

## Дистанционное обучение

### Физика горных пород

РФ – 18

#### Лекция (13.10.2020) Строение земли.

Данная тема предполагает изучить следующие вопросы:

Строение Земли? Физические процессы? Бесконечно ли многообразие форм существования материального мира?

### 1. Строение Земли

Как сегодня считают учёные-планетологи, Земля из протосолнечной туманности стала образовываться около 4,55 млрд лет назад, а химические элементы образовались из Хаоса ещё раньше - в ходе реакции нуклеосинтеза (продолжавшейся свыше 10 млрд лет после взрыва Сверхновой звезды вблизи будущей Солнечной системы). Затем, около 4 млрд лет назад, Земля пережила некий катаклизм, скорее всего от удара с крупным астероидом (которых в то время было множество), в результате чего она лишилась части верхней оболочки, из которой впоследствии, возможно, образовалась Луна. По данным геологов, возраст пород земной суши 4-4,5 млрд лет, а возраст пород океанической коры не более 0,2 млрд лет, и столь огромную разницу возрастов не может объяснить никакая теория о поднятии и опускании континентов.

В последние 20 лет сенсацией стали переводы Захария Сичина (США), Эрика фон Дэникена (Швейцария) и других исследователей Месопотамии шумерских клинописных табличек с текстом о сотворении Земли и людей. Все эти новые сведения подтверждаются данными планетологии, геологии, археологии и других наук. Итак, примерно 4-5 млрд лет назад планета Тиамат, находившаяся на орбите между Марсом и Юпитером, столкнулась с планетной системой блуждающей малой звезды Нибиру (период обращения которой 3 600 лет). В результате столкновения Тиамат, на 3/5 покрытая водой, была выбита со своей орбиты, потеряла свою первичную атмосферу (состоявшую из водорода, инертных и мантийных газов и имевшую температуру около 600 °С) и раскололась, так образовался пояс астероидов. На новой орбите расколовшаяся планета возродилась как Земля, с огромной впадиной на 40 % её поверхности и глубиной до 19 км, в которую тут же собралась почти вся вода. И до сих пор эта оспина (район Тихого океана) постепенно зарастает базальтом, а первичная земная кора, частично расплавившись и расколовшись на ряд блоков-плит, заново кристаллизуется.

Тогда же, 4 млрд лет назад, окончательно сформировалось ферромагнитное ядро Земли, чуть позже - современная атмосфера и гидросфера, активное же выделение земной коры из мантии продолжалось, вероятно, вплоть до палеозоя. Теперь же движение земной коры обуславливается, в основном, вращением планеты (так, при кручении, например, стержней разрушается и лопаются, прежде всего, металл на поверхности) и, как следствие, перемещениями плит земной литосферы в разные стороны от Срединно-Атлантического хребта, ВосточноТихоокеанского поднятия и Срединно-океанского хребта между Антарктидой и Африкой, Австралией. Геологическая активность этого района подтверждается количеством активных вулканов: около 70 % всех вулканов сосредоточено именно здесь (по окраинам Тихого океана). Скорость движения плит, как полагают, была 1-10 см в год; например, Америка удаляется от Африки и Европы на 2-2,5 см/год и за 200 млн лет они отодвинулись друг от друга на 7 тыс. км (Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и её окружение. М.: Наука, 1965. 374 с.).

Примерно в 12 400 г. до н. э. произошло «проскальзывание» земной коры по астеносфере примерно на 3 000 км, в палеомагнитологии это событие называется готенбургский сдвиг географического полюса относительно магнитного (кажущийся сдвиг земной оси), и Антарктида оказалась в южной полярной области, всё это произошло уже на памяти человечества. В те времена уровень океана находился на глубине 800-900 м от нынешнего, и следы ископаемых рек можно увидеть на фотографиях из космоса шельфов морей.

Мы живём в эпоху потепления, ледники всё ещё растапливаются, уровень морей поднимается, а площадь пустынь растёт.

Данные палеонтологии указывают на необычайную древность зарождения жизни (по последним данным - 3 млрд лет назад), а асимметрия структурного плана нашей планеты существует, по данным геологов, по крайней мере уже 1,5 млрд лет.

Палеомагнитными исследованиями установлено, что только за последние 1,2 млн лет произошло не менее 10 сложных и до 18 простых геомагнитных событий (блуждание магнитных полюсов, смена их полярности, изменение наклона земной оси, эксцентриситета земной орбиты вокруг Солнца).

Магнитное поле Земли меняет знак на противоположный в среднем через каждые 500-800 тыс. лет (последний раз - около 500 тыс. лет назад). При инверсии резко (за два-три столетия) изменяется не только знак, но и величина магнитной напряжённости Земли, снижаясь втрое и затем снова возрастая. Органической жизнью наступление инверсии воспринималось как грандиозная катастрофа, ведь соответственно втрое возрастал уровень космической радиации на Земле. У живых организмов, согласно экспериментам по

искусственному тройному уменьшению величины напряжённости канадского учёного-геолога Я. Крейна, уже после 72-часового пребывания в таком поле способность бактерий к размножению уменьшалась в 15 раз, нарушались двигательные рефлексy у ленточных червей и моллюсков, снижалась нейро-торная активность у птиц, а у мышей нарушался обмен веществ. При более длительном эксперименте у живых организмов появлялись необратимые изменения в тканях и возникало бесплодие. Наиболее чувствительны к этим изменениям организмы, обитающие в северных и южных областях планеты (где находятся магнитные полюса планеты), а наименее чувствительны - организмы в экваториальной области. В эволюции органического мира эпохи инверсии, возможно, представляли своеобразное «сито», сквозь которое происходил естественный отбор всего живого на Земле.

Теперь уже известно, что Земля и другие планеты образовались путём «холодного слипания» частичек. Гравитационная дифференциация массы вещества различного химического состава за первый миллиард лет существования Земли привела к разделению недр на условно ферромагнитное, железоникелевое ядро и силикатную оболочку. При этом выделяющаяся гравитационная энергия в центре Земли составляет  $E = 9,2 \times 10^{31}$  Дж, что вдвое больше необходимого, чтобы расплавить ядро.

То, что недра Земли именно такие, подтверждают метеориты - осколки столкнувшихся астероидов. Метеориты бывают лишь двух видов: каменные (хондриты и ахондриты) и железоникелевые, соответственно из внешних и внутренних областей астероидов, хотя плотное ядро планет земной группы, по-видимому, теряет право называться железоникелевым, т. к. чрезмерные напряжения здесь приводят к раздавливанию и молекул, и атомов, и ядер. Остатки молекул, атомов и ядер, обладающие электрическим зарядом, под воздействием вращения Земли выстраиваются в диполь (сейчас плюс у Южного полюса, а минус у Северного), так возникает магнитная ось Земли. Эта ось сегодня не совпадает с географической осью вращения Земли на  $11^\circ$ , из-за воздействия сил Лоренца. Гравитация вызывает уплотнение атомов в недрах, их раздавливание, радиоактивный распад, разогрев, свечение, закручивание ионов и заряженных частиц вокруг оси вращения. Эти частицы сносятся силой Лоренца от оси вращения (силовой оси магнитного поля): отрицательно заряженные частицы, летящие на юг, сносятся (дрейфуют) на восток, а положительно заряженные, летящие на север, дрейфуют на запад.

Борьба притяжения и отталкивания - движущая сила и тектонического развития Земли. Созидание, разрушение и вновь, качественно иное, созидание - таков цикл, виток, неравномерно развёртывающейся во времени спирали тектонического развития. Пружиной этого развития является внутренне противоречивый и двойственный процесс тяготения. Притяжение

сопровождается ускорением осевого вращения, а отталкивание, наоборот, замедлением. Так как сжатие Земли преобладает над её расширением, а необратимые процессы над обратимыми, то весь процесс геологического развития идёт не только циклично, но и направленно: так сказать, тектонические движения литосферы вызваны стремлением асимметрично-трёхосного земного эллипсоида перейти в более устойчивую конфигурацию правильного эллипсоида вращения. В этом суть **всеобщего закона природы**: «возбуждённая» система стремится прийти в стабильное состояние с минимумом энергии, выделив при этом избыток энергии. Уникальность Земли заключается в достаточно плотном ферромагнитном ядре и во вращении, отсюда - магнитное поле, атмосфера и пр.

Итак, строение Земли напоминает репчатый лук: в центре железоникелевое ядро (внутреннее твёрдое ядро имеет диаметр примерно 1 200 км, а внешнее жидкое - мощность 2 900 км), затем расположена мантия (оливиновый пояс) толщиной около 2 тыс км и, наконец, земная кора толщиной 20-70 км (в среднем 32 км) на континентах и лишь 5-15 км под океаническим дном. Земная кора, согласно измерениям геофизиков скорости распространения сейсмических волн, имеет три слоя:

- Осадочный - средней мощностью на континентах 3 км и средней плотностью 2,5 г/см<sup>3</sup>.

- Гранитный, имеется только на континентах - мощностью в среднем 17 км и плотностью 2,7 г/см<sup>3</sup>.

- Базальтовый - толщиной на континентах в среднем 15 км и плотностью 3,1 г/см<sup>3</sup>.

На глубине 100-250 км от земной поверхности (под континентами на глубине 120-250 км, под океанами 60-400 км) в верхней мантии находится «астеносфера» - более пластичная и подвижная область (с вязкостью на 2-3 порядка ниже, чем в смежных выше- и нижележащих слоях), вызывающая явление «изостазии», т. е. относительно равновесного состояния земной коры, выражающегося в повсеместном равенстве горного давления на её поверхности, независимо от рельефа Земли; на этом слое как бы плавает земная кора, лито-сферные плиты всплывают и тонут. Погружающиеся плиты - как бомбы, только вместо взрывчатки они начинены потенциальной энергией резкого, взрывоподобного разуплотнения (при попадании в менее плотную среду) и не менее резкого схлопывания (взрыва наоборот) при раздавливании плиты в более глубоких и плотных слоях мантии. Но тяжёлая плита, несущая на себе лёгкие осадочные породы, может, не успев до конца раствориться, начать всплывать, поднимая земную поверхность (так пузырёк воздуха, прилепившись к камню, тонет, но затем всплывает).

Очаг вспучивания - это обломок «лёгкой» плиты, которую затолкали океанические плиты под континентальную плиту, с другой стороны очаг

проседаний, сдвижений - пустота, незаполненное, например, выработанное пространство. Получается, что глубокие недра Земли гравитационно неустойчивы, перенасыщены в местах погружения плит лёгкими осадочными породами.

Тектонические же подвижки в земной коре вызваны, как полагают, диффузией, седиментацией и вытеснением вещества веществом за счёт:

- теплового, плотностного градиента;
- непостоянства скорости вращения земли и положения оси вращения;
- дрейфа магнитных полюсов.

Так, в европейской части России (Балтийский кристаллический щит) градиент тектонического движения вызывает в недрах на глубинах до 1-2 км тангенциальные напряжения в диапазоне 5-10 МПа; на Урале в пределах 20-40 МПа, а на Северном Кавказе напряжения достигают уже величин 50-100 МПа.

Итак, в толще осадочных пород, не испытавших метаморфизм, и в слабо метаморфизованных породах естественное напряжённое состояние определяется лишь гравитационным полем, а в скальных породах напряжённо-деформированное состояние горного массива прежде всего обуславливается градиентом тектонических сил, направленным примерно перпендикулярно к горизонтальным проекциям геологических разломов.

В технической литературе можно отыскать множество описаний примеров планетарных сдвигов. Так, Луна вращается вокруг Земли, причём в том же диапазоне тёплого пояса - от северного тропика (это происходит 22 июня) до южного (22 декабря), и её орбита лишь на  $\pm 5^\circ$  отличается от склонения Солнца. Сила притяжения Луны Землей уравнивается центробежной силой, поэтому система устойчива; ближайшие к Луне точки Земли отстоят от неё на расстоянии 59 радиусов Земли, а наиболее удалённые - на расстоянии 61 радиуса, поэтому для разных участков земной поверхности сила притяжения какой-либо частицы либо меньше, либо равно, либо больше постоянной по величине центробежной силы. За счёт этой разницы появляется приливообразующая или отливообразующая сила, которая поднимает или опускает уровень всех водных бассейнов относительно менее подвижной суши. Высота прилива твёрдой оболочки, вызванного притяжением Луны (порядка 36 см) и Солнца (ещё около 16 см), всего - 52 см на широте Москвы. Скорость распространения приливной силы очень велика - до 1 666 км/ч, и приливные деформации производят каждые 6 ч «массаж» твёрдой оболочки Земли до глубины 600 км. Сжатие и уплотнение Земли под действием силы притяжения сопровождается высвобождением потенциальной гравитационной энергии - основного источника тектонических процессов. Поскольку увеличение скорости её осевого вращения (относительное столетнее ускорение равно  $+1,4 \times 10^{-8}$ )

неравномерно из-за неравномерности уплотнения вещества и сокращения объёма Земли, а вековое замедление вращения (относительное столетнее замедление равно  $-2,8 \times 10^{-8}$ ), вызываемое приливным трением, также неравномерно, то фигура Земли непрерывно пульсирует, изменяя объём и форму.

Результирующее гравитационное воздействие масс небесных тел в условиях вращения планеты Земля проявляется и в образовании гигантских вихревых систем глубинных разломов и локализуется в зонах влияния активных экстремальных кругов. Замедление же вращения Земли, вызываемое Луной, представляет собой большую угрозу. Ещё 400 млн лет назад, когда первые растения осваивали сушу, земной год составлял 405 дней, а сутки длились 21 ч 30 мин; когда же 200 млн лет назад на Земле обитали динозавры, год составлял уже 385 дней, зато сутки равнялись 23 ч. И чем старше становится Земля, тем дольше длится день. Земля, тормозимая Луной, всё медленнее вращается вокруг своей оси и когда-то окончательно затормозится, при этом всё живое на планете погибнет (примерно, как при очень резкой остановке поезда). При пульсационных деформациях Земли и прецессионных качаниях оси её вращения вокруг Солнца в зонах критических параллелей  $\pm 35$  возникают большие вертикальные колебательные движения и тангенциальные напряжения, которые приводят к появлению в земной коре глубинных разломов и складок. Так, высочайшие горы и глубочайшие впадины сосредоточены именно вблизи и вдоль критической широты. Изменение скорости вращения Земли во времени может вызвать разрушающие напряжения в земной коре. Так, по мнению Л. С. Лейбензона, наибольшая разность напряжений в земной коре (в 18 МПа) наблюдается между 30 и 45 широтами, к которым и приурочены наиболее активные проявления сейсмичности и уда-роопасности. представляет собой большую угрозу.

По данным сверхглубинного бурения на Кольском полуострове не отмечается каких-либо изменений физических свойств пород, связанных по мере понижения глубины непосредственно с увеличением давления и температур, по крайней мере, до 7 000 м. Такие же выводы были сделаны при изучении керна двух других глубоких скважин, пробуренных в Хибинском массиве.

Выполненная оценка напряжений по стволу сверхглубокой скважины показала, как ни странно, начинающееся от поверхности систематическое занижение величин вертикальной компоненты напряжений, полученной экспериментальным путём, по отношению к гидростатической гравитационной составляющей  $\sigma = \gamma \times H$ . На глубинах ниже 3 200-3 500 м указанное расхождение уже составляет 50-60 % и в дальнейшем остаётся практически постоянным (т. е. реальное вертикальное давление меньше рас-

чётного в 1,5-1,6 раза). Своеобразные скачки напряжения приурочены лишь к зонам геологических разломов и контактов между разными геологическими толщами.

Физические процессы только в учебниках чётко делятся на квантовые и классические. Все процессы в природе, все явления реального мира имеют принципиально квантовую, дискретную природу. Так, в горных выработках устойчивое состояние сменяется на стадию обрушения, затем снова состояние стабилизируется до нового обрушения, при выпуске отбитой руды - тоже дискретный характер схлопывания и нового роста эллипсоида разрыхления, при посадке кровли в угольной лаве - то же самое, и т. д.

Мир лишь кажется сложным, но бесконечно ли многообразие форм существования материального мира? Нет, если мы примем единый принцип электромагнитных связей диполя для электрона, атомного ядра, Земли, Солнца, Галактики, если мы допустим, что в ядре действуют магнитные силы, объединяя различные частицы в одно целое, в атоме - электромагнитные, а в макром мире (с увеличением массы) гравитационные, то получим единое поле сил; без магнитного поля не могут существовать ни электрическая, ни гравитационная составляющая. Что первично: магнетизм или электричество? Согласно общей теории относительности, вращающееся гравитирующее тело (например, Земля) создаёт вихревое гравитационное поле, аналогичное во многих отношениях магнитному, с той лишь разницей, что магнитное воздействует на движущиеся заряды, а гравитационное - на движущиеся массы. Но факт родства или единства электрического, магнитного и гравитационного полей налицо; так, может быть, это три проявления одного и того же поля - электромагнито-гравитационного (ЭМГ)?

Все элементарные частицы микромира, обладая электрическим зарядом, подвержены действию магнитного поля, находятся в постоянном движении и обладают вращательным импульсом. В зависимости от энергии магнитного поля, в котором находятся элементарные частицы, и от их концентрации, они создают пять форм существования материи: излучение, плазму, газ, жидкость и твёрдое тело. Так и материя Галактики в зависимости от энергии, выраженной через скорость и температуру, находится в пяти состояниях, но резкой границы между ними нет и быть не может, все границы в ЭМГ поле условны. Например, в пределах магнитосферы одной планеты (достаточно массивной, как Земля) материя находится как слоёный пирог во всех пяти состояниях, пронизывая друг друга. Так, далеко от поверхности планеты рождается излучение, ионосфера состоит из плазмы, атмосфера представлена газом, а земная кора - жидкостью и твёрдым телом. Свободные ионы всегда есть и в газе, и в жидкости, и в твёрдом теле, то же относится и к нейтральным атомам. Они присутствуют во всех состояниях. Согласно шкале электромагнитных волн, с энергией излучения возрастает его частота и,

соответственно, уменьшается длина волны от диапазона низкочастотных и радиоволн к диапазону ультрарадиоволн, инфракрасных, световых, ультрафиолетовых, рентгеновских и гамма-лучей. Поэтому по мере увеличения скорости перемещения космических объектов они превращаются из твёрдых в жидкость - газ - плазму - излучение. Так что все мечты о межзвёздных кораблях со скоростями, сопоставимыми со скоростью света, не более чем фантазии.

### **Лабораторная работа**

Лабораторные работы проводятся по руководству «Петрофизика»

## Дистанционное обучение

### Физика горных пород

РФ – 18

Лекция (20.10.2020) Методика петрофизических исследований

Данная тема предполагает изучить следующие вопросы:

1. Перечислите виды петрофизических исследований?
2. Что необходимо учитывать при лабораторных исследованиях?
3. Назовите магнитные свойства горных пород?
4. Назовите упругие свойства горных пород?

### **2. Методика петрофизических исследований**

Изучение петрофизических характеристик включает следующие виды исследований:

1. Определение физических свойств (плотности, намагниченности, скорости упругих волн, радиоактивности, теплопроводности, сопротивления, диэлектрической проницаемости, электрохимической активности) различных геологических тел по геофизическим данным (на поверхности и в скважинах).

2. Лабораторные исследования физических свойств горных пород и полезных ископаемых совместно с изучением петрографических и минералогических особенностей: а) отбор образцов горных пород, в том числе коллекторов нефти и газа, руд, углей; б) измерение физико-механических свойств; петрографические, минералографические определения; статистическая обработка данных.

