

концентрацией соответствующих элементов в земной коре, естественно, месторождения Fe больше по тоннажу запасов, чем месторождения Au. Но оказывается, что статистически не менее надёжна связь объёмов месторождений со средней разницей концентрации данной компоненты в верхней и нижней коре (рис. 3).

Завершая обсуждение, заключаем, что два предложенных метода кластеризации месторождений дают результаты, хорошо согласующиеся между собой и с ранее предложенными экспертными классификациями месторождений. При этом, кроме известных ранее, выявлены соотношения указывающие на иерархичность множества рудных месторождений и на связь процессов формирования месторождений с преобразованием вещества тектоносферы между разными георезервуарами. Источником энергии для формирования высоких негэнтропийных концентраций рудных компонент в месторождениях является энергия геотектонических процессов.

Библиографические ссылки

1. Рундквист Д. В., Ткачёв А. В., Черкасов С. В. и др. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых: В 3 т. М.: ИГЕМ РАН, 2006.
2. Мандель И. Д. Кластерный анализ. М.: Финансы и статистика, 1988. 176 с.
3. Родкин М. В., Шатахян А. Р. Исследование рудных месторождений методами анализа динамических систем. II. Кластеризация рудных месторождений и её интерпретация // Физика Земли. 2015. № 3. С. 112–121.
4. Родкин М. В., Шатахян А. Р. Исследование рудных месторождений методами анализа динамических систем. I. Расчёт корреляционной размерности // Физика Земли. 2015. № 3. С. 102–111.
5. Largest Mineral Deposits of the World, CD-ROM, Commission on Geological Map of the World, 2006.
6. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, её состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 383 с.

УДК 550.8:552.5

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ ДЛЯ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

В. Л. Коломиец

Геологический институт СО РАН,
ул. Сахьяновой 6а, 670047 Улан-Удэ, Российская Федерация; kolom@ginst.ru

В процессе проведения геологических съёмок разного масштаба, поисковых работ и аэрофотогеологического картирования впадин Байкальской рифтовой зоны производственными и научными организациями получен большой объём данных по гранулометрии плейстоценовых отложений.

Популярность гранулометрического метода неоспорима – простота применения в полевых условиях, быстрое получение характеристик, позволяющих наполнить числовыми значениями описания, на первый взгляд, литологически-однородных разрезов и осуществить первичную оценку площадей, пригодных в качестве нерудного сырья. К сожалению, дальнейшего глубокого осмысления грану-

лометрических показателей проведено не было, богатейший фактический материал, оказался по существу, не интерпретированным.

Между тем, гранулометрический анализ включает в себе важную информацию. Потенциал его уже давно оценен в многочисленных работах по литологии, седиментологии, стратиграфии, учении о фациях, региональных исследованиях в России и за рубежом [1–4, 6–8, 11]. При изучении осадочного чехла межгорных впадин Байкальского рифта нами самое пристальное внимание было уделено гранулометрическим данным как методу фациальных и палеогеографических реконструкций [5].

Графический способ изображения гранулометрических анализов. По результатам гранулометрического рассева каждого образца строится кумулятивная кривая и эмпирический полигон распределения (ЭПР) в координатах конечных размеров фракций по оси абсцисс и весовых процентов, соответствующих каждой фракции, – по оси ординат. Получаемый ЭПР даёт наглядное графическое изображение гранулометрического состава отложений.

Метод квартилей и энтропийная мера оценки сортировки. По методу квартилей Траска [10] с кумулятивной кривой гранулометрического рассева снимаются показания абсциссы, отвечающие ординате 25 % (Q_3 – третья квартиль), ординате 50 % (Q_2 (M_d) – вторая квартиль или медианный диаметр), ординате 75 % (Q_1 – первая квартиль), а также ординате 1% (квантиль С – размер частиц, относительно которого более крупные зёрна составляют 1 %). Распределение оценивается тремя параметрами: медианой M_d , коэффициентом сортировки

$$S_0 = (Q_3/Q_1)^{0,5} \quad (1)$$

и коэффициентом асимметрии

$$S_k = (Q_3 Q_1)/M_d^2 \quad (2)$$

Энтропия определяется дробностью гранулометрического анализа и шкалой, фиксирующей размер фракций, по соотношению:

$$h = \sum_{i=1}^{i=n} p_i * \ln p_i, \quad (3)$$

где n – число фракций в анализе, p_i – содержание в долях единицы частиц в i -й фракции. Чем ближе значение h к нулю, тем лучше сортирован осадок. Энтропия абсолютно сортированного осадка, в случае сосредоточения всего осадка в одной фракции, равна нулю. Верхняя числовая граница сортировки не устанавливается.

