон земной коры (геодинамических обстановках континентального рифтогенеза, океанического спрединга, субдукции и коллизии) в связи с действием механизма тектоники литосферных плит; 2) в процессе закрытия океанических пространств, различного рода террейны и приходящие в столкновение континенты со свойственными им рудными месторождениями создают новую мозаику структурно-вещественных комплексов и соответствующих им металлогенических зон; 3) при повторном попадании в активные зоны на ранее сформированные металлогенические пояса накладываться вновь сформированная рудная минерализация; одновременно может происходить частичная регенерация предшествующих скоплений рудного вещества и поступление новых его порций из глубинных коровых и мантийных источников; 4) в дальнейшем в связи с расколами континентов и сдвигами ранее сформированные металлогенические пояса могут быть раздроблены, а отдельные их фрагменты значительно смещены и сведены в новые ансамбли; 5) самостоятельное значение имеют рудообразующие системы, связанные с горячими точками и рифтами с преимущественным поступлением рудного вещества из глубинных источников; 6) в свете современных подходов к металлогении горно-складчатых областей следует различать *месторождения автохтонного и аллохтонного типов* (по: Абрамович, Кузьмин, 1997; Кузьмин и др., 2009).

**Металлогенический пояс планетарный (глобальный)** – металлогенический таксон планетарного масштаба; приурочен к крупнейшим тектоническим поясам земного шара, охватывающим в своем активном развитии продолжительное время: формируется в течение одной, но в большинстве случаев нескольких последовательно сменяющихся одна другую геодинамических

обстановок. Протягивается на многие тысячи километров, и включает в себя металлогенические таксоны более низкого ранга: металлогенические пояса, провинции и области. Среди широкого спектра рудных формаций, выделяются профилирующие, определяющие специфику каждого отдельного металлогенического пояса планетарного. Сходство же металлогении отмечается для поясов, сформированных в идентичных геодинамических обстановках. Во многих поясах такого типа устанавливается поперечная и продольная металлогеническая зональность, согласующаяся с поперечной зональностью и сменой по простиранию типов геологических структур. С позиции тектоники литосферных плит металлогенические пояса планетарные соответствуют крупнейшим по протяженности активным континентальным окраинам и аккреционным и коллизионным поясам (орогенам), завершившим свое развитие в течение одной или нескольких эпох диастрофизма (главным образом палеозойской, мезозойской и кайнозойской). Примерами могут служить Восточно-Тихоокеанский пояс, обрамляющий с востока Сибирскую, Китайскую, Австралийскую платформы и ряд палеомикроконтинентов на северо-востоке Азии и на Индокитайском полуострове; Центрально-Азиатский пояс расположенный между Восточно-Европейской, Сибирской, Таримской (Северо-Западный Китай) и Северо-Китайской платформами с ответвлением между последней и платформой Янцзы (Южный Китай); Среднеземноморский пояс, отличающийся относительно молодым возрастом оруденения (в основном мезозой – кайнозой) и своеобразный Афро-Азиатский пояс, контролируемый зонами внутриконтинентального рифтогенеза (тянется от Восточно-Африканской рифтовой системы вдоль современной пассивной окраины Аравии, систем разломов Пакистана, Памира и Центральной Азии до Байкало-Становой зоны на востоке Азии). Некоторые исследователи объединяют Западно- и Восточно-Тихоокеанские пояса в общий «Тихоокеанский мегапояс», а Западно-Американский и Восточно-Европейский – в общий «Периатлантический мегапояс». Ряд исследователей считают возможным называть планетарными металлогенические пояса, соответствующие ныне существующим структурам глобального масштаба определенных геодинамических обстановок: океаническим рифтовым зонам (Южно-Американский, Центрально-Атлантический,

Центрально-Индоканский, Красноморский и др.); системам островных дуг (Марианский, Меланезийский, Рюкю и др.), активным континентальным окраинам (Андский, Калифорнийский), коллизионным поясам (Альпийско-Гималайский), внутриконтинентальным рифтовым системам (Восточно-Африканский) (по: Зоненшайн и др., 1976; Инструкция..., 2003; Основы металлогенического..., 1995; Рундквист, 1995; Рундквист и др. 2008, Интернет, <http://www.scgs.ru>).

**Металлогения.** В узком толковании термина – учение о генезисе месторождений твердых (металлических и неметаллических) полезных ископаемых, о закономерностях их формирования и размещения в пространстве и времени, о связи с региональными петрографическими и тектоническими особенностями строения земной коры. В отечественной литературе существует ещё и термин «минерагения», который либо используется при анализе размещения неметаллических полезных ископаемых, либо как синоним термина металлогения. «Российский металлогенический словарь» (2003) не рекомендует использовать термин металлогения при исследовании закономерностей размещения углеводородного сырья (нефть, газ). В то же время, ныне действующая «Инструкция по составлению Государственных геологических карт Российской Федерации...» (2003), предлагает использовать термин минерагения в качестве всеобъемлющего, охватывающего наряду с твердыми полезными ископаемыми, также и все виды горючих полезных ископаемых, в том числе нефть, газ, а также месторождения подземных вод (см. Минерагенические подразделения). В зарубежной литературе во всех подобных случаях используется только термин металлогения (по: Инструкция..., 2003; Российский металлогенический, 2003; Ханчук и др., 2006).

**Металлогения абиссальных впадин океанов** – определяется развитием железо-марганцевых конкреций среди глубоководных пелагических осадков – кремнистых и известковистых илов, глубоководных глин. Обширные площади абиссального дна, покрытые железомарганцевыми конкрециями, содержат значительные концентрации никеля, меди и кобальта. Рудоносные впадины выявлены в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах, причем

наиболее крупные скопления отмечаются в Тихом океане, где сосредоточено 80 % конкреций, основные области распространения которых находятся на глубинах свыше 4 км. Общие запасы железо-марганцевых конкреций в Мировом океане оцениваются в 350-1700 млрд т, что объясняет большой интерес к разработке методов и средств их добычи (по Основы металлогенического..., 1995).

**Металлогения авлакогенов** – определяется накоплением мощных терригенных и терригенно-карбонатных угленосных и нефтегазоносных толщ. Для авлакогенов характерны все типы месторождений, свойственные пассивным континентальным окраинам. Вместе с тем на ранних стадиях развития авлакогенов могут внедряться интрузии (силлы и дайки) пород основного состава, являющиеся источником месторождений халькофильных элементов – меди, цинка, свинца и др. С развитием авлакогенов некоторые исследователи связывают образование золотоносных конгломератов (Витватерсранд, ЮАР), ураноносных конгломератов (Блайд-Ривер, Канада), свинцово-цинково-медных месторождений в терригенных толщах (Маунт-Айза, Австралия; Сулливан, Канада), урановых с золотом, никелем, кобальтом жил над поверхностями несогласия (Джибилука, Австралия; Ки-Лейк, Канада (по: Основы металлогенического..., 1995; Российский металлогенический..., 2003).

**Металлогения (минерагения) глобальная** – наука о закономерностях проявления месторождений всех видов полезных ископаемых в планетарном, глобальном масштабе: рассматривает формирование полезных ископаемых с позиций общих законов развития Земли, ее глубинного строения, эволюции, как космического тела. Теоретические основы металлогении глобальной активно развиваются на базе тектоники литосферных плит, тектоники плюмов и космогеологических исследований. В этом смысле металлогению глобальную часто называют «металлогения мобилистская», «металлогения литосферных плит» и «металлогения глубинных плюмов». Основопологающим для металлогении глобальной является анализ связи месторождений полезных ископаемых и глобальной тектоники – установление характерных типов месторождений, свойственных определенным типам геоди-

намических обстановок как настоящего, так и прошлого. Для каждой геодинамической обстановки можно найти типичные реперные типы месторождений (медно-молибден-порфиновые – характерны для островодужных обстановок и окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов, колчеданные кипрского типа – для рифтовых зон задуговых бассейнов, свинцово-цинковые типа Миссисипи – для шельфа пассивных окраин, редкометалльные карбонатитовые – для внутриплитового магматизма и т. д.). Очевидно, что, включая в рассмотрение ещё и месторождения нефти и газа, нужно говорить о *минерагении глобальной* (см. Минерагения). Анализ металлогении (минерагении) и реставрация металлогенических поясов прошлого предполагает проведение палеогеодинамических реконструкций. Достоверность такого подхода можно иллюстрировать примерами продолжения с одного континента на другой ранее существовавших рудных поясов и провинций, разобщенных после раскола последней Пангеи: щелочных интрузий и связанного с ними редкометалльного оруденения с атлантического побережья Африки в Бразилию, интрузий ультраосновных щелочных пород с редкоземельным оруденением с западного побережья Евразии на восточное северной Америки, единого ареала алмазоносных кимберлитовых трубок Гондваны на побережья Африки, Индии и Южной Америки. Другой пример: открытие крупнейшего месторождения нефти «Скалистых гор» в Северной Америке при разбурировании поднадвиговых зон, которые в прошлом являлись зонами субдукции и обдукции (по: Гаврилов, 2005; Зоненшайн и др., 1976; Основы металлогенического..., 1995; Российский металлогенический..., 2003; Рундквист, 1995).

**Металлогения горячих точек и полей (тектоно-магматической активизации)** – металлогения, связанная с проявлением внутриплитового магматизма, связанного с тектоникой плюмов в пределах земной коры как континентального, так и океанического типов. На континентах к горячим точкам относят алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые трубки, дайки и штоки (ЮАР, Якутия, Австралия); интрузии ультраосновных щелочных пород с карбонатитами с месторождениями Nb, Ta, TR, Ta, U, Mo, Cu (Палабора, ЮАР; Ока, Канада), платиноидов и зо-

лота (Инагли, Алданский щит), апатит-магнетитовых, флогопитовых и вермикулитовых руд (Ковдорское, Кольский полуостров); интрузии щелочных гранитов с грейзеновыми месторождениями Sn, а также Nb, Ta, W (Плато Джос, Нигерия; Рондония, Бразилия); интрузии нефелиновых сиенитов с месторождениями апатита и метаморфизованных пластовых фосфоритов (Хибинские, Кольский полуостров), связанные с траппами месторождения магнетита в туффитах, выполняющих древние вулканические каналы (Ангарская железорудная провинция, Восточно-Сибирская платформа). В океанах рудоносны вершины и склоны ряда гайотов, связанные с горячими точками и сложенные преимущественно щелочными базальтами – железомарганцевые корки, обогащенные кобальтом (западная часть Тихого океана); вулканические постройки с сульфидами железа (Гавайские острова) (по: Российский металлогенический..., 2003; Основы металлогенического..., 1995).

**Металлогения коллизионных поясов** – металлогения орогенных областей, образовавшихся вследствие сближения и коллизии крупных литосферных плит с корой континентального типа, либо континента с микроконтинентом, либо континента с островной дугой. Наиболее типичен вариант столкновения пассивной окраины континента одной плиты с активной окраиной другой. В пределах такого типа орогенических областей присутствуют крупные гранитные плутоны, сформированные после столкновения, с которыми связывают образование кварцево-полиметаллических месторождений, месторождений меди и сурьмы преимущественно жильного типа. С фрагментами офиолитовых комплексов связаны магнетитовые, тальковые, нефритовые, сидеритовые месторождения, а также хромитовые и медно-колчеданные. На пододвигаемой пассивной окраине формируются ураноносные гидрогенные песчаники (Сиволик, Гималаи). При столкновении двух активных континентальных окраин характерны скарновые и жильные месторождения молибдена и вольфрама нередко с мышьяком и сурьмой, медно-молибденовые порфиоровые (Каджаран и др.); ртутные и сурьмяно-ртутные; скарново-магнетитовые; вулканогенно-осадочные марганцевые (Чиатурское и др.), кварцево-полиметаллические жильные. При коллизии

микроконтинента с континентом образованная на месте закрывающегося спредингового окраинного моря молодая океаническая кора вместе с ранее сформированными в зонах локального спрединга месторождениями может быть надвинута на окраину континента. Видимо, таким образом сформированные на дне спредингового моря месторождения хромитовых (Кемпирсайские) и медно-цинково-колчеданных (медный пояс Урала) руд завершили свое образование в зонах коллизии. В надвиговых зонах столкновения покровно-шарьяжного строения оказались метаморфизованные золоторудные, ртутные и сурьмяно-ртутные месторождения, а при выплавке и внедрении коллизионных анатектических гранитов – регенерированные золоторудные, грейзеновые и жильные оловорудные и вольфрамовые (Верхоянье), жильно-штокверковые гидротермальные, месторождения ураномолибденовой формации, залегающие в континентальных вулканогенных комплексах (Забайкалье). Примером молодого кайнозойского орогена, возникшего при столкновении континента с островной дугой, является Новогвинейский, в пределах которого известны медно-порфировые, скарновые меднорудные, медные стратиформные, золоторудные гидротермальные месторождения. К реликтовым площадям океанической коры, сохранившимся в зонах коллизии, нередко приурочены месторождения нефти и газа (по: Российский металлогенический..., 2003; Основы металлогенического..., 1995).

**Металлогения новая глобальная** – возникшее в 70–80-е годы XX столетия направление металлогенических исследований, основанное на концепции тектоники литосферных плит и тектонике плюмов. По представлениям ее сторонников активные геологические процессы, включая процессы рудообразования, протекают на границах литосферных плит. В зависимости от взаимного направления движения литосферных плит возникают различные геодинамические обстановки и соответствующие им металлогенические модели. Наряду с современными геодинамическими обстановками они переносятся также на аналогичные геодинамические обстановки прошедших геологических эпох. Кроме того, рассматривается металлогения внутриплитных геодинамических обстановок, связанная с горячими точками и внутри-

континентальным рифтогенезом (по: Зоненшайн и др., 1976; Ковалев, 1978; Митчелл, Гарсон, 1984).

**Металлогения окраин континентов активных** – металлогения зон поддвига литосферной плиты с океанической корой под окраину континента с преобразованием пассивной окраины в активную *андского типа*. Предопределяется интенсивной магматической деятельностью, обусловившей формирование многочисленных месторождений разнообразных генетических типов. Для андского типа орогенов (западная окраина Южноамериканской литосферной плиты в пределах Чили и Перу) Р. Силлитое в 1976 г. описал следующую смену месторождений от побережья в глубь континента: эпитермальные ртутные (Санта-Барбара); контактово-метасоматические магнетитовые (Элбгаробо, Маркона); жильные медно-золотые (Томая, Брилладор) и серебряные (Ченарсилло, Аркверос); стратиформные медные в вулканогенно-осадочных толщах (Манто); вулканогенно-осадочные стратиформные марганцевые; порфировые медные и медно-молибденовые (Эль-Теннете, Лос-Пеламбрес); жильные и контактово-метасоматические медно-свинцово-серебряные (Квирулика, Антамина); жильные оловянно-вольфрамовые и оловянно-серебряные (Авикава, Колвакаха), порфировые оловянные (Ллагуа, Оруру). Сходный тип металлогенической зональности, но менее отчетливо выраженный, имеет место и в пределах активной континентальной окраины *кордильерского типа*. В пределах Кордильер Северной Америки крупные ртутные месторождения (Нью-Идрия, Нью-Альмаден) сменяются в глубь континента золоторудными и крупнейшими вулканогенно-осадочными месторождениями бора (Крамер, Серс-Лейк), затем медно-порфировыми, часто со свинцом и цинком (Юта-Копер, Бингем) и золоторудными (Карлин). На основе палеогеодинамических реконструкций следует предположить, что кроме выше перечисленных для активных континентальных окраин характерны месторождения медистых сланцев (Мансфельд в Средней Европе), железо-марганцевые и цинк-свинец-баритовые (Кетюбе, Каражал в Казахстане), а также олово-полиметаллические (Солнечное, Кавалеровское на Дальнем востоке России) (по: Основы металлогенического..., 1995).

**Металлогения окраин континентов пассивных** – металлогения широких, переходных от континента к океану зон, включающих в себя край континента, шельф, континентальный склон и его подножие. На пассивных окраинах, существующих в настоящее время и образованных ранее в условиях тропического и гумидного климатических поясов в терригенно-карбонатных толщах накапливается значительное количество органического вещества – образуются богатые нефте- и газопроизводящие толщи и крупные и гигантские месторождения нефти и газа (среднепалеозойские отложения западной окраины Восточно-Европейской платформы, раннепалеозойские южной окраины и позднепалеозойские-раннемезозойские северной окраины Сибирской платформы, позднепалеозойские и мезозойские северной окраины Аравийского микроконтинента и др.). В обстановках массового накопления автохтонного и аллохтонного растительного детрита формируются лимнические переходного типа и паралические угленосные толщи. Помимо топливно-энергетического сырья для пассивных окраин характерны крупнейшие по масштабам диагенетические и раннеэпигенетические месторождения меди стратиформного типа в терригенных отложениях (Центральная Африка, Алданский щит); свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах (Сардана, Сибирь; бассейн Миссисипи); колчеданно-полиметаллические в углеродистых терригенно-флишоидных породах (Енисейский кряж); золото-кварцевые и золото-сульфидно-углеродистые в углеродистых терригенно-флишоидных отложениях (Енисейский кряж, Байкало-Витимская провинция); серебро-ванадиевые и ванадиевые в черносланцевых толщах (Енисейский кряж); молибден-никель-цинковые и никель-цинковые с минералами платиновой группы и золотом в черносланцевых толщах (Енисейский кряж); марганцевые кремнисто-терригенные, марганцевые кремнисто-карбонатные, железомарганцевые кремнисто-карбонатно-вулканогенные, железорудные кремнисто-гематитовые (Енисейский кряж, Байкало-Витимская провинция), пластовые фосфориты в кремнисто-карбонатных толщах (Марокканский, Казахстанский и Хубсугульский фосфоритоносные бассейны); прибрежно-морские россыпи (крупные месторождения) алмазов, монацита, титановых минералов (ильменит, рутил), касситерита, золота (Богенфельс,

Намибия; Страдборг, Австралия; Транванкувр-Кочин, Индия) (по: Основы металлогенического..., 1995; Российский металлогенический..., 2003).

**Металлогения окраинных и задуговых морей** – определяется двумя факторами: накоплением мощных толщ осадочных пород и одновременным существованием зон рассеянного спрединга, формирующего кору океанического типа. Осадочные комплексы со стороны континента представлены формациями терригенного и карбонатно-терригенного состава, металлогенический профиль которых подобен пассивным окраинам и определяется, в первую очередь, концентрациями нефти, газа, углей, а также морскими россыпями золота, платиноидов, хромита, магнетита, касситерита, вольфрама, алмазов и янтаря (акватории Арктического бассейна Евразии). В современных котловинных задуговых морях, в их глубоководной части, прилегающей к островным дугам, устанавливаются зоны рассеянного спрединга, определяющие локализацию офиолитов, толеитовых базальтов, вулканитов бимодальной серии и гидротерм – сульфидных построек. В современных условиях они обнаруживают себя в форме гидротермальных полей и свойственных им трубообразных и конических построек (металлогенические пояса Тонга-Кремадекский, Меланезийский, Рюкю, Среднеземноморский и др.). Рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, гидроокислами железа и марганца, самородной медью, самородным серебром и др. Отмечено высокое содержание ртути и золота. Палеоаналогами подобных структур являются крупные колчеданные полиметаллические месторождения в связи с базальтами (Сибайское, Урал), титано-магнетитовые (Качканарское, Урал) и хромитоносные (Кемперсайское, Урал) в габброидах и ультраосновных породах (по: Основы металлогенического..., 1995).

**Металлогения осадочных бассейнов** – раздел региональной металлогении, изучающий закономерности формирования стратиформных месторождений в осадочных бассейнах. В них могут генерироваться синдиagenетические, эпигенетические (гидрогенные) и метаморфические месторождения за счет рудного вещества, поступающего как из экзогенных, так и эндогенных источников. Состав и строение осадочных комплексов бассейнов, их ме-

таллогеническая специализация и степень продуктивности во многом обуславливаются их геодинамической позицией: внутриконтинентальная (внутриплитная) рифтогенная, пассивноокраинная, субдукционная, коллизионная, океаническая дивергентная. На ранней стадии геотектонического цикла эволюции литосферы формируются рифтогенные осадочные бассейны. Для них характерны крупные и уникальные месторождения урано- и золотоносных конгломератов с серебром и платиноидами и серебро-кобальт-медных с золотом и платиноидами типа медистых песчаников. Последующие надрифтовые депрессии вмещают крупные запасы углеводородов, нередко солей и железных руд. Пассивноокраинные бассейны, включают в себе широкую гамму стратиформных месторождений – свинцово-цинковые с баритом, серебром, ртутью, кадмием, германием, железо-марганцевые, ртутно-сурьмяные, нередко со свинцом, цинком, золотом, вольфрамом в карбонатных толщах; фосфоритовые, урановые с ванадием, молибденом, никелем, золотом в кремнисто-карбонатно-терригенных толщах; медно-свинцово-цинковые, золотые, золото-сурьмяные и вольфрам-золото-сурьмяные гематитовые (Енисейский кряж, Байкало-Витимская провинция), пластовые фосфориты в кремнисто-карбонатных отложениях (Пакистан, Бирма), прибрежно-морские россыпи алмазов, монацита, титановых минералов, касситерита, золота (Богенфелье, Намибия; Страдборг, Австралия; Транванкувр-Кочин, Индия). Уникальны осадочные бассейны в отношении генерации углеводородного сырья (см. Бассейны нефтегазоносные) (по: Основы метал, анализа..., 1995; Российский металлогенический..., 2003).

**Металлогения островных дуг** – определяется факторами, связанными с процессом субдукции и зависит от типа их фундамента. В современных островных дугах *энсиматического типа* (сформированы на океанической коре) имеют место скопления новообразованных руд, представленные месторождениями магматогенно-гидротермального типа: меднопорфировые с золотом (Пангуна, о. Бугенвиль), золото-теллуридные и золото кварцевые и связанные; с фундаментом и процессами его преобразования (о. Фиджи), месторождения магматогенных хромитовых руд и гидротермально-осадочных медно-цинковых, латеритных бокситов

(о. Реннел). Для островных дуг *энсиалического типа* (сформированы на континентальной коре) характерны новообразованные месторождения: полиметаллические колчеданные (Cu, Pb, Zn), в том числе с золотом (Кууроко, Японские о-ва; Ред-Дог, Аляска), гидротермально-вулканогенные золотосеребряные с теллуридами, низкотемпературные гидротермальные полиметаллические, в т. ч. с оловом и вольфрамом, контактово-метасоматические меднорудные, самородной и колчеданной серы (Мацуо, Хароцебо, Япония), латеритные бокситовые (Пангуна, Н. Гвинея). В области слабоэродированных вулканов – месторождения ртути (Пуи-Пуи, Н. Зеландия; Таепус, Филиппины). В аккреционных призмах островных дуг к сложным комплексам пород, представляющим собой зоны чередования меланжа базальтов, терригенных осадков, турбидитов и глауконитсодержащих сланцев, приурочены проявления сурьмяно-ртутных руд с золотом листовитового и джаспероидного типов. Аналогичные вышеперечисленным типы месторождений дочетвертичного возраста установлены и в террейнах островодужного типа, «впаянных» в настоящее время в складчато-надвиговые пояса континентов (по: Основы металлогенического..., 1995).

