Буртиев Р. З.

О применении статистики Гумбеля к оценке максимальной магнитуды

Резюме

В начале 90-х годов для оценки максимальной магнитуды землетрясений очага Вранча была применена статистика экстремальных значений. Использовалась сейсмостатистика из каталога [1]. С развитием информационных технологий стали доступны данные о землетрясениях по всему миру. Желание оценить максимальную магнитуду по новым каталогам румынских землетрясений и проведение сравнительного анализа полученных оценок для разных сейсмических регионов стимулировало данную работу. В геофизической литературе встречаются работы, посвященные применению статистики Гумбеля к оценке максимальной магнитуды. Но, в этих работах не обсуждается вопрос о сходимости метода последовательных приближений.

Третье предельное распределение Гумбеля

Предполагается, что распределение максимальной магнитуды соответствует третьему распределению Гумбеля [2-7]:

$$\Phi_3(x) = e^{-(\frac{\omega - x}{\omega - u})^k} \qquad (1),$$

где ω – правая граница возможных значений случайной величины x, u – характеристический экстремум, т.е. величина, удовлетворяющая соотношению $\Phi_3(u) = \frac{1}{e}$, k – параметр.

Если имеется выборка объема: x_i, i=1…n, то логарифм функции максимального правдоподобия имеет вид:

$$L(\bar{x}, \omega, u, k) = n \ln k - nk \ln(\omega - u) + (k-1)\sum_{i=1}^{n} \ln(\omega - x_i) - \sum_{i=1}^{n} (\frac{\omega - x_i}{\omega - u}) \qquad (2)$$

Координаты точки максимума этой функции являются оценками максимального правдоподобия параметров распределения Гумбеля.

Максимум гладкой функции 3-х переменных (2) можно определить, исследуя значения функции в критических точках, которые находятся из решения системы дифференциальных уравнений:

$$(\frac{\partial L}{\partial \omega}, \frac{\partial L}{\partial u}, \frac{\partial L}{\partial k}) = (0,0,0) \qquad (3)$$

$$\frac{\partial L}{\partial \omega} = -\frac{nk}{\omega - u} + (k-1)\sum_{i=1}^{n}\frac{1}{\omega - x_i} - k\sum_{i=1}^{n}\frac{(\omega - x_i)^{k-1}(x_i - u)}{(\omega - u)^{k+1}}$$

$$\frac{\partial L}{\partial u} = \frac{nk}{\omega - u} - k\sum_{i=1}^{n}\frac{(\omega - x_i)^{k}}{(\omega - u)^{k+1}} \qquad (4)$$

$$\frac{\partial L}{\partial k} = \frac{n}{k} - n\ln(\omega - u) + \sum_{i=1}^{n}\ln(\omega - x_i) - \sum\left(\frac{\omega - x_i}{\omega - u}\right)^{k}\ln\left(\frac{\omega - x_i}{\omega - u}\right)$$

Таким образом, для оценки параметров распределения Гумбеля нужно решить систему 3-х нелинейных уравнений (4). Эту систему не удается решить прямыми методами, выразив корни через некоторые формулы. Для решения системы использовались итерационные методы, сначала находится начальное приближение к решению системы, а затем уточняется значение корня с некоторой, наперед заданной, точностью [8-10]. От выбора начального приближения зависит сходимость метода итераций.

Поиск параметров распределения можно проводить условной оптимизацией целевой функции (2), при ограничениях на параметры ω, u, k. Координаты точки максимума принимаются за начальное приближение.

Для определения начального приближения можно применить и метод перебора: параметрам ω, u, k задаются всевозможные значения с некоторым шагом h_i, i=1,2,3; значения параметров, при которых функция (3) достигает максимума, принимается за начальное приближение. Этот метод прост, и его нужно применить для определения начального приближения, так как можно “проскочить” точку абсолютного максимума.

Оценка максимальной магнитуды очага Вранча, проводилась по данным за период 1900-2004 гг. из каталога ROMPLUS [11]. Разные шкалы магнитуд преобразовывались в шкалу моментных магнитуд [11]. Составлялась выборка из максимальных за каждый год землетрясений. По методу перебора находилось начальное приближение, равное: w=8.97, u=5.95, k=5.80. Итерационный процесс оказался неустойчивым, и сходимость процесса зависела от начального приближения. Решением системы (4), вычисленным по методу последовательных приближений, является: w=8.67, u=6.15, k=5.89. Максимальная магнитуда с периодом повторяемости 1000, 2000 и 10000 лет равна 99,9, 99,95 и 99,99%-ным квантилям III распределения Гумбеля. В таблице 1, приведены значения параметров распределения.

Таблица 1.

ROMPLUS						
Параметры			Квантиль %, Период повторяемости (лет).			Примечание
ω	U	k	99,9(1000)	99,95(2000)	99,99(10000)	Магнитуда
8.67	6.15	5.89	7.87	7.97	8.14	M_ω
Каталог Шебалина						
7.81	4.25	2.10	7.68	7.71	7.77	M_{GR}

Заключение

Полученные оценки максимальной магнитуды кажутся правдоподобными, и не противоречат оценкам, полученным разными авторами по геофизическим данным. В дальнейшем будет исследована сходимость метода последовательных приближений и условная оптимизация функции (3). Составлена вычислительная программа на языке программирования ФОРТРАН. Для решения нелинейных уравнений применялись программы системы MATHCAD.

Хочется выразить благодарность зав. Кафедрой высшей математики Академии транспорта коммуникации и информации д.ф.м.н. Я.М. Чебану за ценные замечания по ходу выполнения данной работы.