С. И. Романовским [8] рекомендована удобная таблица оценки сортировки осадков, составленная благодаря использованию нормированной энтропии (H_r), которая позволяет качественно аттестовать два крайних случая: абсолютно сортированный и несортированный осадки, а также устраняет неудобство, связанное с отсутствием верхней числовой границы сортировки.

Нормированная энтропия рассчитывается по формуле:

$$H_r = h/\ln n, \quad (4)$$

где n – максимальное число фракций в каждом анализе. Если $H_r = 0$, то все частицы осадка относятся к одной фракции, если $H_r = 1$, то отложения абсолютно не сортированы. Остальные градации выделяются по равномерной шкале в долях единицы.

Метод статистических моментов. Мера сортировки или стандартное отклонение (σ), равным образом как средневзвешенный размер частиц (x^*), коэффициент асимметрии (α), эксцесс (τ), отражающие в обобщенном виде распределение зёрен по размерным фракциям, достаточно полно описываются первыми четырьмя момен-

тами распределения [1; 10; 11]. Интересующие нас моменты определяются выражениями:

$$\mu_1 = x^* = 0,01 \sum f x, \quad (5)$$

где f (%) – частота встречаемости значений аргумента совокупности x ; x^* – среднее арифметическое x ,

$$\mu_2 = 0,01 \sum f (x - x^*)^2; \quad (6)$$

$$\mu_3 = 0,01 \sum f (x - x^*)^3; \quad (7)$$

$$\mu_4 = 0,01 \sum f (x - x^*)^4. \quad (8)$$

По этим моментам рассчитываются четыре величины, получившие название гранулометрических коэффициентов.

Среднее арифметическое (в применении к гранулометрии – средний размер зёрен) указывает на изменение динамики среды седиментации:

$$x^* = \mu_1. \quad (9)$$

Стандартное отклонение (в применении к гранулометрии – коэффициент сортировки), характеризующее степень рассеивания или разбросанности значений ЭПР, составляет:

$$\sigma = \mu_2^{0,5}. \quad (10)$$

Большие значения σ свидетельствуют о плохой сортировке материала, а их уменьшение – о её наличии в той или иной мере. Монофракционные осадки не характерны для отложений рифтовых впадин Байкальской рифтовой зоны. Многофракционность осадков связана с господством турбулентных движений в водной и воздушной средах, следовательно, мера сортировки выражает степень турбулентности движения воды и воздуха [7].

Ещё более информативным в отношении сортировки является коэффициент вариации:

$$v = \sigma / x^*. \quad (11)$$

Этот параметр отражает турбулентность течений в среде седиментации вне зависимости от фракционного состава осадков и указывает на диапазон разброса средних показателей энергии осадконакопления в той или иной фации. Для озёрных отложений значения v находятся в пределах от 0,2 до 0,8, для речных – от 0,4 до 2,0. Чем выше параметр v , тем в более динамической обстановке происходило осадконакопление. При изучении разреза по этому коэффициенту устанавливаются отложения, сформировавшиеся в режиме межени или паводка.

Коэффициент асимметрии (безразмерная величина)

$$\alpha = \mu_3 / \sigma^3 \quad (12)$$

является характеристикой симметричности (скошенности) ЭПР. Положительная асимметрия ($\alpha > 0$) говорит о хорошей сортировке крупнозернистых фракций и, соответственно, о плохой сортировке тонкозернистых фракций. Отрицательная асимметрия ($\alpha < 0$) указывает на плохую сортировку крупнозернистых фракций и хорошую сортировку тонкозернистых фракций. При $\alpha = 0$ ЭПР симметричен. В нашем случае, коэффициент асимметрии служит в качестве количественной оценки процессов сортировки в среде седиментации [7]. Положительные значения α дают представление о высокой активности среды осадконакопления, а отрицательные значения α – о низкой.