**Металлогения платформ** – раздел общей металлогении, рассматривающий закономерности размещения месторождений полезных ископаемых в пределах относительно стабильных крупнейших структур континентов. Определенной спецификой металлогении обладают молодые и древние платформы, а в пределах древних платформ – металлогения их докембрийского фундамента (см. Металлогения чехла платформ, Металлогения фундамента древних платформ).

**Металлогения рифтов континентальных** – определяются стадией их развития, что выражается определенной эволюцией магматизма. Д.В.Рундквистом с соавторами (1981 г.) выделяются следующие типы структурно-металлогенических зон континентальных рифтов: 1) с преимущественным развитием осадочных формаций – тип молассоидный, рудная формация – каменных углей, меньшее значение имеют бокситовая терригенная и бурожелезняковая (мезозойские впадины Алдана); урановая минерализация инфильтрационного генезиса (Амалатский р-н Прибай-

каля); 2) тип вулканогенный мафический: месторождения самородной меди в связи с риолит-базальтовой серией (Охотско-Чукотский пояс); 3) тип вулканогенный щелочно-мафический: флюоритовая, титановая и полиметаллическая минерализация (Байкальская рифтовая зона); 4) тип ультрамафическо-мафический: месторождения самородной меди, сульфидная медно-никелевая, в меньшей мере титан-железородная (титано-магнетитовая) – в коматиит-базальтовых комплексах (Камбалда, Австралия); 5) тип интрузивный ультрамафическо-мафический: месторождения сульфидно медно-никелевые в связи с габбро-верлитовой (Печенга) и оливинит-габбровой (Норильск) формациями, титан-железородная (магнетитовая) в связи с перидотит-пироксенит-норитовой формацией (Мончегорская зона, Ветренный Пояс); 6) тип интрузивный фойдитовый: рудные формации – флогопитовая, вермикулит-гидрофлогопитовая, высокоглиноземистая нефелин-полевошпатовая, апатит-редкометалльно-железородная карбонатитовая, тантал-ниобий-редкоземельно-флюоритовая, нефелин-apatитовая, нефелин-тантал-ниобиевая, полевошпат-нефелин-кальсилитовая, железородная скарновая (Ковдорская, Хибинская, Алданская зоны) (Российский металлургический..., 2003).

**Металлогения рифтов межконтинентальных (Красноморский тип)** – металлогения структур, возникающих на границах материковых плит в результате начальной стадии раздвига двух систем трехлучевых континентальных рифтов и формирования океанической коры. Металлогенические особенности определяются наличием горячих металлоносных рассолов и подстилающих их металлоносных осадков. В отдельных частях, тяготеющих к зарождающемуся срединно-океаническому хребту, обнаруживаются металлоносные осадки, обогащенные в верхней части железом и марганцем, а на некоторой глубине – цинком, медью, кадмием, свинцом и серебром. Современные геодинамические обстановки этого типа представлены уникальным грабеном Красного моря и его продолжением через Баб-Эль-Мандебский пролив в Аденском заливе. Отдельные впадины (грабены) Красноморского рифта, названные «горячими ямами», в придонной части включают слой (до 200 м) горячих (до 62 °С) и минерали-

зованных (до 27 %) вод, под которыми залегают обычные карбонатные осадки и базальты. В составе илов «горячих ям», наряду с поваренной солью сосредоточены значительные запасы железа и полиметаллов. Например, в «горячей яме» Атлантис-II (площадь 15–18 км<sup>2</sup>), сконцентрировано 24 млн т железа, 2,9 млн т меди, 0,8 млн т. свинца, 4,5 тыс. т серебра и 45 тыс. т золота, что соответствует крупному месторождению. Имеются данные и о том, что в бортах Красноморского рифта на континенте в миоценовых осадках расположены небольшие стратиформные месторождения марганца, свинца и цинка. (Гаврилов, 2005; Российский металлогенический..., 2003).

**Металлогения рифтов океанических** (см. Металлогения срединно-океанических хребтов).

**Металлогения срединно-океанических хребтов (СОХ).** В современных рифтовых зонах СОХ фиксируется интенсивная гидротермальная деятельность (см. курильщички черные и белые). Представляется, что просачивающаяся по трещинам океаническая вода взаимодействует на глубине с нагретыми около магматической камеры породами океанической коры и возможно верхней части мантии, достигает температур 400 °С, давлений 200–500 атм, и поднимаясь вверх, выщелачивает и переносит рудные компоненты из вмещающих пород. В поверхностных условиях происходит отложение рудного вещества. На океаническом дне формируются различной формы рудные объекты колчеданного типа. Из почти неразбавленных растворов (температура 200–350 °С) отлагаются сульфиды Zn и Cu, чаще всего, в форме конусов высотой до 70–100 м. При разбавлении и снижении температуры (ниже 200–150 °С) отлагаются сульфаты бария и кальция (барит, ангидрит), ассоциирующие с вторичными сульфидами Au и Ag. При дальнейшем снижении температуры (до 100–30 °С) преобладают отложения нонtronита, оксигидратов Fe и Mn, опала. Наряду с рудообразованием с гидротермальной деятельностью связано метаморфическое изменение пород океанической коры в зеленокаменной или зеленосланцевой фации. Возраст рудных тел существующих ныне срединно-океанических хребтов современный и может достигать нескольких тысяч лет. В удалении от срединно-океанических хребтов в основании осадочного слоя в океанах

обнаружены идентичные по составу рудные тела, соответствующие возрасту вмещающих пород дна, т. е. некогда сформированные в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и отодвинутые от них в результате спрединга. Аналогичные по составу месторождения колчеданных медно-цинковых руд в базальтоидах сохраняются в ископаемом виде и в пределах многих складчато-надвиговых систем континентов, сформировавшихся при закрытии ранее существовавших океанов (Сибайское, Урал). Другими типами месторождений, обнаруживаемых на суше, но формирование которых связываются с СОХ, являются хромитовые, в том числе с платиноидами в ультраосновных породах (Кемпирсайское, Урал) и титаномагнетитовые в габброидах (Качканарское, Урал) (по: Добрецов и др., 2001; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Основы металлогенического, 1995).

**Металлогения фундамента древних платформ** – характеризуется развитием крупных и уникальных месторождений Fe, Au, Cu, Ni, Cr, Pt, U, Mn, Zn, Cs, Ti, мусковита, флогопита, глиноземистого сырья, графита и некоторых других полезных ископаемых. Многие из них сформировались в процессе характерного для раннего докембрия высокотемпературного метаморфизма (метаморфические и метаморфизованные) и интенсивного метасоматоза. Для гранулитово-гнейсовых областей фундаментов характерны рудные формации (месторождения) железа (Оленегорское, Кольский п-ов; Мариупольское, Украина; Таёжное, Алдан), графита (Завальевское, Украина; Холодниканское, Алдан), апатита (Селигдарское, Алдан), флогопита (Алдан), редкометалльных, мусковитовых и керамических пегматитов (Беломорье, Сев. Карелия, Украина), глиноземистого сырья (кианит, Кольский п-ов; корунд, Чайнытское, Алдан; силлиманит, Сушанское, Украина). С телами габбро-анортозитов связаны месторождения титаномагнетитовых руд. К вулканоплутоническим поясам приурочены месторождения редких металлов (Акитканский пояс, Прибайкалье; Пержанская зона, Украина). С подвижными зонами связаны месторождения колчеданно-полиметаллических руд, нередко являющиеся и крупными месторождениями золота (Болиден, Швеция). Металлогеническое лицо гранит-зеленокаменных поясов в позднеархейскую эпоху создают крупные и уникальные месторождения золота и сульфидные никелевые и медно-никелевые

(пояса Абитибби, Канада; Норсман, Уилуна, Зап. Австралия; Барбертон, Южная Африка и др.). Характерны месторождения железа (Костомукша, Карелия; Белозерское, Украина) и серного колчедана (Карелия). Значительно разнообразнее металлогения раннепротерозойской эпохи. К ней относятся крупнейшие месторождения железа (КМА, Кривой Рог; оз. Верхнее, Канада), золота и урана в конгломератах (Витватерсранд, ЮАР; Эллиот-Лейк, Канада), медистых песчаников (Удокан, Вост. Сибирь). В последние годы открыты месторождения золото-платиноидно-уран-ванадиевой формации (Падма, Карелия), проявления золота и платиноидов в черносланцевых толщах (Карелия, КМА), связанные со средне- и низкотемпературными метасоматитами. В начале и конце раннепротерозойской эпохи произошло внедрение крупных расслоенных массивов перидотит-ортопироксенит-норитовой формации (Садбери, Канада; Бушвельд, ЮАР; Бураковский, Карелия; Монча, Кольский п-ов), несущих значительные запасы Ni, Co, Cr, Ti, Pt и др. металлов. Сульфидные медно-никелевые месторождения связаны и с другими формационными типами основных-ультраосновных магм: габбро-верлитовой (Печенга, Кольский п-ов) и норит-диоритовой (Елань, Воронежский кристаллический массив). Золотоплатиновая минерализация с ванадием и титаном приурочена к габбро-долеритам пудожгорского типа (Карелия). Внедрившись в эпоху протоактивизации как в гранулитогнейсовых областях, так и в гранит-зеленокаменных поясах, щелочно-ультраосновные массивы (Гремяха-Вырмес, Кольский п-ов; Елетьозеро, Сев. Карелия; Черниговский, Украина) несут комплексные месторождения Fe, Ti, P, Nb, Zr и др. Месторождения литофильных элементов (Sn, W, Mo) невелики по размерам и связаны с интрузиями калиевых гранитов и гранитов рапакиви (Украина; Сев. Приладожье; Карелия; Кольский п-ов) (по: Российский металлогенический..., 2003).

**Металлогения чехлов платформ** – раздел общей металлогении, рассматривающий закономерности размещения месторождений в чехлах древних и молодых платформ в ходе их исторического развития. В начальную (трансгрессивную) стадию образуются преимущественно кластические и глинистые формации. Характерные полезные ископаемые – железо (кремнисто-гематитовые и оолитовые гетит-шамозитовые руды), марганец (окисные пиро-

люзит-псиломелановые руды), титан-циркониевые россыпи, фосфориты (ракушняковые и желваковые руды), янтарь. В среднюю (инундационную) стадию развиваются главным образом карбонатные формации, с которыми связаны месторождения свинца и цинка, фосфоритов (в известняках и мергелях), флюорита (ратовкит). Состав геологических формаций регрессивной стадии разнообразен. В позднюю (регрессивную) стадию в связи с кластическими, карбонатными, эвапоритовыми, кремнистыми формациями формируются месторождения железа (оолитовые гетит-шамозитовые руды), урана (в песчано-алевритовых отложениях), стронция, каменных и калийных солей, гипса (в эвапоритах), бора (в эвапоритах, преимущественно с калийными солями), каменных углей (паралические фации). В конечную (эмерсивную) стадию образуются континентальные осадочные формации коры выветривания. С ними связаны месторождения железа (латеритные коры выветривания), алюминия (элювиальные и аллювиальные месторождения), титана и циркония (россыпи), меди (медистые песчаники), никеля и кобальта (коры выветривания), молибдена (адсорбированный в углях), урана (водородный в аллювии древних долин, в битумах, торфах), алмазов (россыпи), угля (лимнические фации). В заключительную (позднеэмерсивную) стадию проявляется магматизм платформ и связанная с ним эндогенная металлогения. С базальт-долеритовой (трапповой) формацией связаны сульфидные и медно-никелевые с кобальтом, платиноидами и золотом месторождения (в дифференцированных интрузиях); месторождения графита (в контактах долеритовых тел с пластами угля), исландского шпата и цеолитов (в жилах и гнездах в лавах и туфах), свинца и цинка с серебром (в кварц-кальцитовых жилах), самородной меди (с цеолитами в базальтах), титана (в базальтах); с формацией щелочных ультрамафитов (в многофазных интрузиях центрального типа с карбонатитами) связаны месторождения титана, железа, хрома, стронция, тантала, ниобия, редких земель, урана, платины и платиноидов, бария, фосфора; с кимберлитовой и лампроитовой формациями связаны месторождения алмазов в диатремах (трубках взрыва), силлах и дайках, а с формацией агпаитовых нефелиновых сиенитов – месторождения фосфора (в апатите), алюминия (в нефелине); редких земель, ниобия и циркония (по: Российский металлогенический..., 2003).

**Металлогения доаккреционная** – месторождения и рудопроявления, сформированные в связи с процессами седиментогенеза, вулканизма или интрузивного магматизма в период, предшествующий аккреции или формирования аккреционной призмы. Доаккреционные металлогенические зоны охватывают полностью или соответствуют части террейна и никогда не выходят за его пределы (Российский металлогенический, 2003).

**Металлогения постаккреционная** – месторождения и рудопроявления, сформированные в постаккреционный этап преимущественно как следствие субдукционного и внутриплитового магматизма. Месторождения локализуются как среди пород, формирующих террейн, так и в перекрывающих простаккреционных вулканических и осадочных комплексах. Границы постаккреционных металлогенических зон контролируются ареалами развития постаккреционных магматитов и зонами глубинных разломов (Российский металлогенический..., 2003).

**Метеориты** – малые тела внеземного вещества, прошедшие через атмосферу Земли и упавшие на ее поверхность не испарившись полностью. Предполагается, что большинство метеоритов является обломками астероидов и состоит из первичного твердого вещества, аналогичного тому, из которого образовалась Земля и другие планеты Солнечной системы. Считают, что метеориты являются представителями различных стадий процесса аккреции планет – своего рода «окаменевшими остатками» развивающейся ранней Солнечной системы и, тем самым, дают сведения о процессах аккреции, следы которых на планетах были в дальнейшем стерты. Метеориты делятся на три больших класса: *железистые* – состоят в основном из никелистого железа, *каменные* – состоят из оливина и пироксена (в том числе *хондриты* и *углистые хондриты*, состоящие из округлых образований – хондр силикатного вещества) и *железокаменные* – представляют куски никелистого железа с вкраплением зерен каменных метеоритов. Считается, что хондритовые метеориты имеют состав, эквивалентный среднему составу Земли (с учетом изменений, вызванных некоторой потерей отдельных элементов). Эта идея привела к хондритовой модели Земли, согласно которой валовой состав Земли отвечает составу углистых хондритов при условии, что большая часть во-

ды и органических соединений ими потеряна (по: Браун, Массет, 1984; Общая геология, 2006).

**Микроконтинент** – главным образом подводные плато, но в отдельных случаях и отдельные острова в океанах с типичной утончённой до 25–30 км континентальной корой и осадочным чехлом, утолщенным по сравнению с чехлом абиссальных равнин. Характеризуются плоским рельефом поверхности, лежащей, большей частью, на глубине 2–3 км ниже уровня океана (возвышенность Норфолк к востоку от Австралии, Новозеландское плато к востоку от Новой Зеландии, хр. Ломоносова в Северном Ледовитом океане и др.). Отдельные участки микроконтинентов могут выступать в виде мелководных банок (Роколл близ Британских островов) или небольших островов (о. Лорд-Хау в Тихом океане). Особый случай представляет крупный и гористый о. Мадагаскар. Происхождение микроконтинентов обусловлено отколом отдельных блоков от континентов в процессе рифтогенеза на ранних стадиях раскрытия океанов. Они формировались в продолжение всей геологической истории. При закрытии океанических пространств в процессе коллизии существовавшие ранее микроконтиненты вошли в состав складчато-надвиговых областей и выделяются при анализе строения орогенических поясов под тем же названием (*микроконтиненты*) в качестве особого типа террейнов. С позиций учения о геосинклиналях они именовались ранее *срединными массивами* (по: Борукаев, 1999, Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Хаин, Ломизе, 2005).

**Микститы** – породы любого происхождения (в том числе, например, тиллиты), состоящие из смеси неокатанных обломков самых разных пород (Хаин, Ломизе, 2005).

**Минерагения** – наука о закономерностях образования и размещения всех видов месторождений полезных ископаемых. Термин «минерагения» употребляется разными авторами неоднозначно и находится в следующих соотношениях с термином «металлогения»: 1) понимается шире термина «металлогения», который охватывает только металлические полезные ископаемые, в то время как минерагения – все виды полезных ископаемых; 2) как дополнение к термину «металлогения» в том смысле, что металлогения охватывает металлические полезные ископаемые, а

минерагения – неметаллические; 3) как синоним термина «металлогения» – относится ко всем твердым полезным ископаемым. В последней инструкции по составлению Государственных геологических карт Российской Федерации (2003) предпочтение отдано первому из приведенных выше толкований (по: Инструкция..., 2003; Металлогенический, 2003).

**Минерагенические области глобальные (планетарные).** При рассмотрении глобальных закономерностей размещения месторождений горючих полезных ископаемых (нефть, газ, уголь, горючие сланцы) и, в частности, связанных с пассивными континентальными окраинами и крупнейшими внутриплитными бассейнами, выделяют *минерагенические области планетарные*. Примером может служить гигантская по масштабам обладающая целым рядом крупнейших нефтегазоносных бассейнов *Арктическая нефтегазоносная циркумполярная минерагеническая область*. Она располагается на нескольких литосферных плитах, примыкающих к самому молодому раскрывающемуся ныне Северному Ледовитому океану. Начало и конец формирования входящих в эту циркумполярную область многочисленных бассейнов (осадочных линз) охватывают значительные периоды стратиграфической шкалы и приходится на различные временные отрезки. Они скользят во времени для различных частей циркумполярной области, также как и перемещаются во времени и пространстве глобальные центры прогибания. По существующим прогнозам Арктическая область включает около 25 % ресурсов углеводородов Земного шара. В качестве второй циркумполярной минерагенической нефтегазоносной области выделяется *Антарктическая*. Антарктическая литосферная плита единственная на земном шаре, практически полностью лишённая конвергентных границ и обладающая вследствие этого огромной по площади зоной шельфа. Существующие здесь многочисленные бассейны по геологическим и геодинамическим характеристикам отвечают всем признакам, свойственным нефтегазоносным бассейнам. В отношении нефтегазоносности она мало исследована, но прогнозируется, что может нести до 60–70 % потенциальных ресурсов углеводородов Земли. Менее масштабны не вошедшие в циркумкратонные минерагенические области системы крупнейших нефтегазоносных бассейнов, группирующиеся в пояса вдоль

шельфов западного и восточного побережий Атлантического океана, западного и северо-западного – Индийского океана и западного – Тихого океана (по: Интернет, <http://www.aari.nw.ru/projects/Antarctic>, [den-za-dnem.ru](http://den-za-dnem.ru)).

**Минерагенические (металлогенические) подразделения.** Существует определенная ранговая систематика минерагенических таксонов. Классификация детально разработана для целей геологического картирования и составления листов Государственных геологических карт Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (Инструкция..., 2003), которую необходимо соблюдать при выполнении работ федерального значения (см. табл.).

*Таблица*

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

| Рудные полезные ископаемые (металлические и неметаллические)           |   | Горючие полезные ископаемые (нефть, газ, уголь, горючие сланцы) |   | Подземные воды  |
|--|---|---|---|---|
| Протяженные объекты  | Субизометричные объекты   | Протяженные объекты   | Субизометричные объекты   |   |
| Минерагенический пояс  | Минерагеническая провинция (бассейн соленосный, фосфоритоносный и др.)          | Пояс углеобразования  | Нефтеносная, угленосная, горючесланцевая провинция (бассейн, система малых бассейнов) | Провинция гидрогеологическая (сложный бассейн)<br>Гидрогеологический массив |
| Зона минерагеническая (в поперечном сечении пояса или самостоятельная) | Область минерагеническая (часть минерагенической провинции или самостоятельная) | Малый угленосный бассейн  | Область нефтегазоносная. Малый угленосный бассейн                                     | Область гидрогеологическая (бассейн)  |
|  |   | Зона угленосного бассейна зона горючесланцевого бассейна        |   |   |
| Рудный район   |   | Район нефтегазоносный, угленосный, горючесланцевый              |   | Гидрогеологический район  |
| Рудный узел  |   | Зона нефтенакопления  |   | Гидрогеологический подрайон   |

*Примечание: подразделения глобального (планетарного) масштаба в таблице не рассматриваются.*

**Мобилизм** – новое направление в геотектонике, сформировавшееся в XX столетии, обосновывающее на основе комплекса методов и, в том числе, непосредственных измерений, крупные горизонтальные перемещения континентальных масс, в противоположность *фиксизму*, принимающему в качестве догмы их фиксированное положение относительно подстилающей мантии. Основой мобилизма служит получившее в настоящее время широкое признание *парадигма тектоники литосферных плит*. Вместо фиксистского объяснения развития складчатых поясов (*геосинклиналей*) процессами, происходящими только непосредственно в их основании с преобладанием вертикальных тектонических движений и без сколько-нибудь существенного растяжения и сжатия, с позиций нового направления в качестве первопричины выступают перемещения литосферных плит, вызывающие как растяжение и раздвиг континентальной коры с образованием и разрастанием коры океанического типа – *рифтогенез и спрединг*, так и сжатие – *субдукцию, аккрецию и коллизию* (по: Борукаев, 1999; Общая геология, 2006).

**Моласса** – мощная толща континентальных и морских терригенных грубообломочных и вулканических пород с неравномерным распределением обломочного материала. Формируется в зонах столкновения континентов и внутриконтинентального орогенеза (Борукаев, 1999).

**Морфоструктура Земли.** Морфоструктура Земли охватывает земную поверхность, рельеф верхнего ограничения литосферы, представляющий собой образования, суммировано отражающие состояние недр планеты, процессы, в них происходившие на протяжении последнего (альпийского) геотектонического цикла, и их взаимодействие с процессами внешними – космическими и экзогенными. Структура планетарного тектонического рельефа согласована с фигурой геоида (возвышения его над сфероидом вращения в океанских поясах и опускания в поясах материковых). Этим объясняется асимметрия Земли относительно экватора – Южное полушарие обладает избытком, а Северное – дефицитом высот по отношению к эллипсоиду вращения, в результате чего геоид имеет «грушевидную» форму с раздувом в Южном

полушарии. *Поверхностные аномалии рельефа Земли* определяются свойствами литосферы и подстилающей астеносферы, так как на границе переходной зоны – 400 км такая корреляция становится незначимой. Напротив, *аномалии геоида* в наибольшей степени коррелируются с переходным слоем на глубинах 400–700 км (по: Добрецов и др., 2001; Уфимцев, 2004).