3. Построение петрофизических карт и петрофизических разрезов на основании петрофизической классификации пород региона.

#### **2.1. Методы изучения физических свойств**

Физическую характеристику геологических образований определяют по физическим полям, измеренным на поверхности земли, в воздухе и в скважинах, по физическим свойствам образцов горных пород.

Геофизические методы позволяют получить объёмную физическую характеристику пород в естественном залегании на различных глубинах, в том числе на глубинах, недоступных бурению.

Лабораторные методы позволяют получить высокую точность определения физического параметра в образце при детальном изучении его состава и текстурно-структурных особенностей в изменяющихся

термодинамических условиях. Свойства образца при этом не всегда точно отражают свойства породы в естественном залегании. Несовпадение свойств может быть обусловлено различными пределами изменения состава и текстурно-структурных особенностей образца и исследуемого геологического образования, несоответствием физического состояния образца в лабораторном эксперименте и породы, находящейся в естественном залегании в условиях обводнённости, механических и тепловых напряжений и т. п.

Ряд физических свойств кристаллических и осадочных пород зависят от фазового состава их порового заполнителя. Все горные породы являются многокомпонентными средами, состоящими из минерального скелета (твёрдая фаза) и порового пространства, заполненного жидкой или газовой фазой. Каждая фаза характеризуется различными физическими свойствами и по-разному реагирует на внешние воздействия. Поэтому учёт соотношения различных фаз в породе имеет очень большое значение при изучении тех физических свойств, которые обусловлены в значительной степени составом порового заполнителя. К таким свойствам относятся: плотность, упругие, электрические и термические параметры.

Замена газового заполнителя порового пространства горных пород значительно более плотной, упругой и проводящей жидкостью приводит обычно к увеличению перечисленных параметров. Это увеличение составляет в среднем 10-30 %. Для электрических свойств оно может составить несколько порядков.

Таким образом, все перечисленные свойства должны измеряться и образцах с естественной влажностью, газо- или нефтена-сыщенностью. Плотность неизменённых кристаллических пород может изменяться в газоводонасыщенных образцах.

Физические свойства образцов, отобранных из приповерхностной зоны, изменённой гипергенными процессами:

- Изменение плотности, обусловленное вариациями пористости и температуры, может колебаться от единиц до 10-15 %. Изменение упругих и электрических свойств, обусловленное главным образом трещиноватостью и пористостью, может достигать 50 %.

- Изменение намагниченности и радиоактивности пород обусловлено изменением их состава. Для намагниченности это выражается в несоответствии содержания и состава ферромагнитных минералов и связано с переходом магнетита в мартит.

Таким образом, для характеристики неизменённых образований необходимо измерять образцы, неизменённые гипергенными процессами, либо вводить в значения физических параметров соответствующие поправки.

*Пористость.* В лабораторных условиях общую пористость определяют

пикнометрическим методом, открытую пористость - методом насыщения образцов жидкостью под вакуумом.

Открытую пористость в естественных условиях определяют в основном в осадочных породах с помощью каротажных методов: удельного сопротивления, собственной поляризации, радиоактивного каротажа.

*Плотность.* Плотность в лабораторных условиях определяют методом гидростатического взвешивания. Для получения плотности пород в естественных условиях залегания применяют методы определения усреднённой плотности горных пород - гамма гамма метод в полевом и скважинном вариантах.

Среднюю плотность пород можно определить по данным гравиметрических съёмок вдоль профилей, пересекающих характерные формы рельефа. Плотность промежуточного слоя определяют способами Неттльтона, наименьших квадратов (Н. Б. Дортман, М.Л.Озерская, 1962 г.), путём решения систем избыточных уравнений по способу Коши (В. М. Березкин, 1967 г. и др.). Среднюю плотность горных пород находят также по данным ускорения силы тяжести в горных выработках и скважинах. Для определения плотности горных пород и естественном залегании используют также мюонный метод (Г. Г. Викторов, В. М. Бондаренко, 1973 г.).

*Магнитные свойства.* Наиболее важными магнитными параметрами горных пород и руд являются магнитная восприимчивость, индуцированная и естественная остаточная намагниченность. В лабораторных условиях параметры изучают индукционным и магнитометрическими методами.

Для изучения усреднённой намагниченности горных пород в естественном залегании широко используют карты графиков аномального магнитного поля, полученные с помощью магнитной съёмки.

*Упругие свойства.* В практике лабораторных и полевых сейсмических исследований в основном изучают скорость продольных волн. Скорость поперечных волн, а также затухание продольных и поперечных волн определяют в меньшем объёме для решения различных задач. В лабораторных условиях применяют главным образом ультразвуковые (динамические) методы изучения упругих характеристик образцов.

Для определения упругой характеристики горных пород в естественном залегании применяют вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП), сейсмический каротаж (СК), акустический каротаж (АК) и полевые сейсмические методы.

*Электрические свойства.* Из электрических свойств наибольшее значение для электрических методов разведки имеет удельное электрическое сопротивление и вызванная поляризация. В лабораторных условиях удельное электрическое сопротивление определяют методами сопротивлений четырёх и двухэлектродными установками. Вызванную поляризацию изучают на

специальных установках.

Для определения удельного электрического сопротивления горных пород в естественном залегании используют диаграммы бокового каротажного зондирования (БКЗ), микрозондов (МКЗ), кажущегося сопротивления (КС), а также данные интерпретации кривых зондирования у скважин или измерения электрического сопротивления на естественных обнажениях горных пород.

*Термические свойства.* Основными параметрами, характеризующими термические свойства веществ, являются коэффициенты теплопроводности, теплоёмкости и температуропроводности. Наиболее распространённый метод изучения термических свойств - метод стационарного режима и динамического разогрева.

Термические свойства обычно определяют в лабораторных условиях. В полевых условиях с помощью термокаротажа измеряют температуру в скважинах. Зная термические параметры, изученные на образцах, и распределение температуры в выстоявшейся скважине, можно определить тепловой поток.

*Радиоактивность.* В лабораторных условиях радиоактивность определяют на образцах и в порошковых пробах. Методика изучения радиоактивности в порошковых пробах наиболее распространена. Используют в основном импульсные гамма-, бета- и альфа-методы.

Для изучения радиоактивности горных пород в естественном залегании применяют гамма- каротаж и радиометрическую съёмку.

При петрофизических исследованиях используются главным образом образцы пород. Для составления петрофизической классификации горных пород района образцы целесообразно отбирать по опорным приближенно линейным профилям, пересекающим интрузивные массивы и проходящим вкрест простирания метаморфических пород.

## **2.2. Отбор образцов горных пород и руд в полевых условиях эффузивных и осадочных толщ**

Обязательное требование к опорным профилям - пересечение магнитных, локальных гравитационных, радиоактивных и электрических аномалий в их максимуме с выходом в нормальное поле. На каждом обнажении следует отбирать два-пять образцов из основных разновидностей пород и один-два образца из неосновных. Число ориентированных образцов для определения остаточной намагниченности должно равняться 10. Для составления петрофизических карт образцы отбираются со всей площади работ.

К образцам предъявляют следующие требования: они должны быть без видимых следов поверхностного разрушения и выветривания, примерно изометричной формы, с приближенно плоскими гранями, по возможности без каверн и выступов на поверхности. Для отбора образцов используют

естественные обнажения пород на профилях в маршруте или вблизи него, карьеры, выработки и скважины.

Петрографическое изучение образцов осуществляют в два этапа - микроскопическое определение и изучение породы в шлифах.

Изучение физических свойств горных пород начинают с измерений характеризующих их величин. На практике можно получить значение параметра с определённой точностью, так как в процессе измерения допускаются случайные или систематические погрешности.

Относительная погрешность обычно даётся в процентах и определяет точность измерений.

Погрешности обусловлены:

- 1) несовершенством методики изучения физических свойств;
- 2) несовершенством техники измерения физических параметров.

Погрешности, связанные с методикой изучения, условно называют методическими. Они определяются степенью соответствия данных лабораторного изучения физических свойств образцов свойствам пород в естественном залегании.

Погрешности, связанные с несовершенством техники измерения физических параметров, условно называются метрологическими. Они складываются из погрешностей измерительной аппаратуры и погрешностей, вносимых оператором. Эти погрешности могут быть систематические или случайные. Систематические погрешности обычно связаны с дефектами прибора или оборудования, с неточностью эталона, применяемого для градуирования аппаратуры и для контроля получаемых величин физических параметров. Они имеют один и тот же знак. Систематическую погрешность можно исключить или уменьшить, улучшив условия измерения, уточнив эталон. Случайные погрешности обычно вызваны или неизвестными, или частично известными причинами. Случайную погрешность не исключают из результатов измерения.

В практике лабораторных исследований для определения погрешности измерительной аппаратуры обычно проводят многократные измерения эталонов. При числе повторных замеров более 20 распределений случайных погрешностей должны подчиняться нормальному закону.

Наиболее наглядное представление о распределении физической характеристики геологических образований в плане дают карты:

- 1) петрофизические, отражающие распределение в плане петрофизических групп горных пород (или геологических формаций);
- 2) физических параметров, показывающие значения физических параметров горных пород (толщ) без учёта их типа и состава;
- 3) специализированные - карты приведённых аномальных значений физических свойств горных пород, палеомагнитные и др.

Петрофизические карты являются основными для изучения геологического строения районов. Они несут наибольшую информацию. Остальные карты составляют в зависимости от решаемых геологических и геофизических задач или при недостатке данных.

### **Лабораторная работа**

## Дистанционное обучение

### Физика горных пород

РФ – 18

#### Лекция (27.10.2020) Построение петрофизических карт и разрезов

Данная тема предполагает изучить следующие вопросы:

1. Что представляют собой петрофизические карты?
2. Что такое карты физических параметров?
3. Что такое специализированные карты?
4. Как составляется легенда петрофизических карт?

#### **Построение петрофизических карт и разрезов**

##### *Петрофизические карты*

В основе легенд петрофизических карт лежит петрофизическая легенда горных пород, т.е. подразделение и группирование пород различных генетических типов.

Петрофизические группы - петроплотностные, петромагнитные, петроскоростные и другие группы пород, выделяемые в результате петрофизических исследований. На картах отражают характеристику выходящих на поверхность коренных пород, которую определяют по образцам пород из обнажений в складчатых районах, на щитах и преимущественно по скважинам в пределах чехла платформ.

За основу петрофизического группирования принимают типовую классификацию пород, которую уточняют применительно к геологическим образованиям данного района, отражённым на геологических или формационных (структурно-формационных) картах.

Дифференцированность стратиграфических единиц и формаций по физической характеристике и составу пород определяется по вариационным кривым распределения параметров. Одномодальное распределение плотности и магнитной восприимчивости свидетельствует об однородности состава, что, например, типично для одной фазы внедрения интрузивного комплекса. Полимодальное распределение вариационной кривой показывает неоднородность состава или условий образования пород, а различие в величине и направления вектора может служить дополнительным критерием в определении возраста геологических образований. На основании вариационных кривых распределения параметров, средних значений и других статистических характеристик выделяются петроплотностные и петромагнитные группы внутри стратиграфических единиц, комплексов или

формаций.

Основным интервалом группирования пород по плотности принимается значение  $0,05 \text{ г/см}^3$  по равномерной шкале (в связи с нормальным законом распределения) с подразделением до  $0,025 \text{ г/см}^3$  и интрузивных и метаморфических пород кислого состава и объединением до  $0,1 \text{ г/см}^3$  для пород, характеризующихся значительно большей дисперсией состава и плотности по сравнению с породами кислого состава. На крупномасштабных картах возможно группирование различных пород с интервалом плотности  $0,02-0,03 \text{ г/см}^3$ .

Карты локальных гравитационных аномалий могут быть применены для характеристики отдельных массивов. По магнитным и гравиметрическим картам можно построить петрофизические карты в пределах озёр, на участках, перекрытых мощными четвертичными отложениями, в шельфовых зонах.

Следует отметить, что выделение петрофизических групп пород и комплексов или формаций позволяет получить надёжную физическую характеристику слагающих их геологических образований.

Возрастные подразделения определяются масштабом карт и стратиграфической изученностью района. При значительной неоднородности по составу толщ и комплексов, близости физической характеристики разновозрастных пород одного состава целесообразно укрупнять возрастные группы, чтобы выделить все петрографические (литологические) разновидности пород, не перегружая при этом саму карту и легенду к ней. В легендах карт петрофизические группы пород приводятся в возрастной последовательности.

По петрофизическим и палеомагнитным данным вносят дополнения в легенду карт (например, выделяют более поздний или более ранний комплекс пород) и уточняют возраст отдельных массивов. Возраст пород на картах указывается цифровыми индексами.

Окраска и индексация карт. Окраска карт подчинена принципу - показать наиболее выразительными средствами основное их содержание. Для петроплотностной карты принимается окраска гамма-цветом, отражающая плотность: сине-зелёные, зелёно-жёлтые, жёлтые, коричневые, тёмно-коричневые. Интенсивность окраски усиливается от среднего значения плотности пород ( $2,5 \text{ г/см}^3$ ) в сторону её уменьшения (до  $1,8 \text{ г/см}^3$ ) и увеличения (до  $3,2 \text{ г/см}^3$ ). Гамма цветов на магнитной карте более многообразна.

Различным цветом показывается химический (литологический) состав пород: розово-красным малый, коричневым средний, зелёным высокоглинозёмистый.

Увеличение интенсивности окраски каждого цвета соответствует повышению намагниченности пород. Например, слабомагнитные габбро окрашиваются в светло-зелёный цвет, магнитные - в серый, сильномагнитные - в тёмно-зелёный.

Индексацию карт проводят по значению физических параметров и по составу или формационной принадлежности и по возрасту геологических образований.

Для платформенных областей карты строят в изолиниях параметров (преимущественно плотности) по средним значениям в целом для осадочного покрова или отдельных стратиграфически единиц (М. Л. Озерская, 1967; Н. В. Подоба, М. Л. Озерская, 1968, Н. К. Озолин, 1974, Н. А. Туезова, 1968.).

Основное значение этих карт - использование при интерпретации гравитационного и магнитного полей с целью изучения глубинного построения земной коры. Кондиционность карт определяется равномерностью расположения точек исходных данных, а также проведением изолиний с учётом точности измерения параметров, возможности случайных ошибок из-за использования данных по выветрелым образцам и др. Первое условие может быть учтено выбором масштаба карты более мелкого, чем выполненная съёмка, при которой точки отбора образцов, как правило, расположены неравномерно; например, построение карты масштаба 1:1 00 0000 по съёмкам среднего и крупного масштабов.

Составление карт по расчётным данным является интерпретационной геофизической задачей. Методика составления карт намагниченности геологических образований разработана Л. В. Булиной (1980, 1981). Она заключается в определении контуров намагниченных тел и вычислении их средней намагниченности по графикам аномального магнитного поля. Составление этих карт имеет большое значение для изучения строения фундамента платформ, депрессионных мульд и прогибов, сопоставления этих районов со складчатыми структурами, для общей характеристики намагниченности верхнего магнитоактивного слоя земной коры и её эволюции во времени.

Карта электропроводности кристаллических пород северозападной части Кольского полуострова по данным электроразведочных работ и изучения образцов составлена А. А. Джамалединовым. По ней впервые была обнаружена густая сеть тонких проводящих зон, обусловленных развитием графитизированных пород.

### *2.3.1. Петрофизические разрезы*

Петрофизические разрезы (колонки) скважин строят по данным измерения керна и материалов каротажных диаграмм.

Петрофизические разрезы среднего и мелкого масштабов составляют по

данным интерпретации геофизических съёмок, имеющих скважину, результатов каротажа, типовой петрофизической характеристики горных пород и изменения физических свойств. При построении петрофизических разрезов в отличие от геолого-геофизических используют физическую характеристику для уточнения петрографического состава, фациальных, текстурных и структурных изменений горных пород в вертикальном и латеральном направлении.

Петрофизические разрезы мелкого масштаба, характеризующие земную кору или всю литосферу, строят главным образом на основании данных ГСЗ.

### **Лабораторная работа**

## Дистанционное обучение

### Физика горных пород

РФ – 18

Лекция (3.11.2020) Механические свойства пород. Пористость.

Данная тема предполагает изучить следующие вопросы:

1. Что такое первичные поры?
2. Что такое вторичные поры?
3. Что такое каверны?

#### Механические свойства пород

Удельный вес  $\gamma^0$  - по-старому, плотность, зависит от химического состава пород, измеряется в  $\text{МН/м}^3$ :  $1 \text{ т/м}^3 = 100 \text{ МН/м}^3$ , т.е. плотность в  $2,5 \text{ т/м}^3 = 0,025 \text{ МН/м}^3$ .

Объёмный вес  $\gamma$  - учитывает не только плотность пород, но и пористость  $P$ , поэтому меньше, чем удельный:

$$\gamma^0 = \gamma (1 - 0,01 X P); P = 1 - \gamma / \gamma^0$$

где  $K_p$  - коэффициент разрыхления, отношение объёма пород в разрыхленном состоянии к её объёму в массиве, например, после взрывной отбойки  $K_p = 1,2-1,3$ .

Коэффициент пористости  $e = P / (1 - P)$ .

Объёмный вес в лабораторных условиях определяют методом гидростатического взвешивания: сухие образцы взвешивают на воздухе, затем в воде.

Поры в горных породах могут быть открытыми или закрытыми, т.е. изолированными друг от друга. Высокой пористостью обладают осадочные породы, но существуют и пористые изверженные породы - туфолавы и трахиты ( $P = 55-60\%$ ).

Под внешним давлением породы теряют свою пористость, обычно с разрушением пород, но, например, глины уплотняются без разрушения своей сплошности. Пористость обуславливает водо- и газопроницаемость, влажность пород.

**Трещиноватость** - совокупность трещин в массиве горных пород, обычно тектонического происхождения, определяется количеством трещин на 1 м длины обнажения массива, чем выше трещиноватость, тем легче добиться обрушения пород из массива, тем ниже устойчивость обнажений.

**Устойчивость** массива - способность пород массива сохранять равновесие при их обнажении, уменьшается со временем, происходят

отдельные вывалы и массовые обрушения.

### 1.1. Виды деформации пород

Горные породы в образце и в массиве под внешним давлением изменяют свои размеры, испытывая упругие (способные к восстановлению) и пластические деформации.

Модуль упругости (Юнга)  $E$  - тангенс угла наклона прямого участка зоны упругих деформаций (I) на диаграмме сжатия (рис. 1).

$$E = \operatorname{tg} \theta, \text{ МПа};$$

$$1 \text{ МПа} = 100 \text{ т/м}^2 = 10 \text{ кгс/см}^2 = 100 \text{ Н/см}^2 = 10^4 \text{ г/см}^2;$$

$$1 \text{ т/м}^2 = 0,1 \text{ кгс/см}^2 = 0,01 \text{ МПа};$$

$$1 \text{ МПахм}^2 = 1 \text{ МН}.$$

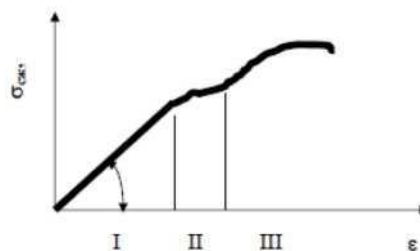


Рис. 1. Диаграмма сжатия горных пород:

I - зона упругих деформаций; II - площадка текучести; III - зона пластических деформаций

Коэффициент Пуассона  $\nu$  - коэффициент пропорциональности между поперечными и продольными деформациями образца пород, обычно  $\nu = \epsilon_{\text{поп}} / \epsilon_{\text{пр}} = 0,2-0,35$ .