Литература

1. Catalogue of earthquakes. Parts I, II. Unesco, Scopje. Ed. By Shebalin. 1974.525p.
2. J. Al-Abbasi, K. Fahni. Estimating maximum magnitude earthquakes in Iraq using extreme value statistics . Geophus. J.R. ast. Soc. 1985.82, p.535p.
3. G. Gruntal. Zur seimizitat des Territoriums der DDR. Gerlands Beitrage zur Geophysik. 90.1981. p.202-212.
4. M. Dessekey. Extreme value models for seismic hazard analysis. Bull. of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering. 1985. p.23-41.
5. A. Kijko. A modified form of the first Gumbel distribution model for the occurrence of large earthquakes. Parts II. Acta Geophys. Pol. 30.1983.p333-340.
6. В.Н. Гайский, А.П. Каток. Применение теории экстремальных значений для оценки повторяемости сильных землетрясений. Динамика земной коры. М. Наука. 1965.с.9-13.
7. Р.З. Буртиев. Оценка максимальной магнитуды землетрясений очага Вранча по статистике экстремальных значений. Analele ATIC – 2002. Vol.I(II). p.110-117.
8. Н.С. Бахвалов. Чиленные методы. М. Наука. 1973. 631с.
9. И.С. Березин, Н.П. Жидков. Методы вычислений. М. Гос. издат . физ.-мат. литературы. 1962. 639с.
10. Л.И. Турчак. Основы численных методов. М. Наука. 1987. 320с.
11. M. Oncescu, V. Marza, M. Rizescu, M. Popa. The Romanian earthquake catalogue between 984-1997. Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk mitigation. Bukarest, Romania, 1997. p.43-47.

Гинсарь В. Н.

Анализ информативности ряда среднесрочных предвестников сильных землетрясений зоны Вранча

With the purpose to reveal seismological precursors before strong intermediate depth earthquakes, generated in Vrancea zone, it was made the approbation of some elements of the medium-term earthquake prediction complex algorithm. This algorithm was developed by G.A. Sobolev and A.D. Zavyalov in 1982-2006.

For five strong earthquakes, observed in a zone Vrancea in the period between 1935 and 1991, are investigated retrospectively such parameters-precursors as K_{cp} - concentration criterion of fracturing, ξ_b - dimensionless parameter, describing the statistical consequence of the b-value deviation from its long-term values, ξ_n - dimensionless parameter describing the statistical consequence of the seismic rate deviation. On each of three parameters are determined an alarm threshold and probability of the precursors realization.

Введение

В основу данной работы положен ряд элементов алгоритма прогноза землетрясений, разработанного коллективом авторов (Соболев Г.А., Завьялов А.Д. и др.) еще в середине 80-90-х годов прошлого века [1,2]. В течение последнего десятилетия алгоритм доработан и усовершенствован [3,4,5]. Его тестирование и апробация (ретроспективно) исполнены по каталогам землетрясений крупных сейсмических регионов, таких как Камчатка, Турция, Греция, Китай и др.

Алгоритм включает оценку следующих параметров:

K_{cp} – параметр концентрации сейсмогенных разрывов;

$\Delta E^{2/3}$ – параметр, характеризующий накопление сейсмической энергии перед сильным землетрясением;

ξ_b – безразмерный параметр, характеризующий статистическую значимость отклонений величины наклона графика повторяемости от долговременных средних значений;

ξ_n – безразмерный коэффициент, характеризующий статистическую значимость отклонений среднего числа землетрясений в единицу времени;

ΔN – параметр, характеризующий статистическую значимость активизации сейсмичности.

Все названные параметры вычисляются для элементарных площадок (объемов) исследуемой сейсмогенной зоны. Вычисление осуществляется по скользящей схеме с перекрытием. Значительные размеры сейсмических регионов, на которых методика отрабатывалась, это позволяют. В итоге создается набор карт, отражающий изменения всех параметров-предвестников как во времени, так и в пространстве. Как правило, шаг по времени ΔT выбирается равным 0.25 – 0.5 года, а размер элементарной площадки 50x50 км^2. Следует отметить, что тестируемые в работах [1-5] регионы характеризуются высоким уровнем сейсмичности, создаваемой преимущественно коровыми землетрясениями, рассеянными на значительной площади, и они располагают достаточно густой сетью сейсмических станций. Для этих регионов имеются каталоги землетрясений, насчитывающие

десятки тысяч событий, представительных с уровня $M \geq 3$, только за последние 30-35 лет.

Использование алгоритма среднесрочного прогноза для землетрясений зоны Вранча требует несколько иного подхода, вследствие ряда региональных особенностей. Сейсмическая опасность территорий и Молдовы, и Румынии определяется, главным образом, землетрясениями промежуточной глубины (диапазон глубин 60-170 км, мода распределения глубин – 140 км), эпицентральная зона этих очагов весьма локальна, ее размеры соизмеримы с размерами элементарных площадок, для которых определяются параметры-предвестники [1-5]. Если рассматривать элементарные объемы сейсмогенной зоны, то следует учитывать, что по оценке в [6] объем всей области промежуточных землетрясений только в три раза больше максимальной оценки объема очага землетрясения 10.11.1940 с M=7.4. Это землетрясение до сих пор остается сильнейшим из ряда наблюденных за инструментальный период. В зоне Вранча целесообразно искать предвестники только для сильных землетрясений, начиная с уровня $M \geq 6.5$. Такие землетрясения сравнительно редки, их периоды повторяемости от 20 лет и выше. Определение (прогноз) места землетрясения неактуально – область очагов промежуточной глубины из зоны Вранча хорошо оконтурена. Интерес представляет только среднесрочный прогноз времени возникновения сейсмического события, представляющего реальную сейсмическую опасность.

Существующие каталоги землетрясений промежуточной глубины зоны Вранча [7,8,9] хотя и содержат сейсмологическую информацию с 984 года, характеризуются значительной неполнотой как в доинструментальный период (до 1900 года), так и в течение первой половины XX века – инструментального периода. По оценке авторов, представивших в [9] каталог ROMPLUS, лишь с 1411 по 1800 гг. в каталоге представительны землетрясения с $M_w \geq 7.0$, в период 1801-1900 гг. - $M_w \geq 6.5$, в период 1901-1935 гг. - $M_w \geq 5.5$, между 1936 и 1977 гг. - $M_w \geq 4.5$. И только начиная с 1978 года представительны землетрясения с уровня $M_w \geq 3.0$ (после сильного землетрясения 04.03.1977 – на территории Румынии была установлена сеть цифровых сейсмических станций, что позволило существенно повысить порог регистрации).