**Морфоструктуры центрального типа (кольцевые структуры)** – закономерно (радиально-концентрически) сочетающиеся геолого-структурные элементы разного происхождения, уровня организации и строения, характеризующиеся наличием центра симметрии при пересечении их с земной поверхностью. Они могут быть выражены в рельефе, в различных элементах геологического строения и в характере рисунка геофизических полей. Во многих случаях кольцевые и круговые формы фиксируются при дешифрировании космо- и аэрофотографических снимков. Характерная черта – наличие кольцевых, часто многокольцевых, располагающихся вокруг единого центра разломов. В большинстве случаев такие структуры сопровождаются системами радиальных, расходящихся от центра разломов. Внешней границей кольцевой структуры принято считать наиболее удаленный от ядра концентрический элемент, а на космо- и фотоснимках – внешний контур, ограничивающий фотоаномалию. Подразделяются по вещественно-генетическим и структурным признакам на группы: 1) магматогенные (вулканические и интрузивные), 2) метаморфогенные (гранитогнейсовые купола), 3) тектонические (дизъюнктивные, пликативные, инъекционные), 4) космогенные, связанные с падением метеоритов (см. Астроблема). Выделяются объекты неустановленного генезиса, достигающие в поперечнике сотни и тысячи километров (по: Масайтис, 2004; Общая геология, 2006; Хаин, Ломизе, 2005).

**Неотектоника** – самостоятельный раздел геотектоники, наука изучающая структуры и историю развития земной коры после миоцена (начальный период последнего по времени тектонического цикла развития Земли). Выделение неотектоники в самостоятельный раздел связано с именем В. А. Обручева, предложившего рассматривать рельеф земной поверхности как результат молодых неотектонических движений. Позднее в 1937 г.

С. С. Шульц предложил термин «новая тектоника», понимая под этим тектонические процессы, при участии которых был создан современный рельеф. В 1979 г. он уточнил, что неотектоника и новейшая тектоника не должны рассматриваться как синонимы: термин «неотектоника» говорит об определенном возрастном интервале, об определенном этапе развития Земли, тогда как термин «новейшая тектоника» обозначает определенный процесс, определенное соотношение тектонических и денудационных факторов в формировании современного рельефа. М. А. Уинслоу в 1986 г. сформулировал современный консенсус понятия «неотектоника»: «*Неотектоника означает новую, действующую или активную, тектонику движений Земли от миоцена (включительно) до настоящего времени в масштабах от локальных до плитных, особенно такие движения, которые связаны с региональным тектогенезом*» (по: Международный тектонический..., 1991; Толковый словарь..., 2000).

**Новейшая тектоника** – нетектоническое развитие, создавшее основные черты современного рельефа как континентов, так и океанов. *Новейшая тектоника* не тождественна *неотектонике*. *Новейшая тектоника* рассматривает тектонический процесс, ответственный за создание основных черт современного рельефа, нижняя граница начала которого является скользящей в разных регионах Земного шара. Таким образом, новейшая тектоника является лишь заключительным этапом *неотектоники* как новейшего позднекайнозойского тектонического цикла развития Земли. Существуют три группы методов новейшей тектоники – регистрации современных движений и деформаций земной коры: 1) геолого-геоморфологический – выявление, параметризация и картирование активных в позднечетвертичное время разломов и складчатых деформаций (изгибов); 2) анализ механизмов и других параметрических очагов землетрясений; 3) повторные геодезические наблюдения, наземные и космические, т. е. использующие для определения относительной позиции объектов небесные тела или искусственные спутники (по: Грачев, 2004).

**Несогласие тектоническое** – нарушение стратиграфической последовательности между вышележащим и нижележащим слоем в процессе деформации уже отложившихся толщ, возникающее в

результате тектонического перемещения одних толщ относительно других: обычно в результате надвигания одной части структуры на другую в результате надвига, взброса, шарьяжа (по: Борукаев, 1991).

**Нуклеар** – крупная кольцевая структура в фундаменте древних платформ 400–3 800 км в диаметре. Во внутренних их частях преобладают раннеархейские (древнее 3,7 млрд лет) метабазитовые породы, во внешних – метаосадочные и метавулканогенные. Концепция о нукларах во многом основана на существующих представлениях о ранних этапах развития Земли и сопоставлении древнейших процессов и структур Земли и Луны. В «лунную стадию» развития Земли происходили интенсивные процессы базальтоидного магматизма и формирование крупнейших депрессий. Вертикальные же перемещения цилиндрических мегаблоков привели к созданию кольцевых структур. В пользу подобной концепции может свидетельствовать наличие в отдельных структурах рассматриваемого типа древнейшей базитовой коры, претерпевшей в последствии неоднократные структурно-вещественные преобразования. Как считает М. З. Глуховский и другие исследователи, нуклеары сформировались в «лунную» стадию развития Земли и «просвечивают» сквозь толщи более молодых образований (по: Глуховский, 1990).

**Обдукция** – процесс надвигания фрагментов океанической литосферы (главным образом океаническая кора и, иногда, небольшая часть перидотитов верхней мантии) на край континентальной плиты. Свидетельством служат хорошо сохранившиеся фрагменты океанической коры (офиолиты), залегающие в виде тектонических покровов поверх осадочных или вулканических образований на континентальных окраинах. Геологическое изучение фиксируемых структур подобного типа (Ньюфаундленд, Оман, Новая Гвинея и др.) и физико-математическое моделирование свидетельствует о том, что надвигаться может сравнительно молодая океаническая кора, небольшой мощности и ещё мало охлажденная (низкой плотности), занимающая, в соответствии с изостазией, достаточно высокое гипсометрическое положение. Горизонтальное перемещение пластин океанической литосферы может достигать 100 км и более, сопровождаться динамотер-

мальным метаморфическим воздействием на нижележащие породы автохтона. Метаморфические преобразования пород наблюдаются и внутри надвигающихся пластин в случае их расслоения и сдвигания (по: Добрецов и др., 2001; Структурная геология..., 1991; Хаин, Ломизе, 2005).

**Область горно-складчатая** (см. Ороген) – складчатые области (пояса), возникающие в результате процессов аккреции и коллизии. Подразделяются на два типа – *внутриконтинентальные* и *окраинноконтинентальные*. В современной структуре Земли примером первого может служить Гималайская горно-складчатая область, представляющая собой продукт коллизии Евразийской плиты с Индийским континентом Австралийской плиты. Она обладает более или менее симметричным строением, окаймляясь с двух сторон передовыми прогибами, на которые надвинуты и шарьированы внешние зоны, сложенные отложениями шельфа и континентального склона и подножия (флишевая формация) пассивных окраин прилегающих континентов. Во внутренних зонах присутствуют образования – террейны первоначально различной геодинамической природы (преобладают островодужные), подвергшиеся интенсивным складчато-надвиговым деформациям, метаморфизму и гранитизации и межгорные впадины, возникшие в позднюю стадию в условиях растяжения. Примером окраинноконтинентальной складчатой области может служить Андская, сформированная в области субдукции – встречного движения литосферы тихоого океана и материка Южной Америки. Имеет резко асимметричное строение. В приповерхностной структуре происходит пологое надвигание и шарьирование отложений, принадлежащих пассивной континентальной окраине на платформенную структуру внутренней части материка. Породы подвержены метаморфизму и складчатости. Такая зона представляет собой бывшие аккреционные призмы главным образом островодужных комплексов активных окраин с участием офиолитов – фрагментов коры океана и его окраинных морей. Со стороны континента сопровождается передовыми молассовыми прогибами, а на их внутренние зоны местами наложены межгорные впадины, также выполненные молассаами (по: Хаин, 2004).

**Область сводово-глыбовая** – подвижная область в пределах континентов линейно-вытянутая (протяженность более тысячи и ширина многие сотни километров). Возникает на месте территорий бывших орогенов и платформ, после длительного перерыва относительного тектонического покоя (в связи с чем получила название «эпиплатформенный ороген»). Характеризуется преобладанием интенсивных поднятий, сводово-глыбовой структурой, выраженной в дифференциации ранее консолидированных структур на серию горстов, сводовых поднятий, грабенов и прогибов; широким и многократным проявлением осадконакопления, а во многих случаях, также и интенсивным магматизмом повышенной щелочности как в интрузивной, так и эффузивной его форме. Ведущей особенностью внутреннего строения является наличие широких горных поднятий и узких (5–15 км) линейно вытянутых впадин, расположенных цепочками и кулисообразно. С позиций мобилизма формирование рассматриваемого типа областей связывается с прохождением плит над восходящими мантийными плюмами и рассматривается в качестве внутриплитной эндогенной активности (см. Активизация тектоническая) (по: Грачев, 2005; Кузьмин и др., 2003)

**Океаны** – в тектонике наиболее крупные на Земле водные бассейны, имеющие в основании (исключая шельфы, микроконтиненты и глубоко погруженные окраины материков) океаническую кору (кору симатического типа). Общая площадь Мирового океана составляет 70,8 % площади планеты (361,3 млн км<sup>2</sup>). В межматериковых пространствах океаны отделяются один от другого либо деформационными разломными зонами, либо структурными комплексами островных дуг. Зарождение существующих ныне океанов связано с формированием Мировой рифтовой системы, что определяет возраст наиболее древних образований их дна – 170 млн лет в пределах Тихого океана и Центральной Атлантики, 150 млн лет – Южной Атлантики и Индийского океана и около 65 млн лет – Северного Ледовитого океана. Тихий океан, вероятно, имеет древний возраст заложения, о чем свидетельствует его обрамление структурами всё более древнего возраста, включающими офиолиты. *Главные типы структур океанов:* 1) океанические плиты, 2) срединно-океанические спре-

динговые хребты; 3) трансформные разломы; 4) вулканические и вулканотектонические поднятия; 5) поднятия типа океанских земель; 6) микроматерики (микроконтинеты); 7) окраинные глубоководные желоба; 8) вулканические горы, связанные с «горячими точками» (Пушаровский, Планета Земля, 2004).

**Океаническая литосфера** – включает земную кору океанического типа и примыкающую к ней снизу и находящуюся в твердом состоянии литосферную часть верхней мантии. Океаническая литосфера формируется в результате того, что в пространство, образуемое при раздвиге плит, поднимается горячее вещество астеносферы, которое затем остывает и кристаллизуется. Начинающийся в рифтовых зонах океана процесс формирования океанической литосферы продолжается и под склонами срединно-океанических хребтов, и под океаническими абиссальями, за счет постепенного остывания и полной кристаллизации исходного горячего астеносферного вещества, последовательно «примораживаемого» снизу к подошве литосферы. По мере расхождения плит и удаления океанического дна от находящейся в осевой части срединно-океанического хребта рифтовой зоны и снижения температуры литосферная часть верхней мантии увеличивается в мощности. Одновременно возрастает мощность первого – осадочного слоя океанической коры за счет появления всё более молодых верхних горизонтов. В результате процесса изостазии охлажденная более плотная и более мощная литосфера океанов испытывает погружение и срединно-океанический хребет по мере удаления от осевой рифтовой зоны постепенно сменяется абиссальными впадинами (по: Аплонов, 2001; Хаин, Ломизе, 2005).

**Окно тектоническое** – изолированный эрозионный выход горных пород автохтона (основания) среди тектонического покрова, или аллохтона, часто образующийся в области подъема поверхности шарьяжа (Геологический словарь, 1978).

**Олистостромы** – хаотические скопления гетерокластического неотсортированного материала, сформировавшегося преимущественно в водной или водонасыщенной среде в результате процессов обрушения, осыпания, скольжения, оползания пород и осадков, а также их течения в пластичном или плитообразном

состоянии. Представляют собой хаотическую смесь: глинисто-алевролитовую бесструктурную массу (*матрикс*) в которую включены различной величины глыбы твердых устойчивых к разрушению пород: угловатые, неправильной формы – *олисто-литы* или плитообразные и пластинчатые – *олистоплаки*. Олистостромы характерный элемент аккреционных комплексов, образуются во фронтальных частях движущихся покровов (шарьяжей) за счет их разрушения, включают олистолиты и олистоплаки пород этих покровов, иногда огромных размеров (сотни, тысячи кубических километров). Олистостромы образуются и по периферии глубоководных бассейнов с крутыми склонами (континентальные склоны и континентальные подножия, глубоководные желоба) (по: Борукаев, 1999; Планета Земля, 2004; Хаин, Ломизе, 2005).

**Ороген (орогенный пояс, складчатый пояс)** – совокупность деформационных (складчато-надвиговых) структур, возникающих на месте и (или) окраине океанического бассейна в результате аккреции террейнов к континенту (кратону) либо к островам, отделенным от континента окраинными морями, или при столкновении (коллизии) континентальных блоков. Характерная особенность орогенных поясов состоит в том, что аккреция и коллизия при их формировании нередко происходили в короткие отрезки геологического времени. Показателем завершения формирования орогенного пояса являются обычно массовые внедрения гранитоидов, собственно горообразование и интенсивный размыв новообразованных горных сооружений. Различают орогены *межконтинентальные* коллизионные, образовавшиеся при коллизии континентальных плит (например, Среднеземноморско-Гималайский пояс), *окраинноконтинентальные*, образовавшиеся за счет активных континентальных окраин и аккреции островных дуг (например, мезозойско-кайнозойские вдоль восточного обрамления Тихого океана) и *внутриконтинентальные* – вторичные эпиплатформенные. Образованию последних предшествует платформенный этап развития. По динамике выделяют два главных типа коллизионных орогенов: *скандинавский* – ороген формирующийся при сильном фронтальном сжатии, представлен сочетанием крупных шарьяжных структур, наиболее отчетливых во

фронтальной части, и более поздних многочисленных куполов и диапиров и *шотландский* – ороген, образующийся при сравнительно слабом или косом сжатии, при котором формируются крупные сдвиги в сочетании с зонами локального растяжения (по: Добрецов и др., 2001; Парфенов и др., 2003; Хаин, Ломизе, 2005).

**Орогенция** – процесс формирования горных поясов в результате складчатости и надвигов (Структурная..., 1991).

**Ороклин (ороклиналь)** – гигантский изгиб консолидированных складчато-покровных поясов, при котором складчатые деформации сопровождаются сдвигами, симметричными относительно горизонтальной оси (Термины тектоники..., 2004).

**Островная дуга** – цепь вулканических островов, окаймленных с одной стороны глубоководным океаническим желобом, а с другой – задуговым бассейном (морем). Чаще всего она имеет форму дуги, обращенной выпуклой стороной к желобу и океану. Существует два основных типа островных дуг: 1) *энсиалическая* – островная дуга с сиалическим континентальным основанием, образование которого связано с отчленением блока от континентальной окраины и его продвижением в сторону океана по мере раскрытия между дугой и континентом краевого моря (синоним: зрелая островная дуга); 2) *энсиматическая* – островная дуга, образующаяся на симатическом основании на краю более молодой океанской литосферы при субдукции под нее более древней океанической литосферы, более мощной и более тяжелой (синоним: незрелая или юная островная дуга). В поперечном сечении островных дуг выделяются следующие структурные элементы: во фронтальной части на приостровной стороне глубоководного желоба – *аккреционная призма* (клин), состоящая из серии тектонических чешуй сильно деформированных пород океанической коры и дна глубоководного бассейна; *преддуговой бассейн* (нередко два бассейна) – терригенные и терригенно-карбонатные осадки, залегающие на относительно древних вулканитах или древней океанической плите и, затем, на удалении 125–175 км от желоба *вулканический пояс* – зона интенсивной вулканической деятельности, накопления субаэральных лав, пирокластических пород, лахаровых отложений и спекшихся туфов. Кроме того, в тыловой

части нередко фиксируется *междуговой бассейн* (центр тылово-дужного спрединга) и *остаточная* (отмершая) *вулканическая дуга*. Наклон зоны субдукции в сторону островной дуги и меняющиеся в связи с этим условия генерации магматических расплавов определяют латеральную (поперечную) зональность магматических образований вулканического пояса островной дуги. Вкрест его простирания от фронтальной к тыловой части толеитовая серия (толеитовый базальт – железистый дацит) сменяется известково-щелочной (высокоглиноземистый базальт – дацит), а затем шошонитовой (шошонитовый базальт – трахит). Преобладающими породами островных дуг являются андезиты. В эродированных островных дугах в зоне вулканического пояса вскрываются интрузии гранодиоритов и плагиогранитов; обнаруживаются «парные метаморфические пояса»: во фронтальной части, примыкающей к зоне субдукции – высокобарический и низкотемпературный голубых (существенно глаукофановых) сланцев, в тыловой – низкобарический и высокотемпературный зеленых (существенно хлоритовых) сланцев (по: Международный..., 1991; Структурная..., 1991; Хаин, Ломизе, 2005).

**Офиолиты (офиолитовая ассоциация)** – ассоциация толеитовых базальтов, габброидов, расслоенных габбро-перидотитовых комплексов, ультраосновных пород и часто, осадочных пород глубоководного типа, залегающая в виде тектонических пластин (покровов) в складчатонадвиговых поясах и окраинноконтинентальных зонах. Многими исследователями рассматривается в качестве древней коры океанического типа. При этом отмечается, что офиолиты могут отличаться по своему происхождению: отвечать образованиям спрединговых зон открытого океана, зонам спрединга задуговых бассейнов, либо представлять основание энсиматических вулканических дуг (по: Лобковский и др. 2004; Хаин, Ломизе, 2005).

**Палеогеодинамика, или историческая геодинамика** – раздел геодинамики, основной задачей которого служит восстановление геодинамики геологического прошлого – *палеогеодинамические реконструкции*. Основной целью таких реконструкций является восстановление прежнего положения литосферных плит, выяснение их прошлой конфигурации, установление типа

границ плит и определение характера взаимодействия плит между собой, т. е. расчет прежних параметров движения плит, позволяющих вычислить вектора (направление и скорость) движения в любой точке границ двух смежных плит. Таким образом, одной из главных задач палеогеодинамики является кинематика литосферных плит в геологическом прошлом. Вместе с тем анализ движения плит позволяет подойти к пониманию эволюции глубинной геодинамики. Точно так же, как венцом традиционной геологической съемки принято считать геологическую карту, палеогеодинамические реконструкции разных масштабов следует считать конечной целью исторической геологии в ее современном понимании. Изучение кинематики прошлых движений и взаимодействий литосферных плит служит основой для познания геологической истории Земли, для выяснения истории формирования континентов, складчатых поясов, раскрытия и закрытия океанских бассейнов, что, в свою очередь, имеет большое практическое значение для выяснения закономерностей размещения и понимания генезиса месторождений полезных ископаемых (по: Аплонов, 2001; Зоненшайн, Кузьмин, 1993).

**Палеомагнетизм** – «запоминание» горными породами, как магматическими, так и осадочными, если они не подверглись интенсивным механическим или тепловым воздействиям, параметров магнитного поля, в котором они образовались в геологическом прошлом. Это явление называется *остаточной намагниченностью* и объясняется тем, что ферромагнитные минералы, входящие в состав пород, в момент кристаллизации магмы или осаждения осадка в водном бассейне приобретают ориентировку магнитного поля Земли: *магнитное склонение* (направление на северный магнитный полюс) и *магнитное наклонение* (вектор, зависящий от широты). Наиболее ярко и эффективно остаточная намагниченность выражена в базальтах океанической коры, где наблюдаются симметричные относительно срединно-океанических хребтов полосы пород с прямой и обратной намагниченностью, соответствующие периодам *прямой и обратной полярности Земли*. Открытие этого факта стало одним из веских доказательств в пользу теории дрейфа литосферных плит (по: Аплонов, 2001; Хайн, Ломизе, 2005).

**Палеомагнитный метод** – геофизический метод определения горизонтальных смещений континентальных масс при помощи измерения в горных породах векторов остаточной намагниченности. Вектор остаточной намагниченности параллелен направлению древнего поля, а его величина прямо пропорциональна напряженности. Измеряя направление (магнитное склонение) и величину (магнитное наклонение) естественной остаточной намагниченности горных пород, получают информацию о параметрах древнего магнитного поля в современных координатах точки отбора образцов, что позволяет восстановить положение данной точки на земном шаре в геологическом прошлом (по: Борукаев, 1999; Геовикпедия. Интернет <http://wiki.web.ru>).

**Палеомагнитология** – учение о геомагнитном поле прошлых геологических эпох. Палеомагнитология сыграла выдающуюся роль в становлении современной глобальной геологической теории – тектоники литосферных плит. Поскольку магнитное поле Земли аппроксимируется центральным диполем с круговой симметрией по отношению к оси этого диполя, то это позволяет по магнитному склонению и магнитному наклонению, измеренным в любой точке поверхности земного шара, определить географические координаты – широту и долготу положения геомагнитного полюса. Проводя замеры следов геомагнитного поля геологического прошлого в массовом порядке в горных породах различного возраста и на разных континентах, а также при бурении глубоководных скважин в океанах, мы получаем возможность выявить эволюцию геомагнитного поля Земли, как бы восстановить его историю. В этом и заключается суть палеомагнитологии (Короновский, 1996).

**Палеогеографические реконструкции** – восстановление физико-географических условий на поверхности Земли в определенные периоды геологического времени, которые нашли отражение в характерных типах древних ландшафтов и в формациях и фациях горных пород. Основными методами палеогеографических реконструкций являются стратиграфический, фациальный, литологический и палеонтологический. Задача палеогеографических реконструкций – восстановление древних ландшафтов, например, взаимного положения горных областей и низменностей;

суши и моря, включая шельф, континентальное подножие и глубоководные части акваторий; восстановление динамики среды осадконакопления: движений водных и воздушных масс, миграции и изменения мощности древних осадочных толщ, лавовых излияний, растаявших глетчеров и т. п. Результатом исследований служит составление палеогеографической карты определенного геологического времени отдельного региона, либо территорий регионального и глобального масштаба, но чаще всего – серий такого типа карт для последовательных этапов геологического развития (например, Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, изданный в 1967–1969 гг.). Палеогеографические реконструкции имеют большое значение для прогноза и поисков многих типов месторождений полезных ископаемых (по: Геологический..., 1973; Российский металлогенический..., 2003).

**Палинспастические (палеогеодинамические) реконструкции** – восстановление первичного взаимного расположения геологических тел, претерпевших после своего образования крупномасштабные горизонтальные смещения. Позволяют восстановить взаимное положение континентов, океанов и островных дуг в прошлом и проанализировать эволюцию складчатых поясов, возникших после закрытия древних океанов. Включают восстановление первоначального положения и взаимного расположения отдельных геологических тел, изображение изменяющегося во времени взаимного расположения и формы литосферных плит, а также островных дуг, микроконтинентов, срединно-океанических хребтов и др. структурных элементов. Результаты исследований представляются в виде карт и схем в координатах, соответствующих выбранному периоду геологического времени с отражением существовавших геодинамических обстановок (по: Борукаев, 1999; Добрецов и др., 2001; Зоненшайн, Кузьмин, 1993).

**Пангея (суперконтинент)** – гипотетический суперконтинент, объединявший в отдельные геологические эпохи все континентальные массы земного шара. Как считает ряд исследователей Пангеи (суперматерики), периодически возникали в истории Земли в связи со сменой в мантии многоячейстой конвекции на одноячейстую, когда континентальные массивы на поверхности Земли перемещались к нисходящему полюсу конвекции и, буду-

чи «не потопляемыми», сталкивались друг с другом, образуя суперконтиненты. *Пангеям*, во время их существования противостоял антипод – мировой океан *Панталасса*, с базальтовой корой океанического типа, возникающий в области восходящих конвективных потоков в противоположной суперконтиненту области Земли. Пангеи были не устойчивы и со временем в результате последующего перехода от одноячейстой к многоячейстой конвекции в мантии подвергались рифтогенезу, расколу на континентальные массивы новой конфигурации. Происходило смещение их отдельных частей в качестве новых континентов и в составе новых литосферных плит с одновременным раскрытием разделяющих океанов (по: Аплонов, 2001; Борукаев, 1999; Добрецов и др., 2001, Лобковский и др., 2004; Хаин, Ломизе, 2005).