Горные породы, конечно, мало упругие материалы, поэтому вместо модуля упругости используется другое название - модуль деформации. Чем плотнее горные породы, тем больше величины модулей деформации, сдвига, всестороннего сжатия. Чем выше пористость пород или чем выше влажность, температура, тем меньше величины модулей деформации, сдвига, всестороннего сжатия.

На сжатие и растяжение породы реагируют по-разному, поэтому модуль упругости на сжатие выше модуля упругости при растяжении примерно в 1,5-4 раза. При статических и динамических нагрузках получаются разные модули упругости, при динамическом нагружении он выше примерно в 1,3 раза. С увеличением внешнего давления до 10 тыс. атмосфер увеличивается в 3 раза статический и в 1,5-1,6 раз - динамический модуль упругости.

Упругие характеристики используются в расчётах горного давления, несущей способности выработок, при расчётах по разрушению пород и др.

## 2. Пористость

Все горные породы состоят из минерального скелета и пустот, которые

образуются при неплотном прилегании друг другу твёрдой фазы и обычно заполнены жидкой и газовой компонентами. Эти пустоты именуют пора́ми горных пород или поровым пространством. Свойство пород содержать различные объёмы пор в определённом объёме сухой породы ( $V_c$ ) называется пористостью. Поры различают по происхождению, форме, размеру.

### **2.1. Происхождение пор**

Поры бывают первичные и вторичные. Первичные поры возникают в образовании породы и изменяются по величине и форме при цементации и метаморфизации. Первичные - это структурные поры между гранулами обломочных (песчаных, алевритовых, известково-магнезиальных) пород; межкристаллические поры плотных магматических, метаморфических, осадочных пород, известковых, кремнистых туфов, пеплов и др. Вторичные (каверны, трещины, каналы) - это поры в теле горных пород, образующиеся при их растворении, выветривании, кристаллизации, перекристаллизации, доломитизации известняков, при тектонических и биохимических процессах.

Каверны возникают при растворении (выщелачивании) кислыми водами трещиноватых карбонатных пород и гипсов. Трещины одного или различных направлений появляются в плотных породах в результате резких изменений их объёмов при значительных перепадах температур, давлений, в результате процессов кристаллизации, перекристаллизации, доломитизации.

Каналовидные биохимические поры наблюдаются в породах на месте сгнившей корневой системы растений, ходов червей и других животных.

### **2.2. Форма пор**

По форме поры могут быть: близкие к ромбоэдральным (у рыхлых хорошо отсортированных, окатанных обломочных пород); близкие к тетраэдрическим (у тех же, но уплотнённых пород); щелевидные (у глин, слюд, других пород с пластинча-

тыми структурными элементами); в виде расширяющихся и сужающихся канальцев неправильной формы (у плохо отсортированных обломочных образований); трещиновидные (у скальных магматических, метаморфических, плотных осадочных пород); каверновидные (у карбонатных разностей и гипсов); пузырьчатые (у магматических пород); ячеистые (у известковых и кремнистых туфов); каналовидные (у лессов); соответствующие по форме кристаллам плотных магматических, метаморфических, осадочных пород.

### **4.3. Размер пор**

Размер отдельных пор характеризуется эффективным (средним)

диаметром, или поперечным сечением, значительно варьирующим у различных типов пород.

По эффективному диаметру выделяют:

1. Крупные сверхкапиллярные поры с диаметром более 10 мм; их много у отсортированных, слабосцементированных крупных и среднеобломочных пород (галечников, гравия, крупно- и среднезернистых песков, обломочных карбонатных разностей); у выщелоченных карбонатных пород, где они достигают очень больших размеров (это карстовые пещеры в толще карбонатных пород и гипсов);

2. Капиллярные поры с эффективными диаметрами в пределах 1-10 мм, характерные для менее отсортированных и крупнозернистых, более сцементированных пород (мелкозернистых песков, обломочных карбонатных и других подобных образований).

3. Тонкие субкапиллярные (мезо- или переходные), малые по размерам поры, свойственны природным адсорбентам (глинам, микрокристаллическим, мелоподобным известнякам, диатомитам и др.).

4. Очень малые по размерам (тонкие) микропоры, они установлены у некоторых природных цеолитов.

В основу классификации пор по размерам положены данные о характере связи поровой жидкости с твёрдой компонентой и её передвижении в породах. В сверхкапиллярных порах доля воды, связанной с твёрдым компонентом, невелика, и основной её объём движется согласно гидродинамическим законам для труб по направлению действия силы тяжести. В порах капиллярных содержание связанной воды больше, и её падению под действием силы тяжести препятствует капиллярный подъём.

В субкапиллярных порах природные воды практически неподвижны; они почти целиком прочно связаны с твёрдым компонентом пород и адсорбированными ионами. В микропорах, диаметр которых соизмерим с размерами молекул, находится только прочносвязанная вода толщиной в одну молекулу. Этой жидкостью поры заполняют под действием адсорбционных сил. Подвижность воды ещё меньше, чем в мезопорах.

#### **4.4. Взаимосвязь пор и виды пористости**

Поры горных пород как связаны, так и не связаны друг с другом. Взаимосвязанные поры друг с другом и атмосферой (их много у хорошо отсортированных, слабосцементированных обломочных пород) названы открытыми, а несвязанные (изолированные) - закрытыми. Последние часто встречаются у карбонатных, магматических пород с каверновидными и пузырьчатыми порами.

Сумма объёмов открытых и закрытых пор (открытой и закрытой пористости) является объёмом всех пор горной породы или её общей

пористостью.

Максимальный объём пор, в которых может находиться свободная вода, нефть, газ, называется объёмом эффективной пористости. Пористость горных пород характеризуется коэффициентом пористости, который определяется отношением объёма пор к объёму всей породы в сухом состоянии и выражается в долях единицы или процентах.

Коэффициент пористости рассчитывается по удельной и объёмной массам породы, зависит от:

1) расположения зёрен (при плотном расположении пористость уменьшается, при менее плотном или неплотном - значительно увеличивается);

2) однородности частиц и зёрен по их размерам (в неоднородных зернистых породах пористость уменьшается вследствие заполнения промежутков между крупными зёрнами более мелкими, причём при плотном заполнении пористость смеси приблизительно равна произведению пористости отдельных компонентов);

3) степени цементации частиц и зёрен породы между собой;

4) состояния породы в отношении выноса из неё циркулирующими водами минерального вещества, а также степени ее выветриваемости;

5) характера трещиноватости горных пород, в которых наряду с порами встречаются трещины различной ориентировки и размеров;

6) кроме коэффициента общей пористости в гидрогеологии, и особенно в механике грунтов и инженерной геологии, широко пользуются коэффициентом приведённой пористости.

Кроме указанных видов пористости также выделяют открытую и динамическую пористость. Открытая пористость характеризуется коэффициентом открытой пористости, под которым понимают отношение объёма открытых сообщающихся пор к объёму образца и следуемой горной породы.

Открытая пористость сцементированных пород определяется методом насыщения под вакуумом керосином предварительно экстрагированного, высушенного и взвешенного образца. Керосин применяется потому, что он легко проникает в поры и не вызывает разбухания глинистых частиц.

Динамическая пористость, характеризуемая коэффициентом динамической пористости, представляет собой отношение объёма движущейся жидкости в породе к объёму породы.

Коэффициент динамической пористости выражает ту часть пор и трещин, которая занята движущимися водой, нефтью или газом в пласте или горизонте. Следовательно, этот коэффициент характеризует полезную ёмкость коллектора и до некоторой степени промышленные запасы нефти.

Соотношение между видами пористости - общей, открытой и динамической - определяется типом горных пород, их происхождением, размерами пронизывающих их пор и трещин, цементацией горных пород и т. д.

Горные породы со сверхкапиллярными порами характеризуются почти совпадающими между собой общей, открытой и динамической пористостью. У горных пород с капиллярными порами общая пористость превышает открытую, а последняя динамическую. Горные породы с субкапиллярными порами обладают высокой общей пористостью и не имеют открытой и динамической пористости.

Коэффициенты общей, открытой и динамической пористости, их количественные соотношения между собой вместе с геолого-структурными особенностями района, развитием тектонических и литогенетических трещин и трещин выветривания широко используются для оценки степени закрытости разрезов гидрогеологических и нефтегазоносных структур.

Вследствие разнообразия горных пород по происхождению, влияния многих факторов на их пористость последняя изменяется в широких пределах.

Часто пористость характеризуется отношением объёма пор к объёму минерального скелета. Эта величина называется коэффициентом пористости, или приведённой пористостью.

### **Лабораторная работа**

## Дистанционное обучение

### Физика горных пород

РФ – 18

Лекция (10.11.2020) Форма порового пространства горных пород.

Данная тема предполагает изучить следующие вопросы:

1. Чем определяется форма пор?
2. Как классифицируются поры по эффективному диаметру?
3. Что такое открытая пористость?

#### **Форма порового пространства горных пород**

У различных типов (пески, песчаники, алевролиты, известняки, граниты, габбро и др.) и групп (песчаные, алевролитовые, глинистые, кислые, средние, основные, ультраосновные и т.д.) пород разные (по происхождению, форме, размерам, внутренней связи) поры находятся в не одинаковых соотношениях в поровом пространстве. Они не одинаково распределяются и в объёме пород. Отсюда возникает представление о специфической форме (структуре) поровых пространств.

У трещино-кавернозных известняков и доломитов, например между кристалликами твёрдого компонента, под микроскопом видны первичные микропоры, равномерно распределённые по его объёму, их суммарный объём составляет относительно небольшую часть объёма всех пор.

Вторичные поры этих пород - трещины и каверны - имеют субкапиллярные, капиллярные и сверхкапиллярные размеры. Часто каверны резко отличны по эффективным диаметрам, закрыты или открыты. Неравномерно распределены по объёму отдельных разностей пород; их общий объём нередко составляет значительную долю порового пространства рассматриваемых пород. Различны также раскрытость, длина параллельных или перекрещивающихся трещин; их доля в поровом пространстве невелика.

Структура поровых пространств обломочных пород с хорошо отсортированными, окатанными и слабо сцементированными зёрнами намного проще по сравнению с описанными выше породами. Однако она далеко не одинакова. По О. А. Черникову и А. И. Куренкову, размеры пор пласта коллектора Туймазинского месторождения изменяются от 5 до 50 мкм, а для пласта Мухановского месторождения те же величины варьируют от 5 до 150 мкм. Структура обломочных пород усложняется при их уплотнении и цементации (например, глиной); когда в породе появляются мелкие, сложные по форме поры.

При этом строение различных глинистых цементирующих минералов

далеко не одинаково. Кристаллы слоистых глинистых минералов с жёсткой кристаллической решёткой (каолинит, диккит и др.) являются гексагональными пластинками с базисным размером от 10 нескольких сот микрометров и на порядок меньшей толщиной. Упорядоченная упаковка этих пластинок наблюдается лишь по оси С, а по двум другим она беспорядочна.

Сообщающиеся поры соседних слоёв лабиринтообразны, щелевидные поры в каждом слое по ширине равны толщине частиц. Вероятны и замкнутые поры. У глинистых минералов с раздвигающейся решёткой смежные слои менее прочно соединены друг с другом, и молекулы полярных адсорбатов внедряются между ними и раздвигают их. Поровое пространство этих минералов образовано первичными щелевидными порами переменной толщины и вторичными порами - пространствами междупластинчатыми кристаллами.

Неслоистые природные адсорбенты - цеолиты имеют трёхмерный алюмосиликатный каркас, сшитый прочными ковалентными связями, их поровое пространство сложено порами в кристаллической структуре, форма и размеры которых определяются характером октаэдров (структурные элементы кристалла), а также типом и локализацией катионов.

У волокнисто-трубчатых глинистых минералов с кристаллами в виде волокон, трубок или игл форма пор обусловлена формой структурных элементов породы. Кристаллы галлуазита, например, представляют собой короткие полые трубки. В игольчатых кристаллах палыгорскита и сепиолита имеются продольные цеолитные каналы сечением соответственно 0,37 x 0,64 и 0,56 x x 1,10 нм. Структура порового пространства отдельных пород определённых пластов менее различна. Хотя они и не совсем одинаковы по происхождению, форме, размерам, внутренней связи пор, их объёмному соотношению и распределению, поровые пространства пластов близки по типу.

Структура порового пространства пород распознаётся визуально и при помощи микроскопов: световых, электронных, растровых. Её оценивают по глинистости пород, поровому составу, удельной поверхности, среднему эффективному и модальному радиусу пор, удельному объёму всех, открытых и эффективных пор.

### **Поровый состав**

Поровый состав (распределение пор по размерам) - важнейшая структурная характеристика пород, которая определяет совокупность концентраций различных по эффективному диаметру пор в поровом объёме пород. Концентрация определённых по размеру пор в их смеси выражается (объёмно-объёмным способом) в долях объёма всех пор породы. Поровый

состав несцементированных обломочных пород в основном зависит от их гранулометрического состава.

У крупнозернистых и среднезернистых хорошо отсортированных, сцементированных пород преобладают относительно крупные близкие по размерам поры. У таких же, но мелкозернистых и тонкозернистых пород больше всего мелких и тонких пор.

Поровый состав сцементированных обломочных пород обусловлен не только гранулометрическим составом, но и содержанием такого цемента, как карбонат кальция, полуторные окислы и т. д.

У кристаллических пород мало изученный поровый состав зависит от формы и размеров кристаллов, а также от их пузырьчатости и трещиноватости.

Поровый состав пород в значительной степени определяет многие другие их петрофизические величины: коэффициенты газо- и водопроницаемости, удельной электропроводности, электрохимической активности и др.

Поровый состав изучают способами капиллярного вдавливания ртути (ртутная порометрия), вытеснения воды (водная порометрикапиллярная конденсация), адсорбции, оптическими способами с капиллярной пропиткой образца люминофором, электронномикроскопическими и др. В результате этих исследований получают порограммы - кривые распределения пор образца по размерам, характеризующие его поровый состав.

### **Лабораторная работа**

## Дистанционное обучение

### Физика горных пород

РФ – 18

Лекция (17.11.2020) Глинистость. Влагоемкость, двойной электрический слой и межфазное взаимодействие.

Данная тема предполагает изучить следующие вопросы:

1. Что такое глинистость?
2. Что такое удельная глинистость?
3. Как определяется коэффициент заполнения?
4. Что такое влагеёмкость?
5. Что такое полная влагеёмкость?
6. Что такое гигроскопическая влагеёмкость?

### Глинистость

Глинистость осадочных пород - это их свойство содержать частицы диаметром 0,01 мм ( $<10$  мкм), реже  $d < 0,001$  мм, так как частицы таких малых размеров особенно влияют на свойства осадочных пород. Однако содержание их в породах обычно не определяется. Глинистые частицы являются обломками глинистых минералов групп каолинита, монтмориллонита, гидрослюды (иллита), обломками кварца, полевых шпатов, лимонита, гематита, сульфатов (гипс), сульфидов (пирит, марказит) и других минералов.

У одних пород может преобладать монтмориллонит, у других каолинит, у третьих - гидрослюды. Размеры глинистых частиц, их свойства и способность к набуханию неодинаковы у различных глинистых минералов. Например, минералы некоторых групп имеют самую значительную дисперсность, способность к набуханию. Свойство пород содержать совокупность глинистых частиц, заполняющих пространство между более крупными зёрнами или разделяющих их между собой, называют рассеянной глинистостью в противоположность глинистости слоистой. Удельная массовая глинистость осадочных пород изменяется от нескольких до 90 % и более.

Многие петрофизические величины - средний эффективный диаметр пор и зёрен, модальный их радиус, удельная поверхность электротеплопроводности - существенно зависят от их относительной глинистости, а также от размещения частиц - рассеянного или слоистого.

## **Влагоёмкость, двойной электрический слой и межфазное взаимодействие**

Поры горных пород в природных условиях в естественном залегании, как правило, заполнены водой вместе с растворёнными в ней солями, нефтью или газом.

*Влагоёмкость горной породы* - это её способность удерживать некоторое количество влаги. Она зависит от свойств породы и термобарических условий.

С возрастанием влажности породы изменяются многие её петрофизические свойства. Выделяют следующие разновидности влагоёмкости: полная гигроскопическая, капиллярная и др.

*Максимальная адсорбционная влагоёмкость* - это свойство горной породы поглощать и удерживать разный объём  $U_v$  (или массу  $M_v$ ) прочносвязанной воды на определённый объём  $U_c$  (массу  $M_c$ ).

*Капиллярная влагоёмкость* - свойство горной породы удерживать разный объём  $U_t$  связанной и капиллярной воды на определённый объём  $U_c$  сухой породы. Капиллярной называется вода в капиллярных порах, сообщающихся с уровнем грунтовых вод. Капиллярная влагоёмкость типична для более тонких пор.

*Подвешенная влагоёмкость* - это свойство пород удерживать различный объём связанной или капиллярно-взвешенной  $U_v$  воды на определённый объём  $U_c$  сухой породы.

*Максимальная гигроскопическая влагоёмкость* характерна для относительной влажности воздуха в порах пород выше 94 %. При этом в пустотах минерального скелета удерживается максимальный объём прочносвязанной воды и объём воды углов пор, или так называемой стыковой воды. Таким образом, максимальная гигроскопическая влагоёмкость - это свойство пород поглощать из воздуха при относительной влажности больше 94 % и удерживать различный объём прочносвязанной и стыковой воды на определённый объём сухой породы.

При полной и других видах влагоёмкости на границах фаз породы протекают электрохимические реакции, и по обе их стороны создаётся двойной электрический слой (ДЭС) - особое распределение электрических зарядов в приграничных областях соприкасающихся фаз пород. При наличии ДЭС каждая фаза имеет объёмный заряд, между ними есть разность электрических потенциалов. Достаточно хорошо изучен лишь ДЭС на контакте электролитов с твёрдым компонентом породы. Этот слой состоит из ионного, адсорбционного и ориентационного видов ДЭС.

Знак и объём заряда твёрдой фазы зависят от химического состава контактирующих фаз, развитости и состояния поверхности их раздела.

Слой гидратированных противоионов примыкает к твёрдой фазе пород; он удерживается здесь потенциалопределяющими ионами. Однако тепловое молекулярное движение в жидкой фазе размывает этот слой, поэтому он имеет неподвижную и диффузную части.

*Влагоёмкость* - это способность горной породы удерживать некоторое количество влаги. Влагоёмкость зависит породы и термобарических условий.

*Влагоёмкость гигроскопическая* типична для иссушённых солнцем горных пород, верхней части зоны аэрации пустынь в дневное время.

*Максимальная адсорбционная влагоёмкость* - свойство горной породы поглощать и удерживать разный объем  $U_v$  прсв (или массу тв. прсв) воды прочносвязанной на определенный объем  $V_c$  (или массу  $t_c$ ) сухой породы.

*Гидрофобность* - способность поверхности минерального скелета породы отталкивать от себя воду.

*Глинистость* - это свойство осадочных пород содержать частицы.

*Глинистость относительная* - это отношение объёма  $Ч_{с.гл}$  сухого глинистого компонента к сумме объёмов  $U_{пор}$  пор породы и  $V'_{с.гл}$  сухого глинистого компонента (к объёму порозаполнителя между более крупными обломками породы).

*Двойной электрический слой (ДЭС)* - особое распределение электрических зарядов в приграничных областях соприкасающихся фаз пород.

*Деформация* - это относительное изменение размеров или формы тела.