Данные

В статье анализируются данные о землетрясениях зоны Вранча за период с 1935 по 1990 гг. из каталогов [7,8,10]. Условный уровень представительности M_{min} =3.6 при группировании магнитуд с шагом 0.3, т.е., например, к M =3.6 относятся значения 3.5, 3.6, 3.7. В качестве основных событий, для которых проведен поиск и анализ параметров-предвестников, выбраны наиболее значительные землетрясения, наблюденные в XX веке: 10.11.1940 (M=7.4, H=150 км), 07.09.1945 (M=6.5, H=75 км), 04.03.1977 (M=7.2, H=109 км), 30.08.1986 (M=7.0, H=133 км), 30.05.1990 (M=6.7, H=91 км). Используемый тип магнитуд соответствует шкале Гутенберга-Рихтера [11].

Параметр концентрации сейсмогенных разрывов

Как показано в [1], решающим фактором, который определяет начало перехода нагруженного твердого тела к стадии макроразрушения, является

концентрационный критерий – отношение среднего расстояния между трещинами в предразрывном состоянии к их средней длине. Исследование аналогии в поведении образцов пород и минералов при нагружении их в лабораторных условиях и разрывными процессами в макромире (землетрясениями) позволило ввести в сейсмологическую практику параметр, характеризующий концентрацию (плотность) сейсмогенных разрывов:

$$K_{cp} = (N_{\Sigma}/V_i)^{-1/3}/L_i \,, \qquad (1)$$

где N_{Σ} - общее число землетрясений магнитуды $M \geq M_{min}$, произошедшее в сейсмоактивном объеме V_i за время ΔT , L_i – средняя длина разрывов, накопленная в сейсмоактивном объеме V_i . В свою очередь:

$$L_i = 1/\, N_{\Sigma} \sum_{i=1}^{N} l_i \,, \qquad (2)$$

где l_i – длина разлома источника землетрясения магнитуды M_i, в данной работе оценивается на основе эмпирического соотношения из работы Энеску [12]:

$$lg\, l_i = 0.39M + 3.85 \qquad (3)$$

Параметр концентрации сейсмогенных разрывов в физическом смысле кумулятивен и является пороговой величиной. В среднем, для различных образцов пород в лабораторных условиях K_{cp} оказывается в пределах 3-5. Реальные значения K_{cp}, рассчитанные в нескольких сейсмоактивных регионах изменяются в более широких пределах. Например, по данным в [4], для Греции и Южной Калифорнии этот параметр равен 5-6, для Камчатки 7-8, для Средней Азии и Кавказа – 11-13. Для прогностических целей важен момент выбора начала отсчета параметра K_{cp}, а также величина уровня тревоги, т.е. значение K_{cp} при котором объявляется период ожидания сильного землетрясения в рассматриваемом элементарном объеме.

На данном этапе работы важно в целом оценить возможность применения методики [1-5] не только для среднесрочного прогноза сильных землетрясений в зоне Вранча, но и для анализа динамики развития сейсмического процесса. Выявление возможных прогностических аномалий выполнено ретроспективно, на основе только сейсмологических данных, содержащихся в каталогах. В качестве момента начала отсчета выбран 1935 год – за 5 лет перед сильнейшим землетрясением XX века в зоне Вранча произошедшим 10.11.1940. Вычисления выполнялись для одного и того же объема сейсмогенной зоны, определенного в [6]: V_i=13·10^{19} см^3 за время ΔT=1 год. В набор данных включены землетрясения в интервале магнитуд 3.6≤M≤6.3. Распределение параметра K_{cp} по годам представлено на рис.1.

Визуальный, а затем и статистический анализ позволяют выделить на распределении на рис.1 три временных интервала, существенно отличающихся по уровню и характеру вариаций K_{cp} – 1939-1950 гг., 1951-1969, 1970-1990. Осредненные данные приведены в таблице 1.

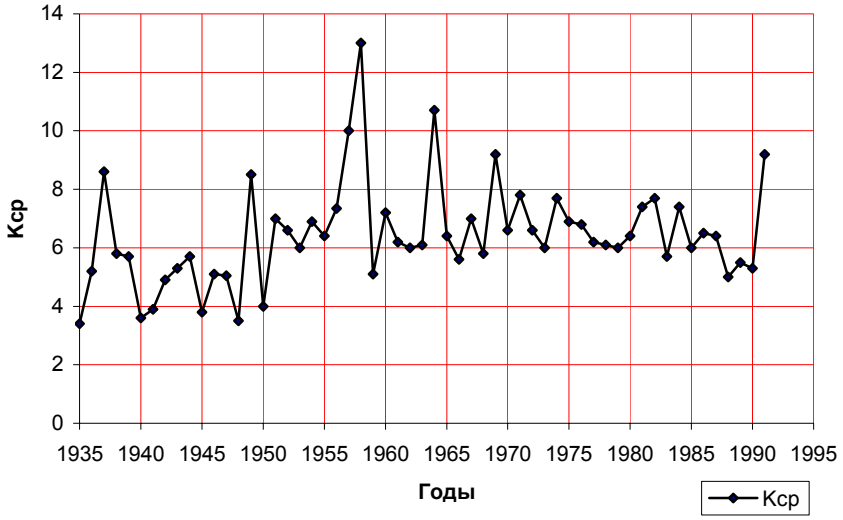

Рис. 1. Распределение годичных значений параметра концентрации сейсмогенных разрывов.

Таблица 1. Осредненные значения годичных величин параметра K_{cp} для ряда временных интервалов.