**Пангеи (суперконтиненты) в истории Земли.** На основе анализа совокупности геологических, радиологических материалов и палеогеодинамических реконструкций в истории Земли более или менее уверенно устанавливается существование четырех суперконтинентов: эpiarхейский – *Моногея или Пагняя 0* (2,6–2,2 млрд лет), эпипалеопротерозойский – *Мегагея или Пангея I* (1,65–1,35 млрд лет), эпимезопротерозойский – *Мезогея или Родиния* (1,0–0,8 млрд лет) и мезозойский – *Пангея Вегенера* (0,2 млрд лет). Существуют ещё некоторые основания предполагать, что первый суперконтинент возник 3,0 млрд лет назад. Эпохам формирования Пангей соответствуют глобальные процессы диастрофизма – интенсивной складчатости (коллизия континентальных масс, сопровождающаяся складчато-надвиговыми деформациями метаморфизмом и широким развитием гранитоидов корового типа): Моногеи – *кеноранская*, Мегагеи – *карельская*, Мезогеи – *гренвильская* и Пангеи Вегенера – *герцинская* (по: Аплонов, 2001; Лобковский и др., 2004; Хаин, Ломизе, 2005).

**Панталасса** – гипотетический суперокеан (пространство с корой океанического типа), объединявший во время существования суперконтинентов все океанические пространства земного шара (Борукаев, 1999).

**Парадигма** – общепризнанное научное достижение, которое в течение определенного времени дает научному сообществу мо-

дель постановки проблем и их решения. В период господства парадигмы существует «нормальная наука», когда исследования, опираются на одно или несколько прошлых научных достижений, принятых подавляющим большинством научного сообщества как основа для практической деятельности (Кун, 1977).

**Пассивные зоны перехода континент – океан** (см. Континентальные окраины пассивные).

**Пиролит** – гипотетическая порода, близкая первичному составу мантии, представленная смесью перидотита и базальта в пропорции 3:1. Название предложено А. Е. Рингвудом (Борукаев, 1999).

**Планетарная трещиноватость** – повсеместно распространенная регулярная сеть разрывных нарушений и поясов трещиноватости, главные характеристики которой не зависят от региона и типа коры. Статистический анализ направлений такой сети подчиняется трем парам сопряженных систем: ортогональной, включающей субмеридиональную и субширотную составляющие – (азимуты  $0-10^\circ$  и  $80-90^\circ$ ) и две диагональные (азимуты  $300-120^\circ$  и  $330-150^\circ$ ). Наиболее распространена точка зрения о том, что такая закономерная ориентировка сети относительно оси вращения Земли связана с напряжениями, возникающими при изменении сжатия Земли как эллипсоида вращения при изменении угловой скорости, под действием ротационных сил, с возможным участием приливных и пульсационных процессов. Устойчивость ориентировки сети *планетарной трещиноватости*, трудно согласуется с изменчивостью положения литосферных плит в длительном геологическом времени (с их дрейфом и вращением по отношению к координатной сети Земного шара). Как считают В. Е. Хаин и Г. М. Ломизе (2005), объяснить это можно тем, что при наличии в верхах коры большого количества разломов и зон трещиноватости происходит «более энергетически выгодное» возобновление ранее существующих разрывных нарушений по сравнению с заложением новых по новым направлениям (по: Корчуганова, 1998; Хаин, Ломизе 2005).

**Плато океаническое** – обширное поднятие дна океана с субгоризонтальной поверхностью, края которого ограничены уступами. *Плато океанические* подняты над окружающим океаническим дном на 1–2 км; природа: вулканические поднятия, отмершие вулканические дуги, погруженные и отделившиеся от континента части шельфа (аваншельфы); мощность их земной коры варьирует от 20 до 40 км (Краткий терминологический..., 1991).

**Платформа** – относительно стабильный сегмент континентальной коры, разрез которого сложен двумя крупнейшими структурно-вещественными комплексами (структурными этажами): нижний – *складчатый фундамент*, верхний – *пологозалегающий осадочный и вулканогенно-осадочный чехол*. Крупную площадь выхода на поверхность фундамента называют *щит*, а крупную площадь, перекрытую чехлом – *плита*. Платформы занимают большую часть площади материков. Мощность континентальной коры в них составляет 35–45 км, а литосферы (континентальной коры и литосферной части верхней мантии в совокупности) чрезвычайно высока – 150–200 км, а в отдельных случаях под наиболее древними ядрами платформ – до 400 км (см. Киль континентов). По возрасту фундамента платформы подразделяются на древние и молодые. К древним относят платформы с раннедокембрийским возрастом фундамента – конец раннего, либо начало позднего протерозоя. Их называют ещё и кратонами. К молодым относят платформы, возникшие в послепротерозойское время на месте байкальской, каледонской, герцинской либо мезозойской складчатой области. В ходе своего развития платформы испытывают медленные вертикальные (эпейрогенические) движения, выражающиеся как неоднократными поднятиями, так и опусканиями и незначительными особого типа деформациями, находящими отражение в строении платформенного чехла (по: Международный..., 1991; Хаин, 2004; Хаин, Ломизе..., 2005).

**Платформа древняя (кратон)** – платформа с раннедокембрийским возрастом фундамента, один из основных элементов структуры всех континентов, возникший на месте раннепротерозойских складчатых областей. Платформы древние имеют полигональную форму, значительную площадь: достигают в попереч-

нике нескольких тысяч километров. Обрамлены складчато-надвиговыми поясами – орогенами. С ними они граничат по передовым прогибам, наложенным на опущенные края платформ, либо по разломам – краевым швам: часто по надвигам перекрыты надвинутыми периферическими частями обрамляющих складчатых поясов. Фундамент древних платформ выступает на поверхность в щитах, прослеживается под чехлом бурением и геофизическими методами. Представляет собой коллаж тектонических блоков глубокометаморфизованных пород – на континентах Северного полушария преимущественно архейского и раннепротерозойского, а в пределах Южной Америки и Африки, также и верхнепротерозойского возраста. В связи с высоким метаморфизмом (гранулитовая и амфиболитовая фации) и широким распространением кристаллических сланцев и древних гранитоидов такой фундамент называют гранитогнейсовым или кристаллическим. В составе фундамента выделяют три главных типа крупных структурных подразделений: *гранит-зеленокаменные области, гранитогнейсовые области и зоны (пояса) тектономагматической активизации*. Чехол древних платформ имеет мощность до нескольких километров (в среднем 3–4 км). Сложен преимущественно осадочными не метаморфизованными образованиями континентальных и прибрежных мелководных морей, но на отдельных пространствах со значительным участием вулканитов основного состава и сопутствующих им на глубине силлов габбро-долеритов (трапповая формация). Характерны, хотя и весьма незначительны по площади развития другого типа магматические образования – излияний щелочных базальтов, интрузии кимберлитов, ультраосновных щелочных пород, в т. ч. с карбонатитами, щелочных габброидов и лампроитов. Платформы испытывают тектонические движения с преобладанием вертикальной составляющей, что отражается в смене в разрезе чехла формационных типов осадков, наличии, как правило, нескольких структурных ярусов, границы между которыми определяются стратиграфическими несогласиями, размывами и перерывами в осадконакоплении. Тектонические напряжения находят также отражение в формировании разломов и специфических крупных пологих пликативных структур: синеклизы, антеклизы, впадины, своды, валы и др. Для начальной стадии формирования древних платформ ха-

рактены *авлакогены* (по: Международный..., 1991; Хаин, 2004; Хаин, Ломизе..., 2005).

**Платформа молодая** – платформа, возникшая в послепротерозойское время на месте либо байкальской, каледонской, герцинской или мезозойской складчатой области. Платформы молодые, в отличие от древних, занимают значительно меньшие площади материков. Фундамент их сложен осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями, испытавшими слабый (зеленосланцевая фация) метаморфизм и складчатость, в связи с чем он именуется не кристаллическим, как в древних платформах, а просто складчатым. Чехол молодых платформ отличается от фундамента не контрастно. Для него характерна унаследованность разломов фундамента и даже воспроизводство («копирование») складок фундамента, но в ослабленной форме. Между складчатым основанием и чехлом нередко присутствует промежуточный комплекс, выполняющий отдельные впадины, отличающийся от фундамента слабой дислоцированностью, полным отсутствием метаморфизма и гранитоидов, а от чехла – несогласием и более высокой плотностью пород. В формационном отношении это молассовые, молассоидно-вулканогенные обломочные образования межгорных впадин и рифтовых грабенов, сформировавшиеся в заключительный этап развития подвижного пояса, ставшего фундаментом молодых платформ. Отдельные области платформ характеризуются аномально большой мощностью чехла (10 км и более). Геофизические исследования указывают на их положение над рифтовыми зонами в фундаменте, что сопровождается значительным утонением континентальной коры и возможно даже появлением коры океанического типа («базальтового окна»). Процессы термического охлаждения ранее разогретой подрифтовой литосферы и процессы изостазии ведут к глубокому опусканию таких областей и формированию над ними обширных «осадочных бассейнов», весьма перспективных в отношении нефтегазоносности (по: Аглонов, 2001; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Хаин, Ломизе..., 2005).

**Плита литосферная** – часть (фрагмент) литосферы – крупный участок или блок литосферы, который ведет себя как сравнительно жесткое тело, способен двигаться по поверхности Зем-

ли, и внутренние деформации его имеют второстепенное значение по сравнению с горизонтальными перемещениями относительно смежных плит. Литосферные плиты ограничены зонами сейсмической, вулканической и тектонической активности – границами плиты. Последние бывают трех типов: дивергентные или конструктивные, конвергентные или деструктивные и трансформные (скольжения). Современную глобальную модель составляют семь крупных плит: Тихоокеанская, Евразийская, Южно-Американская, Антарктическая, Африканская и Индийская и семь более мелких: Аравийская, Филиппинская, Сомали, Кокос, Скотия и Карибская. Литосферные плиты в продолжение даже относительно небольшого геологического времени постоянно меняют свои очертания. Они могут наращиваться в зонах спрединга, поглощаться в зонах субдукции, раскалываться в результате рифтинга и спаиваться, образуя единую плиту в результате коллизии. Горизонтальное перемещение литосферных плит может быть описано законами сферической геометрии – теоремой Эйлера (как вращение вокруг оси, проходящей через центр сферы). При этом постулируется положение: площадь поглощаемой в зонах субдукции океанской коры равна площади коры, нарождающейся в зонах спрединга, общая же поверхность Земли, ее объем и радиус остаются неизменными. Согласно парадигме тектоники плит основная причина движения литосферных плит обусловлена общемантийной конвекцией: литосферные плиты находятся в вязком сцеплении с астеносферой, увлекаются течением последней и движутся от осей спрединга к зонам субдукции (по: Борукаев, 1999; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Хаин, Ломизе..., 2005).

**Плюмы мантийные** (см. Тектоника плюмов, горячих полей).

**Поверхность Вихерта – Гутенберга** – граница между нижней мантией и внешним ядром, находится на глубине 2 891 км, обнаруживает значительные изменения скоростей сейсмических волн (скачок плотности в 1,8 раза), что связано с переходом оксидно-силикатной мантии к металлическому ядру. Названа по имени выдающихся геофизиков-сейсмологов начала XX в. Э. Вихерта и Б. Гутенберга (по: Добрецов и др., 2001; Общая геология, 2006).

**Поверхность Конрада (К)** – выделяемая по сейсмическим данным условная поверхность внутри континентальной земной коры, отделяющая гранитометаморфический и гранулитобазитовый слои. Названа по имени ее первооткрывателя немецкого геофизика В. Конрада. Геофизические исследования последних десятилетий и бурение Кольской и других сверхглубоких скважин поставили под сомнение существование такой четкой границы: иногда сейсмика обнаруживает две таких границы ( $K_1$  и  $K_2$ ), что дало основание предположить наличие в нижней коре двух слоев со скоростями продольных волн 5,7–6,5 и 6,4–7,7 км/с. Нижний слой, в отличие от верхнего, как полагают, насыщен пластовыми интрузиями основного и ультраосновного состава (по: Гаврилов, 2005; Хаин, Ломизе, 2005).

**Поверхность Мохоровичича (М, Мохо)** – граница между корой и верхней мантией, сейсмически достаточно четко выраженная скачком скоростей продольных волн от 7,5–7,7 до 7,9–8,2. В океанах располагается на глубинах от 5–6 до 10–15 км, отвечает переходу от третьего слоя океанической коры (полосчатого комплекса габбро-перидотитов) к сплошным серпентинизированным перидотитам (гарцбургитам, лерцолитам) мантии. На континентах – располагается в среднем на глубинах около 35 км, но существенно варьирует: под некоторыми тектонически активными континентальными регионами глубина границы М уменьшается до 20 км, а под молодыми горными сооружениями, наоборот, увеличивается до 80 км. Отвечает переходу от нижнего слоя консолидированной континентальной коры к верхам мантии, где последняя, как и в океанах, судя по глубинным включениям в лавах и кимберлитовых трубках, сложена перидотитами и эклогитами. Ряд исследователей считает, что в отдельных океанических рифтах срединно-океанических хребтов граница Мохоровичича близка к поверхности и даже выходит на поверхность. На континентах, в отличие от океанов, она глубоко погребена и нигде не доступна непосредственному наблюдению. Названа по имени ее первооткрывателя югославского геофизика-сейсмолога *А. Мохоровичича* (по: Аплонов, 2001; Геовикпедия, Интернет <http://wiki.web.ru>, 2005; Хаин, Ломизе, 2005).

**Покров гравитационный** – громадный оползень, образующийся в условиях расчлененного тектонического рельефа (Борукмаев, 1999).

**Покров тектонический (шарьяж)** – геологическое тело регионального распространения – пластина горных пород толщиной от первых сотен метров до нескольких километров, ограниченная снизу пологоволнистой или почти плоской поверхностью надвига, перемещенное от места своего первичного залегания в горизонтальном направлении на расстояние от нескольких до многих десятков или даже сотен километров. Если несколько тектонических покровов надвинуто друг на друга, то пологий срыв, ограничивающий их снизу, называется *надвиг подошвы или деколемент*, а другие более мелкие зоны срыва – *детачмент*. Породы самого покрова или шарьяжа (перемещенные массы) называют *аллохтон*. При этом внешняя (передовая) часть покровно-надвиговой системы называется *форланд*, а внутренняя – *хинтерланд*. Комплексы пород, залегающие в основании шарьяжей (ниже надвига подошвы) и не испытавшие существенного горизонтального перемещения называют *автохтон*. Осадочные породы, несогласно перекрывающие систему тектонических пластин и фиксирующие начало этапа более позднего и относительно спокойного тектонического развития, называют *неоавтохтон*. Поверхность срыва или волочения, представлена тектонитами, часто мощностью до десятков и даже сотен метров. В их составе могут встречаться отторженцы (блоки, линзы) пород как аллохтона, автохтона, так и чужеродных пород, перемещенных издалека. Во фронтальной, лобовой, части покрова (шарьяжа) образуется тектоническое месиво, называемое меланжем. Надвиговые пластины имеют конечную длину и ширину – фронтальный и тыловой края по отношению направления перемещения пластины, при этом тыловой край обычно не обнажен (по: Хаин, Ломизе, 2005; Худолей, 2004).

**Покровные (шарьяжные) системы** – структурные формы покровно-складчатых областей значительного масштаба сформированные в результате последовательного проявления серии надвигов. Включают комплекс парагенетически связанных структур: разрывы, последовательно образовавшиеся над одной базальной

поверхностью срыва, и тела, ограниченные этими разрывами. По морфологическому признаку выделяют два основных типа покровных систем: 1) *чешуйчатый веер* – разрывы отходят вверх от одной поверхности срыва, но не соединяются на более высоком стратиграфическом уровне; 2) *дуплекс* – система состоит из двух поверхностей срыва – верхней (надвиг кровли) и нижней (надвиг подошвы), соединенных серией смыкающихся надвигов, которые ограничивают дуплексные линзы. Покровные системы распространены практически во всех складчатых системах. Особый интерес для изучения разрезов коры океанического типа и пород основания верхней мантии представляют крупные офиолитовые покровы, непосредственно перекрывающие окраину континентов в результате *обдукции* (надвигания) океанической литосферы на континентальную (по: Гончаров и др., 2005).

**Ползучесть** – медленная непрерывная пластическая деформация твёрдых тел под воздействием постоянной нагрузки или механического напряжения. В условиях Земли – способность горных пород земной коры и вещества мантии к медленным во времени пластическим деформациям при неизменном напряженном состоянии. В земной коре ползучесть проявляется в зависимости от ряда факторов: минерального состава пород, степени их структурной неоднородности, термодинамических условий, наличия флюида и т.п. Например, до глубины 20 км она обусловлена ползучестью кварца, на глубинах 20–30 км – ползучестью пироксена, ниже 30 км (дунит-гарцбургитовая мантия) – ползучестью оливина. Материал же, подобный веществу мантии может вести себя, то как жесткое твердое тело (при кратковременных напряжениях: землетрясениях, прохождении сейсмических волн), то как пластическая масса, если речь идет о деформациях, взрывааемых постоянными напряжениями, действующими в течение очень длительного геологического времени при высоких температурах и давлениях (по: Аплонов, 2001, Добрецов и др., 2001; Гончаров и др., 2005).

**Полосовые магнитные аномалии** — линейные магнитные аномалии океанической коры (с чередованием прямой и обратной полярности), параллельные осям срединных океанических хребтов и расположенные симметрично по отношению к ним. Обла-

дают резкими границами. В 1963 г. Ф. Вайн и Дж. Метьюз высказали блестяще подтвердившееся позднее предположение о том, что аномалии возникают в результате комбинации спрединга морского дна и обращений полярности магнитного поля Земли. Рождаясь в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, базальты при остывании ниже «точки Кюри» приобретают в магнитном поле Земли остаточную намагниченность, направление которой совпадает с магнитным полем соответствующего геологического времени. Вследствие постоянного процесса раздвига на фоне периодических изменений полярности магнитного поля Земли (*инверсия полюсов*) излившиеся базальты образуют на дне океана полосы с различным направлением остаточной намагниченности: прямым (совпадает с современным направлением магнитного поля) и обратным (противоположно современному магнитному полю). По мере раздвига (*спрединга*) океанического дна сформировавшиеся разновозрастные и обладающие одной и той же полярностью пояса базальтов располагаются симметрично по отношению «породившей» их океанической рифтовой зоне, с течением времени отодвигаются всё дальше от нее в начале в сторону склонов океанического хребта, а затем абиссальных равнин океана. Во всех существующих в настоящее время океанах опознается одна и та же последовательность полосовых аномалий, для них приняты порядковые номера, исчисляемые от оси спрединга. Эта особенность используется для определения возраста намагниченного ложа океанов (под осадками), позволяет количественно оценить скорость и направление перемещения океанических частей плит и провести палинспастические реконструкции (по: Добрецов и др., 2001; Структурная..., 1991; Хаин, Ломизе, 2005).

**Полюс вращения литосферных плит** – точка, вокруг которой любая пара литосферных плит вращается на астеносфере с перемещением одной плиты относительно другой. Движение плит на шаре может быть описано законами сферической геометрии – *теоремой Эйлера*, согласно которой любое перемещение двух сопряженных точек по сфере совершается вдоль окружности, проведенной относительно оси, проходящей через центр Земли. Выход этой воображаемой оси на поверхность называется

*полюсом вращения* или *полюсом раскрытия* (по: Борукаев, 1999; Хаин, Ломизе, 2005).

**Пояс парный метаморфический** – пара сложенных метаморфитами низко- и высокобарического типа сопряженных поясов, которые возникают в процессе субдукции на активных континентальных окраинах. При этом зона метаморфизма высоких давлений и низких температур – *глаукофановых («голубых») сланцев* (иногда с минералом сверхвысоких давлений – эклогитом), располагается вблизи глубоководного желоба, а параллельная ей зона метаморфизма низких давлений и высоких температур – *филлитовых («зеленых») сланцев* формируется в тыловой части вблизи вулканической дуги. Примечательно, что минеральная ассоциация глаукофана (фацция «голубых сланцев»), характерна для специфических условий высоких давлений и низких температур – сочетанию P/T-условий, которому нет места в нормальном вертикальном разрезе литосферы. Сочетание этих особых условий находят только в модели обратно-поступательного движения – быстрого погружения (субдукции) и затем столь же быстрого поднятия к поверхности (экзгумации) холодного слэба, сложенного базальтами и морскими осадками в зоне Беньофа. Примерами такого типа парных метаморфических поясов могут служить Японские острова (Хонсю, Сикоку, Кюсю), Северо-Американские Кордильеры, Аляска и в другие регионы (по: Борукаев, 1999; Добрецов и др., 2001, Хаин, Ломизе, 2005).

**Прогиб межгорный** – четковидная цепочка впадин, реже удлиненная конседиментационная депрессия, наложен на гетерогенный фундамент и заполнен терригенными отложениями (Борукаев, 1999).

**Прогиб передовой (краевой). 1.** Прогиб между складчатым сооружением и примыкающим кратоном, формирующийся в позднеорогенную стадию. Опускание и осадконакопление происходят одновременно. Прогиб передовой выполнен главным образом отложениями молассовой формации континентального и морского (по крайней мере, частично) типа. Как правило, он местами (реже полностью) охвачен позднеорогенной деформацией (Международный, 1991). **2.** Краевая часть складчатой системы,

занимающая пограничное положение с континентальной платформой. Закладывается в тыльной части пассивных окраин континентов, в зоне внутреннего шельфа и начинает формироваться в процессе коллизии одновременно с началом поднятия смежного складчатого сооружения. Первоначально такого типа прогибы могут представлять собой относительно глубоководные бассейны с глинистыми или глинисто-кремнистыми осадками небольшой мощности. В соответствующих климатических условиях может происходить накопление эвапоритов. С усилением роста смежного складчатого горного сооружения заполняются молассами с источниками сноса как с платформы, так и с орогена. Погружение передовых прогибов резко усиливается с началом непосредственного надвигания на них тектонических покровов, продукты разрушения фронтальных частей которых захороняются в виде олистостром. В дальнейшем процесс надвигания охватывает и внутренние крылья передовых прогибов, обуславливая в конечном счете их асимметричную форму с контрастом между интенсивно деформированной внутренней и обычно пологой и просто построенной внешней частью. В некоторых случаях (обычно при сочленении со щитами платформ) краевые прогибы могут отсутствовать и тогда складчатое сооружение оказывается непосредственно надвинутым на платформу (по: Хаин, Ломизе, 2005).