*Диамagnetизм* - это явление возникновения в магнетите, помещённом во внешнее магнитное поле, намагниченности, ориентированной противоположно полю. *Капиллярное движение воды* - способность поднимать воду в грунтах по капиллярным порам снизу вверх или в стороны, вследствие воздействия капиллярных сил, которые возникают на границах раздела различных компонент грунта. *Коэффициент заполнения* характеризует степень заполнения глиной порового пространства набухшей глинистой породы. *Коэффициент пористости* - характеристика пористости горных пород. Определяется отношением объёма пор к объёму всей породы в сухом состоянии и выражается в долях единицы или процентах.

*Коэффициент фильтрации* представляет собой скорость фильтрации газа или жидкости через породу. Широко используется в инженерной геологии и горном деле.

## Лабораторная работа

## Дистанционное обучение

### Физика горных пород

РФ – 18

Лекция (24.11.2020) Магнетизм. Происхождение намагниченности горных пород.

Данная тема предполагает изучить следующие вопросы:

Что такое магнетизм?

Происхождение намагниченности горных пород?

Магнитные свойства горных пород?

### Магнетизм

*Магнетизм* - это свойство горных пород намагничиваться в магнитном поле, изменять его и иногда сохранять намагниченное состояние после прекращения действия поля.

*Магнитная восприимчивость* характеризует свойства горных пород намагничиваться в магнитном поле.

*Магнитный момент домен* - это участок вещества, макроскопический магнитный момент которого отличен от нуля.

*Намагничивание* - это явление возникновения в веществе объёмного макроскопического магнитного момента. Магнитный момент вещества, отнесённый к единице объёма, называется намагниченностью.

*Напряжение* определяется как сила, действующая на единицу площади. Если к телу приложена сила, то напряжение есть отношение этой силы к площади поверхности, на которую она действует.

*Парамагнетизм* - это явление возникновения в магнетите, помещённом во внешнее магнитное поле, намагниченности, ориентированной вдоль поля.

*Поверхность порового пространства* - это поверхность, отделяющая твёрдую фазу пород от всех остальных.

*Поляризация атомная* - наблюдается у пород с валентными кристаллами из разносортных атомов ионного упругого смещения, предполагается у кварца, корунда, кальцита. Она возможна и в других ионных кристаллах (гелий, сильвин и др.), кристаллическая решётка которых содержит плотноупакованные разнотипные ионы.

*Ионно-релаксационная тепловая* - возможна у ионных кристаллов со слабосвязанными ионами, возникновение которых вызывается дефектами и особой структурой кристаллической решётки.

*Ориентационно-дипольная* - характерна для пород, в составе которых содержатся вещества (вода, газы) с дипольными полярными относительно слабо и упруго связанными молекулами.

*Релаксационная* - возникает у пород, содержащих слабосвязанные частицы, которые при тепловом движении могут изменять положение равновесия смещения; наблюдается в породах, содержащих заряженные и взаимосвязанные частицы, способные смещаться относительно друг друга под действием поля. Поляризация смещения подразделяется на электронную, атомную, ионную и упругую дипольную упругого смещения - характерна для дипольных диэлектриков с сильно связанными полярными молекулами, способными поворачиваться под действием поля лишь на небольшие углы.

*Электролитическая поляризация* - возникает совместно с концентрационно-диффузионной при прохождении электрического тока через электронно-ионно-проводящие породы (графит, угли, сульфидные, железные и другие руды); *электронная* - возможна у неполярных атомов и молекул пород (атомов аргона, гелия, ксенона, молекул азота, кислорода и других газов), минералов с валентными кристаллами из однотипных атомов (сера, алмаз, графит, селен); *электронно-релаксационная* - возникает из-за избыточной тепловой энергией.

*Поровый состав* - распределение пор по размерам - важнейшая структурная характеристика пород, которая определяет совокупность концентраций различных по эффективному диаметру пор в поровом объеме пород.

*Породы полупроницаемые* - имеют значения коэффициента проницаемости от  $10^{-4}$  до  $10^{-2}$  мкм<sup>2</sup>.

*Поры вторичные (новые)* - каверны, трещины, каналы в теле горных пород, образующиеся при их растворении, выветривании, кристаллизации, перекристаллизации, доломитизации известняков; тектонических и биохимических процессах: закрытые - несвязанные (изолированные) друг от друга поры; открытые - взаимосвязанные друг с другом и атмосферой поры. Их много у хорошо отсортированных, слабосцементированных обломочных пород: первичные - это структурные поры между гранулами обломочных (песчаных, алевролитовых, глинистых, известковомагнезиальных) пород; межкристаллические поры плотных магматических, метаморфических, осадочных пород; поры известковых, кремнистых туфов, пеплов и др.

*Потенциал Нернста* - падение потенциала на толщине двойного электрического слоя (гальванопотенциал).

*Проницаемость* - это свойство горных пород пропускать сквозь себя флюиды, т. е. жидкости, газы и их смеси. Различают абсолютную (физическую) и эффективную (фазовую) проницаемость.

*Проницаемость абсолютная* - это проницаемость породы в случае

фильтрации через неё однородной жидкости или газа.

*Фазовая* - это способность пород, насыщенных смесью нефти, газа и воды или любой другой неоднородной жидкостью, пропускать отдельные её фазы.

*Эффективная* - способность горной породы фильтровать какой-то один из компонентов просачивающегося через него флюида, например, газ, нефть или воду.

*Ферромагнетизм* - это явление спонтанной намагниченности в кристаллических телах, в небольших, но макроскопических объектах, линейные размеры которых не превышают  $10^6$  м.

При движении электрически заряженных частиц между ними возникает особого рода взаимодействие, которое называется магнетизмом. Например, при вращении электрона (отрицательно электрически заряженная частица) вокруг атомного ядра возникает орбитальный магнитный момент. Минимальный орбитальный момент определяется выражением  $B = (h \times e) / 2m$  и называется магнетоном Бора ( $h$  - постоянная Планка делённая на  $2\pi$ ;  $e$  - заряд электрона;  $m$  - его масса). Кроме того, электрон вращается вокруг собственной оси, создавая при этом дополнительный спиновый магнитный момент (от англ. *spin*- «вращаться»). Из этого примера следует два вывода: первый - магнитными свойствами обладают все вещества; второй - электричество и магнетизм являются проявлением одной силы - электромагнетизма (теория Максвелла).

Пространство, в котором действуют силы магнетизма, называется магнитным полем. Количественной характеристикой магнитного поля является его напряжённость, которая называется магнитной индукцией ( $B$ ). В вакууме величина магнитной индукции может быть определена по закону Био-Савара-Лапласа. Этот закон ниже приведён в модульной форме.

$$dB = (i \times dL \times \sin(a)) / (kr^2)$$
, где  $dB$  - магнитная индукция, которая создаётся проводником длиной  $dL$ , по которому протекает ток силой  $i$ .

В системе СИ  $k = 4\pi$ ;  $a$  - угол между  $dL$  и направлением на точку, где определяется  $dB$ ;  $r$  - расстояние до точки, где определяется  $B$ .

Согласно приведённому выше закону электрический ток является единственным источником магнитного поля.

Для объяснения намагничения тел Ампер предположил, что в молекулах вещества циркулируют круговые токи, которые обладают магнитным моментом и создают в окружающем пространстве магнитное поле. В отсутствие внешнего поля ( $H = 0$ ) молекулярные токи ориентированы хаотично, вследствие чего обусловленный ими результирующий магнитный момент равен нулю ( $\sum Pmi = 0$ ). Под действием поля ( $H \neq 0$ ) магнитные моменты молекул приобретают преимущественную ориентацию в одном направлении, вследствие чего суммарный магнитный момент вещества

становится отличным от нуля - вещество намагничивается.

Намагниченность магнетика принято характеризовать магнитным моментом единицы объёма. Эту величину называют вектором намагничения (или намагниченности)  $J = \oint \rho_m i / AV$  (суммирование производится по объёму  $AV$ ). Величина вектора намагничения зависит от намагничивающего поля и может быть выражена следующим соотношением:

$$J = \chi_m H, \quad (1)$$

где  $\chi_m$  - магнитная восприимчивость.

Таким образом, для описания магнитного поля в магнетиках пользуются тремя векторами: вектором намагничения ( $J$ , А/м), вектором напряжённости поля ( $H$ , А/м) и вектором магнитной индукции ( $B$ , Тесла (Тл)). Они взаимосвязаны следующим образом:

$$B = \mu_0 (H + J), \quad (2)$$

где  $\mu_0$  - магнитная постоянная, равная  $4\pi \cdot 10^{-7}$  Г/м.

Или с учётом (1):

$$B = \mu_0 (H + \chi_m H) = \mu_0 (1 + \chi_m) H.$$

Величина  $(1 + \chi_m)$  называется относительной магнитной проницаемостью вещества и обозначается  $\mu$ . Таким образом, в изотропных средах

$$B = \mu \mu_0 H. \quad (3)$$

Магнитная восприимчивость  $\chi_m$  бывает как положительной, так и отрицательной. Поэтому магнитная проницаемость  $\mu$  может быть как больше, так и меньше единицы.

В зависимости от знака и величины магнитной восприимчивости все магнетики подразделяются на три группы:

- 1) диамагнетики, у которых  $\chi_m < 0$  и мала по абсолютной величине ( $10^{-6}$ );
- 2) парамагнетики, у которых  $\chi_m > 0$  и тоже мала ( $10^{-5}$ :  $10^{-3}$ );
- 3) ферромагнетики, у которых  $\chi_m \gg 0$  и достигает очень больших значений ( $10^2$ - $10^5$ ). Кроме того, в отличие от диа- и парамагнетиков, для которых  $\chi_m$  не зависит от  $H$ , магнитная восприимчивость ферромагнетиков является функцией напряжённости магнитного поля.

Таким образом, в изотропных веществах вектор намагниченности может как совпадать по направлению с  $H$  (пара- и ферромагнетики), так и быть направленным в противоположную сторону (диамагнетики).

Гипотеза Ампера о природе магнетизма получила своё объяснение после того, как было открыто атомное ядро и утвердилась планетарная модель атома. Движение электрона вокруг ядра атома по замкнутой орбите эквивалентно круговому току, который можно характеризовать магнитным моментом  $H_m$ , называемым орбитальным магнитным моментом электрона. Кроме того, электрон имеет собственный магнитный момент, называемый

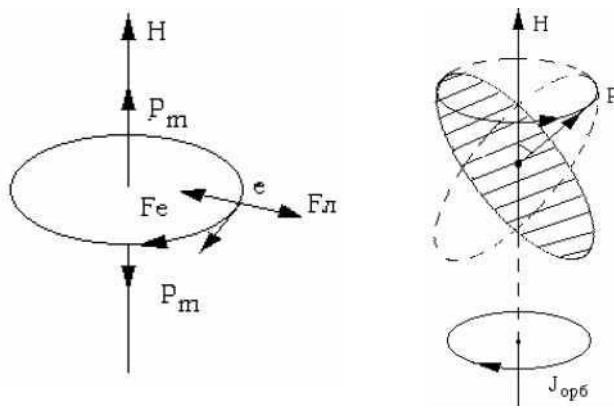
спиновым магнитным моментом. Магнитный момент многоэлектронного атома будет векторной суммой орбитальных и спиновых моментов всех его электронов.

При суммировании магнитных моментов атома возможны два варианта: суммарный магнитный момент атома равен нулю или не равен нулю.

Влияние магнитного поля на движение электронов в атомах вещества упрощённо состоит в следующем: в магнитном поле на движущийся электрон помимо силы  $F_e$  со стороны ядра действует ещё сила Лоренца  $F_l$  (рис. 2). Если плоскость орбиты электрона перпендикулярна магнитному полю  $H$ , то это приводит к изменению центростремительной силы, действующей на электрон, и, как следствие этого, к изменению угловой скорости его вращения по орбите. Если же орбита электрона расположена произвольным образом относительно вектора  $H$ , так, что орбитальный магнитный момент электрона составляет с вектором  $H$  угол, то влияние поля оказывается более сложным. В этом случае вся орбита приходит в такое движение, при котором угол  $\alpha$  сохраняется неизменным, а вектор  $P_m$  вращается вокруг направления  $H$  с определённой угловой скоростью. Такое движение в механике называется прецессией. Изменение угловой скорости вращения электрона или, в общем случае, появление прецессии эквивалентно дополнительному орбитальному току  $A_{orb}$  (рис. 2а, б), которому соответствует индуцированный орбитальный момент электрона  $A_{Pm}$ . Этот вектор противоположен по направлению вектору напряжённости магнитного поля  $H$ . Если в атоме имеется несколько электронов, то общий индуцированный орбитальный момент атома равен векторной сумме индуцированных орбитальных магнитных моментов всех электронов:  $A_{Pm} = \sum A_{Pmi}$ . С помощью этого результата, применимого к атому любого вещества, помещённого в магнитное поле, может быть объяснено явление диа- и парамагнетизма. У диамагнетиков магнитные моменты атомов при отсутствии магнитного поля ( $H = 0$ ) равны нулю. При внесении диамагнитного вещества в магнитное поле в каждом его атоме.

У парамагнетиков магнитные моменты атомов  $P_m$  при отсутствии магнитного поля не равны нулю. В результате прецессии также индуцируется магнитный момент  $A_{Pm}$ , направленный против поля. Однако решающую роль в намагничивании парамагнетика играют столкновения атомов, происходящие в результате теплового движения. Причём толчки в направлении прецессионного вращения увеличивают угол между  $P_m$  и  $H$ , а в направлении против прецессионного вращения уменьшают его. Толчки первого типа размагничивают, а второго - намагничивают парамагнетик. Эффект намагничивания будет преобладать над эффектом размагничивания, так как толчки против прецессионного враще-

ния в среднем сильнее толчков противоположного направления (подобно тому, как сила сопротивления, испытываемая человеком, будет больше, когда он бежит против ветра, а не по ветру). Возникающий при этом суммарный магнитный момент парамагнетика  $S P_m i$  (направленный по полю) бывает значительно больше, чем суммарный индуцированный (в результате прецессии) момент  $S A P_m i$  (направленный против поля). Поэтому результирующий магнитный момент оказывается положительным, и вектор намагничения  $J$



направлен вдоль магнитного поля  $H$ .

а)

б)

*Рис. 2.* Возникновение индуцированного магнитного момента в случаях: а) плоскость орбиты перпендикулярна вектору  $H$ ; б) нормаль к плоскости орбиты составляет угол  $\alpha$  с направлением вектора;  $H$  индуцируется магнитный момент, направленный противоположно вектору  $H$  напряжённости магнитного поля, и, следовательно, вектор намагничения  $J$  также направлен противоположно вектору  $H$

Особый класс магнетиков образуют вещества, у которых магнитная проницаемость в сотни и тысячи раз превышает магнитную проницаемость обычных материалов. Эти вещества получили название ферромагнетиков. К ним относятся железо, никель, кобальт и их соединения и сплавы. Другой отличительной особенностью ферромагнетиков является то, что их намагничённость  $J$  зависит от  $H$  нелинейно, причём при больших полях наступает состояние магнитного насыщения. Поскольку зависимость  $J$  от  $H$  нелинейна, то и магнитная восприимчивость  $\chi_m$  зависит от напряжённости. Кроме нелинейной зависимости между  $J$  и  $H$  (или между  $B$  и  $H$ ) для ферромагнетиков характерно также наличие явления гистерезиса. Это явление заключается в том, что процесс намагничения ферромагнетика необратим в большей своей части, поэтому кривая намагничения не совпадает с кривой размагничения.

На рис. 3 изображена зависимость магнитного момента  $M$  ферромагнитного образца от напряжённости  $H$  внешнего магнитного поля

(кривая намагничивания). В достаточно сильном магнитном поле образец намагничивается до насыщения (при дальнейшем увеличении поля значение  $M$  практически не изменяется, точка А). При этом образец состоит из одного домена с магнитным моментом насыщения  $M$  направленным по полю. При уменьшении напряжённости внешнего магнитного поля  $H$  магнитный момент образца  $M$  будет уменьшаться по кривой I преимущественно за счёт возникновения и роста доменов с магнитным моментом, направленным против поля. Рост доменов обусловлен движением доменных стенок. Это движение затруднено из-за наличия в образце различных дефектов (примесей, неоднородностей и т. п.), которые закрепляют доменные стенки в некоторых положениях; требуются достаточно сильные магнитные поля для того, чтобы их сдвинуть. Поэтому при уменьшении поля  $H$  до нуля у образца сохраняется так называемый остаточный магнитный момент  $M_r$  (точка В). Образец полностью размагничивается лишь в достаточно сильном поле противоположного направления, называемом коэрцитивным полем (коэрцитивной силой)  $H_c$  (точка С). При дальнейшем увеличении магнитного поля обратного направления образец вновь намагничивается вдоль поля до насыщения (точка D). Перемагничивание образца (из точки D в точку А) происходит по кривой II. Таким образом, при циклическом изменении поля кривая, характеризующая изменение магнитного момента образца, образует петлю магнитного Г. Если поле  $H$  циклически изменять в таких пределах, что намагниченность насыщения не достигается, то получается неопределённая петля магнитного Г (кривая III). Уменьшая амплитуду изменения поля  $H$  до нуля, можно образец полностью размагнитить (прийти в точку О). Намагничивание образца из точки О происходит по кривой IV.

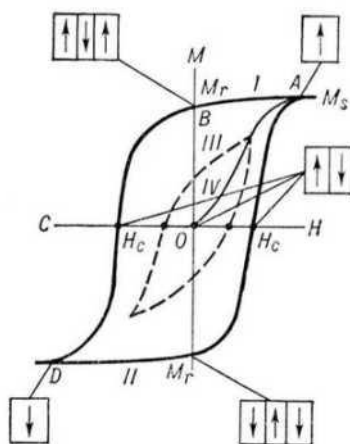
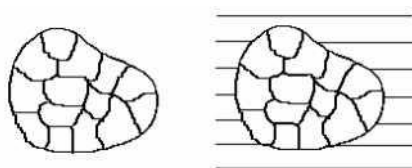


Рис. 3. Петля гистерезиса ферромагнетика

Опытами Эйнштейна и де Гааза было доказано, что ответственным за магнитные свойства ферромагнетиков являются собственные (спиновые) магнитные моменты электронов (а не орбитальные, как у диа- и парамагнетиков). Атомы элементов, обладающих ферромагнитными

свойствами (Fe, Co, Ni), имеют некоторую особенность. В них нарушается последовательность заполнения мест в оболочках и слоях: прежде чем полностью «застроится» нижняя оболочка, начинается заполнение выше расположенной оболочки. В результате электронные спины некоторых внутренних оболочек оказываются нескомпенсированными. Таким образом, ферромагнитными свойствами могут обладать только такие вещества, в атомах которых имеются недостроенные внутренние электронные оболочки. Кроме того, исследования ферромагнитных кристаллов позволили выявить в них области с самопроизвольной (спонтанной) намагниченностью - так называемые домены, линейные размеры которых 1-10 мкм (рис. 4).

В пределах каждого домена нескомпенсированные спины ориентированы в одном направлении, то есть вещество в домене находится в состоянии магнитного насыщения и обладает определённым магнитным моментом. Направления этих моментов для разных доменов различны, так что в отсутствие внешнего поля суммарный момент всегда равен нулю. Силы, которые заставляют магнитные моменты электронов выстраиваться параллельно друг другу, называются обменными. Их объяснение в рамках классической физики невозможно (даётся только квантовой механикой). Если поместить ферромагнетики во внешнее магнитное поле, то вначале, при слабых полях, наблюдается смещение границ доменов. В результате этого происходит увеличение размеров тех доменов, магнитные моменты которых составляют с направлением поля  $H$  меньший угол за счёт доменов, у которых угол между  $M$  и  $H$  больше. При увеличении  $H$  имеет место поворот магнитных моментов доменов в направлении поля. При этом моменты электронов в пределах домена поворачиваются одновременно, без нарушения параллельности друг другу. Эти процессы являются необратимыми, что и служит причиной гистерезиса.