№ п/п	Интервал (лет)	$\overline{K}_{cp}$	σ	N_{Kcp}	Примечание
1	1939-1990	6.21	1.72	52	По всем землетрясениям
2	1939-1990	6.49	1.54	47	Без сильных змтр.
3	1939-1950	4.86	1.55	12	По всем землетрясениям
4	1939-1950	5.2	1.45	10	Без змтр. 1940, 1945 гг.
5	1951-1969	7.11	1.89	19	По всем землетрясениям
6	1970-1990	6.17	1.05	21	По всем землетрясениям
7	1970-1990	6.56	0.38	18	Без змтр. 1977, 1986, 1990 гг.
8	1939-1950 + 1970-1990	5.69	1.39	33	По всем землетрясениям
9	1939-1950 + 1970-1990	6.07	1.11	28	Без сильных землетрясений

Первый временной интервал, охватывающий период с 1939 по 1950 гг., характеризуется низкими значениями параметра K_{cp}, вычисленного для каждого года в отдельности. Вероятно, весь этот период связан с сильнейшим землетрясением 1940 г. – вначале период подготовки, срыв, затем постепенная релаксация и «залечивание» разрыва. Второй, более продолжительный период (1951-1969 гг.), характеризуется большими амплитудами изменений параметра K_{cp} и сравнительно невысоким уровнем сейсмичности: максимальная наблюденная магнитуда за этот период не превышала 5.5. Сейсмичность за этот период фактически можно считать фоновой. В третьем периоде амплитуды вариаций

сравнительно невелики – $5.1 \leq K_{cp} \leq 7.8$. На этом фоне произошли три сильных землетрясения 1977, 1986 и 1990 гг.

Как следует из таблицы 1, для каждого из трех периодов вычислено среднее значение параметра $\overline{K}_{cp}$ и его среднеквадратичное отклонение. Вычисленные средние (для трех интервалов) сравниваются для определения статистической значимости разницы. При этом применялись распределение Фишера и критерий Стьюдента [13]. Применение одностороннего критерия при 5% уровне значимости показало, что разница средних значима на 95% доверительном уровне. Наличие значимой разницы позволяет выбрать уровни опасности по параметру $K_{cp\ тек}$ (текущее или годичное значение параметра концентрации сейсмогенных разрывов), если они наблюдались на протяжении 3-х лет:

1. $K_{cp\ тек} \leq \overline{K}_{cp(5)} - \sigma_{(5)}$
2. $K_{cp\ тек} \leq \overline{K}_{cp(5)}$

Цифра 5 в индексе соответствует пятому набору данных в таблице 1.

Из рисунка 1 следует, что после землетрясения 1940 года $K_{cp\ тек}$ не поднимался до уровня $\overline{K}_{cp}$ в течение восьми лет. За это время реализовалось несколько более слабых, чем в 1940 году, но тем не менее значительных сейсмических событий (1945, 1948 гг.). После землетрясения 1977 г. значения $K_{cpтек}$ превысили $\overline{K}_{cp(5)}$ в 1981 году, что можно интерпретировать как завершение фазы сейсмического процесса, связанной с этим землетрясением. Нужно отметить, что после землетрясения 1986 г. наблюдалось снижение значений $K_{cp\ тек}$ относительно $\overline{K}_{cp(5)}$ вплоть до следующего сравнительно сильного землетрясения 1990 г. Этот этап развития сейсмического процесса сходен с периодом после землетрясения 1940 г., только при более высоких значениях K_{cp}.

Резкий рост величины K_{cp} сразу вслед за землетрясением 1990 г. дал основание ожидать в последующие годы продолжительного периода относительного сейсмического затишья, если аналогия с постсейсмической стадией землетрясения 1940 года реальна и для 1986.

При вычислении параметра K_{cp}^* с нарастающим итогом (кумулятивного), как уже отмечалось выше, важно выбрать момент начала отсчета. Как правило, отсчет начинается после сильного землетрясения с магнитудой $M \geq M_n$, где M_n – величина прогнозируемой магнитуды, и завершения афтершокового периода. Исследованиям в [3,4] установлено, что средний период подготовки сильного землетрясения, прогнозируемого по снижению параметра K_{cp}^* составляет 3-6 лет. На рис. 2 показан набор кумулятивных графиков K_{cp}^* во времени, начиная с 1935 года. Окончанием цикла являлось либо сильное землетрясение, либо момент, когда суммарная сейсмическая энергия, высвобожденная за несколько лет, достигала величины $\sum E_i = 0.3 \cdot 10^{22}$ эрг, что соответствует энергии одного землетрясения с M=6.0. Таких временных интервала оказалось два: 1949-1955 и 1955-1966 гг.

Уровень тревоги, видимо, может объявляться при значении K_{cp}^*=4, это максимальное значение параметра при котором произошло землетрясение 1990 г. Все остальные землетрясения произошли при значениях K_{cp}^* от 2.6 до 3.2. Снижение значений K_{cp}^* в конце интервалов 1949-1955 и 1956-1966 гг. (в отсутствие сильных землетрясений) может интерпретироваться как ложная тревога. Тогда вероятность реализации предвестника K_{cp}^* для землетрясений зоны Вранча с

уровня $M \geq 6.5$, оцениваемая за 56 лет, P=0.75, а время появления предвестника, скорее всего, связано с величиной магнитуды землетрясения и составляет от 2 до 5 лет.

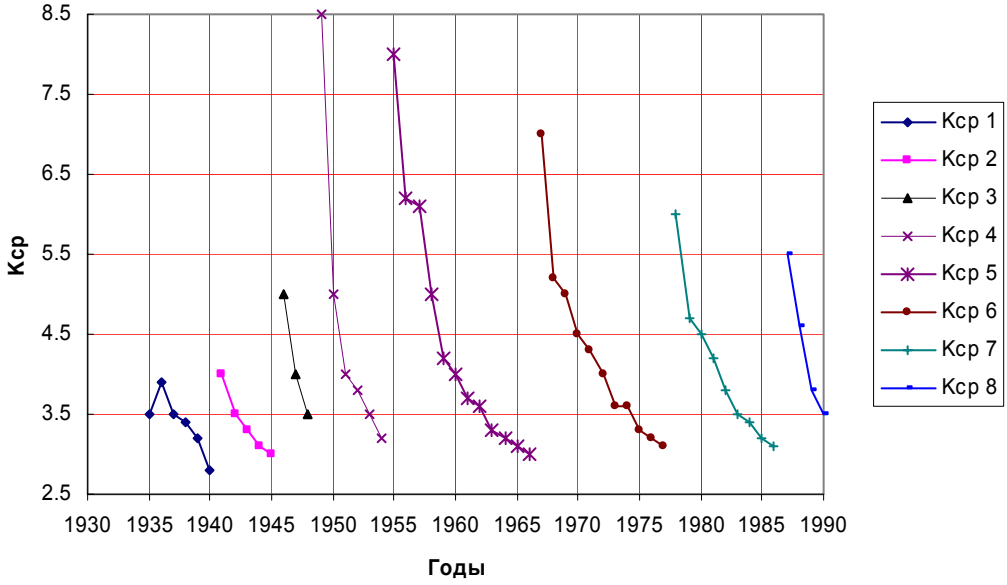

Рис. 2. Кумулятивные значения параметра K_{cp}^{*}.