**Проградация** – последовательное закономерное продвижение геологических тел или геологических событий вдоль различных структурных линий, например: проградация в срединно-океанических хребтах по мере их раздвижения, проградация шельфа в сторону океана по мере накопления осадков на континентальном склоне (по: Пушаровский, 2000).

**Протоорогены** – подвижные пояса, свойственные только раннему протерозою. Протягиваются на многие сотни и, иногда тысячи километров при ширине в несколько сотен километров и обычно четко линейны (например, Курско-Криворожская система Восточно-Европейской платформы). Залегают несогласно с обрамляющими их структурами – блоками континентальной коры, консолидированной к концу архея. В большинстве случаев в строении протоорогенов выделяются внутренняя и внешняя зоны. Образования внешней зоны подстилаются не переработанным

или слабопереработанным архейским фундаментом; их осадочный комплекс образован слабодислоцированными, лежащими моноклинально неметаморфизованными шельфовыми карбонатными и обломочными породами. Внутренние части, вероятно, развиваются на коре континентальной переходной, либо океанического типа. Осадки представлены флишем, черносланцевыми толщами, присутствуют покровы и силы основных магматитов, приближающихся к океаническим толеитам (диагностируются как отложения континентальных склонов, подножий и окраинных морей). В тылу рассматриваемых систем нередко встречаются образования вулканических дуг или вулканоплутонических поясов, включая гранитные батолиты. Эволюция протоорогенов завершается складчато-надвиговыми деформациями, метаморфизмом до амфиболитовой фации, внедрением гранитоидов, поднятиями с накоплением перед фронтом возникающих складчатых горных сооружений обломочных толщ молассового типа. Протоорогены сходны с молодыми орогенами, отличаясь от них лишь меньшим масштабом: первые формируются в результате закрытия миниокеанов, в то время как вторые – крупных океанических бассейнов. К особому типу раннепротерозойских подвижных поясов принадлежат *краевые вулканоплутонические пояса*, с широко развитыми плутонами гранитоидов нормальной и повышенной щелочности и обширными полями субаэральных вулканитов основного и кислого состава, имеющие сходство с современными активными окраинами континентов (по: Хаин, Ломизе, 2005).

**Протоплатформы** – древнейшие структуры платформенного типа. Фиксируются наличием осадочных толщ (чехол) ранне- и среднепротерозойского возраста, залегающих на эродированной поверхности консолидированных гранулитогнейсовых и гранит-зеленокаменных областей. Чехол представлен слабодислоцированными, нередко лежащими субгоризонтально, слабометаморфизованными континентальными и мелководно-морскими осадками и (или) субаэральными вулканитами, порой достигающими значительной мощности. Преобладают псаммиты, обычно кварцевые, нередко красноцветные (моложе 2 млрд лет, когда в атмосфере появился свободный кислород), доломиты, реже известняки. В ряде случаев отмечается наличие магматических образова-

ний трапповой формации, но также и гранитогнейсовых куполов, возникших в результате *ремобилизации* фундамента. Осадочный чехол выполняет плоские синеклизы типа Удоканской в Восточной Сибири. Структура протоплатформ в ряде регионов осложнена рифтовыми грабен-прогибами, являющимися аналогами авлакогенов более молодых платформ, получившими название *палеоавлакогенов* (по: Хаин, 2004; Хаин, Ломизе, 2005).

**Пулл-апарт структуры** – впадины земной коры как в пределах континентов, так и океанов, формирование которых связано со сдвиговыми смещениями. Образуются двояким образом: 1) в результате расщепления единого сдвига; 2) в результате смещения в пространстве между двумя эшелонировано расположенными и диагонально соединенными сдвигами. Кроме того, геометрия пулл-апарт бассейнов зависит от сопутствия сдвигу *транстенсии* либо *транспрессии*. Масштаб формирующихся пулл-апарт бассейнов различен: от первых десятков до сотен и тысяч километров. К такого типа структурам принадлежат многие впадины крупных размеров континентальной коры, рифты сдвигового типа (Байкальская рифтовая зона), и океанские (Калифорнийский залив, Акаба, Мертвое море и др.). Перспективны в отношении нефтегазоносности. Современные пулл-апарт бассейны характеризуются высокой сейсмичностью (по: Добрецов и др., 2001; Планета Земля, Термины..., 2004).

**Разлом. 1.** Структура, возникающая в результате нарушения сплошности слоев со смещением любого характера (Борукаев, 1999). **2.** Поверхность или зона, вдоль которой разделяемые блоки были перемещены относительно друг друга (Худолей, 2005).

**Разлом глубинный** – длительно развивающийся разлом большой протяженности, пересекающий земную кору или даже литосферу. В зарубежной литературе аналогичное понятие отсутствует, в связи с чем термин можно считать устаревшим. Исходя из тектоники плит «глубинным разломам» могут быть противопоставлены сутуры, или шовные зоны в складчатых поясах, чаще всего маркируемые офиолитами, сформировавшиеся при сочленении литосферных плит или малых (вплоть до террейнов) кон-

тинентальных единиц, ранее разделенных бассейном океанического типа (по: Борукаев, 1999; Хаин, Ломизе, 2005).

**Разлом трансформный.** Идеальный разлом трансформный (*трансформ*) является границей литосферных плит, на которой они не поглощаются и не наращиваются, а испытывают взаимное относительное движение – *скольжение, сдвиг*. Разломы трансформные могут соединять две зоны осей спрединга (хребет – хребет), ось спрединга с зоной субдукции (хребет – дуга) либо две островных дуги (дуга – дуга). Они могут также отделять океаническую литосферу от континентальной или, подобно разлому Сан-Андреас (западное побережье Северной Америки), полностью находиться в пределах континента. Но подавляющее большинство разломов трансформных расположено в океанах и относится к типу хребет – хребет, разделяя сегменты срединно-океанических хребтов (СОХ) с разными скоростями спрединга. Видимое перемещение отрезков СОХ по таким трансформным разломам противоположно действительному смещению движущихся плит (например, вдоль левосторонних трансформов хребет – хребет происходит правостороннее движение). Трансформный разлом хребет – хребет активен только между отрезками СОХ, за этими пределами наблюдается предшествующий не активный в настоящее время след его движения. На активном отрезке это длинные и узкие зоны нарушенного рельефа, характеризующиеся активной сейсмичностью, наличием действующих вулканов (как правило в подводных условиях), выражены линейными поднятиями и уступами и обычно разделяют геоморфологические провинции с различной глубиной дна. Выделяются геофизическими аномалиями: гравитационными и магнитными, смещают примыкающие к ним полосовые магнитные аномалии океанического дна. Существуют трансформные разломы: крупные первого порядка, разделяющие протяженные сегменты СОХ (длиной вдоль оси СОХ до 900 км и взаимным смещением звеньев СОХ до 150 км) и второго порядка, разделяющие короткие сегменты (10–100 км) со значительно меньшим смещением. Внутреннее строение трансформных разломов неоднотипно. В случае сопутствующего сжатия (*транспрессия*) на месте трансформного разлома происходит поднятие, выраженное узкой и протяженной

грядой в подводном рельефе; в случае сопутствующего растяжения (*транстенсия*) – образование расщелин с крутыми обрывистыми склонами, с поднятыми из глубины тектоническими клиньями серпентинизированных перидотитов мантии и повышенным тепловым потоком (по: Структурная..., 1991; Хаин, Ломизе, 2005).

**Реювенация**– омоложение (регенерация) рудных месторождений: возобновление условий рудообразования, характерных для ранних стадий формирования месторождений. Определяется по наложению новых минеральных парагенезисов, чаще всего менее высокотемпературных на предшествующие более высокотемпературные; выражается в «омоложении» радиологического возраста руд. Процесс связан с перемещением ранее возникших месторождений в иные геодинамические обстановки, либо с процессами тектоно-магматической активизации под воздействием рифтогенеза и тектоники плюмов (по: Рундквист, 1995; Российский..., 2003).

**Рифт** – впадина в рельефе регионального или глобального протяжения, образовавшаяся в результате опускания вдоль сбросов примерно параллельного простирания, с которой связана сейсмическая и обычно вулканическая активность. В геотектонике под рифтом понимают специфические структуры земной коры, сопоставимые по своему рангу с орогеническими поясами. Они отличаются комплексом своеобразных признаков, как структурных, геоморфологических, так и выраженных в специфике магматических и осадочных образований. Подразделяются на два крупных класса – рифты материковые и рифты океанические, каждый из которых, в свою очередь, включает ряд морфологических и генетических типов, формирующихся в определенных геодинамических обстановках (по: Грачев, Планета Земля, 2004; Кузьмин и др., 2003; Международный..., 1991).

**Рифтогенез** – процесс образования рифтов. Концепция *активного рифтогенеза* исходит из традиционного представления о первичности зародившегося на глубине восходящего тока астеносферного вещества, который поднимает и раздвигает литосферу, что и выражается континентальным или океаническим рифто-

генезом. Концепция *пассивного рифтогенеза* принимает в качестве первопричины боковое воздействие внешних сил на литосферную плиту, способную передать напряжения на большие расстояния. Поскольку при таком заложении рифтовая зона трансформируется избирательно, по ослабленным зонам, то нередко раскол проходит через горячие точки, прогретые мантийными струями. Различают два типа механизмов рифтогенеза: *деформационный* – растяжение реализуется разрывами и пластическими (вязкими) деформациями коры, приводящими к уменьшению ее мощности и образованию «шейки», и *гидравлического расклинивания*, существующего при внедрении магматических расплавов по разрывам. Предложены несколько моделей рифтогенеза: 1) классическая – симметричного растяжения; 2) с субгоризонтальным срывом между верхним хрупким и нижним пластичным ярусами деформаций (модель Р. Смита); 3) с линзовидным характером деформаций (модель У. Гамильтона) и 4) асимметричного растяжения на основе пологого сброса (модель Б. Вернике) (по: Добрецов и др., 2001; Кузьмин и др., 2003; Хаин, Ломизе, 2005).

**Рифтогенез рассеянный** – рассредоточенный (ареальный с растяжением во многих направлениях) рифтогенез, связанный с подъемом мантийных плюмов. Весьма характерен для платформенных областей, где прохождение (дрейф платформы в составе литосферной плиты) над плюмами обуславливает формирование формации траппов и, возможно, петрографических провинций кимберлитов и ультраосновных щелочных пород с карбонатитами (по: Добрецов и др., 2001).

**Рифты континентальные** – области растяжения материковой литосферы, цельность которой сохраняется до того момента, когда величина напряжений, возникающая при растяжении, превысит ее прочность на разрыв и в результате подъема верхнемантийных расплавов начнет формироваться кора океанического типа. Выделяют несколько типов рифтовых систем, соответствующих определенным геодинамическим обстановкам: 1) внутриконтинентальные простые структуры растяжения (грабен Осло в Западной Европе); 2) внутриконтинентальные системы расходящихся, обычно тройных рифтовых зон, две из которых в результате активного раздвига и полного разрыва континентальной ко-

ры переходят в стадию межконтинентального, а затем и океанического рифта, а третья остается в краевой части континента и в случае затухания в ней процесса рифтогенеза трансформируется в авлакоген (Восточно-Африканская рифтовая система); 3) внутриконтинентальные системы расходящихся рифтов, не приводящих к формированию океана, но обуславливающих близкий подход к поверхности астеносферного слоя, утонение континентальной коры, ее погружение в результате (изостазии) и формирование над ними крупных осадочных бассейнов (Западно-Сибирский осадочный бассейн с системой рифтов в основании); 4) рифтовые системы, возникшие в результате перекрытия континентом субдуцирующего под него океанического хребта (провинция «Бассейнов и Хребтов» на юго-западе Северной Америки); 5) рифтовые системы, образованные в результате процессов растяжения в тылу активных континентальных окраин как андского (рифт Альтиплано в Южной Америке), так и Западно-Тихоокеанского типа, где рифтовые структуры перерастают в окраинные моря (Японское море); 6) рифты во фронте зон коллизии, сформировавшиеся в результате раскола континента на ряд плит и их взаимного перемещения и вращения (Байкальская рифтовая система, возникшая в результате столкновения Евразийского континента с Индией); 7) области внутриконтинентального «рассеянного рифтогенеза» – общего растяжения континентальной коры, связанного с воздействием мантийного плюма (трапповая провинция Тунгусской синеклизы). Наиболее общие черты континентальных рифтов выражаются в широком развитии щелочных вулканических пород: преимущественно щелочных базальтоидов, контрастных (бимодальных) серий щелочных оливиновых базальтов, трахитов и фонолитов, а также лейцититов и лейцитовых базальтов, риолитов, комендитов и пантеллеритов. В отдельных рифтовых системах присутствуют интрузии ультраосновных щелочных пород, в т. ч. с карбонатитами. Из осадочных формаций наиболее характерны терригенные: молассовые, сочетающиеся с вулканитами, озерные турбидиты, а в тропическом климате – органогенные и хемогенные карбонатные, содовые, кремнистые и эвапориты (по: Грачев, Планета Земля, 2004; Добрецов и др., 2001; Кузьмин и др., 2003; Хаин, Ломизе, 2005).

**Рифты континентальные – этапы формирования.** *1-й этап (предрифтовый)* – аномальная мантия находится на глубине 80–90 км, характерен рассеянный характер вулканизма, глубинный состав выплавов, общее поднятие территории, обусловленное термическим расширением литосферы. *2-й этап (рифтовый)* соответствует глубине положения аномальной мантии 40 км, когда на фоне предшествующего поднятия в осевой части формируется рифтовая долина шириной 40–50 км, появляются первые осадочные образования и изливаются щелочные оливинные базальты (трещинный тип излияний). По мере общего прогрева литосферы развиваются внутрикоровые магматические очаги и возникают вулканы центрального типа, дающие дифференцированные контрастные серии (базальт-трахит, базальт-фонолит), образуются околорифтовые поднятия – плечи рифта; в заключительную стадию 2-го этапа, предшествующую разрыву материковой коры, аномальная мантия располагается на глубине 10–20 км, образуется структура *рифт в рифте*, изливаются базальты, соответствующие кварцевым толеитам. *3-й этап (пострифтовый)* обусловлен затуханием термической активности аномальной мантии, вслед за которой начинает развиваться осадочный бассейн (Грачев. Планета Земля, 2004).

**Рифты океанические** – связаны со срединно-океаническими хребтами и обуславливают само их развитие. Они располагаются в осевой их части, возникают в результате процесса раздвига (спрединга) океанического дна и фиксируют дивергентные границы литосферных плит. В пределах океанических рифтов рождается новая океаническая кора с толеитовыми базальтами и комплексом параллельных долеритовых даек в верхней части (II слой океанической коры) и телами изотропных габбро и расслоенных габбро-перидотитовых комплексов – в нижней (III слой океанической коры). Осадки (I слой океанической коры) в современных рифтовых зонах срединно-океанических хребтов имеет очень небольшую мощность, представлены обвальными оползневыми отложениями, пелагическими, кремнистыми и известковистыми илами, слоистыми известняками и нередко металлоносны (с баритом, галенитом, сфалеритом). Морфология океанических рифтовых зон, как и срединно-океанических хребтов в целом зависит

от скорости спрединга. В *высокоспрединговых хребтах* (например, Восточно-Тихоокеанское поднятие, скорость спрединга 8–16 см/год) рифтовая зона выражена не всегда отчетливо. Осевой гребень хребта, возвышающийся на фоне более широкой (до 50 км) депрессии, совпадает с цепочкой вулканических построек, часто типа щитовых вулканов с крутыми склонами. Вершина вулканической зоны, если она молода, сохраняет первичную вулканическую форму, но большей частью обрушена вдоль осевой трещины. В этом случае на вершине образуется осевой грабен шириной 200–300 м и глубиной 50–100 м. Извержения происходят с большой частотой (сотни лет). В *медленноспрединговых хребтах* (например, экваториальная зона Атлантического хребта, скорость спрединга 2–5 см/год) рифтовая долина, отчетливо выражена, имеет ширину 20–25 км и сбросовые уступы в бортовых частях общей высотой около 1 км, а на участках пересечения трансформными разломами – до 3 км. В ее центре располагается внутренний рифт (ширина 4–5 км, глубина 0,2–0,5 км) и ещё более узкая (1–2 км) неовулканическая зона, возвышающаяся до 100–800 м. В медленноспрединговых рифтовых зонах вулканическая деятельность проявляется циклично продолжительностью 200–300 тыс. лет и чередуется с аналогичными же периодами отсутствия магматической деятельности и тектонической деструкции. В связи с этим накапливаются большие мощности осадков. На дне рифтовой долины возникают открытые трещины «гьяу». Важнейшим признаком океанических рифтов служит сегментация поперечными трансформными разломами, по которым происходит сдвиг отдельных их отрезков (по: Добрецов и др., 2001; Зоненшайн, Кузьмин, 1993).

**Рифты периокеанические (межконтинентальные)** – переходной стадии от континентального к океаническому, отражают смену континентального рифтогенеза океаническим и начальную стадию открытия океана. Примером может служить Красноморский рифт – один из лучей тройного сочленения Восточно-Африканской рифтовой системы. При небольшой ширине осевой зоны (50–100 км) и значительной протяженности (1 800 км) он имеет все признаки океанических медленноспрединговых рифтов. В осевой зоне фиксируется зарождение океанического рифта,

появление системы трансформных разломов; установлено наличие типичных океанических базальтов, серии даек основного состава и расслоенных перидотит-габбровых тел. В бортовых частях отчетливо выражены структурно-вещественные комплексы предшествующего континентального рифта, представляющие вместе с перекрывающими отложениями вновь рожденные пассивные континентальные окраины (по: Добрецов и др., 2001; Основы металлогенического..., 1995).

**Рифты – современная глобальная система.** Большинство рифтовых зон континентального и океанического типа связаны между собой, образуя глобальную систему. Наиболее значительная ее часть (около 60 тыс. км) находится в океанах, где рождаются срединно-океанические хребты. Хребты продолжают один другой, а в отдельных местах связаны между собой «тройными сочленениями» (район Галапогосских островов Тихого океана, юг Атлантического океана, центральная часть Индийского). В случае пересечения пассивных окраин океанические рифты продолжают континентальными (сочленение Аденского, Красноморского океанических рифтов с континентальным Восточно-Африканским). В Арктическом бассейне океанский рифт хребта Гаккеля продолжается континентальными рифтами на шельфе моря Лаптевых, а затем Момским рифтом, пересекающим на северо-востоке Азиатский континент. Охватывая всю планету, система рифтовых зон кайнозоя обнаруживает геометрическую правильность. Рифтовые зоны образуют кольцо вокруг южного полюса (Антарктиды) и отходят от этого кольца меридионально с интервалом  $90^\circ$  тремя затухающими к северу поясами: Восточно-тихоокеанским, Атлантическим и Индоокеанским. Как считают Е. Е. Милановский и А. М. Никишин, может быть намечен и четвертый пояс, который прослеживается как совокупность задуговых проявлений рифтогенеза вдоль восточных окраин Азии и Австралии. Под всеми четырьмя поясами до глубин в первые сотни километров методом сейсмической томографии установлены области низких скоростей сейсмических волн, что объясняют восходящими токами разогретого вещества мантии к поверхности Земли (по: Хаин, Ломизе, 2005).

**Сейсмическая томография** – относительно новый метод в сейсмологии, заключающийся в компьютерном анализе сейсмических волн, исходящих из разных пунктов (от многих тысяч землетрясений) в единый момент времени, проходящих сквозь всю толщину земной коры и мантии (вплоть до ядра). Прохождение волн регистрируется мировой сетью сейсмических станций, связанных в единую информационную систему. База данных Международного сейсмологического центра позволяет воспроизвести плотностную трехмерную структуру как Земли в целом, так и отдельно взятой ее области; построить разрезы земной коры и мантии в любой выбранной плоскости и на любом уровне глубинности. Сейсмотомографические данные несут важнейшую информацию о процессах в глубинах Земли и, в частности, о конфигурации конвективных движений в мантии. Модификации сейсмотомографического метода исследований широко используются для изучения геологического строения земной коры отдельных регионов и поисков месторождений полезных ископаемых. Особенно большое значение такого типа исследования имеют при поисках и разведке месторождений нефти и газа (по: Добрецов и др., 2001; Геовикипедия. Интернет <http://wiki.web.ru>).

**«Серые гнейсы» (тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация)** – специфические гранито-гнейсы, сформировавшиеся преимущественно в раннем архее (4,0–3,9 млрд лет), являющиеся результатом селективного плавления первичной мафитовой земной коры. Предлагаются три модели их формирования. *Сагдукционная* модель предполагает мощное накопление базальтов, возможно на месте ударного кратера, в основании которого начинается плавление и последующий подъем кислого расплава; *обдукционная* модель предполагает, что между поднятиями, возникшими либо над мантийными плюмами, либо над центрами спрединга, образуется нагромождение пластин базальтовой коры, подверженное затем плавлению по указанному выше сценарию; *субдукционная* модель рассматривает формирование «серых гнейсов» в результате плавления самой пластины слэба субдуцируемой древней мафитовой коры, а не мантийного клина над ней, как это происходило в более позднее, чем раннеархейское время (по: Хаин, 2004).

**Серия магматических формаций** – синхронные по времени и идентичные по геодинамическим условиям формирования магматические формации и слагаемые ими пояса и ареалы, сопряженные по латерали, либо сформированные на разных уровнях глубинности (Абрамович, 2000).

**Синергетика геологических систем** – процессы самоорганизации в открытых геологических системах, представляющие собою цепь неравновесных фазовых переходов различного иерархического класса. Масштабы и формы самоорганизации определяются энергетическим состоянием системы, а степень самоорганизации и структурирования – величиной энтропии (Летников, 1992).

**Синеклиза** – крупный (площадью в десятки и сотни квадратных километров) отрицательный структурный элемент чехла платформ: почти плоские прогибы – с углом наклона слоев от периферии к центру менее  $1^\circ$ , с изометричными или слегка вытянутыми очертаниями. Синеклизы сложены осадками преимущественно морского происхождения. Подразделяются на два типа: 1) – с повышенной мощностью осадочного чехла (10–15 и даже 20–25 км) и залеганием на фундаменте, типичном для нижнего слоя континентальной коры или второго слоя океанской коры (несостоявшиеся океаны); 2) – с умеренной мощностью осадочного чехла, в разрезе которого, особенно в верхах, залегает платобазальтовая формация (трапповый тип); в рельефе обычно выражаются плоскогорьями. В англоязычной литературе обычно именуется бассейнами (по: Хаин, Ломизе, 2005).

**Синклинорий** – крупная протяженностью десятки или сотни километров линейная или брахиформная (брахисинклинорий) сложная складчатая структура, у которой зеркало складчатости наклонено к середине (Термины геотектоники, 2004).

**Система магматических формаций** – пространственная совокупность рядов и групп магматических формаций, формирование которых охватывает значительный промежуток времени с определенным своеобразием и направленностью геодинамических процессов, например: совокупность формаций времени раз-

вития и закрытия океана, либо жизнедеятельности мантийного плюма (Абрамович, 2000).