а) б)

*Рис 4.* Доменная структура ферромагнетика:  
а) в отсутствие внешнего поля; б) при наличии внешнего поля

Для каждого ферромагнетика имеется определённая температура  $T$  при которой области спонтанного намагничивания распадаются и вещество утрачивает ферромагнитные свойства (становится обычным парамагнетиком). Эта температура называется точкой Кюри.

### 7.1. Происхождение намагниченности горных пород (естественная остаточная намагниченность)

В каждой породе содержится некоторое количество зёрен ферро- или ферримагнитных минералов (*магнетита, титаномагнетитов, гематита, ильменитов, маггемита, пирротина* и др.). В некоторых породах содержание магнитных зёрен составляет лишь доли процента, но тем не менее именно эти зёрна обуславливают остаточную намагниченность горных пород. В зависимости от условий формирования горные породы приобретают различную по интенсивности и по стабильности (то есть по способности противостоять размагничивающим воздействиям) намагниченность. Для палеомагнетизма наиболее существенна остаточная термонамагниченность (TRM), которая образуется при остывании горной породы в геомагнитном поле начиная с температуры выше *Кюри точки*.

TRM возникает главным образом при охлаждении расплавов (лав, интрузий), то есть свойственна изверженным породам. Рост TRM при температурах  $T$  идёт интенсивно; с охлаждением до «блокирующей» температуры  $T_b$  рост резко замедляется и происходит «замораживание» приобретённой намагниченности (вектор намагниченности частиц теряет возможность ориентироваться по полю).

TRM может в десятки и сотни раз превышать намагниченность, возникающую в том же поле при комнатной температуре. Для разрушения TRM требуются магнитные поля, в десятки и сотни раз превышающие поле, создавшее TRM.

Существует ещё остаточная химическая намагниченность (CRM), возникающая при росте ферромагнитных зёрен в магнитном поле, вязкая остаточная намагниченность (VRM), образующаяся при длительном воздействии магнитного поля на породу (за счёт термоактивационных и диффузионных процессов), и, наконец, ориентационная остаточная намагниченность (DRM). Последняя образуется в осадочных породах: магнитные зёрна из размывших кристаллических пород, уже обладающие TRM или CRM, осаждаются на дне водоёмов и рек, ориентируются подобно стрелке компаса в магнитном поле. Затем частицы при отвердевании осадка оказываются вцементированными в него и сохраняют свою ориентацию, которая и обуславливает остаточную намагниченность породы.

CRM у осадочных пород может образоваться как в момент их формирования, так и позднее, а у изверженных пород CRM всегда вторична, то есть возникает в процессе жизни породы. VRM всегда вторична, а значит, не имеет определённого возраста.

Таким образом, TRM и DRM связаны с процессом формирования породы, и если возраст данной породы известен, то тем самым становится известным и время возникновения намагниченности, необходимое для

изучения изменения геомагнитного поля во времени.

Свойство горных пород намагничиваться в период своего формирования под действием магнитного поля Земли и сохранять приобретённую намагниченность (остаточную намагниченность) в последующие эпохи называется палеомагнетизмом. Величина и направление этой намагниченности соответствуют магнитному полю, существовавшему в данной точке земной поверхности при образовании породы, то есть миллионы и сотни миллионов лет назад.

Палеомагнетизм даёт возможность изучать эволюцию геомагнитного поля, «записанную» в намагниченности горных пород. При палеомагнитных исследованиях выясняют сначала, каким из видов намагниченности обладает данная порода, стремятся выделить первичную намагниченность (образовавшуюся вместе с породой) и по ней определить древнее геомагнитное поле.

Существуют полевые и лабораторные методы исследования, позволяющие определить первоначальное направление вектора остаточной намагниченности путём статистической обработки достаточно большого количества измерений, сделанных на отдельных образцах. По направлению горизонтальной составляющей вектора устанавливается направление магнитного меридиана, по величине наклона вектора в месте взятия породы определяется палеомагнитная широта.

## **7.2. Магнитные свойства горных пород**

Намагниченность вещества  $J$  является функцией внешнего поля. Для парамагнетиков связь между  $J$  и  $H$  в широкой области полей носит линейный характер:  $J = \chi H$ , где безразмерная величина  $\chi$  носит название магнитной восприимчивости. Для ферромагнетиков условно принимают ту же форму записи, но их  $\chi$  сложным образом зависит от поля.

С той же оговоркой связь между величиной магнитной индукции и внешним полем выражается через магнитную проницаемость

$$m = \mu_0 (1 + \chi).$$

Для характеристики магнитной проницаемости вакуума используется величина  $\mu_0$ , равная  $10^7/4\pi$ .

### **7.2.1. Магнитные свойства метаморфических пород**

Для метаморфических пород характерен наиболее широкий диапазон изменения значений магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности. Встречаются образования от диамагнитных до очень сильно ферромагнитных. Широкие пределы изменения  $\chi$ ,  $J$ ,  $J_n$  обусловлены сравнительно редко распространёнными породами - мраморами и кристаллическими известняками, характеризующимися отрицательной магнитной восприимчивостью и железистыми кварцитами, серпентинитами, скарнами,

среди которых встречаются очень сильно магнитные разности, по значениям  $J$ ,  $J$  и  $J_n$  приближающиеся к магнетитовым рудам. Наиболее широко развитые метаморфические породы - микросталлические и кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и другие - имеют меньший диапазон изменения значений параметров; они обладают более низкими максимальными значениями, чем магматические образования.

Контактный метаморфизм определяет образование пород, характеризующихся очень непостоянными магнитными свойствами, что зависит как от параметров исходных пород, так и от давлений, температур, обуславливающих метаморфизм.

Так, для скарнов, наиболее вероятная величина магнитной восприимчивости (в  $10^{-5}$  ед. СИ) - 10-12 000, а максимальная величина - 30 000.

Способность материалов и горных пород намагничиваться характеризуется магнитной восприимчивостью ( $k$ )- основным магнитным свойством горных пород.

В системе СИ - это безразмерная величина. Практически её измеряют в  $10^{-5}$  ед. СИ. У разных горных пород она меняется от 0 до 10 ед. СИ.

К диамагнитным относятся многие минералы и горные породы, например, кварц, каменная соль, мрамор, нефть, лед, графит, золото, серебро, свинец, медь и др.

У парамагнитных пород магнитная восприимчивость положительна и также невелика. К парамагнитным относится большинство минералов, осадочных, метаморфических и изверженных пород. Особенно большими  $k$  (до нескольких миллионов  $10^{-5}$  ед. СИ) обладают ферромагнитные минералы, к которым относятся магнетит, титаномагнетит, ильменит, пирротин. Магнитная восприимчивость большинства горных пород определяется прежде всего присутствием и процентным содержанием ферромагнитных минералов.

В табл. 1 приведены значения некоторых породообразующих минералов и пород. Из таблицы видно, что сильно магнитными являются ферромагнитные минералы. Среди изверженных пород наибольшей магнитной восприимчивостью обладают ультраосновные и основные породы, слабо магнитны и магнитны кислые породы. У метаморфических пород магнитная восприимчивость ниже, чем у изверженных. Осадочные породы, за исключением некоторых песчаников и глин, практически немагнитны.

*Таблица 1*

## Магнитные свойства метаморфических пород

<i>Минерал, горная порода</i>	<i><math>k10^5</math> (ед. Си)</i>	
	<i>диапазон</i>	<i>среднее</i>
Кварц	—	10
Кальцит	7-12	—
Гипс	—	12
Уголь	-	25
Сфалерит	—	750
Гематит	500—50	6 000
Пирротин	103—10 <sup>7</sup>	15 0 000
Ильменит	5x10 <sup>5</sup> —	10 <sup>6</sup>
Магнетит	106—10 <sup>7</sup>	5x10 <sup>6</sup>
Известняк	25—3 500	300
Песчаник	0—20 000	400
Гнейс	100—20	—
Гранит	0—40 000	2 000
Диабаз	1 000—15	5 000
Габбро	1 000—10 0	60 000
Базальт	30—15 0	60 000
Перидотит	90 000—20 0	15 0 000

Окончание табл. 1

<i>Минерал, горная порода</i>	<i>(ед. Си)</i>	
	<i>диапазон</i>	<i>среднее</i>
Осадочные (среднее)	0-5 000	1 000
Метаморфические	0-75 000	50 000
Кислые изверженные	50-80000	8 000
Основные изверженные	60-12 0 000	30 000

Магнитная восприимчивость пара- и ферромагнетиков уменьшается с повышением температуры и практически исчезает при температуре Кюри, которая у разных минералов меняется от +400 до +700 °С. Максимальная глубинность магниторазведки составляет примерно 25-50 км. На больших глубинах температуры недр превышают точку Кюри, и все залегающие здесь породы становятся практически одинаково немагнитными.

Магнитная восприимчивость в горной породе не всегда одинакова по всем направлениям, или изотропна. Она может меняться по разным направлениям, увеличиваясь в плоскости напластования осадочных и сланцеватых метаморфических пород, уменьшаясь в перпендикулярном направлении. Различия могут достигать 20 %.

Разведываемые геологические структуры и руды с магнитной восприимчивостью  $k$  залегают среди вмещающих пород с восприимчивостью  $k_g$ . Поэтому, как и в гравиразведке, представляет интерес избыточная, или эффективная, магнитная восприимчивость  $Ak = k - k_0$ . Величины  $Ak$  могут быть и положительными, и отрицательными, разными по величине. Благодаря отличию  $Ak$  от нуля и возникают магнитные аномалии.

Магнитную восприимчивость измеряют как на образцах горных пород,

так и в естественном залегании. С помощью так называемых астатических магнитометров измеряются магнитные свойства образцов произвольной формы. Число образцов одной породы должно составлять несколько десятков, чтобы результаты были статистически обоснованы. Для изучения  $k$  в естественных условиях залегания пород применяются разного рода каппаметры.

### ***7.2.2. Магнитные свойства химических элементов, минералов и горных пород***

Большинство химических элементов являются диа- и парамагнитными. Характерна чётко выраженная периодичность смены диамагнетизма на парамагнетизм элементов. Элементом первой половины периодов свойственен парамагнетизм в связи с незаполненностью электронами внешней орбиты, элементы второй половины - диамагнетизм, определяющийся полностью заполненными орбитами.

Диамагнитная восприимчивость большинства элементов составляет  $(-10^{-5} \text{ до } 0) \times 10^{-5} \text{ СИ}$ . Диамагнетиками являются инертные газы, ряд металлов (медь, серебро, золото, цинк, висмут) и неметаллов (кремний, кварц, алмаз, графит, сера, фосфор), органические соединения.

Восприимчивость парамагнитных веществ положительна, и магнитные моменты усиливают внешнее поле. При намагничивании атомные моменты выстраиваются по направлению поля. Абсолютные значения  $\chi$  меняются в диапазоне  $10^{-2} \text{ до } 10^{-5} \text{ ед. СИ}$ .

К парамагнетикам относятся щелочные и щелочноземельные металлы, некоторые переходные металлы; ряд солей железа, кобальта, никеля и редкоземельных элементов, из газов кислород.

Среди парамагнитных веществ выделяется особая группа веществ, называемая ферромагнитными. К ферромагнетикам относятся железо, кобальт, никель, и некоторые виды лантаноидов: гадолиний (64 Gd), тербий (65 Tb), диспрозий (66 Dy), гольмий (67 Ho), эрбий (68 Er). А также ряд соединений хрома, марганца и урана с неферромагнитными элементами.

По величине  $\chi$  все минералы делятся на три группы: диамагнетики, парамагнетики и ферромагнетики.

Диамагнитные минералы (висмут, медь, золото, серебро, алмазы, свинец, кварц, гипс, и другие) обладают самой малой восприимчивостью  $\chi$  обычно порядка  $(1-2) \cdot 10^{-5} \text{ ед. СИ}$ . Такие минералы не могут создавать магнитных аномалий.

Парамагнетизмом обладают соли редкоземельных элементов, щелочные металлы, ряд широко распространённых породообразующих минералов умеренно кислого и основного состава: оливина, пироксенов, амфиболов, гранатов, железосодержащих слюд, а также доломит, магнезит, каолинит. Парамагнитные минералы (платина, гранат, турмалин, мусковит, биотит)

имеют магнитную восприимчивости ю порядка (20-90)  $\cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Их крупные скопления вызывают аномалии в несколько нанотесл. Магнитная восприимчивость чисто парамагнитных минералов, как правило, не превышает значений (25-35) $\cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Наличие микровключений ферромагнитных элементов, связанных с ранней стадией кристаллизации магматических пород или с высокотемпературными метасоматическими процессами, повышает значение ю. Двух- и трёхвалентное железо, входя в состав слюд, оливинов, пироксенов, гранатов, создаёт повышенную парамагнитную восприимчивость. Для большинства известных минералов характерная смешанная параферромагнитная природа магнетизма.

Примеры магнитной восприимчивости ( $\cdot 10^{-5}$  ед. СИ) некоторых минералов (Н. Б. Дортман, 1984 г.) приведены в табл. 2.

Таблица 2

### Магнитная восприимчивость горных пород

Кварц	-1,6
Микроклин	0
Ортоклаз	-0,6
Плагиоклаз	0
Шпинель	2,8
Корунд	1,8
Циркон	-1,2
Галенит	-3,3
Касситерит	-2,0
Флюорит	-1,2
Сфалерит	-6,5
Графит	-0,5

Интенсивность намагничивания у диамагнитных минералов и парамагнитных минералов прямолинейно растёт с увеличением магнитного поля. Если минерал вынести из магнитного поля, то он просто размагнитится.

Ферромагнетики характеризуются значениями  $\chi \gg 0$ ,  $\rho \gg 1$ , а также намагничённостью, являющейся нелинейной и неоднозначной функцией внешнего магнитного поля. Ферромагнитные минералы (от лат. *ferrum* - «железо») обладают самыми высокими значениями магнитной восприимчивости  $\chi$ . Никель и кобальт естественных ферромагнитных минералов не образуют.

Наиболее постоянными параметрами для чистых ферромагнитных минералов является намагничённость насыщения  $J_s$  и температура Кюри.

Наиболее распространёнными ферромагнитными минералами являются окисные соединения железа - магнетит 8,8-25 ед. СИ, титаномагнетит  $1,3 \cdot 10^{-4}$  ед. СИ, маггемит 3,8-25 ед. СИ; сидерит  $2,5-7,5 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ; из сульфидных минералов - пирротин 0,13-1,3 ед. СИ. Большой магнитной

восприимчивостью обладает минерал яkobсит  $MnFe_2O_4$ -250 ед. СИ.

Четыре группы минералов выделяет Н. Б. Дортман:

1. Безжелезистые диамагнитные и парамагнитные минералы, характеризующиеся очень низкой магнитной восприимчивостью, составляющие наибольшую часть (в процентном отношении) магматических и метаморфических пород кислого состава.

2. Железистые минералы, ферропарамагнитные, магнитная восприимчивость которых изменяется от первого десятка до сотен  $10^{-5}$  СИ за счёт включений ферромагнетиков; они входят в небольшом количестве в состав кислых магматических и метаморфических пород и составляют существенную часть пород основного и ультраосновного состава.

3. Ферромагнитные минералы с очень высокой восприимчивостью и часто очень высокой остаточной намагниченностью; являются характерными акцессорными минералами магматических и метаморфических пород.

4. Ферромагнитные минералы с низкими магнитными свойствами; специфичны главным образом для осадочных и метасоматических изменённых пород.

Магнитные свойства горной породы зависят от её химико-минералогического состава, структуры, соотношения в породах диа-, пара-, и ферромагнитных минералов и их количества.

Магнитные свойства пород характеризуются широким диапазоном значений до десятков тысяч  $10^{-5}$ СИ. В зависимости от магнитных свойств на практике используют классификацию горных пород, предложенную Д. Л. Берсудским. Он разделил все породы по величине ю на пять групп:

1. Практически немагнитные ю <  $50 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. В основном это осадочные породы.

2. Очень слабомагнитные ю =  $(50-100) \times 10^{-5}$  ед. СИ - часть осадочных пород, метаморфических и кислых магматических пород.

3. Слабомагнитные, ю =  $(100-1\ 000) \times 10^{-5}$  ед. СИ (часть осадочных, магматических и метаморфических пород);

4. Магнитные ю =  $(1\ 000-5\ 000) \times 10^{-5}$  ед СИ (магматические породы и часть метаморфических).

5. Сильномагнитные ю >  $5\ 000 \times 10^{-5}$  ед. СИ.

Для определения магнитных свойств пород отбирают образцы из обнажений и измеряют в лабораторных условиях. Для измерения остаточной намагниченности отбирают ориентированные образцы по специальной методике.

Магнитные характеристики горных пород определяются следующими факторами:

1. Концентрацией ферромагнитных материалов. Основные породообразующие минералы являются диа- и парамагнетиками и ха-

характеризуются значениями  $\chi$  от  $-5 \times 10^{-5}$  ед. СИ до  $10-150 \times 10^{-5}$  ед. СИ. Присутствие в составе породы зёрен ферромагнитных минералов (магнетита, гематита, титаномагнетита, маггемита и др.) резко повышает значение магнитной восприимчивости.

2. Их составом и структурой.

3. Особенности их магнитного строения.

Магматические породы характеризуются очень широким диапазоном значений магнитной восприимчивости - от единиц до десятков тысяч  $10^{-5}$  ед. СИ. Гипербазиты неизменённые характеризуются слабой магнитной восприимчивостью, соответствующей  $(20-100) \times 10^{-5}$ .

Широкий диапазон измерения значений  $\chi$  определяется составом первоначальных расплавов, термобарическими и окислительно-восстановительными условиями образования и последующих изменений пород.

В магматических породах ферромагнитные минералы присутствуют в виде зёрен первично-магматических минералов - магнетита, титаномагнетита, ильменита, гемольменита и других веществ низко- и высокотемпературного окисления при кристаллизации магмы - гематита, маггемита.

Таким образом, эти минералы появляются как одновременно с образованием породы, так и в процессе её жизни. Средние значения магнитной восприимчивости возрастают от кислых к основным и ультраосновным группам пород. Кроме того, основные и средние породы ранних фаз внедрения расплавов отличаются во всех интрузивных комплексах различных формаций более высокими значениями  $\chi$ , чем у последующих фаз. Это связано с ростом кислотности пород от начальных фаз и, соответственно, уменьшением содержания ферромагнетиков.

Для метаморфических пород характерен наиболее широкий диапазон изменения значений магнитной восприимчивости и естественной намагниченности.

Мрамор, кристаллические известняки характеризуются отрицательной магнитной восприимчивостью. Железистые кварциты, серпентиниты, скарны по значениям магнитной восприимчивости, остаточной и естественной намагниченности приближаются к магнетитовым рудам. Эти метаморфические породы встречаются редко и образуют самостоятельный класс диамагнитных пород. Наиболее широко распространённые породы - микрокристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты - имеют малый диапазон изменений магнитных свойств и обладают более низкими максимальными значениями, чем магнитные образования.