Предвестник на основе оценки вариаций величины наклона графика повторяемости

В ряде исследований [14,15,16] выявлены определенные закономерности в поведении параметра b – наклона графика повторяемости землетрясений перед сильными сейсмическими событиями. Периоды возрастания величины b сменяются периодами уменьшения, именно во время периодов уменьшения, как правило, и происходят сильные землетрясения. Поэтому целесообразно использование параметра b или его вариаций как одного из возможных предвестников.

При режимных наблюдениях за любыми геофизическими параметрами, могут быть важны и информативны не сами по себе величины этих параметров, как рассмотрено, например, в [14], а их статистически значимые отклонения от долговременных средних значений. В [2,3,4] мерой статистической значимости выбран параметр ξ_b:

$$\xi_b = \Delta b - sign(\Delta b) \cdot |\sigma_{bT}| / |\sigma_{bдг}|$$

$$если\ |\Delta b| > |\sigma_{bm}|$$

$$\xi_b = 0,\ если\ 0 \leq |\Delta b| \leq |\sigma_{bT}|,$$

где b – значение наклона графика повторяемости,

$\sigma_b = b / \sqrt{N_\Sigma}$, где N_Σ - число землетрясений в энергетическом ранге M_{min} - M_{max},

$\Delta b = b_T - b_{дг}$,

b_T, σ_{bT} – текущие значения,
$b_{дг}$, $\sigma_{bдг}$ – долговременные средние значения.

В методике Соболева и Завьялова рассчитывались графики повторяемости по скользящей схеме с перекрытием, с определенным шагом в пространстве и во времени. Большая площадь сейсмических регионов в плане и высокий уровень сейсмичности определяли рациональность такой схемы. В данной работе для выявления уровня тревоги по параметру ξ_b реализован пока статичный вариант: построено 18 графиков повторяемости землетрясений зоны Вранча промежуточной глубины с 1936 по 1989 гг. (по трехлетним интервалам). Базовые или долговременные средние значения получены из общего графика за весь анализируемый период.

На рис. 3а и 3б представлены вариации во времени разницы Δb и безразмерного параметра ξ_b. Номера выборок от 1 до 19 по оси абсцисс соответствуют наборам данных о землетрясениях за каждый из трехлетних интервалов.

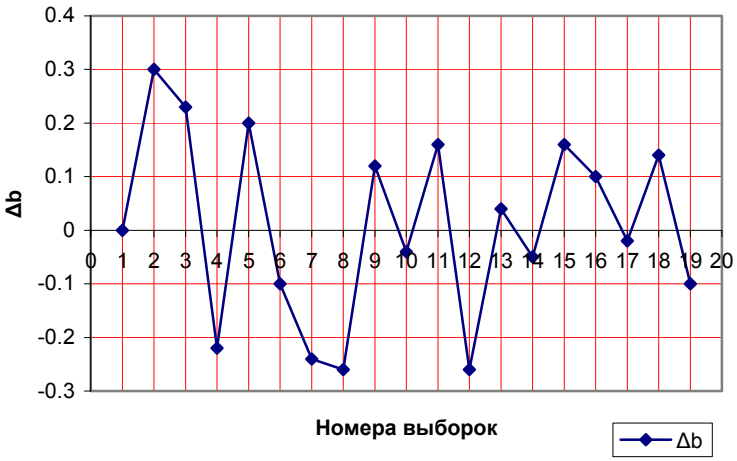

Рис. 3а. График временного хода $\Delta b = b_T - b_{дг}$, разницы между текущим и долговременным средним значениями.

Рис. 3б. График временного хода безразмерного параметра ξ_b.

Сравнение рисунков 3а и 3б позволяет отметить, что информативность параметра ξ_b выше, чем Δb и интерпретация его изменений дает более однозначный результат. Экспериментально определенным порогом тревоги может служить превышение параметром ξ_b значения +3. После сильного землетрясения ξ_b уменьшается до 0 или до отрицательной величины. При значениях параметра $\xi_b \geq 3$ произошли землетрясения 1940, 1945, 1977 1986 гг., землетрясения 1948 и 1990 гг. произошли при ξ_b =0. Таким образом, из 6-ти событий с M>6.0 положительная аномалия параметра ξ_b наблюдалась для 4-х. Вероятность предвестника – 67%. Время появления предвестника по «статичным», а не скользящим графикам повторяемости определить сложнее. Возможна только приближенная оценка – не менее одного года и не более 5-ти лет (5 лет – время появления аномалии перед землетрясением 1940 года).

Вариации числа землетрясений

В работах [3,18] показано, что анализ распределений числа землетрясений определенного диапазона магнитуд во времени (“seismic rate” по международной сейсмологической терминологии) также может быть информативен для среднесрочного прогноза землетрясений.

Во временном распределении землетрясений промежуточной глубины зоны Вранча в диапазоне магнитуд $3.5 \leq M \leq 6.0$ закономерностей выявить не удалось, но они обнаружились в диапазоне $4.0 \leq M \leq 6.0$. Отметим, что при этом сократился объем выборки.

Годы, в которые происходили сильные землетрясения, из рассмотрения исключены. Статистический анализ распределения позволил выделить 6 интервалов для осреднения. При определении средних для каждого интервала значений были также исключены данные за 1941, 1978, 1987 гг., т.к. в эти годы,

следующие после сильных событий, наблюдалось аномально большое число землетрясений.