**Складчатая область** – крупный отрезок складчатого пояса, отличающийся от других его частей историей развития, строением и отделенный от них поперечными разломами или пережимами (например, Восточно-Казахстанская, Алтае-Саянская и Монголо-Охотская складчатые области Урало-Охотского складчатого пояса) (Общая геология, 2006).

**Складчатая система** – линейная часть складчатого пояса длиной 1 000–3 000 км (Урал, Аппалачи), при ширине 200–300 км, редко больше. В современной структуре складчатых поясов располагается либо между микроконтинентами, входящими в состав складчатого пояса, либо между ними и платформой, ограничивающей складчатый пояс. Характеризуется единством развития и одновременностью проявления процессов завершающей складчатости (Геовикипедия. Интернет, <http://wiki.web.ru>).

**Складчатый пояс** – линейная планетарная структура протяженностью многие тысячи километров и шириной первые тысячи километров складчато-надвигового строения с большой мощностью вулканогенных и осадочных толщ, интенсивным проявлением магматических и метаморфических процессов, занимающая межконтинентальное или окраинно-континентальное положение (разделяют или обрамляют континентальные платформы). Главные складчатые пояса планеты: Тихоокеанский, Урало-Охотский, Средиземноморский, Северо-Атлантический, Арктический. Прежде такие мегаструктуры называли геосинклинальными поясами. С новых мобилистских позиций вместо фиксистского объяснения развития складчатых поясов (геосинклиналей) только процессами непосредственно в основании поясов (на одном и том же месте) с преобладанием вертикальных тектонических движений в качестве первопричины их образования рассматривают горизонтальные перемещения литосферных плит. С позиции тектоники литосферных плит основной рисунок складчатых поясов составляют фрагменты субдукционно-аккреционных и аккреционно-коллизионных комплексов, которые цементируют блоки кратонов, микроконтинентов, островных дуг, окраинных морей и ложа

океанов. В свою очередь, пояса пронизаны коллизионными и постколлизионными гранитами и перекрыты крупными постколлизионными осадочными бассейнами, такими как, например, Западносибирский. Особенности развития и строения отдельных сегментов складчатых поясов служат основой для их подразделения на подчиненные по иерархии структурные единицы – *складчатые системы и складчатые области* (по: Добрецов и др., 2001; Общая геология, 2006; Хаин, Ломизе, 2005).

**Складчатый пояс – внутреннее строение.** В поперечном сечении выделяют внутренние и внешние зоны складчатых поясов, рассматривавшиеся ранее с позиций учения о геосинклиналях в качестве *эвгеосинклиналей* и *миогеосинклиналей*. Современными исследованиями установлено, что *внутренние зоны* (осевые пояса коллизионных орогенов), представляют собой коллаж разнородных структурных элементов (террейнов): островных дуг, образований ложа океанов и окраинных морей, внутриокеанских поднятий, микроконтинентов. Весьма характерны офиолиты, на основе размещения которых возможно выделение сутурных зон (швов, маркирующих границы столкновения континентальных масс). Преобладают морские осадки большой мощности (граувакки, кремнистые и вулканические породы и т. п.). Характерна высокая вулканическая и интрузивная активность с широким развитием на заключительных стадиях развития гранитоидного магматизма, интенсивное проявление складчатых и разрывных дислокаций и зональный метаморфизм преимущественно кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов. *Внешние зоны* более однообразны по строению и развитию, располагаются на той же континентальной коре, что и фундамент прилегающей платформы. Осадочный комплекс внешних зон отвечает вовлеченным в орогенез образованиям шельфа и континентального склона (карбонатные, песчано-глинистые, кремнисто-глинистые отложения, эвапориты), но обычно сорванным с фундамента и перемещенным на многие десятки или даже сотни километров в сторону платформы. При этом толщи приобретают чешуйчато-надвиговую структуру. Магматизм большей частью отсутствует, но в отдельных регионах встречаются покровы и силлы основных магматических пород, а иногда плутоны ультраосновных щелоч-

ных пород, образовавшиеся на рифтогенной стадии развития пассивных окраин. В дистальной части могут появляться покровы пород кристаллического фундамента, которые первоначально слагали поднятия на внешнем крае шельфа. *Окраинные зоны складчатых поясов* представлены *передовыми (краевыми) прогибами*, занимающими пограничное положение с континентальными платформами. Передовые прогибы закладываются в пределах тыльных частей пассивных окраин континентов, в зоне внутреннего шельфа и начинают формироваться одновременно с началом поднятия смежного складчатого сооружения (по: Хаин, Ломизе, 2005).

**Скучивание.** 1. Сближение в плане поднятий и прогибов, противоположное виргации, происходящее в результате их сосредоточения на небольшом пространстве и приводящее к утолщению земной коры (Термины тектоники..., 2004). 2. Образование огромных шарьяжей – надвигов, приводящее к нагромождению их друг на друга и утолщению земной коры в процессе аккреции и коллизии (по: Борукаев, 1999).

**Слэб** – пластина океанической литосферы, погружающаяся в зоне субдукции под окраины континентов, либо островные дуги; фиксируется на основе геофизических данных и, в частности, сейсмотомографии, магнитотеллурического зондирования и по наличию очагов землетрясений. Слэбы океанической литосферы погружаются до глубин 400–670 км. В одних зонах (например, Идзу-Бонинская), дойдя до границы верхней и нижней мантии, они растекаются. В других (например, Японская, Центрально-Американская) – проходят эту границу и прослеживаются в виде отдельных «размытых» фрагментов вплоть до ядра Земли (по: Добрецов и др., 2001; Хаин, Ломизе, 2005).

**Спрединг** – геодинамический процесс растяжения, выражающийся в импульсивном и многократном раздвигании блоков литосферы или земной коры и в заполнении высвобождающегося пространства магмой, генерируемой в мантии. Выделяются следующие типы спрединга: *срединно-океанических хребтов* (расхождение литосферных плит от срединно-океанического хребта, вызывающее расширение площади океана благодаря поступле-

нию нового магматического материала; процесс подразумевает непрерывное или периодическое пополнение снизу нагретым материалом относительно пластичного мантийного диапира – выступа разуплотненной мантии); *зادуговой* (процесс спрединга в окраинном море); *пластичный* (внутриплитный процесс раздвижения блоков); *рассеянный* – общего растяжения и утонения коры, проявляющийся на обширной площади континента, окраинного моря, пассивной континентальной окраины или над погребенным продолжением срединно-океанического хребта (по: Бо-рукаев, 1999; Куринков и др., 2002).

**Срединно-океанический хребет (СОХ)** – крупнейшая геоморфологическая и тектоническая структура океанического ложа, выраженная в рельефе дна океанов в виде непрерывной системы хребтов (поднятий). СОХ выделяются во всех океанах и практически пересекают весь земной шар, имея общую длину более 60 тыс. км и ширину от первых сот до нескольких тысяч километров. Возвышаются над абиссальными равнинами океанов на 2–3 км, но при этом, за редким исключением (о. Исландия), не достигают поверхности океана. На современной акватории океанов выделяются СОХ: Срединно-Атлантический, Индийский, Южно- и Восточно-Тихоокеанские; опоясывающие Антарктическую литосферную плиту Американско-Антарктический, Африкано-Антарктический, Юго-Западно- и Юго-Восточно-Индийские и др. В поперечном сечении СОХ выделяются зоны: *осевая*, представленная в большинстве случаев отчетливо выраженной рифтовой долиной и по обе стороны от нее – *гребневая*, наиболее высокая с сильно расчлененным рельефом и *фланговая* склонов хребта, постепенно понижающаяся и переходящая в абиссальные равнины. По простиранию характерно расчленение СОХ на отдельные сегменты системой поперечных трансформных (сдвигового типа) разломов. По скорости раздвижения СОХ подразделяются на *высокосрединговые* (8–16 см/год), *промежуточные* (5–8 см/год) и *медленносрединговые* (2–5 см/год). В зависимости от типа срединно-океанического хребта (скорости раздвижения) варьируют особенности его рельефа, характер проявления магматизма, особенности проявления гравитационного поля и ширина возникающих полосовых магнитных аномалий. Для осей спре-

динга СОХ характерна активная магматическая деятельность, высокий тепловой поток, сосредоточение эпицентров землетрясений, высокотемпературная гидротермальная деятельность (см. Курильщики черные и белые). В геодинамическом отношении СОХ представляют собой конструктивные (дивергентные) границы литосферных плит, поскольку в их пределах происходит наращивание океанической коры и литосферы в целом: плиты раздвигаются и в образовавшееся пространство поступает вещество верхней мантии в виде выплавки магм основного состава (толеитовые базальты и габбро) (по: Андреев, Планета Земля, 2004; Добрецов, 2001; Зоненшайн, Кузьмин, 1999; Хаин, Ломизе, 2005).

**Структура тектоническая.** 1. Конкретный участок земной коры (блоки, складки, массивы и т. п.), отличающийся от смежных определенным сочетанием состава и формы залегания горных пород (Борукаев, 1999). 2. Общее расположение, залегание, распределение и относительное положение масс пород в данной области или регионе; общая совокупность структурных черт района, возникших в результате таких процессов деформации горных пород, как разрывная тектоника, складчатость и интрузивная деятельность (Толковый словарь..., 2000).

**Структурно-формационная зона** – часть складчатой области, платформы, региона, включающая распространение закономерного ряда структурно-вещественных комплексов (геологических формаций), возникших в определенный период геологической истории, и отличающаяся некоторыми особенностями строения и последовательности развития от смежных территорий. От смежных структурно-формационных зон часто ограничена разломами, в том числе надвигами (по: Геовикипедия, Интернет <http://wiki.web.ru>).

**Структурный этаж.** 1. Комплекс горных пород (или часть разреза), обладающий единством структурного плана, сходным региональным метаморфизмом и магматизмом, отделенный от выше- и нижележащих толщ угловым и азимутальным несогласиями, перестройкой структурного плана и, чаще всего – складчатости. Отвечает циклам развития земной коры (Милосердова и др., 2004). 2. Стратиграфическая последовательность, соответст-

вующая определенному этапу развития земной коры и выделенная по следующим признакам: 1) общность структурного плана, отличного от структурного плана выше- и нижележащих структурных этажей; 2) характерные формации. Слагающие структурный этаж; 3) тип и интенсивность складчатости; 4) степень метаморфизма; 5) наличие интрузивных пород, не прорывающих верхние структурные этажи; 6) наличие разделяющих структурные этажи несогласий – от стратиграфических до региональных. В складчатых областях структурному этажу отвечают парагенетически связанные вертикальные серии формационных рядов вместе с метаморфическими и интрузивными породами, образовавшимися в течение одного тектономагматического цикла. На платформах структурными этажами являются фундамент и платформенный чехол (по: Международный тектонический..., 1991).

**Структурный ярус** – комплекс образований, ограниченный поверхностями несогласий и сформированный в течение определенной стадии (этапа) тектонического развития, отличающийся структурным планом от аналогичных комплексов, образованных в ходе смежных стадий, а следовательно, и закономерностями изменения мощностей и формационного состава синхронных осадочных, магматических и метаморфических комплексов. Составляет отдельные части структурного этажа, отделенные друг от друга структурными и (или) тектоническими несогласиями, перерывами в осадконакоплении (по: Старосельцев, 2001).

**Субдукционная аккреция** – процесс субдукции, когда край надвигающейся плиты служит жестким упором, который задерживает и снимает некоторую часть осадочного материала с поддвигающейся океанской литосферы и приводит к формированию *аккреционной призмы*. Субдукционная аккреция происходит как за счет чехла океанской коры (главным образом пелагических и гемипелагических осадков), так и за счет отложений глубоководного желоба (главным образом турбидитов). В некоторых аккреционных призмах (например, Зондская зона субдукции) среди осадочного материала зажаты тектонические линзы офиолитов, в том числе габбро и перидотиты, представляющие собой фрагменты субдуцирующей океанической литосферы. При чешуйчатом строении аккреционных призм все эти образования могут чере-

доваться. В тыльной части аккреционных призм на поверхности нередко появляются породы, претерпевшие в зоне субдукции метаморфизм высоких давлений и низких температур (глаукофановые сланцы). Необходимо отметить, что значительная часть осадочного материала пододвигающейся плиты при рассматриваемом процессе субдуцирует, о чем свидетельствует отсутствие сколько-нибудь значительных мощностей осадков в подавляющем большинстве глубоководных желобов. В среднем для всех аккреционных отрезков современных зон субдукции в аккреционных призмах задерживается только до одной четверти материала, перемещаемого литосферной плитой на подходе к внутреннему борту желоба (по: Хаин, Ломизе, 2005).

**Субдукционная эрозия** – выражается в срезании в зоне субдукции висячего крыла снизу и (либо) во фронтальной его части под действием пододвигающейся океанической литосферной плиты, уносящей продукты разрушения на глубину. При этом отсутствует накопление гравитационных образований в глубоководном желобе. Вместе с другими осадками они вовлекаются в субдукцию. Аккреционная призма не образуется. Выделяют два «крайних» варианта субдукционной эрозии. 1) *Субдукционная эрозия базальная* – механическое воздействие погружающейся плиты на нижнюю поверхность висячего крыла зоны субдукции преимущественно снизу. О процессе такого типа свидетельствует установленное по геофизическим данным, а в отдельных случаях и по колонкам пройденных буровых скважин – срезание основания нависающей плиты на глубине пологой поверхностью тектонического контакта. Процесс приводит к оседанию и сползанию блоков фронтальной части нависающей плиты. Этому, как полагают, способствует тектонический рельеф океанской плиты, которая, погружаясь в желоб, расчленяется грабенами и горстами. При длительном развитии субдукционная эрозия срезает ближайшие к глубоководному желобу элементы латерального структурного ряда островной дуги или активной окраины континента. При этом отмирающие вулканические пояса смещаются всё ближе к конвергентной границе (глубоководному желобу) и одновременно происходит опускание висячего крыла (в отдельных случаях до нескольких тысяч метров). 2) *Субдукционная эрозия*

*фронтальная* – срезание субдуцирующей плитой переднего края висячего крыла, захват и вовлечение в субдукцию слагающих этот край пород. Она особенно заметна там, где на погружающейся плите при ее изгибе образуется расчлененный тектонический рельеф – система грабенов и горстов. Материал с островодужного (или континентального) склона желоба, смещаясь по сбросам, обрушаясь и оплывая, попадает в грабены на поверхности пододвигающейся плиты и в ходе субдукции происходит захват и перемещение этого материала на глубину (по: Борукаев, 1999; Хаин, Ломизе, 2005).

**Субдукция (процесс)** – процесс погружения океанской литосферы в астеносферный слой мантии, происходящий на конвергентных границах плит – опускание края одной более тяжелой (более плотной и холодной) литосферной плиты под окраинную часть другой более легкой. Сопровождается скольжением погружающейся части плиты (слэба) в мантию, его преобразованием и, в конечном счете, разрушением (ассимиляцией) на границе верхней и нижней мантии. Существуют два основных типа зон субдукции: *островодужный* и *активных континентальных окраин*. *Островодужный*, в свою очередь, подразделяются на *энсиалический*, когда океаническая литосфера погружается под островные дуги, сформированные на фрагментах литосферы континентального типа (*японский тип*) и *энсиматический*, когда более тяжелая (более древняя, более мощная и холодная) океанская литосфера погружается под островные дуги, сформированные на более легкой (молодой, небольшой мощности), но океанической же литосфере (*марианский тип*). Зоны субдукции активных континентальных окраин формируются при погружении океанской литосферы непосредственно под окраины континентов: обычен *андский* тип с активным горообразованием на континентальном крыле, менее характерен *зондский*, когда окраинная часть континентов находится в основном ниже уровня океана (по: Аглонов, 2001; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Хаин, Ломизе, 2005).

**Субдукция (типы).** *Субдукция активная* – связанная с квазистационарным (устойчивым) спредингом морского дна и поддерживаемая повышением плотности океанической коры при ее охлаждении по мере увеличения возраста. *Субдукция пассив-*

ная – происходящая при появлении на океанской литосфере развивающихся гор и островных дуг или нагрузки в виде огромных дельт. *Субдукция нейтральная* – процесс субдукции почти не деформированных осадков под висячее крыло – режим, при котором не происходит ни аккреции, ни субдукционной эрозии. *Субдукция фронтальная* – осуществляется в направлении, перпендикулярном схождению плит. *Субдукция косоориентированная* – при которой в сейсмических очагах над зоной Беньофа обнаруживается продольный сдвиг или сложное смещение со сдвиговой компонентой (по: Аплонов, 2001; Борукев, 1999; Добрецов и др., 2001; Хаин, Ломизе, 2006).

**Субдукция континентальная** – в широком смысле толкования термина любое субдукционное перемещение коры континентального типа в мантию. При перемещении на глубину породы континентальной коры испытывают сверхвысокое давление и при обратном подъеме к поверхности вследствие всплывания или выдавливания наподобие клина в них сохраняются ассоциации минералов высоких температур и сверхвысоких давлений (коэсит, алмаз, высококалийевый пироксен, пироп), указывающих на глубины погружения 100–120 и до 200 км. Рассматривают два варианта *континентальной субдукции*. Первый – *А-субдукция* или *альпинотипная субдукция* (предложил выделять в 1975 г. А. Бали) имеет тектоническую природу и обусловлена направленной ей навстречу субдукцией обычного типа, т. е. субдукцией Беньофа (*Б субдукцией* по А. Бали). Такого типа субдукция развивается в тылу активных окраин континентов (андский тип), там, где субдуцирующая со стороны океана океаническая литосфера способна оказать на континент давление. В таких случаях может происходить перемещение на глубину наряду с океаническим слэбом также и части салических масс континента (например, надвиги Субандийских цепей, Скалистых гор). Вторым предполагаемым вариантом *субдукции континентальной* представляется как сравнительно короткий эпизод, когда на границе литосферных плит по мере полного поглощения океанской литосферы подошедшая к желобу континентальная окраина второго континента (предполагается, что пассивного типа) затягивается под висячее крыло первого (например, как в настоящее время в районе о. Тимор на гра-

нице Австралийской и Индокитайской плит). Затем, после отделения от слэба океанической литосферы происходит обратное перемещение (всплывание) сравнительно легких сиалических пород (по: Добрецов и др., 2001; Лобковский и др., 2004; Хаин, Ломизе, 2005).

**Сутура (тектонический шов)** – линейная зона или ее фрагменты в коллизионном поясе, маркирующая шов столкновения сегментов континентальной коры, ранее (до столкновения) разделяющихся корой океанического типа; важнейший структурный элемент складчатых поясов коллизионного типа. Характерными признаками являются распространение офиолитов (древней коры океанического типа обычно в виде меланжа) и глаукофановых сланцев (продуктов метаморфизма высокого давления и низкой температуры). На значительных отрезках сутура может быть скрыта надвигами, поздними осадками, вулканитами и интрузивами (по: Борукаев, 1999; Общая геология, 2006; Хаин, Ломизе, 2005).

**Сфеночазм (сфенохазм)** – треугольное зияние (клиновидный сектор океанической коры, расщелина треугольной формы в океанической коре), разделяющая два континентальных блока с краями по разломам, сходящимися в одной точке, трактуемое, как образовавшееся благодаря вращению одного из блоков относительно другого. Примером может служить Бискайский залив, сформировавшийся при вращении Пиренейского полуострова (по: Международный..., 1991; Толковый..., 2000)

**Тафрогенез** – геодинамический режим, сочетающий куполообразующие вертикальные движения с горизонтальными растяжениями верхних частей континентальных сводов, приводящими к трещинно-разломо- и грабенообразованию; свойственен завершающему этапу развития подвижных поясов (Термины..., 2004).

**Тектоника литосферных плит (новая глобальная тектоника).** 1. Тектоническая парадигма, понятие о системе движущихся (вращающихся по поверхности геоида) тонких и твердых литосферных плит – важнейший элемент новой глобальной тектоники. Литосферные плиты включают в себя кору и подсти-

лающую ее «твердую» часть верхней мантии. Движение литосферных плит теоретически объясняется несколькими механизмами: конвективными движениями вещества в астеносферной части верхней мантии, создающим вязкое трение между текущей астеносферой и плитами; гравитационным сползанием плит с осевых поднятий срединно-океанических хребтов; погружением плит в мантию вследствие отрицательной плавучести погружающихся литосферных плит. Модель, объясняет наблюдаемую картину распределения деформаций, сейсмичности и магматизма на Земле (по: Аглонов, 2004; Борукаев, 1999; Добрецов и др., 2001).

2. Современная геологическая теория о движении литосферы: утверждает, что литосфера (земная кора и «припаянная» к ней верхняя «литосферная» часть верхней мантии) состоит из относительно целостных блоков — плит, которые находятся в постоянном движении друг относительно друга. При этом в зонах расширения — срединно-океанических хребтах (океанических рифтах) в результате спрединга (растекание морского дна) образуется новая океаническая кора, а старая поглощается в зонах сближения (субдукции) и столкновения (коллизии) плит. Теория объясняет землетрясения, вулканическую деятельность и горообразование, большая часть которых приурочена к границам плит. В теории тектоники плит ключевое положение занимает понятие геодинамической обстановки — характерной геологической структуры с определённым соотношением плит. В одной и той же геодинамической обстановке происходят однотипные тектонические, магматические, сейсмические и геохимические процессы (Геовикпедия, Интернет <http://wiki.web.ru>).

**Тектоника плюмов (горячих полей)** — раздел геодинамики, предметом которого являются процессы в мантии, связанные с восходящими потоками и (или) мантийными струями (плюмами). Концепция, рассматривающая столбообразное, грибовидное в верхней части воздымание мантийного вещества, отделенного от окружающей среды и отличающегося повышенной температурой, пониженной плотностью и геохимически обособленного. 1. Мантийные плюмы представляют собой струи расплавленного вещества, которые поднимаются из глубины мантии к подошве литосферы и могут проплавливать литосферу. Они имеют либо чисто

тепловую, либо термохимическую природу. В первом случае это локальный источник тепла, во втором – зона плавления, возникающая при локальном добавлении легкоплавкого компонента, которое снижает температуру плавления мантийного вещества. Время подъема нижнемантийных плюмов составляет 0,5–5 млн лет, время существования может достигать 100 млн лет. Два наиболее крупных современных плюма (суперплюмы) – Тихоокеанский и Африканский – намечены в нижней мантии, по данным сейсмической томографии. В верхней части мантии глубинные плюмы приобретают форму грибообразной «шляпы», растекающейся над подошвой литосферы на огромные расстояния. Интенсивное же взаимодействие мантийных плюмов с разогретой литосферой приводит к образованию большого числа локальных плюмов. Проявлениями мантийных плюмов на поверхности Земли служат специфические магматические образования: вулканы центрального типа щелочных базальтов, покровы толеитовых базальтов, бимодальные серии пород, в которых наблюдается обогащение легкими редкоземельными элементами и изотопные отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , характерные для неистощенной мантии. По мнению ряда исследователей, с плюмами также связано образование кимберлитовых трубок, интрузии ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, а взаимодействие мантийных расплавов с нижней корой может приводить к формированию бимодальных серий и автономных массивов щелочных гранитоидов и сиенитов. Районы в пределах литосферной плиты, расположенные над локальными плюмами называют «горячими точками», а обширные поля концентрации внутриплитового магматизма (4000-10000 км в поперечнике), не совпадающие с границами литосферных плит и соответствующие им области высоких температур в мантии – «горячими областями». С мантийными плюмами связано формирование многих типов месторождений (Добрецов и др., 2001; Зоненшайн, Кузьмин, 1993).