Метаморфические породы имеют либо очень слабую магнитную восприимчивость, зависящую от состава породообразующих минералов,

либо различное значение магнитной восприимчивости от  $100 \times 10^{-5}$  до  $10000 \times 10^{-5}$  ед. СИ, пропорциональное содержанию ферромагнитной фракции.

Все магнитные параметры метаморфических пород зависят от первоначального субстрата и от различий процессов его преобразования.

В регионально-метаморфизованных породах ферромагнетитики представлены магнетитом, в породах, подвергшихся гидротермально-метасоматическим процессам, - магнетитом, гематитом, маггемитом в тесной ассоциации с породообразующими железосодержащими минералами - оливином, амфиболом, пироксеном. Низкие значения магнитной восприимчивости характерны для метаморфических пород, происходящих из практически немагнитных осадочных (глинистые сланцы, филлиты, кварциты, мрамор и др.).

Магнитные характеристики осадочных пород обусловлены главным образом акцессорными минералами, обладающими выраженными ферромагнитными свойствами - магнетитом и его разновидностями, маггемитом, гематитом и гидроокислами железа.

Значения магнитной восприимчивости осадочных пород существенно меньше значений ю магматических пород, поскольку содержание в них ферромагнитных минералов ниже. Наиболее распространённые породообразующие минералы осадочных пород (кварц, кальцит, полевые шпаты, гипс, ангидрит, галит) являются диамагнетиками или слабыми парамагнетиками и естественно не вносят заметного вклада в магнитную восприимчивость пород.

Среди сильных парамагнетных минералов наибольшую роль играют сидерит, хлорит, пирит, ильменит, биотит, иногда глинистые минералы.

Однако в значительной мере эта роль обусловлена примесями, реликтами и новообразованиями железистоокисных минералов с ферромагнитными свойствами. С этими включениями и примесями связаны повышенные значения магнитной восприимчивости.

Магнитные минералы присутствуют в виде зёрен магнетита, мартита и гематита с эффективным диаметром от 0,01 до 2 мм. По размерам эти зерна принадлежат к песчано-алевритовой фракции.

В глинистых породах они встречаются в виде тонкорассеянного гематита, маггемита осадочно-диагенетического происхождения. Диаметры зёрен в этом случае изменяются от долей микрометра до нескольких десятков микрометров. Все эти частицы попадают в глинистые фракции.

Нефть является диамагнетиком. Её магнитная восприимчивость примерно равна  $(-1) \times 10^{-5}$  ед. СИ. В зависимости от плотности и состава магнитная восприимчивость нефти может несколько изменяться. В пластовых условиях нефть может характеризоваться даже слабыми парамагнитными свойствами, что обусловлено молекулярными свойствами

органических компонент с железом и его окислами и повышенной концентрацией этих соединений.

Магнитные свойства газа неизвестны. По аналогии с другими газами можно предполагать, что значения магнитной восприимчивости имеет порядок  $1 \times 10^{-5}$  ед. СИ.

Магнитные аномалии от залежей связываются с различием магнитной восприимчивости углеводородов и законтурных вод, а также пород коллектора.

При остывании расплавленных минералов, горных пород и переходе их температуры через точку Кюри они намагничиваются окружающим магнитным полем, приобретая начальную остаточную намагниченность ( $J_r$ ). Если напряжённость магнитного поля начнет возрастать, то  $J_r$  также растёт до некоторого предела. При уменьшении магнитного поля она уменьшается до некоторой остаточной намагниченности. Чтобы её уничтожить, нужно приложить поле противоположного знака, называемого коэрцитивной силой. Она является мерой жёсткости остаточной намагниченности. В истории Земли были многократные изменения не только интенсивности, но и знака магнитного поля. Поэтому существующая в настоящее время величина  $J_r$  отражает сложную магнитную жизнь породы и, может быть, неоднократную её перенамагниченность.

Значения  $J_r$  очень большие ( $Q = J_r / J_i$  достигает 100) у быстро охлаждавшихся излившихся изверженных пород типа базальтов. В породах, подвергшихся термальному метаморфизму,  $Q$  может достигать 10. Величина  $Q$  остальных пород обычно не превышает 0,1. Основным фактором, увеличивающим  $J_r$  пород, является наличие в них хотя бы малых концентраций ферромагнетиков.

У изверженных пород остаточная намагниченность возникает в ходе их охлаждения (перехода через точку Кюри), т. е. имеет кристаллизационную (химическую) природу. У осадочных пород она седиментационная. В ходе осаждения в водоёмах твёрдые частицы намагничивались и сохранили в консолидированных осадочных породах эту относительно стабильную ориентированную остаточную намагниченность.

При интенсивной остаточной намагниченности  $J_r > J_i$  пород они могут создавать аномалии другого знака, например отрицательного, среди обычно положительных, если знаки древнего и современного поля противоположны.

Остаточную намагниченность измеряют на образцах горных пород кубической или цилиндрической формы с размером 2-5 см, строго ориентированных в пространстве. Для этого, выбирая образец, его «привязывают» к горизонту, т. е. ставят на нём метки ( $x$ ,  $y$ ) по компасу и ( $z$ )-по отвесу. Для измерения  $J_r$  используются астатические или так называемые сверхпроводящие СКВИД-магнитометры.

Методика измерений  $J_r$  основана на представлении о том, что каждый образец является магнитным. Поэтому, измеряя три магнитные составляющие поля такого магнита ( $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ ) на нескольких расстояниях от его центра, можно получить избыточную систему уравнений для расчёта  $J = kT + J_r$  (за  $T$  принимается среднее магнитное поле района расположения лаборатории). С помощью специальных приёмов проводится определение первичной намагниченности во время образования породы и исключения вторичных перемагничиваний за время её жизни. Число образцов должно составлять десятки для каждого стратиграфического комплекса пород для дальнейшей статистической обработки. Далее по ним определяются усреднённые значения склонения ( $D$ ) и наклонения ( $J$ ) древнего магнитного поля, позволяющие оценить положение геомагнитного полюса во время образования породы в современной системе географических координат.

Третьим магнитным параметром горных пород является  $\mu = 1 + 4\pi k$  магнитная проницаемость, которая практически у всех горных пород равна магнитной проницаемости вакуума. Лишь у ферромагнитных руд  $\mu$  может достигать нескольких единиц.

### **Лабораторная работа**

Лекция (1.12.2020) Пластические и реологические свойства. Гидравлические свойства. Акустические свойства.

Данная тема предполагает изучить следующие вопросы:

Пластические и реологические свойства?

Гидравлические свойства?

Акустические свойства?

## 8. Пластические и реологические свойства

При определении прочности горных пород не учитывался фактор времени, хотя со временем прочность пород существенно уменьшается. Например, известняк, если его сутки нагружать, снижает свою прочность вдвое. Пластические деформации являются суммарным результатом:

- 1) сдвиговых деформаций зёрен;
  - 2) диффузионных процессов, происходящих путём переноса атомов и молекул кристаллической решётки из точек наибольшего напряжения в свободные или менее напряжённые места решётки;
  - 3) относительного перемещения отдельных блоков породы по трещинам.
- Процесс пластической деформации происходит в течение определённого промежутка времени, при этом деформации и напряжения изменяются, их изменения обусловлены реологическими свойствами пород: ползучесть, релаксация, длительная прочность.

*Ползучесть* - явление медленного роста пластической деформации пород при внешней неразрушающей нагрузке.

*Релаксация* - явление медленного падения величины внутреннего напряжения пород при неизменном внешнем давлении за счёт непрерывной пластической деформации пород. Период релаксации - это время, за которое внутреннее напряжение пород уменьшается в  $e = 2,71$  раза. Если этот период велик, то породы считаются хрупкими и склонными к горному удару.

Релаксация и ползучесть вырастают с повышением температуры и влажности.

*Горный удар* - это хрупкое разрушение части горного массива со взрывным выбросом пород в выработки при превышении скорости нарастания горного давления над скоростью релаксации напряжений в

породах. Горные удары возможны на глубинах более 600-800 м от земной поверхности.

Показатель удароопасности:

$$Пд = 100\% \times \epsilon_{упр} / ,$$

где  $\epsilon_{упр}$  - упругая составляющая относительной деформации пород при сжатии с напряжением  $\sigma = 0,7 \times \sigma_{разруш}$ ;

$\epsilon_{\text{полн}}$  - полная относительная составляющая ( $\epsilon_{\text{полн}} = \epsilon_{\text{пласт}} + \epsilon_{\text{упр}}$ ) при сжатии с напряжением  $\sigma = 0,7 \times \sigma_{\text{разруш}}$ .

При  $P_{\text{уд}} > 70\%$  породы считаются склонными к горным ударам, и тогда при проходке выработок и при очистной выемке следует проводить специальные мероприятия по профилактической разгрузке массива. Критическая глубина подземных работ, где будут возможны горные удары, можно определить по известной формуле: где  $K_k$  - максимально возможный в данных условиях коэффициент концентрации напряжений, обычно  $K_k = 2-7$  при различных соотношениях горизонтальных сил к вертикальным.

$$\sigma_{\text{кр}} = \frac{620 + 8 \times \sigma_{\text{мж}}}{d \times K_k}$$

Длительная прочность пород значительно меньше прочности, полученной для образцов пород при испытании их на мгновенную прочность:

$$\sigma = \sigma_{\text{тМГН}} \cdot \frac{A}{t^n}, \text{ МПа}$$

где  $A$  - коэффициент, характеризующий стойкость породы;

$t$  - продолжительность нагружения.

Отношение длительной прочности пород к её мгновенной прочности (на какой-то момент времени) называется *коэффициентом расслабления* (табл. 3).

Таблица 3

### Коэффициент расслабления некоторых материалов

Материал	Мгновенная прочность	Продолжительность	Длительная прочность	Коэффициент расслабления
Глины	—	1 месяц	—	1,5
Песчан	15,5	2 суток	8,6	1,8
Бетоны	—	2 суток	—	1,67

### 9. Гидравлические свойства

В горных породах всегда присутствует некоторое количество воды в свободном или связанном виде. Движение свободной воды вызывает растворение, размывание пород, выщелачивание отдельных компонентов, цементацию и пр. Максимальное количество связанной и свободной воды в породе определяется её полной влагоёмкостью, которая зависит от её минерального и гранулометрического состава, структуры и текстуры. Передвижение любой жидкости в материале характеризуется *коэффициентом проницаемости*:

$$K = \frac{Q}{S} \cdot \frac{DL}{p}$$

где  $Q/S$  - скорость фильтрации;

$DL/AL$  - градиент давления;

П - вязкость жидкости;

Q- расход воды через сечение S в единицу времени.

Коэффициент проницаемости соответствует *коэффициенту фильтрации* K<sub>f</sub> воды в породах, т.е. когда  $\mu = 1$ .

По коэффициенту фильтрации K<sub>f</sub> различают породы: водоупорные (0-0,01 м/сут), слабопроницаемые (1-10 м/сут), среднепроницаемые (до 500 м/сут) и легкопроницаемые (более 1 000 м/сут).

Набуханию и усадке легко поддаются под воздействием влаги глинистые породы, хуже - известняки и песчаники, другие же породы не обладают этими свойствами.

Гидравлические свойства используются в горном деле при разрыхлении угля - нагнетанием воды в пласт до гидроразрыва, а также при размыве пород гидромонитором (на россыпях).

## 10. Акустические свойства

Они проявляются при прохождении сквозь породы упругих волновых колебаний - инфразвуковых, звуковых и ультразвуковых волн. Упругие волны по частоте делятся на инфразвуковые (до 20 Гц), звуковые (20-20 тыс. Гц), ультразвуковые (более 20 тыс. Гц). Существуют геофизические приборы, с помощью которых по скорости распространения акустических волн определяют величину горного давления в самом массиве горных пород, предварительно проведя тарировку их при испытании на прессе.

Источником упругих колебаний могут быть землетрясения, взрывы, горные удары, геофизические приборы; они характеризуются *энергией* (в Дж), *интенсивностью* (количество энергии на единицу площади) и *мощностью* (излучаемая энергия в единицу времени), *частотой*, *амплитудой*, *длиной волны*.

В твёрдых телах упругие волны бывают двух основных типов - продольные и поперечные, в жидкости и в газах волны бывают только продольными.

*Продольная волна* - основная, она вызывает попеременные деформации сжатия-растяжения, что может привести к образованию трещин. *Поперечная волна* вызывает в твёрдом теле знакопеременные касательные напряжения (рис. 5).

Кроме глубоких волн, продольной и поперечной, на обнажённой поверхности появляется *плоская волна* Релея (как бы лёгкая рябь на поверхности воды), измеряя которую геофизическими приборами, можно оценить, например, напряжённое состояние массива горных пород, определить динамический модуль упругости и коэффициент Пуассона. При прохождении через массив волны *преломляются* и *отражаются* от поверхностей слоёв, от трещин, поэтому контурным взрыванием заранее

создают защитный экран перед охраняемыми горными объектами. Отражённая волна накладывается на падающую, и работают они совместно - явление называется *интерференция*.

### **Лабораторная работа**

Лекция (8.12.2020) Тепловые свойства.

Данная тема предполагает изучить следующие вопросы:

Тепловые свойства?

### 11. Тепловые свойства

Породы обладают свойством нагреваться, причём большая часть тепла передаётся за счёт интенсивного колебания кристаллической решётки, а меньшая часть - за счёт перетекания свободных электронов.

*Удельная теплопроводность* характеризует способность породы передавать тепло от одной молекулы к другой:

Дж;

где  $Q$ - количество тепла, Дж;

$S$ - сечение, м<sup>2</sup>;

$\Delta T$  - перепад температуры, град.;

$t$  - промежуток времени, с.

*Теплоёмкость* - это количество тепла, необходимое для нагревания 1 кг вещества на 1 градус Цельсия:

$$c = \frac{AQ}{G \Delta T},$$

где  $G$  - масса образца пород, кг.

Наилучшим проводником тепла является серебро ( $X = 418$  Дж/м х с х град.), наихудшим - искусственное стекло, аэрогель ( $X = 0,021$  Дж/м х с х град), горные же породы - плохие проводники тепла ( $X = 0,1-7$  Дж/м х с х град.). Чем плотнее породы, тем выше их теплопроводность, на тепловые свойства пород влияют также пористость, влажность, трещиноватость, зернистость пород.

*Коэффициенты объёмного и линейного расширения* характеризуют способность породы изменять свои размеры, объём при повышении температуры, для кристаллов-полупроводников коэффициент линейного расширения ориентировочно равен:

$$\frac{1}{V} \frac{dV}{dT},$$

где  $X$  - удельная теплопроводность, Дж / м х с х град;

$V$  - коэффициент, зависящий от химического состава и структуры пород,

обычно  $V = 1$ .

С повышением всестороннего давления коэффициенты линейного и объёмного расширения уменьшаются. Чем выше температура, тем выше пластичность вещества. Чем глубже производятся горные работы, тем выше температура пород: обычно *температурный градиент* составляет повышение на один градус на каждые 100 м, начиная с глубины примерно 200 м от земной поверхности (причём температурный градиент в осадочных породах выше по сравнению с магматическими и метаморфическими породами) - это свойство обязательно учитывается при расчётах вентиляции и кондиционирования глубоких рудников и шахт.

На плохой теплопроводности основан термический способ разрушения пород, который в промышленных масштабах не используется. Существуют геотехнологические способы добычи угля, серы, ртути, сланцев, мышьяка, базирующиеся именно на изменении агрегатного состояния полезного ископаемого с повышением температуры - газификация, перегонка, расплавление

### **Лабораторная работа**

Лекция (15.12.2020) Электромагнитные свойства.

Данная тема предполагает изучить следующие вопросы:

Электромагнитные свойства?

### Электромагнитные свойства

Ферромагнитное ядро и множество более мелких ферровключений Земли, находясь в магнитном поле Солнца, создают наведённое поле дипольного характера. Внутреннее строение Земли определяет и свойства собственного магнитного поля: полярность, намагниченность, магнитострикция, точка Кюри и т. п.

Анализ магнитного поля планеты Земля говорит о том, что оно состоит как бы из двух составляющих: внутреннего дипольного поля, связанного с ядром в гелиомагнитном поле, и внешнего поля, генерируемого движением электрических частиц, вызванного самим фактом вращения диполя (подвижные статор и ротор) (рис. 6). Если ферромагнитное ядро представить как сердечник катушки, а литосферу, атмосферу, ионосферу - как витки этой катушки, то становится ясным, что при изменении тока в катушке будет меняться напряжённость магнитного поля всей системы. Это ощущается на Земле, когда в её магнитосферу «солнечный ветер» приносит плазму, а заряженные частицы вызывают полярные сияния в нижней атмосфере.

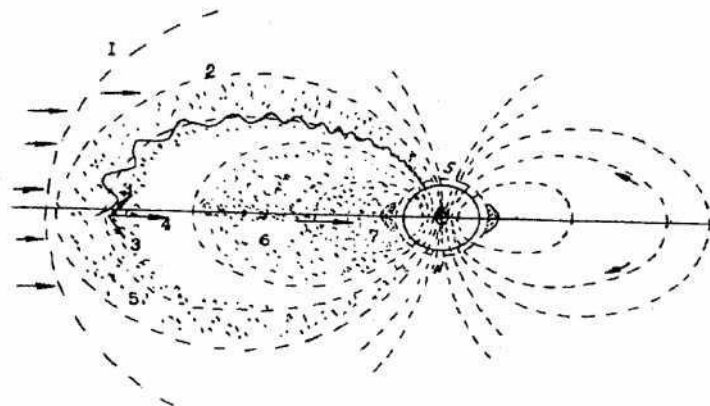


Рис. 6. Магнитное поле Земли

1 - магнитопауза; 2 - силовая линия геомагнитного поля; 3 - движение частицы по питч-углу (по спирали вокруг силовой линии); 4 - радиальная диффузия заряженных частиц; 5, 6 и 7 - пояса радиации

Электрические характеристики пород - напряжённость, потенциал, диэлектрическая проницаемость, индукция, поляризация - мало используются при добыче руд. Существует электрофизический способ разрушения пород, основанный на малой проницаемости горного массива, но он в промышленных масштабах не используется. Эти свойства используются при применении минеральных проводников, полупроводников и диэлектриков в энергетике, связи, электронике и др.

Электропроводность - способность пород проводить ток, характеризуется *удельным электрическим сопротивлением*:

$$R = \frac{\rho L}{S},$$

где  $R$ - полное сопротивление образца породы, Ом;

$S$ - площадь поперечного сечения образца, м<sup>2</sup>;

$L$ - длина образца, м.

Минералы хорошей проводимости ( $\rho = 10^{-3} - 10^3$ ) - это платина, золото, серебро, чуть хуже проводят электричество графит, антрацит, кобальтин, пирротин, халькопирит, пирит, марказит, ильменит, титаномагнетит. Минералы средней проводимости ( $\rho = 10^3 - 10^{12}$ ) - это антимонит, гематит, хромит, серпентин, боксит, вольфрамит, шеелит, лимонит. Минералы-диэлектрики ( $\rho = 10^{12} - 10^{20}$ ) - это слюда, галит, сильвин, кальцит, полевошпат, кварц, т. е. важнейшие породообразующие минералы.

На электропроводность влияют всё те же свойства массива пород - пористость, трещиноватость, влажность, зернистость, температура.

Электрические свойства используются при геофизической разведке месторождений и при контроле качества добытой руды, а также при обогащении рудной массы.