Данные о выделенных 6-ти интервалах среднего числа землетрясений приведены в таблице 2.

Таблица 2. Среднее число землетрясений Вранчи в разные интервалы времени.

№ п/п	Период времени (лет)	Среднее число змтр/год	σ_N	ξ_N
1	1934-1939	3.7	1.3	0.19
2	1942-1950	9.3	3.2	
3	1951-1969	5.5	2.8	
4	1970-1976	4.1	1.3	0.15
5	1979-1985	4.1	1.6	0.3
6	1988-1989	4.5	1.5	
7	1934-1989	5.6	4.9	

За базовое или долговременное среднее выбрано значение во время интервала 3 (1951-1969). Значение среднего числа землетрясений за весь анализируемый период, т.е. начиная с 1934 г., практически совпадает со значением в интервале 3, но среднеквадратичное отклонение оказалось большим. Для всех интервалов проведено тестирование на значимость разницы средних. Разница значима на 5% уровне. Далее по аналогии с описанным выше параметром ξ_b рассчитано значение безразмерного параметра ξ_N :

$$\xi_N = \Delta N - sign(\Delta N)\cdot \left| \sigma_{NT} \right| / \left| \sigma_{N\partial г} \right|$$

$$\text{если } \left| \Delta N \right| > \left| \sigma_{NT} \right|$$

$$\xi_N = 0, \text{ если } 0 \le \left| \Delta N \right| \le \left| \sigma_{NT} \right|$$

Для трех интервалов времени (1, 4, 5) перед сильными землетрясениями вычислены значения ξ_N, равные соответственно 0.19, 0.15, 0.3. В качестве уровня тревоги по параметру ξ_N можно принять значение 0.3. т.е. достижение этого значения безразмерным параметром, выбранным мерой статистической значимости среднего числа землетрясений, можно рассматривать как еще один из возможных предвестников землетрясений с $M \geq 6.5$.

Время существования пониженных значений средней сейсмической скорости составляет 5-7 лет. Эти снижения наблюдались перед 4 сильными событиями – 1940, 1977, 1986, 1990 гг. Землетрясение 1945 г. произошло на фоне высокой сейсмической скорости, наблюдаемой вплоть до 1950 г. Как показано выше, этот временной отрезок развития сейсмического процесса в зоне Вранча характеризуется и другими аномалиями: низкими значениями концентрационного критерия K_{cp} и, наоборот, повышенными значениями средней длины разрыва. Видимо, постсейсмическая фаза сильнейшего в XX веке землетрясения 1940 года была продолжительной, порядка 8-10 лет, что отразилось в отклонениях всех анализируемых в данной работе параметров от долговременных средних значений.

Обсуждение разультатов

Во введении к статье названо 5 сейсмологических параметров-предвестников, являющихся основными составляющими комплексного алгоритма среднесрочного прогноза землетрясений. В статье рассмотрено три из них. Хотя и по результатам данного исследования, и по тестированию полного алгоритма в других регионах с высоким уровнем сейсмичности [3,4], ни один из предвестников не дает 100% вероятности среднесрочного прогноза, все-таки их информативность достаточно высока – порядка 60-70%.

Ретроспективное тестирование алгоритма в разных сейсмических регионах мира, изложенное в [3,4], показало, что вышеописанные предвестники проявляются более уверенно при среднесрочном прогнозировании достаточно сильных землетрясений. Для регионов с рассеянной коровой сейсмичностью опасными являются землетрясения с уровня магнитуды M=5.0, но при таком уровне прогнозируемых событий интерпретация предвестников дает значительную погрешность, а с уровня прогнозируемой магнитуды $M \geq 5.5$ надежность прогноза значительно возрастает.

Приложение этой методики поиска сейсмологических предвестников к зоне Вранча отличается, во-первых, отсутствием необходимости определения места будущего события, во-вторых, ввиду значительной глубины очагов, опасность для территории Молдовы представляют очаги с $M \geq 6.0$-6.5. За 500 предшествующих лет среднее число таких землетрясений составляло 4 события за 50 лет. Но использовать методику, основанную на каталоге землетрясений, возможно только за последние 70 лет, и только с учетом разного уровня представительности слабых землетрясений в начале этого периода.

Тем не менее, проведенные расчеты позволили определить время возникновения предвестниковых аномалий по трем исследованным параметрам: 2-5 лет по параметру K_{cp}, 3-5 лет по параметру ξ_b, 5-7 лет по параметру ξ_N.

Для анализа сейсмического процесса в зоне Вранча целесообразно определять параметр K_{cp} как кумулятивную величину (с нарастающим итогом после прошедшего сильного землетрясения и завершения афтершокового периода) и, одновременно, как величину, определяемую в выбранном временном интервале (T= 0.5 или 1 год) и сравниваемую с долговременным средним значением. Это может позволить ранее определить время начала подготовки сильного землетрясения.

Еще один вывод, который можно сделать на основе ретроспективного анализа параметра K_{cp} для зоны Вранча, заключается в том, что постсейсмическая стадия землетрясения 1940 года продолжалась 8-10 лет. После землетрясения 1977 года состояние очаговой зоны стабилизировалось за вдвое более короткий срок. Возможно, это обусловлено не только разницей в 0.2 магнитуды, но, главным образом, разницей в глубине очага – чем больше его глубина при сравнительно близкой магнитуде, тем существеннее и продолжительнее последействие землетрясения.

Целесообразно в дальнейшем продолжить расчет и анализ всех вышеописанных параметров-предвестников, а также параметра $\Delta E^{2/3}$, характеризующего накопление сейсмической энергии перед сильными

землетрясениями, на период после 1990 года до настоящего времени и далее по мере пополнения каталога землетрясений зоны Вранча.