Эксцесс

$$\tau = (\mu_4 / \sigma^4) - 3 \quad (13)$$

служит показателем остро- или плосковершинности ЭПР. Этот коэффициент может принимать значения $\tau = 0$, $\tau > 0$, $\tau < 0$. В первом случае, ЭПР соответствует нормальному распределению. Во втором случае, ЭПР является островершинным, что свидетельствует о стабильной динамической обработке осадка и значительном превышении скорости обработки поступающего вещества в область седиментации над привносом [7]. Особенно большие значения эксцесса выступают показателями относительно спокойного тектонического режима среды осадконакопления и малой глубинной эрозии реки в условиях её выработанного продольного профиля. В третьем случае, ЭПР является плосковершинным и указывает на нестабильные условия осадконакопления, возможность проявления неотектонических процессов, усиление эрозионного размыва и постоянный привнос новых порций материала в бассейн аккумуляции, а также слабую динамическую обработку терригенного материала.

Палеопотамологический анализ. Для осадков флювиального генезиса в первом приближении можно реконструировать параметры речного потока, транспортировавшего и отлагавшего осадочный материал, используя при этом установленные связи и закономерности между различными гидродинамическими характеристиками. Такие исследования в отечественной практике впервые были проведены А. И. Животовской [3]. Данный метод широко апробировался в ходе изучения песчаных толщ впадин Байкальской рифтовой зоны [5].

Отправной точкой в палеопотамологических реконструкциях выступает гранулометрический состав наносов. По общеизвестному закону Эри:

$$p = d^3 = Av^6 \quad (14)$$

скорость потока (v) и крупность осадка – вес (p) или диаметр зёрна (d), находятся в жесткой связи. Это означает, что скорость движения потока определяет его основную транспортирующую силу и пропорциональна размеру частиц: она должна быть тем больше, чем частицы крупнее. В гидродинамике такая скорость называется скоростью сдвига или срывающей скоростью ($v_{ср}$). Математическое обоснование этой величины было получено в следующем виде (формула М. А. Великанова–Н. М. Бочкова):

$$v_{ср} = 3,14(15d + 0,006)^{0,5}, \quad (15)$$

где d – диаметр частиц наносов в м, цифры – эмпирические коэффициенты [3].

При сложном распределении гранулометрического состава отложений, какое всегда характерно для аллювия, за диаметр его частиц следует принимать средневзвешенный размер x^* , вычисляемый по методу статистических моментов:

$$d_{рф} = \mu_1 = x^* = 0,01 \sum fx. \quad (16)$$

Эта размерность должна количественно преобладать в осадке и формировать основную фракцию речных наносов, получившую название руслоформирующей ($d_{рф}$).

Между необходимым минимумом срывающих скоростей и скоростью, которая приведет к осаждению $d_{рф}$, находится определённый промежуток, где частица осадка как раз испытывает перемещение во взвешенном либо влекомом состоянии. Для прекращения движения и последующей аккумуляции скорость потока должна уменьшиться до величины в $0,64v_{ср}$ (формула Г. И. Шамова). Такая скорость потока называется нижней предельной или скоростью отложения ($v_{отл}$). Следовательно

$$v_{отл} = 0,64v_{ср}. \quad (17)$$

Глубину потока можно вычислить двумя способами, используя значения $v_{ср}$ и $v_{отл}$. Существуют следующие зависимости: формула В. Н. Гончарова

$$H' = (v_{ср}/(6,8\{1,75[d_{рф} + 0,0014]^{0,5}\})) (d_{max}/d_{рф})^{0,2})^5; \quad (18)$$

формула Г. И. Шамова

$$H = (v_{отл}/3,7d_{рф}^{1/3})^6. \quad (19)$$

Нами, при обработке данных были использованы обе формулы. Вычисленные значения H' и H существенно различаются. Величина H' , за редким исключением, значительно отличается от H в большую сторону. Такой факт имеет, на наш взгляд, свое объяснение.