2. Как показал Ф.А. Летников генерация тепла во внутреннем ядре Земли характеризуется периодическими взрывами, что сопровождается в стационарном режиме отделением плюмов, а при потере устойчивости выбросом суперплюмов. Отделившиеся газовые плюмы обладают высоким энергетическим потенциалом ( $P_{\text{пл}} > 1300$  кбар,  $T > 4000$  °C) и «прожигают» мантию, достигая

верхних горизонтов литосферы, где под их воздействием протекают процессы плавления и формируются рудно-магматические системы. Восходящие плюмы изначально специализированы на С и S, на базе которых в верхней мантии образуются карбонатитовые магмы и скопления сульфидов (Летников, 2002).

**Тектоническая расслоенность литосферы** – мобилистское учение о внутрилитосферных горизонтальных (субгоризонтальных) перемещениях глубинных или близповерхностных масс горных пород (литопластин, тектонических покровов) и их тектоническом скупивании (Лобковский и др., 2004).

**Тектонический покров** (см. Шарьяж).

**Тектоно-магматическая активизация** (см. Активизация тектоническая).

**Тектоносфера** – совокупность верхних оболочек Земли, включает *земную кору* и *верхнюю мантию* (как литосферную, так и астеносферную ее части). Нижняя граница тектоносферы определяется наличием переходного слоя (слой Голицына), сменяющегося на глубине около 670 км нижней мантией. Понятие «тектоносфера» можно определить и как совокупность *литосферы* и *астеносферы*. Литосфера – земная твердь, включает земную кору и подстилающую ее прочно с ней связанную (находится в твердом состоянии) верхнюю литосферную часть верхней мантии, астеносфера – нижняя «астеносферная» часть верхней мантии – слой пониженной вязкости, находящийся в частично расплавленном состоянии и способный к медленному течению (см. Астеносфера. Литосфера). В геодинамических процессах глобального масштаба литосфера является относительно пассивным, а астеносфера – активным элементом. Их взаимодействием определяется тектоническая и магматическая жизнь земной коры (по: Добрецов и др., 2001, Хаин, Ломизе, 2005).

**Тектонофизика. 1.** Научная дисциплина, пограничная между геотектоникой и физикой, изучающая механизм развития деформаций и разрывов, возникающих в земной коре благодаря действию глубинных процессов (Гзовский, 1975). **2.** Часть геотектоники, посвященная изучению физики тектонических процессов на

основе совместного применения физических и геологических методов – наука о движениях и деформациях в литосфере, вызывающих их силах и напряжениях, а также о результате этих напряжений – структурных парагенезисах. Изучает физические основы деформации горных пород, взаимодействие трех основных категорий: 1) геологической среды (объект); 2) тектонических сил и напряжений (воздействие на объект); 3) тектонических движений и деформаций (следствие воздействия на объект). Предмет тектонофизики – это изучение механизма формирования структур (в первую очередь складок и разрывов) и их сочетаний, выявленных по данным геологического картирования (по: Гончаров и др., 2005; Ребецкий и др., 2004).

**Тепловая энергия Земли.** В первом приближении Землю можно рассматривать как тепловую машину: часть внутреннего (генерированного) тепла Земли превращается в работу движущихся масс, а следствие теплообмена – тепловые гравитационные движения. Тепловая энергия выделяется при различных процессах: радиоактивном распаде, экзотермических реакциях, гравитационном сжатии и трении. В верхней части Земли господствует кондуктивный теплообмен – тепло передается через молекулярные взаимодействия, во внутренних оболочках (мантия, внешнее ядро) передача тепла осуществляется в результате тепловой гравитационной конвекции – носителем тепловой энергии является движущаяся масса вещества (по: Добрецов и др., 2001).

**Террейн** – аккретированное геологическое тело региональной протяженности, ограниченное разломами, имеющее собственную историю геологического развития, отличную от истории развития соседних тел, и представляющее собой часть какого-либо палеоструктурного элемента. Террейны являются фрагментами более крупных тектонических образований: кратонов, пассивных и активных континентальных окраин, фрагментами океанической коры (офиолиты), внутриокеанических образований различного типа, островных дуг, метаморфических поясов и др. (по: Ханчук и др., 2006)

**Террейновый анализ** – метод регионального тектонического районирования, основанный на выделении террейнов различного

состава и геодинамических обстановок их формирования, совмещенных в результате процессов амальгамации (объединение двух и более террейнов), аккрецирования (причленение террейна к континенту) и коллизии (формирование коллажа террейнов – складчато-надвиговых поясов). В результате террейнового анализа составляются карты террейнов, используемые для изучения структуры регионов, геологической истории формирования складчато-надвиговых поясов, палеогеодинамических реконструкций и проведения металлогенического анализа с позиций тектоники литосферных плит. Террейновый анализ отражает концепцию мобилизма, констатируя, что внутренние зоны подвижных поясов могут представлять собой коллаж совершенно чуждых друг-другу структурных единиц. Некоторые из них могли проделать путь до их современного местонахождения во многие сотни и тысячи километров, причем как поперек, так и вдоль континентальных окраин, к которым были, в конечном счете, аккрецированы (по: Геовикипедия. Интернет <http://wiki.web.ru>; Хаин, Ломизе, 2005).

**Террейны – перекрывающие образования** – осадочные образования, формирующиеся после аккреции и позволяющие определить верхний предел возраста этих процессов. К перекрывающим относят осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные комплексы, которые накапливались после аккреции и которые стратиграфически перекрывают два или более смежных террейнов или террейны и окраину континента (по: Ханчук и др., 2006).

**Террейны – сшивающие образования** – пояса плутонов, рои даек, метаморфические пояса, зоны катаклаза, милонитизации, меланжа, формирование которых связано с аккрецией или коллизией террейнов, с процессами последующего рифтогенеза и др. При этом плутонические породы могут быть генетически связаны и с вулканическими образованиями, перекрывающими террейны. «Сшивающие» магматические и метаморфические образования формируются в процессе и после объединения отдельных террейнов в более крупные структурные подразделения (например, в супертеррейны, либо окраинноконтинентальные террейновые ансамбли), распространяясь на весь вновь образованный аг-

ломерат или отдельные его части (по: Геовикпедия. Интернет <http://wiki.web.ru>).

**Террейн тектоно-стратиграфический** – блок земной коры, достаточно крупный, чтобы показать его на карте соответствующего масштаба, который по своей геологической истории резко отличается от смежных с ним блоков (террейнов). Террейны характеризуются стратиграфической последовательностью геологических комплексов, сформированных в определенной геодинамической обстановке, а также особенностями проявления деформаций, магматизма и метаморфизма. Террейны могут подразделяться на *субтеррейны*, которые определяются как ограниченные разломами части террейнов со сходной, но не идентичной геологической историей (Ханчук и др., 2006).

**Транспрессия и транстенсия** – зоны сдвига, в пределах которых деформации отклоняются от простого сдвига за счет появления поперечного простирания зоны сжатия (*транспрессия*) или растяжения (*транстенсия*). Могут быть выделены для структур любого масштаба. Широко обсуждаются в литературе при рассмотрении взаимодействий, возникающих при косоориентированных перемещениях плит на дивергентных и конвергентных их границах (Худолей, 2004).

**Тройное сочленение. 1.** Начальный раскол литосферы континентов с образованием трехлучевой системы рифтов (примерно под углами в  $120^\circ$ ), которые в последующем определяют контуры границ трех литосферных плит (по: Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Борукаев 1999). **2.** Точки (участки) одновременного соприкосновения трех плит в океанах. При этом в одной точке могут сходиться три границы разного рода; три оси спрединга, три зоны субдукции, ось спрединга, зона субдукции и трансформный разлом (Хаин, Ломизе, 2005).

**Фиксизм** – направление в геотектонике, принимающее фиксированное положение континентальных масс во времени относительно подстилающей мантии и решающую роль вертикальных тектонических движений в развитии земной коры. Объясняет развитие складчатых поясов с позиций учения о геосинклиналях,

связывая их формирование с процессами, происходящими в основании самих геосинклинальных зон с преобладанием вертикальных тектонических движений без сколько-нибудь существенного растяжения или сжатия. Альтернативной тектонической концепцией является *мобилизм* (см. *Мобилизм*), признающий ведущую роль в развитии Земли горизонтальных движений земной коры. Впервые ввел понятия о фиксизме и мобилизме, как противоположных концепциях швейцарский геолог Э. Арган, опираясь на пионерские (появившиеся в 1910–1912 гг.) представления о горизонтальном перемещении (дрейфе) континентов американского геолога Ф. Тейлора и немецкого геофизика А. Вегенера (см. *Мобилизм*) (по: Геовикипедия. Интернет <http://wiki.web.ru>; *Общая геология*, 2006).

**Флиш** – мощная толща обломочных морских отложений ритмично-слоистого строения, обусловленного многократным чередованием маломощных пачек с конгломератами, песчаниками или алевролитами в нижних частях и глинами, мергелями, известняками – в верхних; осадки мутьевого потока, отложившиеся на морском дне (Борукаев, 1999).

**Флюид. 1.** Существенно газовая, водно-газовая или паровая среда, состоящая из компонентов флюида в соединении с петрогенными, рудными или иными элементами и заключенная или переносимая в массе горных пород литосферы. В глубинных процессах протекающих при температуре более 400 °С флюиды представлены газовыми смесями. Они сжимаемы и поэтому в глубинных условиях могут достигать высоких плотностей и являться уникальными теплоносителями, когда в сравнительно небольшом объеме сжатого флюида будет заключено значительное количество тепловой энергии. Флюиды присутствуют в мантии. Главными, наиболее масштабными флюидосодержащими системами Земли являются астеносфера и внешнее жидкое ядро Земли. При этом во внешнем ядре Земли флюиды могли сохраниться со времени образования Земли (по: Летников, 2002). **2.** Флюид – среда (и одновременно реагент), в которой активизируются многообразные геохимические и физические процессы. Флюидные системы обеспечивают возможность массовой миграции вещества в потенциальных полях (температур, давлений, напряжений) –

заполнение им всех существующих полостей-дефектов в геологических телах и, таким образом, видоизменение физических (включая сейсмоупругие) свойств среды в глобальном масштабе. В верхней оболочке Земли главными в составе флюидов являются вода и углекислота, в небольшом количестве могут присутствовать  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{N}_2$  и  $\text{H}_2$ . Флюиды играют важнейшую роль в процессах магматизма, метаморфизма и рудообразования (по: Вартамян, Планета Земля, 2004). 3. Присутствие флюидов весьма существенно влияет на вязкость, температуру плавления и некоторые другие физические и химические параметры мантии, при этом главную роль играет содержание воды. Эксперименты японских ученых (М. Мураками с соавторами) показали, что в мантии может содержаться 0,2–0,4 весовых процента  $\text{H}_2\text{O}$ , что в 5 раз превышает объем Мирового океана (по: Лобковский и др., 2004)

**Формация геологическая** – естественная ассоциация горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т. д.) в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении. Подразделяются на осадочные, магматические, метаморфические и рудные, на конкретные и абстрактные. *Конкретные* формации – естественные геологические тела (выявляются эмпирически как реальные геологические тела, четко выделяющиеся среди смежных с ними тел особенностями своего вещественного состава и строения), *абстрактные формации* (типы формаций) – вся совокупность однотипных конкретных формаций, разновозрастных и распространенных в разных регионах (по: Геовикипедия. Интернет <http://wiki.web.ru>; Термины тектоники..., 2004).

**Формация (ассоциация) магматическая** – совокупность первично ассоциированных магматических, в том числе ультраметаморфогенных, пород и слагаемых ими тел определенного петрографического состава и геохимического типа, устойчиво воспроизводящаяся в сходных геодинамических обстановках. *К серии формаций магматических* предлагается относить синхронные по времени и идентичные по геодинамическим условиям формирования магматические формации, слагаемые ими пояса и ареалы, сопряженные по латерали, либо сформированные на

разных уровнях глубинности. К *ряду формаций магматических* – сообщество формаций одной из стадий и структур определенного типа геодинамического развития. Например, ассоциация формаций фронтальной части островной магматической дуги. К *группе* – сочетание рядов формаций, характерных для какой-либо геодинамической обстановки в целом, например, сочетание рядов формаций фронтальной, тыловой частей островной дуги и задугового бассейна. К *системе формаций* – пространственную совокупность рядов и групп формаций, формирование которых охватывает значительный промежуток времени с определенным своеобразием и направленностью геодинамических процессов, например, совокупность формаций времени развития и закрытия океана, либо жизнедеятельности мантийного плюма (Абрамович, 2002).

**Формация рудная** – группа месторождений с минеральными ассоциациями сходного состава, повторяющимися в определенной последовательности на всех месторождениях данной формации и образовавшимися в близких геологических условиях независимо от времени образования; естественное сообщество месторождений полезных ископаемых, образовавшихся в определенной геодинамической обстановке (Геовикипедия. Интернет <http://wiki.web.ru>; Российский металлогенический, 2003)..

**Хинтерланд** – устойчивый массив, оказывающий давление с тыла на формирующийся ороген (Борукаев, 1999).

**Цикл Бертрана. 1.** Цикл формирования континентальной коры периодичностью 150–200 млн лет, соответствующий времени закрытия отдельных океанов и завершающийся эпохами орогенеза (байкальская – в конце докембрия, каледонская в конце силура – начале девона, герцинская в позднем палеозое, киммерийская в конце юры – начале мела, альпийская в олигоцене – квартере). Если циклы Вилсона отвечают периодичности развития Земли высшего порядка (от Пангеи до Пангеи) и проявляются в формировании трансрегиональных складчатых поясов, то циклы Бертрана являются составляющими циклов Вилсона (отвечают циклами второго порядка) и в завершающие эпохи орогенеза затрагивают (формируют, преобразуют) лишь отдельные части

таких поясов (по: Хаин, Ломизе, 2005). 2. Циклы Бертрана – периодичность второго порядка по отношению к циклам Вилсона с продолжительностью в среднем в три раза меньше. Геологически они выражаются в том, что приводят не к полному, а частичному закрытию крупных океанов, порожденных распадом суперконтинентов; лишь последний из этих циклов (в рамках суперцикла Вилсона) влечет за собой полное закрытие океана и коллизию ограничивающих его континентов (Лобковский и др., 2004).

**Цикл Вилсона (Уилсона).** 1. В современном понимании *цикл Вилсона* – это представление об эволюции литосферы как о непрерывной пространственно-временной смене *геодинамических обстановок*, взаимосвязанных, отчасти взаимообусловленных и переходящих одна в другую. Геологическое развитие Земли представляется как гигантский массообмен, в процессе которого раскалываются континенты, а между их «осколками» раскрываются океаны, литосфера которых – прямой продукт дифференциации мантийного вещества. В силу того, что океанская литосфера уже в момент рождения несет в себе зачатки собственного отмирания, океаны живут сравнительно недолго и, достигнув некоего предельного возраста, начинают закрываться. В процессе переплавки субдуцирующей океанской литосферы образуется андезитовая континентальная кора, которая, таким образом, является продуктом вторичной дифференциации мантийного вещества. Завершается процесс формирования континентальной коры ее гранитизацией в коллизионных поясах на месте закрывшихся океанов, по соседству с которыми раскрываются новые океаны, и весь цикл повторяется (Аплонов, 2001). 2. Схема развития океанических бассейнов включающая стадии: 1) *эмбриональную* – (континентального рифтогенеза: эмбриональная континентальная кора раскалывается над мантийной струей); 2) *раннюю* (юности – два континента уже разделены морем); 3) *зрелую* (зрелости – дальнейшее раздвижение и разрастание океанов); 4) *угасания* (упадок – начало сокращения океана); 5) *заключительную* (конечную – сближение континентов и образование горных цепей); *реликтовую* (соединение континентов, образование реликтового рубца – геосуры) (Борукаев, 1999).

**Цикл Штилле. 1.** Составляющие циклов Бертрана, находящие отражение в проявлении, магматической активности, метаморфизма и складчатости. Повторяются в среднем через каждые 30 млн лет. В фанерозойской истории по разным оценкам их продолжительность составляет 20–33 млн лет (по: Хаин, Ломизе, 2005). **2.** Проявление в пределах циклов Бертрана трех-пяти фаз более или менее дискретной тектономагматической активности. Они могут быть обусловлены различными факторами: и перестройками в распределении и направлении смещения литосферных плит, и скачками в положении зон спрединга и субдукции, и перемежаемостью аккреции и эрозии в висячих крыльях зон Бенъофа, и неравномерностью офиолито- и гранитообразования, проявлений вулканизма и метаморфизма, отраженных в изотопных датировках. Циклы Штилле – третьего порядка по отношению к циклам Вилсона и Бертрана, предложил выделять В. Е. Хаин, поскольку исходным для их установления был канон орогенических фаз, предложенный Г. Штилле в 1924 г. Вместе с тем, современное понимание фаз (эпох) тектономагматической активности отличается от первоначальной трактовки Г. Штилле – не может идти речи о полном затухании этих процессов в промежутках между такими фазами, об их строгой синхронности и повсеместности проявления в глобальном масштабе (по: Лобковский и др., 2004).

**Цикличность развития Земли (с позиций геосинклинальной концепции)** – совокупность геологических явлений в поступательно-направленном развитии тектоносферы, характеризующихся закономерной эволюцией подвижной (геосинклинальной складчатой) области, начиная от заложения геосинклинали и до завершения в ее пределах складчатых и складчато-глыбовых процессов и связанного с ними или непосредственно следующего за ними горообразования. Процесс превращения геосинклинали в складчатую систему (Геологический..., 1973).

**Цикличность развития Земли (с позиций мобилизма).**  
**1.** Квазипериодическое повторение определенной последовательности событий или стадий геологического развития, плавно переходящих одних в другие или выраженных скачками в этом развитии, связанное с движением литосферных плит и тектоникой

плюмов. Геологическая цикличность – явление многопорядковое. Наиболее долгопериодические – циклы Уилсона (около 650 млн лет) включают циклы Бертрана (150–200 млн лет), а последние, в свою очередь, циклы Штилле (30 млн лет). Циклы Уилсона проявляются в глобальном масштабе, охватывают время от начала распада суперконтинентов (Пангей), новообразования океанов, до их закрытия и формирования новых суперконтинентов в результате сближения и столкновения (коллизии) практически всех континентов Земли; циклы Бертрана разыгрываются на пространстве между континентами и микроконтинентами или между двумя микроконтинентами; циклы Штилле реализуются на ещё более ограниченном пространстве. Цикличность развития связывается с дискретностью эволюции Земли, с процессами, происходящими в ядре, нижней и верхней мантии. При этом обращается внимание на определенное совпадение продолжительности наиболее крупных циклов эндогенной активности Земли с интервалами между пересечением нашей планетой на ее пути вдоль галактической орбиты струйных потоков галактического вещества (по: Лобковский и др., 2004).

2. Между тектонической и геодинамической активностью Земли существует опосредованная взаимосвязь. Дрейф литосферных плит на поверхности Земли есть следствие конвективных процессов в ее мантийной оболочке. Последние, в свою очередь, отражают непрерывную и однонаправленную дифференциацию недр Земли, начавшуюся еще на самых ранних этапах геологической истории и приводящую к росту железистого ядра Земли и перемешиванию остаточной силикатной мантии. При этом мантийная конвекция – нестационарный процесс, при котором форма конвективных течений периодически меняется, что также отражается в стиле движения литосферных плит и тектонической активности приповерхностных оболочек Земли. Исходя из этого, концептуальной основой палеогеодинамики является постулат о цикличности тектонических процессов, идущих в литосфере Земли под воздействием конвективных течений в ее мантии. Впервые его сформулировал в 1966 г. канадский геолог Дж. Уилсон, предложивший рассматривать геологическую историю Земли как серию сложных, переплетающихся циклов раскрытия и закрытия океанов (Аплонов, 2001).

**Шарьяж** – пологий или волнистый крупный надвиг с перемещением пород на многие десятки или сотни километров по субгоризонтальному сместителю. Перемещённые породы называются аллохтоном, подстилающие аллохтон – автохтоном. Район, откуда перемещен аллохтон, часто называют корнем покрова (Геовикипедия. Интернет <http://wiki.web.ru>).

**Шельф** – структура зоны сочленения континентальной и океанической литосферы, представляет собой в рельефе и геологическом отношении продолжение прилегающих к океану участков суши под морем от береговой линии до крутого перелома профиля дна к континентальному склону, называемому бровкой, или внешним краем шельфа; занимает 7 % площади Мирового океана; глубина от 50 до 350 м (средняя 100–200 м), ширина весьма изменчива – от первых десятков километров (там, где шельф граничит с горными сооружениями), до 1 000–1 300 км – (там, где он примыкает к материковым равнинам); является опущенной ниже уровня моря континентальной частью литосферной плиты. Земная кора шельфов относится к континентальному типу, но утонена до 15–20 км в процессе рифтогенеза, предшествующего открытию межконтинентальных рифтов, перерастающих затем в океаны. Шельфы характерны для относительно молодых океанов, они асейсмичны и вне пределов подстилающих их в отдельных участках авлакогенов, лишены проявлений вулканизма. Главными геодинамическими процессами на шельфах являются аккумулятивные осадочные процессы – отложение осадков и их первичный диагенез. В местах впадения в морские бассейны крупных рек на шельфах преобладают обломочные (терригенные) молассовые, песчаные и алевро-аргилитовые толщи, вне устья рек – органично-обломочные, доломитовые, известковые и кремнисто-глинистые, а также угленосные и терригенно-галогенные. В аридном климате и при условии ограниченного поступления обломочного материала шельф и особенно его бровка являются благоприятными для роста барьерных рифов. В отдельных регионах присутствует *аваншельф* – выдвинутая и опущенная на 700–1 000 м и более часть внешнего шельфа, обычно перекрытая плащом осадочного чехла. Размеры структуры варьируют от десятков до сотен тысяч километров. При отры-

ве от шельфа и отодвигания от материков, аваншельфы могут превращаться в микроконтинеты (по: Общая геология, 2006; Хаин, Ломизе, 2005).

**Щит** – наиболее крупная положительная тектоническая структура платформ, в которой на поверхность выходит ее фундамент, лишенный осадочного чехла. Характерен для древних платформ. Противопоставляется плите. Щиты обычно имеют крупные размеры (в поперечнике до 1 000 км и более). На протяжении всей своей истории они обнаруживают тенденцию к поднятию и денудации, хотя и временами могут покрываться полностью или частично мелководными морскими бассейнами (Геовикипедия. Интернет <http://wiki.web.ru>; Хаин, Ломизе, 2005).