Литература

1. Соболев Г.А., Завьялов А.Д. О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов. ДАН АН СССР, т. 252, №1, 1980, стр. 69-71.
2. Соболев Г.А., Челидзе Т.Л., Завьялов А.Д. Карты ожидаемых землетрясений, основанные на комплексе сейсмологических признаков. Изв. АН СССР, Физика Земли, №11, 1990, стр. 45-56.
3. Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений. М., Наука, 2006, 254 стр.
4. Zavyalov A.D. Testing the MEE prediction algorithm in various seismically active regions in the 1985-2000 period: Results and analysis. Izvestiya. Phys. Solid Earth, vol. 38, N 4, 2002, p. 262-275.
5. Соболев Г.А., Понамарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М., Наука, 2003, стр. 116-177.
6. Гинсарь В.Н., Поята И.А. Детальное исследование пространственного распределения землетрясений области Вранча за 1973-1982 гг. по данным МСЦ. Деп. в ВИНИТИ, № 7784-В87, 1987, 23 стр.
7. Radu C. Catalogul cutremurelor puternice produse pe teritoriul României. Partea I,II. In: Cutremil de pămînt din Romania de la 4 martie 1977. Ed. Academiei România, Bucureşti, 1982, 78-85.
8. Constantinescu L., Marza V. A computer-compiled and computer-oriented catalogue of Romania's earthquakes during a millenium (984-1979).
9. Oncescu M. C., V. Marza and M. Popa. The Romanian earthquake catalogue between 984-1997. In: Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation. Kluver Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, 1999, 43-47.
10. Региональные каталоги МСЦ. 1963-1990 гг. Эдинбург-Ньюбери.
11. Gutenberg B. and C.F. Richter (1956) Magnitude and energy of earthquakes. Ann. geofis., v.9, N 1, 1-15.
12. Enescu D., Crişan E., Plavita R. Parametrii geometrici şi dinamici ai focarului cutremurului din 4 martie 1977 in comparaţie cu parametrii altor cutremure vrancene. In: Cercetari seismologice asupra cutremurului din 4 martie 1977. Bucureşti, 1979, p. 143-168.
13. Пустыльник Е.И. Статистические методы анализа и обработки информации. М., Наука, 1968, 288 стр.
14. Кормаков Н.П., Симонова Н.А. Анализ процесса подготовки землетрясения 31 августа 1986 г. на основе данных о параметрах сейсмического режима. В книге: Карпатское землетрясение 1986 года. Кишинев, Штиинца, 1990, стр. 15-17.
15. Smith W. D. The b-value as an earthquake precursor. Nature, v. 289, N 5794, 1981.
16. Завьялов А.Д. Наклоны графика повторяемости как предвестник сильных землетрясений на Камчатке. Прогноз землетрясений, № 5, 1984, стр. 173-184.
17. Haberman R.E. Consistency of teleseismic reporting since 1963. BSSA, v. 72, N1, 1982, pp. 93-111.

Buletinul Institutului de Geologie şi Seismologie al AŞM, N 2, 2007

Павлов П. П.

Методика интерпретации макросейсмических данных

Описан комплекс компьютерных программ, предназначенных для статистической обработки макросейсмических данных и картирования расчётных интенсивностей воздействия землетрясения. Приведены карты интенсивностей сейсмического эффекта двух землетрясений на примере г. Кагула.

Введение

Для успешной интерпретации макросейсмических данных необходимо обеспечить ряд условий:

1) возможность оценки погрешностей определения для всего набора вычисляемых параметров;

2) возможность определения всевозможных поправок перехода от наблюденных степеней повреждения к приведенным;

3) возможность осреднений степеней повреждения зданий не только по квадратам заданных размеров, но и по признакам имеющихся параметров инженерно-геологических условий, включая одновременное сочетание нескольких параметров;

4) возможность осреднения степеней повреждения зданий не только по однородным участкам, но и независимо от них (т.к. часто фактические критерии однородности грунтовых условий относительно сейсмического эффекта заранее не известны);

5) возможность оперативного получения различных вариантов карт, различающихся между собой параметрами обработки (типы и подтипы используемых зданий, размеры площадки и шаг осреднения данных и т.д.).

Для обеспечения перечисленных условий создан комплекс программ для совместной компьютерной обработки макросейсмических и инженерно-геологических данных. Использованы, в частности, программы обработки и картирования макросейсмической информации, разработанные Ф.М. Богуславским и Н.И. Машник [1].

Условное название всего комплекса программ - "МАКРОС". Основными блоками этого комплекса являются программы “CART”, “IZMAK”, “POPR” и “TABL”, описание которых даётся ниже.

Описание комплекса программ

1. Программа “CART”

Данная программа обеспечивает расчет и картирование сейсмического эффекта на поверхности в параметрах степеней повреждений или сейсмической интенсивности (в баллах). Оценка интенсивности основана на методике Н.В. Шебалина [2], но производится без предварительного разбиения территории на однородные инженерно-геологические зоны.

Выходные карты распределения повреждений или сейсмической интенсивности строятся в масштабе инженерно-геологических карт (условий районирования), что позволяет производить их визуальное сопоставление.

Программа "CART" позволяет подучить следующие карты:

1) Карта исходного материала. Показывает в заданном масштабе местонахождение обследованных объектов и степень их повреждений (наблюденную или приращённую по специальной программе "POPR", см. ниже).

2) Карта усредненных степеней повреждений по квадратам заданного размера и с заданным перекрытием квадратов осреднения.

3) Карта сейсмической интенсивности в баллах по тем же квадратам осреднения и с тем же размером перекрытия.

4) Карта распределения сейсмической интенсивности при округлении до 0,5 балла. Такие карты целесообразно строить при изучении землетрясений умеренной интенсивности (5-6 баллов), когда влияние грунтов уже заметно, но приращение не достигает целого балла.

5) Карта распределения сейсмической интенсивности при округлении до целого балла.

Выходные карты распределения средних степеней повреждений и средней балльности строятся по квадратной сетке с изменяемым размером квадратов осреднения и изменяемым перекрытием этих квадратов; это позволяет строить карты с различной степенью перекрытия квадратов осреднения. Сравнение полученного таким образом набора карт позволяет исследовать влияние и этих факторов на конечный результат.