Расчётная глубина H по формуле Шамова ближе подходит к средним показателям, так как исходит только от $d_{рф}$ (входящий в формулу показатель скорости отложения, в свою очередь, также зависит от диаметра руслоформирующей фракции). В формуле Гончарова, помимо параметра $d_{рф}$, отражающего усредненные энергетические уровни живой силы потока, введено значение d_{max} , которое соответствует размеру, приходящемуся на 1% (квантиль С). Таким образом, уравнение (18) будет учитывать максимально возможные транспортирующие мощности водной среды, что соразмерно отражается через её пропускную способность – глубину и, скорее всего, величина H' несет информацию о каких-то предельно допустимых значениях глубины в русле, например, паводковом или близком к нему режиме, когда и происходит перенос самых крупных обломков.

Одним из способов проверки правильности начальной стадии проводимых исследований является, по нашему мнению, определение предельного диаметра подвижной части наносов ($d_{пред}$), при заданных глубинах и срывающих скоростях по формуле А. В. Караушева:

$$d_{пред} = 0,012v_{ср}^3/H^{0,5}. \quad (20)$$

Значения $d_{пред}$ должны неизменно превышать $d_{рф}$ и быть ниже d_{max} ($d_{рф} < d_{пред} < d_{max}$), так как за счёт пульсационного изменения скоростей в толще потока происходит перемещение частиц, не только близких к $d_{рф}$, но и более крупных. Вместе с тем, энергии средних скоростей будет явно недостаточно, чтобы сдвигать частицы с размерами, близкими к d_{max} .

Пульсационные срывающие скорости, определяющие взвешивание и транспорт наносов, не равнозначны скорости потока на вертикали его глубины (v), всегда несколько большей, ввиду отсутствия необходимости преодоления шероховатости руслового ложа. Для определения величины v через известные уже $d_{рф}$, $v_{ср}$, H имеется формула В. Н. Гончарова:

$$v = 2,5v_{ср}(d_{рф}/H)^{1/12}. \quad (21)$$

Для контроля, в свою очередь, правильности расчётов средней скорости потока А. И. Животовской [3] предлагается использовать известный из гидравлики «универсальный критерий» А. Н. Ляпина, представляющий собой отношение скорости потока v к его волновой скорости $(gH)^{1/2}$:

$$\beta = v/(gH)^{1/2}, \quad (22)$$

где g – ускорение силы тяжести (9,81 м/сек). Значения β при этом служат показателем грядового перемещения наносов на дне потока. Грядовые формы, и как следствие, наличие косой слоистости в отложениях, возникают при β , равной интервалу 0,2–1,0. Если значения $\beta > 1$, то гряды уничтожаются, если $\beta < 0,2$, то дно представляет собой гладкую поверхность.

Достоверно выявленное наличие донных грядовых форм рельефа в палеорусле описывается очередными их параметрами по формулам В. Ф. Пушкарёва: высота гряды h_r

$$H_r = 0,00445(v^2/gd_{ф})H + 0,049H; \quad (23)$$

длина гряды

$$l_r = h_r/0,09; \quad (24)$$

скорость перемещения гряды

$$c_r = 0,0188(v^3/gH) - 0,0292(gd_{рф}/v). \quad (25)$$

Примечательной особенностью грядового рельефа является зависимость между высотой гряды и порядком потока, обнаруженная Н. А. Ржаницыным. Используя значения h_r по графику, предложенному этим исследователем, становится возможным определить показатель порядка потока, имеющий определённое палеогеографическое значение.

Чтобы диагностировать такую важную характеристику потока, как его продольный уклон (I), можно воспользоваться общепринятым законом Шези:

$$I = v^2/c^2H, \quad (26)$$

где c – коэффициент Шези. Данный коэффициент c , в нашем случае, следует вычислять по формуле Штриклера, увязывающей его с $d_{рф}$ (в мм), как исходной величиной:

$$c = 33(H/d_{рф})^{1/6} \quad (27).$$

Большую помощь в фациальных и палеогеографических реконструкциях может оказать коэффициент шероховатости n , имеющий тесную связь с $d_{рф}$ (формула Штриклера – Чанга):

$$1/n = 0,03d_{рф}^{1/6}, \quad (28)$$

где $d_{рф}$ измеряется в миллиметрах. Имея значения данного коэффициента, по таблице М. Ф. Срибного, либо таблице И. Ф. Карасева, представляется возможным сделать подробное заключение о характере русла, его гидрологических особенностях, режиме течения, рельефе дна, типе поймы и природе произрастающей на пойме растительности.