Магнитные свойства вещества проявляются в его способности намагничиваться в силовом поле ЭМГ. Интенсивность магнитного поля характеризуется *магнитной индукцией*  $B$  - петлей вращения с некоторым количеством энергии и с определённым направлением-вектором, индукция численно измеряется в гауссах:  $1 \text{ Г} = 10^{-4} \text{ Вольт} \times \text{с/м}^2$ . Величина и направление действия совокупности магнитных сил определяется *напряжённостью магнитного поля*  $H$ :

$$H = \frac{B}{\mu'}$$

где  $\mu'$ - коэффициент, *абсолютная магнитная проницаемость*, чем он выше - тем больше материал восприимчив к внешнему магнитному полю, для минералов (диамагнетиков, парамагнетиков и ферромагнетиков) этот коэффициент колеблется в пределах  $\mu' = 1 - 6,5$ .

С ростом температуры вырастает и магнитная восприимчивость пород, а с ростом внешнего давления - уменьшается.

По величине ( $\mu'$ ) все вещества делятся на 3 большие группы.

## Классификация химических элементов по магнитным свойствам

Диамагнетики, $\chi < 0$		Парамагнетик, $\chi > 0$		Ферромагнет
Серебр	Индий	Алюми	Рубиди	Кобальт
Аргон	Йод	Барий	Рений	Диспрозий
Мышья	Крипто	Кальци	Родий	Эрбий
Золото	Азот	Церий	Рутени	Европий
Бор	Неон	Хром	Сера,	Железо
Берилл	Фосфор	Цезий	Сканди	Гадолиний
Висмут	Свинец	Иридий	Самари	Гольмий
Бром	Празеод	Калий	Тантал	Неодим
Углеро	Сера	Лантан	Торий	Никель
Кадмий	Сурьма	Литий	Титан	Кислород
Хлор	Селен	Магний	Уран	Тербий
Мель	Кремни	Марган	Ванади	
Галлий	Олово	Молибд	Вольфр	
Герман	Стронц	Натрий	Иттрий	
Водоро	Теллур	Ниобий	Циркон	
Гелий	Таллий	Осьмий		
Гафний	Иттерб	Паллади		
Ртуть	Цинк	Платина		

К *диамагнитным* веществам, кроме приведённых в таблице, относятся все органические соединения, вода и большинство соединений углерода. Магнитная восприимчивость ( $\chi = \rho - 1$ ) диамагнетиков не зависит от напряжённости внешнего поля и почти не зависит от температуры. При внесении диамагнетиков в намагничивающее поле в каждом его атоме возникает магнитный момент, направленный противоположно вектору напряжённости внешнего поля, и диамагнетик выталкивается за пределы сильного поля.

К *парамагнитным* веществам относятся не только указанные в таблице химические элементы, но и кислород, большинство редкоземельных элементов, которые занесены в группу ферромагнетиков за обладание высокой магнитной проницаемостью. Векторная сумма орбитальных магнитных моментов всех электронов атома (молекулы) не равна нулю, как у диамагнетиков, поэтому атом в целом обладает некоторым собственным магнитным

$$\text{моментом } (p_T): \quad = M \sin \alpha$$

где  $M$  - момент количества движения (произведение радиус-вектора на силу притяжения или отталкивания);

$H$  - напряжённость поля;

$\alpha$  - угол между направлением поля и осью магнита.

При внесении парамагнетика в намагничивающее поле в его теле возбуждается собственное поле, направленное в ту же сторону, что и внешнее магнитное поле, и парамагнетики втягиваются в область больших

значений напряжённости внешнего поля. Магнитная восприимчивость парамагнетиков не зависит от напряжённости внешнего поля и уменьшается с повышением температуры.

К *ферромагнитным* веществам относятся химические элементы с огромной магнитной проницаемостью (например, для сплава Ni-Fe - 600 000), зависящей от напряжённости намагничивающего поля и его предыдущей магнитной истории. При повышении температуры проницаемость уменьшается, и при достижении определённой температуры (*точка Кюри*, для горных пород лежит в диапазоне от 100 до 900 °К) наступает фазовый переход, вещество резко теряет ферромагнитные свойства и становится парамагнитным (для железа эта температура равна 753 °С). Ферромагнетики очень сильно намагничиваются во внешнем поле и втягиваются в область более сильного поля, что приводит к ещё большему росту величины магнитного поля и массы его носителя. Все ферромагнетики обладают *гиромангнитным эффектом*, т. е. при намагничивании они получают не только определённый магнитный момент, но и некоторый механический вращательный импульс. Поэтому ферромагнитные ядра будущих планет в самом своём зарождении обладали вращательным движением вокруг своей оси и ещё двигались по орбитам вокруг звезды (рис. 7). При этом ядро всё больше приобретало форму эллипсоида вращения, т. к. в высоких широтах вертикальная составляющая магнитного поля диполя больше, чем в районе магнитного экватора. Оси вращения ядер, а затем и планет первоначально совпадали с магнитными осями, а географические полюса - с магнитными. Представим нашу Землю после того, как всё вещество первичного космического облака (с полным комплектом химических элементов) было изъято из окружающего пространства. Это был огромный холодный шар с относительно ровной поверхностью без каких-либо следов поднятия или впадин и имел двойное вращение - вокруг своей оси и вокруг Солнца по орбите. Постепенно под воздействием потока заряженных частиц, «солнечного ветра», поверхность планеты нагревалась, вещества с низкой температурой кипения начали испаряться и вместе с азотом образовали атмосферу Земли. Состав её был сложным: азот и углекислый газ, инертные газы и все виды углеводородов. Атмосфера не имела только свободного кислорода, который весь пошёл на окисление водорода, углерода, других химически активных элементов и как активное парамагнитное вещество проник во все слои планеты. Приобретя газовую оболочку, под воздействием парникового эффекта начала разогреваться снаружи оболочка Земли. Одновременно происходил быстрый нагрев её изнутри за счёт физических процессов *магнитострикции* ферромагнетиков (магнитострикция - изменение размеров и формы кристаллического тела при намагничивании). В зависимости от напряжённости геомагнитного поля при

температуре ниже точки Кюри изменяется и намагниченность вещества, меняется форма ферромагнитного тела. Никель, например, сжимается, а железо и его сплавы - расширяются (магнитострикция). Максимальным эффектом магнитострикции обладают редкоземельные металлы, их сплавы и соединения урана (изменения в 2-3 % от длины образца).

Вода в форме ледяной корки на парамагнитных веществах вошла в состав всего вторичного пояса Земли, достигая больших глубин. С повышением температуры верхней мантии до 273 °К (0 °С) под воздействием внутреннего давления планеты и электромагнитного поля вода, как диамагнетик, начала выталкиваться на поверхность, растворяя при этом различные вещества и вступая с ними в химические реакции (таков генезис *гидротермальных месторождений*). Одновременно с водой из недр Земли к поверхности пробивались различные диамагнитные газы, образовавшиеся позже при повышении температуры магмы в результате уже химических реакций.

В межзвёздной среде уже обнаружены молекулы формальдегида и его производных: муравьиной и уксусной кислоты, уксусного альдегида, формальдегида и метилформиата, которые по структуре близки молекулам глицина, представляющего одну из 20 основных аминокислот, кирпичиков живой материи. Есть там молекулы сахарозы и аденина, одного из белков, составляющих молекулу ДНК. Выносимые из недр Земли водяными источниками, эти и другие «кирпичики» вполне могли стать зародышами органической жизни одновременно по всей планете (возможно, такое значение в истории Земли имеют именно гидротермальные месторождения).

С точки зрения современной биологии главные качества жизни - это самовоспроизводимость и гомеостаз. Самовоспроизводимость - это способность живого организма к размножению, рождению и выращиванию себе подобных. А гомеостаз - это стремление живых организмов к состоянию устойчивого равновесия и обособлению от внешней среды при наличии обмена энергией и веществом с нею. Именно благодаря *гомеостазу* живой организм существует во внешней среде, свойства которой могут значительно колебаться. Как ни странно, так поступают и горные породы, когда испытывают высокое давление - они перестраивают свою кристаллическую решётку, чтобы молекулы не испытывали излишнего напряжения (*площадка тягучести*), при этом происходит *релаксация* внешнего горного давления.

Различная способность горных пород пропускать, поглощать и отражать электромагнитные волны используется в геофизических методах разведки

полезных ископаемых и при обогащении добытой руды, существует и соответствующий способ разрушения пород, не применяющийся в промышленных масштабах.

В недрах земной коры и мантии, как уже точно известно, на разной глубине с разной ориентацией осей лежат ферромагнитные включения, которые обладают эффектом магнитострикции. Эти включения можно обнаружить экспериментально по скорости распространения сейсмических волн в районах с магнитной аномалью.

в породе перемещение электронов (электронная проводимость) и ионов (ионная проводимость), в результате порода нагревается и может произойти перераспределение по объёму отдельных химических соединений - поляризация (при перемещении ионов в диэлектрике).

Воздействие магнитного поля наиболее заметно для ферромагнетиков, приобретающих намагниченность с выделением тепла и изменением расстояний между атомами (магнитострикция).

### **Лабораторная работа**

Лекция (22.12.2020) Технология рентгенорадиометрической сепарации.

Данная тема предполагает изучить следующие вопросы:

1. Какое оборудование используется в составе РСК?
2. Назовите два основных передела технологии предварительного обогащения.
3. Что входит в задачи рудоподготовки?
4. Чем определяется эффективность всей технологии предварительного обогащения?

## **12. Технология рентгенорадиометрической сепарации**

Технологию РРС разберём на примере самого образцово показательного и мощного рудосортировочного комплекса (РСК) Северного медно-цинкового рудника Тарньерского месторождения. Данный РСК предназначен для предварительного обогащения медно-цинковых руд. Главная его задача - выделение из крупнокускового материала - 300+40 мм отвальных хвостов РРС (породы), чтобы исключить породу из дальнейшей транспортировки на ОАО «Святогор» (450 км) и обогащения на ОФ. В составе РСК используется следующее основное оборудование:

1. Питатель исходной руды.
2. Агрегат дробления.
3. Промежуточный бункер, распределяющий потоки дроблёной руды на РРС, или щебёночный комплекс.
4. Агрегат грохочения.
5. Набор конвейеров.
6. Комплекс РРС в составе:
  - приёмные бункеры сепараторов;
  - 2 сепаратора СРФ2-300;
  - 4 сепаратора СРФ4-150;
  - операторская РРС;
  - склад ЗИП сепараторов и ремонтный бокс;
  - конвейеры хвостов и концентрата (обогащённого продукта);
7. Общая операторская с пультом управления технологическим оборудованием РСК;
8. Узел дробления и сортировки щебня.

В принципе каждый знает и понимает основное назначение приведённого технологического оборудования. На технологическом обогатительном «языке» данная структура и работа РСК определяется технологической схемой.

Функционально технология предварительного обогащения включает два основных передела:

- рудоподготовка;
- сепарация.

В задачи рудоподготовки входит дробление до заданной крупности (определяется максимальной установленной шириной щели агрегата дробления), грохочение на заданные классы крупности (например, -250+100, -100+40 и -40+0 мм) и подача крупнокусковой руды (машинных классов) в приёмные бункеры сепараторов.

Этот передел является исключительно важным для действительной подготовки руды и эффективной сепарации. Именно на этой стадии должна происходить очистка кускового материала от зашламленности и загрязняющих примазок, что частично уже происходит при дроблении и окончательно при грохочении. Для этого руда должна подаваться на грохот дозированными мелкими порциями, чтобы обеспечить эффективное грохочение, но с той минимальной необходимой производительностью, чтобы загрузка бункеров обеспечивала непрерывную работу сепараторов в течение, например, 30-60 мин (после чего снова запускается подача руды на грохот, загружаются бункеры сепараторов).

Важнейшее значение имеет и выбор сит для установки на грохот:

крупное сито (например, с ячейкой 100 x 100 мм) и мелкое сито (например, 40 x 40 мм) должны обеспечить синхронную работу сепараторов на крупный и средний классы, при которой сепараторы вырабатывают руду из соответствующих бункеров практически одновременно. Этот режим соответствует максимальной общей производительности комплекса РРС.

В противном случае - при неправильном выборе параметров ячеек верхнего и нижнего сит одни сепараторы (например, на крупный класс, имеющие более высокую производительность ~ в 2 раза) будут стоять (без руды), а другие (например, на средний класс) будут продолжать работать до выпуска руды из своих бункеров. Из практики: такой синхронный режим работы сепараторов часто обеспечивается при близких относительных выходах крупного класса ( $y_1$ ) и среднего ( $y_2$ ).

Эффективность всей технологии предварительного обогащения определяется и общим количеством руды, поступающей на РРС; при этом, чем больше выход несортируемого класса  $y_3$ , выбранного на стадии проектирования (например, -40 + 0 мм), тем меньше руды поступит на обогащение.

Минимизация выхода несортируемого класса у<sub>3</sub> достигается увеличением ширины щели агрегата дробления, с другой стороны - ширина этой щели должна выбираться, чтобы в крупном классе (например, -250+100 мм) было как можно меньше крупных кусков (негабаритов), превышающих верхний предел этого класса по крупности, размерами, например, до 300-400 мм.

Наличие таких негабаритных кусков существенно затрудняет выпуск руды из бункеров сепараторов и осложняет работу исполнительных механизмов сепараторов (в том числе, ускоряет их износ и разрушение), ухудшает качество сортировки (часть таких крупных кусков исполнительные механизмы просто не могут отбить). Всё это вместе относится к выбору или оптимизации рабочей щели агрегата дробления.

Подобные задачи и отработка оптимальной и качественной работы узла рудоподготовки, согласование работы всего технологического оборудования с сепараторами возникают и решаются на каждом конкретном объекте с учётом технологических свойств руды, выбранных классов крупности для РРС, несортируемых классов, количества и типа установленных сепараторов.

Всё это делается в начальной стадии эксплуатации комплекса РРС, доводится иногда в течение первых 2-6 месяцев работы. Именно эта часть (качественная работа узла рудоподготовки), а не сепараторы (проблемы и задачи, возникающие в работе сепараторов, это «мелочи») более всего определяют эффективность работы всей технологии обогащения в целом. Именно технологическое оборудование узла рудоподготовки (питатель, дробилки, грохоты, конвейеры) чаще всего выходят из строя, останавливаются на ревизию, ремонт, замену неисправных частей и сеток грохота, очистку бункеров и пр. Работа сепараторов на этом фоне выглядит намного надёжнее, хотя и в них возникают достаточно часто средние и мелкие поломки, которые относятся к категории быстро устранимых. Не надо забывать, что сепараторы работают в сложных экстремальных условиях и быстрое восстановление их рабочего состояния - это составная часть идеологии и конструкции сепараторов.

Второй и главный обогатительный передел - СЕПАРАЦИЯ обеспечивается работой рентгенорадиометрических сепараторов и подготовленных операторов РРС. В начальной стадии запуска сепараторов - их настройка, выбор и отработка рабочих режимов работы, качества сортировки, достижение высоких, хороших или удовлетворительных (зависит от руды) технологических показателей обогащения.

Непосредственно «сепарация» и сепараторы уже требуют меньше внимания со стороны руководства и ИТР (эта часть должна обеспечиваться операторами РРС). Но и здесь необходим периодический контроль работы операторов и сепараторов, организация оперативного опробования качества

продуктов РРС, организация оперативной и своевременной помощи операторам в ремонте оборудования, подготовка и повышение квалификации обслуживающего персонала, постепенная подготовка соответствующих лужб предприятия для ремонта и производства бы-строизнашивающихся частей.

Всё это требует элементарных знаний работы операторов - принципов работы и устройства сепараторов, понимания сути и методики РРС. Главное действующее лицо в РРС - операторы, к ним предъявляются высокие требования, им доверено сложное современное и дорогостоящее оборудование и, соответственно, к ним должно проявляться и высокое отношение:

- Операторы РРС не имеют права «покидать» сепараторы (как водители «БЕЛАЗов» не имеют права покинуть водительскую кабину во время движения), их нельзя отвлекать на посторонние работы (в любое свободное рабочее время они должны заниматься ревизией, ремонтом, профилактикой сепараторов, ЗИП, повышением уровня квалификации - самообучением или обучением у более подготовленных операторов); всемерное стимулирование труда операторов - залог повышения качества их работы и работы всей технологии; труд операторов - сложный, ответственный, вредный (пыль, шум и пр.) и высоко профессиональный, поэтому не каждый может быть оператором - для этого нужны соответствующая начальная подготовка, опыт и знания.

- Бригада операторов (минимум 2 человека) должны постоянно и непрерывно контролировать работу сепараторов непосредственно в цехе сепарации. Для этого периодически осматривать и следить за работой каждого сепаратора, состоянием его механических узлов и механизмов и по данным монитора центрального пульта оператора быстро устранять неисправности (помогая друг другу и соблюдая очерёдность), не оставляя даже на короткое время контроль работы действующих сепараторов.

Совместная и согласованная работа двух основных переделов РСК - рудоподготовки и сепарации - направлена на выделение и получение хвостов РРС (выход у4), обогащение продукта РРС (выход у5), который вместе с несортируемым классом (выход у3) составляет обогащённую руду (с суммарным выходом у3 + у5). На стадии предварительного обогащения руды для РРС ставится предельно простая задача - как можно больше выделить породы (max) - хвостов РРС, чтобы содержание в них ценных компонентов было как можно меньше (желательно на уровне отвальных хвостов ОФ или же меньше установленного бортового содержания для забалансовых руд).

Естественно, решение такой противоречивой задачи возможно только на уровне выбора «золотой середины», при которой путём отработки

технологии достигаются вполне удовлетворительные по количеству (у<sub>4</sub>) и качеству показатели выделения хвостов с минимальными потерями в них ценных компонентов (например, не превышающими 5-10 % от исходной руды).

Технология РРС (как и вся технология предварительного обогащения) считается эффективной и даже высокоэффективной, если относительный выход отвальных хвостов у<sub>4</sub> составляет 15-30 %, а в некоторых случаях в приконтрастной и высококонтрастной руде у<sub>4</sub> достигает 40-50! Естественно, эти показатели зависят от выхода несортируемого класса у<sub>3</sub>, почему необходимо стремиться к уменьшению этого выхода (как и снижения класса крупности несортируемого класса до -20+0мм). Но всё это надо увязывать с выбранным количеством и типом сепараторов по производительности.

Возможности технологии РРС и предварительного обогащения в целом определяются не столько работой выбранного оборудования РСК, сколько естественными природными свойствами самой обогащённой руды, которые называются «технологические свойства». К таким основным свойствам относят:

- контрастность руды (неоднородность распределения ценных компонентов в кусках руды - чем выше неоднородность, то есть чем больше различие содержаний ценных компонентов в кусковом материале, тем более контрастная руда, тем более она способна сортироваться);

- прочностные свойства, от которых зависит гранулометрический состав руды при дроблении её до необходимых машинных классов, например, 300+40 или -150+30(20) мм и количество получаемого несортируемого класса, например, -40+0 или -30(20) +0 мм;

- структурно-текстурные особенности, которые определяют характер вкраплённости ценных минералов (крупно-, мелковкра- плённые, штуфные и пр.), количество сростков, слоистость распределения ценных минералов в кусковом материале;

- глинистость руды - чем больше глины, тем труднее очистить поверхность кускового материала при дроблении и грохочении, тем хуже руда выпускается из бункеров и проходит технологические тракты, забивается грохот (при высокой глинистости уже необходима отмывка руды);

- качество поверхности кускового материала (зашламленность, наличие всевозможных загрязняющих примазок, в том числе, и глинистых);

- кусковатость руды, форма кусков (плоские, параллелепипед, кубические и пр.);

- плотность руды (породы и рудной части).