**Эволюция магматизма в истории Земли** – периодическое изменение интенсивности магматизма, совпадающее с вариациями теплового режима верхней и нижней мантии. Выделяется четыре стадии эволюции земли: *лунная, нуклеарная, кратонная и континентально-океаническая*, каждая из которых отличается определенным набором магматических ассоциаций, сформированных в специфических геодинамических обстановках, и характерным типом земной коры (Богатиков, Коваленко, 2004).

**Эдукция** – противоположный субдукции процесс выдвигания мантийного материала в глубоководных желобах к земной поверхности из-под краев континетов и (или) островных дуг. Сопровождается возникновением глубинных сейсмофокальных зон (Борукаев, 1999).

**Экзогенные геологические процессы** – экзогенные или внешние геологические процессы – процессы вызывающие существенные изменения в поверхностной и приповерхностной частях земной коры. Эти изменения связаны с лучистой энергией Солнца, силой тяжести, непрерывным перемещением водных и воздушных масс, циркуляцией воды на поверхности и внутри земной коры, с жизнедеятельностью организмов и другими факторами (Короновский, Якушев, 1991).

**Экструзия** – быстрый подъем, выведение на поверхность блоков континентальной коры со значительных глубин (Термины тектоники..., 2004).

**Эпейрогенез** – длительное воздымание или опускание обширных участков земной коры континентов, океанского ложа и континентальных впадин без существенного изменения их структуры (по: Термины тектоники..., 2004).

**Ядро Земли** – центральная часть (внутренняя геосфера) Земли, расположенная ниже границы Вихерта – Гутенберга (на глубине 2 900 км). Составляет около 17 % от ее объема и 33 % массы, границей Булларда (на глубине 5 150 км) разделяется на внешнее и внутреннее ядро. Во внешнем ядре скорость распространения Р-волн резко падает (с 13,45 до 8 км /с, плотность падает в 1,8 раза), а S-волны перестают распространяться вовсе. На этом основании предполагается, что внешнее ядро Земли находится в жидком состоянии. С глубины 5 150 км во внутреннем ядре вновь начинают распространяться S-волны и возрастает скорость распространения Р-волн, из чего следует вывод о том, что состояние внутреннего ядра Земли твердое. Состав ядра, определенный из разности между общим составом Земли и составом примитивной мантии (%): 4,1 – O; 7,35 – Si; 79,39 – Fe; 4,87 – Ni; 2,3 – S; 0,58 – Mn; 0,79 – Cr; 0,25 – Co; 0,4 – P (по: Борукаев, 1999, Добрецов и др., 2001; Гаврилов, 2005; ).

**Ядро Земли внешнее** – геосфера Земли в пределах глубин 2 900–5 150 км, объем – 15,16 %, масса – 29,8 %. От границы с мантией до границы с твердым ядром физические параметры значительно изменяются: температура от 4 000 до 5 700 К (средняя 3 500 °С); давление от 1 350 до 3 300 кбар (среднее 3 040 кбар), вязкость от  $10^3$ – $15^5$  (близко к вязкости воды) до  $10^7$ – $10^{10}$  пуаз; плотность от 9,9 до 12,5 г/см<sup>3</sup>. Внешнее ядро находится в жидком состоянии, о чем кроме сейсмических данных свидетельствуют оценки приливных деформаций на поверхности Земли, нутационные отклонения оси вращения Земли, чандлеровские колебания полюсов (флуктуации Земли относительно оси ее вращения без допущения о жидком внешнем ядре были бы невозможны). По существующим оценкам внешнее ядро представляет собой рас-

плав, состоящий из трех главных элементов: Fe – 86 %; S – 12 %; Ni – 2 % с примесью Ni, Si, O, S, Cr, Mn, Co. Как считает Ф. А. Летников, следует сделать вывод и о наличии в жидком ядре, особенно в его глубинной части и жидкого углерода, а в верхней – восстановленного флюида (CH<sub>4</sub>, CO, H<sub>2</sub>), обуславливающего низкую вязкость. При этом, учитывая процесс суточного вращения Земли, неизбежным следствием должен быть процесс расслоения вещества внешнего ядра – существование слоев, которые перемещаются с различной скоростью относительно друг друга, поверхности внутреннего ядра и подошвы нижней мантии, что, наряду с возможным наличием радиоактивных элементов обуславливает главный источник генерации внутреннего тепла Земли. Некоторые исследователи полагают наличие во внешнем ядре двух зон – верхняя рассматривается, как некоторая слоистая зона, а нижняя, как зона интенсивной конвекции (по: Аглонов, 2001; Гаврилов, 2005; Добрецов и др., 2001; Летников, 2004; Фундаментальные..., 2001; Геовикипедия. Интернет <http://wiki.web.ru>).

**Ядро Земли внутреннее** – радиус 1 250 км, объем около 0,7 %, масса – около 1,8 % от всей Земли, скорость продольных волн до 11,4 км/с, поперечных – 3,6 км/с, что свидетельствует о твердом состоянии вещества. В последние годы установлено, что по скорости вращения внутреннее ядро обгоняет вращение остальной части планеты на  $1,3 \pm 0,5$  град/год, выявлена анизотропия его внутреннего строения (состоит из ряда концентрических оболочек с отличающимся составом – напоминает монокристалл, что объясняется осаждением сильно ориентированных в геомагнитном поле кристаллов железа при его образовании). Химический состав оценивается различно: 1) сплав железа с никелем в пропорции 0,9 части Fe и 0,1 части Ni; 2) сплавы Fe с Si, O, H и вероятно с серой (Fe<sub>3</sub>S); 3) кислородно-водородная модель – в центре земли твердое вещество космического происхождения, сложенное гидридами, либо гидридами и карбидами металлов; металлами с растворенным в них водородом и др. Внутреннее ядро – это важная часть «динамо-машины» Земли – при вращении внешнее и внутреннее ядро, взаимодействуя между собой, создают магнитное поле планеты (по: Добрецов, 2001; Гаврилов, 2005; Геовикипедия. Интернет <http://wiki.web.ru>)

## ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

---

1. *Абрамович Г. Я.* Иерархия магматических формаций и ее значение для металлогенического анализа // *Материалы второго петрографического совещания.* – Сыктывкар, 2000. – Т. 3. – С. 140–142.
2. *Абрамович Г. Я.* Новые подходы к металлогеническому анализу с позиций тектоники литосферных плит / Г. Я. Абрамович, М. И. Кузьмин // *Наука о Земле на пороге XXI века ; материалы Международ. совещания.* – М. : Науч. мир, 1997. – С. 13.
3. *Андреев С. И.* Геодинамика и рудогенез Мирового океана / С. И. Андреев. – СПб. : ВНИИОкеанология, 1999. – 209 с.
4. *Аплонов С. В.* Геодинамика / С. В. Аплонов. – СПб. : Изд-во СПбГУ, 2001. – 360 с.
5. *Аплонов С. В.* Тектоника плит // *Планета Земля : энциклопед. справ. Т.: Тектоника и геодинамика / ред. Л. И. Красный, О. В. Петров, В. А. Блюман.* – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 340–343.
6. Арктическая циркумполярная нефтегазоносная область Земли. Ф. К. Салманов (Экспертный совет при Правительстве РФ), И. С. Грамберг (ВНИИОкеангеология), К. А. Клещев (ВНИГНИ), Дж. Грейс (Компания «Тройка Энерджи Сервис», США), В. И. Шильман (Научно-аналитический центр рационального недропользования), Г. П. Мясникова (ТюмИИ), Н. И. Змановский (ЗапСибНИГНИ). [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://best-hoster.ru> (апр.).
7. *Беленецкая Г. А.* Тектоно-седиментационное моделирование и прогнозно-металлогенический анализ основных геодинамических групп рудоносных осадочных бассейнов России / Г. А. Беленецкая, С. И. Романовский, В. П. Феоктистов. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. – 144 с.
8. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники / В. В. Белоусов. – М. : Недра, 1989. – 377 с.
9. *Богатиков О. А.* Эволюция магматизма в истории Земли / О. А. Богатиков, В. И. Коваленко // *Планета Земля : энциклопед. справ. Т.: Тектоника и геодинамика.* – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 71–76.
10. *Борукаев Ч. Б.* Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, НИЦОИГГМ, 1999. – 69 с.
11. *Браун Д.* Недоступная Земля / Д. Браун, А. Массет ; пер. с англ. – М. : Мир, 1984. – 262 с.
12. *Вартанян Г. С.* Флюидосфера Земли // *Планета Земля : энциклопед. справ. Т.: Тектоника и геодинамика / ред. Л. И. Красный, О. В. Петров, В. А. Блюман.* – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 144–148.
13. *Вегенер А.* Происхождение континентов и океанов / Альфред Вегенер. – Л. : Наука, 1984. – 285 с.

14. Винник Л. П. Структура и динамика мантии древних платформ в свете сейсмических данных // Вестн. ОГГН РАН. – 1999. – № 4(6) 98.
15. Гаврилов В. П. Геотектоника : учебник для вузов / В. П. Гаврилов. – М. : Изд-во РГГУ нефти и газа, 2005. – 368 с.
16. Геовикипедия [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://wiki.web.ru>.
17. Геологический словарь : в 2 т. – М. : Недра. 1973. – Т. 1. – 486 с.; Т. 2. – 456 с.
18. Геология континентальных окраин / под ред. К. Берка и Ч. Дрейка. – М. : Мир, 1978. – 372 с.
19. Геология нефти и газа (классический университетский учебник) / О. К. Баженова, Ю. К. Бурлин, Б. А. Соколов, В. Е. Хаин. – М. : Изд-во Моск. ун-та; Академия, 2004. – 415 с.
20. Гзовский М. З. Основы тектонофизики / М. З. Гзовский. – М. : Наука, 1975. – 536 с.
21. Глуховский М. З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция) / М. З. Глуховский. – М. : Наука, 1990. – 212 с.
22. Гончаров М. А. Введение в тектонофизику / М. А. Гончаров, В. Г. Талицкий, Н. С. Фролова. – М. : КДУ, 2005. – 496 с.
23. Демьянович М. Г. Словарь терминов и понятий по сейсмологии, сеймотектонике и сейсмическому районированию / М. Г. Демьянович, В. С. Имаев, О. П. Смекалин. – Нерюнгри : Изд-во ТИ(ф) ЯГУ ; Печатный дом, 2008. – 73 с.
24. Добрецов Н. Л. Глубинная геодинамика / Н. Л. Добрецов, А. Г. Кирдяшкин, А. А. Кирдяшкина. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2001. – 409 с.
25. Докембрийская и раннепалеозойская металлогения южной части Восточной Сибири / М. И. Кузьмин, Г. Я. Абрамович, Ю. А. Александровский, Т. М. Галимова // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Иркутск : Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2009. – С. 61–69.
26. Зоненшайн Л. П. Введение в геодинамику / Л. П. Зоненшайн, Л. Л. Савостин. – М. : Недра, 1979. – 311 с.
27. Зоненшайн Л. П. Глобальная тектоника и металлогения / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, В. М. Моралев. – М. : Недра, 1976. – 230 с.
28. Зоненшайн Л. П. Палеогеодинамика / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин. – М. : Наука, 1993. – 192 с.
29. Изучение развития кайнозойского магматизма в осевых впадинах континентальных рифтовых систем Азии и Африки / С. В. Рассказов [и др.] // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 4. – С. 317–324.
30. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). – СПб. : Мин-во природ. ресурсов РФ, ВСЕГЕИ, 2003. – 62 с.

31. *Исаев В. П.* Словарь основных терминов и понятий для геолога-нефтяника / В. П. Исаев. – Иркутск : Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2001. – 56 с.
32. *Ковалев А. А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии / А. А. Ковалев. – М. : Недра, 1978. – 286 с.
33. *Константиновская Е. А.* Задуговой бассейн // Планета Земля : энциклопед. справ. Т.: Тектоника и геодинамика / ред. Л. И. Красный, О. В. Петров, В. А. Блюман. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 286–289.
34. *Короновский Н. В.* Магнитное поле прошлого Земли // СОЖ. – 1996. – № 6. – С. 65–73.
35. *Короновский Н. В.* Основы геологии : учебник для вузов / Н. В. Короновский, А. Ф. Якушев. – М. : Высш. шк., 1991. – 416 с.
36. *Корчуганова Н. И.* Геологические структуры на космических снимках // Соросов. обозреват. журн. – 1998. – № 10. – С. 60–67.
37. Краткий терминологический словарь-справочник по геологии и минеральным ресурсам Мирового океана. – М. : ВНИИЗарубежгеология, 1991.
38. *Куринков С. А.* Геодинамика палеоспрединга / С. А. Куринков, А. Н. Диденко, В. А. Симонов. – М. : ГЕОС, 2002. – 294 с.
39. *Кэрри С. В.* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. История догм в науках о Земле / С. В. Кэрри. – М. : Мир, 1991. – 448 с.
40. *Леонов М. Г.* Вертикальная аккреция земной коры // Планета Земля : энциклопед. справ. Т.: Тектоника и геодинамика. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 59–67.
41. *Летников Ф. А.* Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза. Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов // Тр. Международ. семинара. Владивосток, 2002. – Иркутск : Изд-во ИрГТУ, 2002. – С. 5–24.
42. *Летников Ф. А.* Синергетика геологических систем / Ф. А. Летников. – Новосибирск : Наука, 1992.
43. *Лисицын А. П.* Литогенез океанов // Планета Земля : энциклопед. справ. Т.: Тектоника и геодинамика. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 251–256.
44. *Лобковский Л. И.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики / Л. И. Лобковский, А. М. Никишин., В. Е. Хаин. – М. : Науч. мир, 2004. – 612 с.
45. *Марин Ю. Б.* Магматизм континентов // Планета Земля : энциклопед. справ. Т.: Тектоника и геодинамика / ред. Л. И. Красный, О. В. Петров, В. А. Блюман. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 200–209.
46. *Масайтис В. Л.* Импактное кратерообразование // Планета Земля : энциклопед. справ. Т.: Тектоника и геодинамика / ред. Л. И. Крас-

ный, О. В. Петров, В. А. Блюман. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 221–226.

47. Международный тектонический словарь ; пер. с англ. / под ред. Дж. Дениса, Г. Муравски, К. Вебера. – М. : Мир, 1991. – 190 с.

48. Меланхолина Е. Н. Развитие глубинных разломов и ап- и даунвеллингов и геодинамика Земли / Е. Н. Меланхолина, С. В. Ружич, А. А. Моссаковский // Фундаментальные проблемы общей тектоники. – М. : Науч. мир, 2001. – 519 с.

49. Милановский Е. Е. Геопульсации в истории Земли // Планета Земля : энциклопед. справ. Т.: Тектоника и геодинамика / ред. Л. И. Красный, О. В. Петров, В. А. Блюман. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 41–55.

50. Милосердова Л. В. Структурная геология / Л. В. Милосердова, А. В. Мацера, Ю. В. Самсонов. – М. : Нефть и газ, 2004. – 540 с.

51. Митчелл А. Глобальные тектонические позиции минеральных месторождений / А. Митчелл, М. Гарсон. – М. : Мир, 1984. – 496 с.

52. Общая геология / под ред. А. К. Соколовского. – Т. 1. – М. : КДУ, 2006. – 448 с.

53. Опыт гармонизации геологических, минералогических и минерально-ресурсных составляющих литосферы Земли / Л. И. Красный [и др.] – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. – 36 с.

54. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / под ред. Ю. Г. Леонова, Ю. А. Воложа. – М. : Науч. мир, 2004. – 526 с.

55. Основы металлогенического анализа при геологическом картировании // Металлогения геодинамических обстановок. – М. : Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 1995. – 468 с.

56. Проблемы глобальной геодинамики // Материалы теоретического семинара ОГГГН РАН / под ред. Д. В. Рундквиста. – М. : ОГГГН РАН, 2003. – С. 3–31.

57. Пушаровский Ю. М. О тектоно-геодинамической модели Земли нового поколения – обзор проблемы / Ю. М. Пушаровский, Д. Ю. Пушаровский // Геотектоника. – 2006. – № 3. – С. 3–8.

58. Пушаровский Ю. М. Популярная геотектоника / Ю. М. Пушаровский. – М. : ГЕОС, 2006. – 198 с.

59. Пушаровский Ю. М. Тектонические узлы в структуре дна океанов // Геотектоника. – 2000. – № 3. – С. 3–20.

60. Пушаровский Ю. М. Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей геотектоники. – М. : Науч. мир, 2001. – С. 174–230.

61. Пушаровский Ю. М. Фундаментальные проблемы геотектоники / Ю. М. Пушаровский. – М. : Науч. мир, 2001. – 520 с.

62. Региональная геология и металлогения // Материалы 32-й сессии Международного геологического конгресса. Вып. 22. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. — С. 9–18.
63. Рифтогенез и рифтогенный магматизм – особенности проявления в спрединговых зонах и в областях над «горячими» и «холодными» полями мантии / М. И. Кузьмин, А. И. Альмухомедов, В. В. Ярмолюк, В. А. Кравчинский // Проблемы глобальной геодинамики. – М. : ОГГН РАН, 2003. – С. 3–31.
64. Российский металлогенический словарь. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. – 320 с.
65. *Рундквист Д. В.* Глобальная металлогения // Смирновский сборник-95. – М., 1995. – С. 92–123.
66. *Рундквист Д. В.* Схема распределения крупных и сверхкрупных рудных месторождений мира [Электронный ресурс] / Д. В. Рундквист, Ю. Г. Гатинский, А. В. Ткачев // Вестник : электронный науч.-информ. журн. / ОГГН РАН. – 2008. – № [5] (18). – Апр. – Режим доступа: <http://www.scgs.ru>.
67. *Смиронов В. И.* Геология полезных ископаемых / В. И. Смиронов. – М. : Недра, 1989. – 325 с.
68. *Соловьев В. В.* Структуры центрального типа территории СССР. Объяснительная записка к карте морфоструктур центрального типа территории СССР м-ба 1:100 000 / В. В. Соловьев. – Л. : Недра, 1978.
69. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли / О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков. – М. : МГУ, 1991. – 446 с.
70. *Старосельцев В. С.* Особенности расчленения платформенных чехлов на структурные ярусы // Материалы 34-го тектонического совещания. Т. 2. – М. : ГЕОС, 2001. – С. 214–217.
71. Структурная геология и тектоника плит : в 3 т. / под ред. К. Сейферта. М. : Мир, 1990–1991. – Т. 1. – 315 с.; Т. 2. – 376 с.; Т. 3. – 350 с.
72. Тектонофизика / Ю. Л. Робецкий, А. В. Михайлова, Д. Н. Осокина, Ф. Л. Яковлев // Планета Земля : энциклопед. справ. Т.: Тектоника и геодинамика / ред. Л. И. Красный, О. В. Петров, В. А. Блюман. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 121–134.
73. Термины тектоники и геодинамики // Планета Земля : энциклопед. справ. Т.: Тектоника и геодинамика / ред. Л. И. Красный, О. В. Петров, В. А. Блюман. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 430–644.
74. Толковый словарь английских геологических терминов : в 2 т. / под ред. Дж. А. Джексона, Н. В. Межеловского. – М. : Геокарт, 2002. – 1174 с.
75. Толковый словарь английских геологических терминов : в 3 т. / под ред. М. Гери, Р. Мак-Афи, К. Вульфа. – М. : Мир, 1977. – Т. 1. – 542 с.; Т. 2. – 588 с.; Т. 3. – 543 с.

76. *Трифонов В. Г.* Современные движения земной коры // Планета Земля : энциклопед. справ. Т.: Тектоника и геодинамика / ред. Л. И. Красный, О. В. Петров, В. А. Блюман. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 218–221.
77. *Трубицын В. П.* Мантийная конвекция с плавающими континентами / В. П. Трубицын, В. В. Рыков // Материалы теорет. семинара ОГГГГН РАН. – М. : ГЕОС, 200. – С. 7–30.
78. *Уразаев К. А.* Астрологические аспекты геотектогенеза / К. А. Уразаев. – Уфа, 1991. – 151 с.
79. *Уфимцев Г. Ф.* // Планета Земля : энциклопед. справ. Т.: Тектоника и геодинамика / ред. Л. И. Красный, О. В. Петров, В. А. Блюман. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 55–59.
80. *Фундаментальные проблемы общей геотектоники* / ред. Ю. М. Пушаровский. – М. : Науч. мир, 2001. – 519 с.
81. *Хаин В. В.* Тектоника и геодинамика континентов, история геологического развития континентов // Планета Земля : энциклопед. справ. Т. Тектоника и геодинамика / ред. Л. И. Красный, О. В. Петров, В. А. Блюман.. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 192–200.
82. *Хаин В. Е.* Геотектоника с основами геодинамики / В. Е. Хаин, М. Г. Ломизе. – М. : КДУ, 2005. – 560 с.
83. *Хаин В. Е.* Крупные и гигантские углеводородные скопления в переходной зоне континент-океан / В. Е. Хаин, И. Д. Поляков // Геотектоника. – 2008. – № 3. – С. 3–17.
84. *Хаин В. Е.* Пассивные континентальные окраины / В. Е. Хаин, Н. А. Богданов // Российская Арктика / гл. ред. Д. А. Додин, В. С. Сурков. – СПб. : ВНИИОкеангеология, 2002. – С. 42–48.
85. *Хаин В. Е.* Тектоника континентов и океанов / В. Е. Хаин. – М. : Науч. мир, 2001. – 606 с.
86. *Ханчук А. И.* Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России : в 2 кн. / А. И. Ханчук ; под ред. А. И. Ханчука. – Владивосток : ДАЛЬНАУКА, 2006. – 572 с.
87. *Худолей А. К.* Деформационные структуры и их элементы // Планета Земля : энциклопед. справ. Т.: Тектоника и геодинамика / ред. Л. И. Красный, О. В. Петров, В. А. Блюман. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 382–429.
88. *Шатский Н. С.* Избранные труды / Н. С. Шатский. – М. : Наука, 1965.
89. *Шеин В. С.* Геология и нефтегазоносность России / В. С. Шеин. – М. : ВНИГНИ, 2006. – 766 с.
90. *Шульц С. С.* О новейшей тектонике Тянь-Шаня // Тр. XVII сессии МГК. – М., 1937.

*Учебное издание*

**ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ ГЕОТЕКТОНИКИ  
И ГЛОБАЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ**

Словарь-справочник

Составитель **АБРАМОВИЧ** Григорий Яковлевич

ISBN 978-5-9624-0358-8

Редактор Э. А. Невзорова  
Дизайн обложки: М. Г. Яскин

Темплан 2009. Поз. 39

Подписано в печать 09.06.09. Формат 60x90 1/16. Печать трафарет-  
ная.

Уч.-изд. л. 8,1. Усл. печ. л. 9,4. Тираж 200 экз. Заказ 51.

Издательство Иркутского государственного универси-  
тета  
664003, Иркутск, бульвар Гагарина, 36