Недостающая характеристика из основных морфологических показателей потока – средняя ширина русла B , в метрах – легко рассчитывается по формуле В. Г. Глушкова

$$B = (2,75H)^2. \quad (29)$$

Как определено автором данной зависимости, она справедлива для условий, когда мощность потока целиком заполняет его основное русло. Поэтому, при нахождении величины B необходимо использовать параметры глубины потока H' , удовлетворяющей таким требованиям.

Русловые потоки не могут находиться в неизменном состоянии. Они на протяжении всего периода своего существования, через русловые и эрозионные процессы, играют заметную роль в эволюции гидрографической сети и рельефа в целом. Для сравнения рек по скорости развития русловых преобразований применяется такое понятие, как устойчивость русла, которой придается числовое выражение, позволяющее количественно оценить степень русловых деформаций и дать качественное описание таких изменений.

Чтобы достичь поставленной цели, можно воспользоваться ϕ -критерием устойчивости русла, который вычисляется по формуле:

$$\phi = v^2/gd_{рф} - (15 + 0,006/d_{рф}). \quad (30)$$

Если $0 < \phi < 100$, то русла считаются слабоподвижными, следовательно, эрозионная деятельность их ослаблена, $100 < \phi < 500$ – подвижными, $\phi > 500$ – очень подвижными и для такого рода русел характерно деление их на рукава с отсутствием типичных излучин.

По числу Лохтина можно сделать заключение о близости конечного водоёма (уменьшение Λ), которое определяется уравнением (формула В. М. Маккавеева):

$$\Lambda = d_{\text{рф}}/HI, \quad (31)$$

где $d_{\text{рф}}$ измеряется в мм, глубина потока H – в м, продольный уклон I – в м/км.

Ещё одним критерием типизации рек выступает число Фруда

$$Fr = \beta^2, \quad (32)$$

благодаря которому распознаются характер течения, наличие тех или иных русловых форм, типы речных русел (равнинное $Fr < 0,1$, полугорное $0,1 < Fr < 0,3$, горное $Fr > 0,3$) и подтипы, что особенно значимо при фациальном анализе, а с привлечением значений продольных уклонов, определяется площадь водосбора.

Библиографические ссылки

1. Боровко Н. Г., Боровко Н. Н. О гранулометрическом анализе песков и способах обработки его данных // *Вопр. литологии и палеогеографии*. Тр. ВСЕГЕИ, 1967. Т. 110. С. 231–242.
2. Борсук О. А. О применении гранулометрического анализа галечников для палеогеографических целей (на примере Забайкалья) // *Бюлл. МОИП. Отдел геол.* 1968. Т. 43, вып. 6. С. 139–140.
3. Животовская А. И. Об одном порядке осаждения // *Очерки по физической седиментологии*. Л.: Недра, 1964. С. 22–43.
4. Жуков В. В. Применение гранулометрического анализа при поисках алмазоносных россыпей (на примере Северо-Востока Сибирской платформы) // *Гранулометр. анализ в геологии*. М.: ГИН АН СССР, 1978. С. 147–159.
5. Коломиец В. Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны: автореф. дисс. ...канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 2010. 18 с.
6. Котельников Б. Н. Реконструкция генезиса песков: гранулометрический состав и анализ эмпирических полигонов распределения Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1989. 132 с.
7. Рожков Г. Ф., Голоудин Р. И. Некоторые гранулометрические параметры современных осадков как индикаторы тектонических движений в бассейнах седиментации // *Геология и геофизика*. 1972. № 4. С. 64–76.
8. Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
9. Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1947. 213 с.
10. Шарапов И. П. Применение математической статистики в геологии М.: Недра, 1965. 259 с.
11. Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 1969. 248 с.

УДК 550.8:552.5

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИКО-ФАЦИАЛЬНЫЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ

В. Л. Коломиец

Геологический институт СО РАН,
ул. Сахьяновой 6а, 670047 Улан-Удэ, Российская Федерация; kolom@ginst.ru

Ещё в недалеком прошлом, в 70–80-х гг. XX века возведение Байкало-Амурской магистрали, освоение зоны её влияния, широкое развитие промышленного