Как показывает огромный опыт исследований, испытаний и внедрений

технологии РРС, несмотря на большое разнообразие руд по технологическим свойствам (есть руды весьма благоприятные для покусковой сепарации, есть хуже, есть малоблагоприятные), в большинстве случаев удаётся добиться вполне удовлетворительных (и часто - высоких) технологических показателей обогащения.

**14.1.** Поэтому главная задача при отработке технологии РРС добиться максимально возможных показателей, насколько позволяют технологические свойства руды, или буквально «выжать» всё из руды. И решаться эта задача должна специалистами не только «РАДОС», операторами РРС и узла рудоподготовки (дробильщики, грохотовщики, конвейерщики), но и привлеченными специалистами соответствующих подразделений предприятия (горняки, геологи, технологи) при поддержке и понимании руководящего- состава и ИТР. **Рентгенорадиометрические сепараторы**

#### *14.1.1. Краткая история*

Развитие и появление нового вида оборудования или новой технологии всегда имеет свои корни и свою историю. Рентгенорадиометрические сепараторы также были созданы в результате общего развития так называемых радиометрических методов обогащения или автоматических методов сортировки. Под этим понятием в Советском Союзе были объединены все методы, использующие для сортировки руд самые разнообразные виды излучений:

- электромагнитные (ультрафиолет, инфракрасное, световое излучение, рентгеновское);

- ядерное (гамма-излучение, нейтроны).

Комбинации и сочетания этих излучений различных энергий и диапазонов насчитывали до сотни возможных вариантов реализации радиометрических методов, которые принципиально могли отделять самые разнообразные полезные ископаемые (кусковой материал, порции руды) по содержанию ценных компонентов с той или иной эффективностью, но только 4-6 из них (более реальные и технически осуществимые) пробились в жизнь. Исторически (в 1950-е гг.), как более естественный, впервые появился авторадиметрический метод (ранее просто называвшийся «радиометрический») сортировки урановых руд по естественной радиоактивности продуктов распада урана и первые радиометрические сепараторы, до сих пор работающие в атомной промышленности.

Многим специалистам горно-обогатительных предприятий известны и другие основные радиометрические методы, которые также нашли в Советское время практическое применение:

- фотометрический (сортировка по световым и цветовым признакам);

- рентгенолюминесцентный (сортировка алмазов);

- гамма-метод (по отражательной и поглощательной способности гамма-

излучения, в частности, для сортировки железных руд и углей).

Рентгенорадиометрический метод (РРМ) начал осваиваться в 50-60-х гг. XX в. как метод анализа вещественного состава различных материалов и руд на основе радиоактивных источников и впоследствии широко зарекомендовал себя в геофизической практике поиска и опробования полезных ископаемых.

Постепенно (60-70 гг. XX в.) этот метод стали пробовать и применять в исследованиях покусковой сепарации (ВИМС, Иргиредмет), где сразу же выявились высокие технологические возможности, селективность и эффективность метода для самых различных типов руд и минерального сырья.

Несмотря на принципиальные достижения и преимущества этого метода, названного «рентгенорадиометрическая сепарация» (РРС) (по сравнению с другими радиометрическими методами), практическая и техническая реализация РРС и создание соответствующих надёжных рентгенорадиометрических сепараторов большинством учёных и практиков воспринималось практически как «фантастика» или «экзотика», в силу многих причин и особенностей рентгеновской техники и реальных условий измерений кускового материала в потоке руды.

Усилиями института Иргиредмет, ИФКИА (Иркутский филиал Киевского института автоматики), НПО «Сибцветметавтоматика» и НПО «Алмазолотоавтоматика» (г. Красноярск) в 1980-х и начале 1990-х гг. были сконструированы первые экспериментальные и опытные образцы рентгенорадиометрических сепараторов (уже с использованием рентгеновских излучателей), испытания которых показали и доказали реальную возможность создания и промышленных образцов. Во многом способствовала этому Государственная программа развития радиометрических методов обогащения, разработанная в 1982 г. Министерством цветной металлургии СССР.

Промышленные сепараторы были разработаны в части повышения надёжности, улучшения технических и эксплуатационных характеристик и стали выпускаться ООО «РАДОС» начиная с 1995 г. И до настоящего времени эта работа не прекращается, также как и работа по повышению методических и технологических возможностей, расширению объектов применения и внедрения.

За эти годы выпущено и поставлено на объекты около сотни сепараторов, прошедших хорошую промышленную апробацию, проведено на объектах внедрения несколько практических конференций и презентаций, главный вывод которых: технология РРС вышла на промышленный уровень, может и должна стать базовой технологией в обогащении полезных ископаемых. Таким же базовым стало радиометрическое обогащение радиоактивных руд

(в Советском Союзе было построено около 110 радиометрических фабрик), рентгенолюминесцентная сепарация алмазосодержащих руд (только в России на алмазных фабриках Якутии работает в настоящее время около 400 сепараторов).

#### ***14.1.2. Устройство и принцип работы рентгенорадиометрических сепараторов***

В настоящее время ООО «РАДОС» выпускает четыре основных типа 2-продуктовых сепараторов СРФ2-300, СРФ3-300, СРФ4-150 и СРФ4-50, охватывающих диапазон крупности руд 10-300 мм.

Наименование сепараторов - СРФ «сепаратор рентгеновский флуоресцентный» - более точно отражает физический принцип и функциональное назначение сепараторов, чем общее название - рентгенорадиометрический. Поскольку первичное облучение кусков и возбуждение в них анализируемых элементов производится рентгеновским излучателем, а вторичное излучение, регистрируемое от кусков, представляет флуоресцентное излучение анализируемых и других элементов (в составе флуоресцентного излучения присутствует также рассеянное куском рентгеновское излучение первичного спектра).

1. Производительность зависит от: класса и диапазона крупности, удельной плотности сортируемой руды (материала), качества исходной руды (материала), поступающей на РРС (за- шламованность, загрязнённость, глинистость), технологических требований к продукту и «хвостам» сепарации (технологических задач).

2. Оптимальная величина производительности определяется и выбирается по результатам технологических испытаний РРС.

Специализированное назначение и состав:

1) переходный бункер. Устройство приёма и подачи руды (УППР). Служит для сочленения с бункером, ограничивает давление столба руды на питатель;

2) бункер-затвор УППР. Ограничивает и стабилизирует выпуск руды из бункера;

3) вибропитатель УППР. Обеспечивает вытяжку руды из бункера с задаваемой производительностью;

4) раскладчик УППР. Разделяет поток руды с вибропитателя на 2,3 или 4 ручья, обеспечивая покусковую (один за другим) подачу руды в зону измерений. Снабжён колосниками для просеивания и удаления мелочи, крошки, песка и пыли (шламов);

5) блок рентгеновский (БРС). Основной блок измеритель-но-управляющей системы сепаратора (ИУС). В блоке расположены основные элементы ИУС (рентгеновский излучатель, коллиматор, блоки детектирования, бортовой промышленный компьютер и вспомогательные

устройства (терморегулятор, вентиляторы));

6) исполнительные механизмы (МИ). Устройство отбора кусков. Электромагнитные шибберные устройства, отклоняющие траекторию полета кусков по управляющим сигналам ИУС;

7) течки продуктов сортировки. Разделение потока руды на 2 продукта. В ближнюю течку падают куски без сигнала отбора кусков, в дальнюю - отбиваются куски по сигналу ИУС; каждая течка может быть или течкой «хвостов», или течкой обогащённого продукта, в зависимости от того, что отбирается по сигналам ИУС (хвосты или концентрат);

8) течка просыпи. Элемент УППР отводит несортируемую мелочь, крошку, песок и пыль в соответствующую течку;

9) камера датчика видеонаблюдений. Элемент системы видеонаблюдения подачи и отбора руды. Установка датчика для визуального наблюдения на экране монитора за распределением кусков на раскладчике и работой исполнительных механизмов;

10) штуцер отвода пыли. Элемент системы аспирации. Служит для сочленения с элементами системы пылеотсоса (общей аспирации);

11) Кожух сепаратора. Защита от кусков и рентгеновского излучения. В кожухе сепаратора с каждой стороны установлено по 2 дверцы: верхняя (для наблюдения движения кусков в зоне измерений) и нижняя - для наблюдения движения кусков в зоне отбора и контроля работы МИ.

Технологически и технически РРС в сепараторах, например, СРФ-4 (4-ручьевой) осуществляется следующим образом:

- Подлежащий обогащению машинный (сортируемый) класс подаётся на машину сортировочную сепаратора СРФ-4 (в приёмный бункер). Питающий вибропитатель сортировочной машины обеспечивает дозированную непрерывную разгрузку руды из приёмного бункера и подачу её на раскладчик. Раскладчик имеет лотковую конструкцию и формирует 4 потока (ручья) руды с покусковой подачей её в зону измерения и отбора в режиме свободного падения. Каждый кусок подвергается сканирующему рентгеновскому облучению за счёт естественного движения куска в узкощелевой полосе облучения. Спектр вторичного (флуоресцентного и отраженного) излучения от куска подвергается автоматической компьютерной обработке, определению аналитического параметра разделительного признака и сравнению полученной величины с заданным пороговым значением. Измерительно-управляющая система сепаратора (на основе промышленных компьютеров) вырабатывает сигнал управления на срабатывание исполнительного механизма на кусок с повышенным или пониженным содержанием ценных компонентов или элементов-примесей.

- Исполнительный механизм электромагнитного шибберного типа срабатывает, изменяя траекторию падения куска, который направляется в

течку отбираемого продукта. Остальные куски падают без отклонения траектории в другую точку, например, «хвостов» (условно). Причём сигнал управления по длительности (сила удара) пропорционален линейному размеру отбиваемого куска. Исполнительные механизмы, в зависимости от установленной логики отбора в ИУС сепаратора, могут работать в двух режимах: отбор рудных кусков;

- отбор породы.

Целесообразно отбивать те куски, которых меньше по количеству (легче работать исполнительным механизмам).

Управление качеством продуктов РРС производится порогом сепарации. СРФ2-300 и СРФ3-300 отличаются от промышленных сепараторов СРФ4 только количеством ручьёв (2- или 3-ручье-вые покусковые подачи) и соответственно количеством исполнительных механизмов.

### **Лабораторная работа**

Лекция (29.12.2020) Рентгенорадиометрическая сепарация.

Данная тема предполагает изучить следующие вопросы:

1. Какова история появления рентгенометрических сепараторов?
2. Что такое первый метод и принцип работы?
3. Когда началась разработка промышленных сепараторов?
4. Где применяются промышленные сепараторы?

#### 14.2. Рентгенорадиометрическая сепарация

Рентгенорадиометрическая сепарация - это новая низкзатратная, экологически чистая и наиболее эффективная технология предварительного обогащения руд, которая позволяет повысить качество любых руд за счёт сортировки пустой породы, используя самое информативное излучение - рентгеновское.

В основе рентгенорадиометрической сепарации заложен рентгенофлуоресцентный метод, который позволяет производить сортировку кусков руды по прямому содержанию полезных элементов. Для золотосодержащих руд сепарация производится по совокупности элементов, являющихся генетическими спутниками золота.

Эффективность рентгенорадиометрической сепарации доказана в результате исследований, испытаний и внедрений на множестве месторождений (более 300) России и зарубежных стран. Технология рентгенорадиометрической сепарации не имеет аналогов за рубежом. Современное название РРС - рентгено-флуоресцентный метод (РФМ).

Метод основан на облучении кусков руды мягким рентгеновским излучением, которое вызывает от кусков ответное характеристическое излучение элементов. Измерение и разделение кусков осуществляется в специальных машинах (сепараторах), сортировка производится в диапазоне крупности кусков 20-200 мм, однако имеющийся потенциал рентгенорадиометрической сепарации даёт возможность применения этой технологии в более широком диапазоне (10-300 мм).

*Рентгеновское излучение проникает внутрь кусков на глубину до 1-2 мм, поэтому рентгенорадиометрическая сепарация меньше подвержена влиянию загрязнённости и зашламованности материала. Соответственно, в большинстве случаев не требуется отмывка руды перед сепарацией, что особенно важно для успешной работы в холодных и сухих регионах.*

14.2.1. Сепараторы прошли испытания, в том числе опытно-промышленные,

на многих объектах в разных климатических условиях. Изучены возможности и показана эффективность рентгенорадиометрической сепарации разнообразных типов и качеств руд для более сотни различных месторождений с положительными результатами (Чукотка, Камчатка, Дальний Восток, Бурятия, Сибирь, Урал, Казахстан, Узбекистан, Киргизия).

***Рентгенорадиометрические сепараторы для  
покусовой сортировки руд полезных ископаемых  
и техногенного сырья***

Рентгенорадиометрические сепараторы относятся к промышленному оборудованию, не имеют аналогов за рубежом, отличаются высокой чувствительностью, селективностью, широким диапазоном применения. Просты в обслуживании и эксплуатации (рис. 8, табл. 5).



*Рис. 8. Сепараторы РАДОС*

*Таблица 5*

**Типы рентгенорадиометрических сепараторов РАДОС**

<b>Двухпродуктовые сепараторы</b>	
<b>СРФЗ-300</b>	Рентгенорадиометрический (рентгено-флуоресцентный) сепаратор в 3-ручьевом исполнении.

<b>СРФ4-150</b>	Рентгенорадиометрический (рентгено-флуоресцентный) сепаратор в 4-ручьевом исполнении.
<b>СРФ4-50</b>	Рентгенорадиометрический (рентгено-флуоресцентный) сепаратор в 4-ручьевом исполнении.
<b>Трёхпролуктовые сепараторы</b>	
<b>СРФ4-150-3П</b>	Рентгенорадиометрический (рентгено-флуоресцентный) сепаратор в 4-ручьевом исполнении, работающий в диапазонах крупности кусков руды
<b>СРФ4-100-3П</b>	Рентгенорадиометрический (рентгено-флуоресцентный) сепаратор в 4-ручьевом исполнении, работающий в диапазонах крупности кусков руды
<b>Лабораторные сепараторы</b>	
<b>СРФ1-100</b>	Рентгенорадиометрический (рентгенофлуоресцентный) сепаратор в 1-ручьевом исполнении, работающий в диапазонах

Технология рентгенорадиометрической сепарации может применяться для широкого круга полезных ископаемых: золота и серебра, урана, редких и цветных металлов, полиметаллических руд, вольфрама и олова, руд чёрных металлов (Cr, Mn, Ti, V, Fe, Ni), алюминиевого сырья (бокситов, нефелинов), кварцитов и магнезитов, известняков и доломитов, угля и отходов металлургического производства (шлаков железа, хрома, марганца, титана).

Принцип работы сепаратора заключается в следующем: подлежащий обогащению машинный класс загружается в приёмный бункер сепаратора.

Питающий вибропитатель обеспечивает дозированную непрерывную разгрузку руды из приёмного бункера и подачу её на раскладчика (рис. 9).

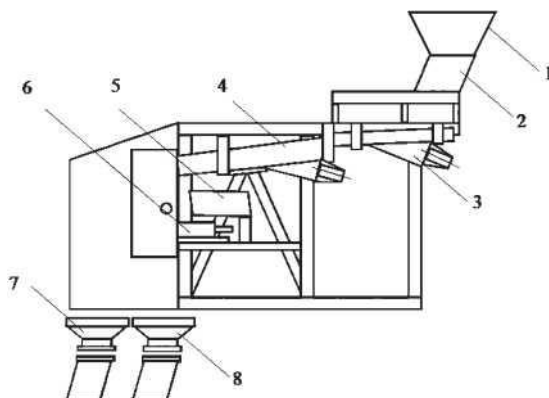


Рис. 9. Устройство сепаратора СРФ-4-150:

1 - приёмный бункер; 2 - переходник; 3 - питатель; 4 - раскладчик;  
5 - блок электронный; 6 - исполнительный механизм; 7 - течка продукта;

## 8 - течка хвостов

Раскладчик имеет лотковую конструкцию и формирует 4 потока (ручья) руды с покусковой подачей её в зону измерения и отбора в режиме свободного падения. Каждый кусок подвергается сканирующему рентгеновскому облучению за счёт естественного движения куска в узкощелевой полосе облучения. Спектр вторичного излучения от куска подвергается автоматической компьютерной обработке, определению аналитического параметра разделительного признака и сравнению полученной величины с заданным пороговым значением.

Измерительно-управляющая система сепаратора (на основе промышленных компьютеров) вырабатывает сигнал управления на срабатывание исполнительного механизма на кусок с повышенным или пониженным содержанием ценных компонентов или элементов-примесей. Исполнительный механизм электромагнитного шибера типа срабатывает, изменяя траекторию падения куска, который направляется в течку отбираемого продукта. Остальные куски падают без отклонения траектории в другую течку, например, «хвостов». Причем сигнал управления МИ по длительности (сила удара) пропорционален линейному размеру отбиваемого куска.

Обогащение минерального сырья в сепараторах осуществляется следующим образом: руда из приёмного бункера поступает на транспортную систему, состоящую из питателя и раскладчика. На питателе руда раскладывается в монослой, и подаётся на раскладчик, который формирует четыре отдельных ручья. Транспортная система в покусковом режиме подаёт руду в зону измерения, где в свободном падении каждый кусок облучается первичным рентгеновским излучением, частицы которого выбивают электроны К и L серий, которые формируют ХРИ (характеристическое рентгеновское излучение), детектирующееся счётчиками. По результатам анализа быстродействующая система (на базе промышленной ЭВМ) принимает решение о срабатывании исполнительного механизма, переводящего конкретный кусок в течку с богатым продуктом (или несрабатывании, тогда кусок в свободном падении уходит в течку бедного продукта). Исполнительные механизмы в зависимости от установленной логики отбора в ИУС сепаратора могут работать в двух режимах:

- отбор рудных кусков;
- отбор породы.

Целесообразно отбивать те куски, которых меньше по количеству (легче работать исполнительным механизмам). Управление качеством продуктов разделения производится порогом сепарации.

Рентгенорадиометрическая сепарация (РРС) применима для самых

разнообразных полезных ископаемых: руды цветных и редких металлов, золото и серебро, платиноиды, редкоземельные элементы, полиметаллы, олово, вольфрам, марганец, хром, бокситы, кварциты, магнезиты, флюориты, нефелины, силлиманиты, апатиты, уголь, отходы металлургических производств (шлаки, футеровка).

Таким образом, рентгенорадиометрическая сепарация относится к новым высокоэффективным и экологически чистым технологиям обогащения различных типов руд и техногенного сырья. В основе этой технологии заложено современное технологическое оборудование для кусковой сепарации.

Широкие возможности сепараторов позволяют успешно обогащать самые разнообразные полезные ископаемые: руды чёрных (Cr, Mn, Fe), цветных, редких и благородных металлов, полиметаллическое и урановое сырьё, флюориты, кварциты, магнезиты, силлиманиты, бокситы, нефелины, известняк, волластонит, уголь, отходы металлургических производств.

К достоинствам метода следует отнести и то, что это единственный «прямой» метод оценки содержания большинства элементов, содержащихся в руде или любом кусковом материале. Большое значение для экономической и технологической эффективности добычи руды и обогащения имеет и то, что этот метод позволяет сортировать крупнокусковой материал в диапазоне крупности 20-300 мм, а в исключительных случаях (особо ценное сырьё) и мелкокусковой материал 5-20 мм, причём процесс сортировки в большинстве случаев производится без отмывки руды.

Использование рентгенорадиометрической сепарации позволяет повысить качество исходного сырья, вовлечь в переработку бедные и забалансовые руды, получить крупнокусковые концентраты, готовые для металлургического производства (минуя стадию обогащения).

### **Лабораторная работа**