Программа производит выборку зданий по определённому признаку (или их совокупности). Затем производится, если есть необходимость, приведение степеней повреждений к определённому типу (или подтипу) с учетом поправок, полученных с помощью программы "POPR" и ведется подсчет зданий каждого типа (подтипа). После этого определятся количество зданий ND, попавших в квадрат осреднения, и среднее значение в этом квадрате:

$$SD = \frac{\sum_{i=1}^{ND} S_i}{ND}$$

где S_i - приведенное повреждение отдельного здания.

Кроме того, определяется погрешность среднего повреждения:

$$SP = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{ND} (SD - S_i)^2}{ND}}$$

Используя кривую перехода от повреждений к балльности, получают для каждого квадрата осреднения значение сейсмической интенсивности в баллах F(D). Оценка погрешности определения балльности осуществляется по этим же кривым:

$$SY = \frac{\left|F(D) - F(D - SP)\right| + \left|F(D) + F(D + SP)\right|}{2}$$

где F(D) - значение интенсивности при степени повреждения SD.

После этого программа переходит к построению карт. Определяется местоположение центров квадратов осреднения и выводятся здесь на печать рассчитанные значения среднего повреждения SD и погрешности его определения SP. Здесь же печатается количество зданий, попавших в квадрат осреднения.

Аналогичным образом строятся карты сейсмической интенсивности в баллах. В центрах квадратов осреднения печатаются значения F(D)и SY.

Карты сейсмической интенсивности, округленной до 0,5 и 1 балла, строятся с учетом правил округления и расчёта погрешности определения соответствующей величины.

1.1. Выходные материалы программы "CART"

1. Карта наблюденных степеней повреждений.
2. Карта осредненных степеней повреждений.
3. Карта сейсмической интенсивности в баллах.
4. Карта сейсмической интенсивности в баллах, округленных до 0,5.
5. Карта сейсмической интенсивности в целых баллах.

2. Программа "POPR"

2.1. Назначение и описание программы

Опыт показывает, что для получения объективной оценки интенсивности землетрясения необходимо проанализировать исходный материал и внести определенные поправки в наблюденные значения степеней повреждения зданий. Таковы, например, случаи, когда в массиве исходных данных присутствуют здания, перенесшие несколько землетрясений.

Такие же ситуации возникают, когда на конкретной территории собираются данные о повреждениях зданий, не попадающих ни в один из классов (типов), описанных в шкале, и исследователь вводит новый тип или подтип зданий.

Программа "POPR" позволяет получить поправки для перехода от наблюдённых степеней повреждения зданий определённого типа к степеням повреждения зданий другого типа (или подтипа). Поправки вычисляются в результате сравнения степеней повреждения фиксированного здания 1 типа (которому осуществляется приведение) и степеней повреждения зданий 2 типа (или подтипа), попавших в квадрат наблюдения.

Удаление сравниваемых зданий одного от другого подбирается так, чтобы исключить влияние инженерно-геологических условий.

В программе производится подсчет зданий 1 типа (N1), 2 типа (N2) и соответствующих средних степеней повреждения:

$$D_1 = \frac{\sum_{i=1}^{N1} DT_{1i}}{N1}; \qquad D_2 = \frac{\sum_{i=1}^{N2} DT_{2i}}{N2}$$

Поправочный коэффициент при этом равняется:

$$DS = \frac{\sum_{i=1}^{N3}(DT_{1i} - DT_{2i})}{N3}$$

Среднеквадратичное отклонение единичного определения средней разности DS:

$$S1 = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N3}(DS - (DT_{1i} - DT_{2i}))^2}{N3 - 1}}$$

Среднеквадратичное отклонение средней разности (DT_1- DT_2):

$$S2 = \frac{S1}{\sqrt{N3}}$$

Полученные для различных размеров квадратов значения поправок и погрешностей их определения анализируется, производится выбраковка некоторых значений (при очень высоких значениях S1). По правилам статистики вычисляются средние значения искомых поправок с оценками погрешности их определения

$$D = \frac{\sum_{i=1}^{K}\frac{DS_i}{S1_i^2}}{\sum_{i=1}^{K}\frac{1}{S1_i^2}},$$

где К - число квадратов с различными размерами, использованных в расчете поправки.

Среднеквадратичная погрешность определения средней поправки SD оценивалась по формуле:

$$SD = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{K}\frac{1}{N3_i \cdot S1_i^2}}}{\sum_{i=1}^{K}\frac{1}{S1_i^2}}.$$

Оценка среднеквадратичного отклонения единичной поправки определяется по формуле:

$$SDD = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{K}(D - DS_i)^2 + \sum_{i=1}^{K}S1_i^2}}{\sum_{i=1}^{K}\frac{1}{S1_i^2}}.$$

Полученные таким образом поправки D используются для осуществления перехода от наблюденных степеней повреждения зданий к приведённым. Приведение осуществляется по формуле:

$$D_{пр} = D_н + D,$$

где $D_{пр}$ - приведённое значение степени повреждения;
$D_н$ – наблюдённое значение.

2.2. Выходные данные программы “POPR”

D1 - среднее повреждение зданий 1 типа в данном квадрате (к которому производится приведение);
D2 – среднее повреждение зданий 2 типа;
DS - искомый поправочный коэффициент;
S1- среднеквадратичное отклонение поправки;
S2 - среднеквадратичное отклонение средней разности.

3. Программа “TABL”

Назначение программы "TABL" - исследование влияния инженерно-геологических параметров на интенсивность и характер сейсмического эффекта. Такими параметрами могут быть:
1) уровень грунтовых вод (УГВ);
2) мощность водонасыщенных грунтов;
3) мощность рыхлых грунтов;
4) просадочные характеристики грунтов;
5) литологический тип грунтов;
6) геоморфологическая характеристика территории.

Этот набор может быть расширен по усмотрению исследователя. Кроме того, программа позволяет оценить зависимость интенсивности землетрясения от типа исследуемых зданий, количества этажей и числа перенесённых землетрясений.

Для исследуемого параметра грунтовых условий (или их совокупности) результаты, выводимые в виде таблицы, включают сведения о количестве зданий, используемых в расчете, распределение степеней повреждения этих зданий по классам (с шагом 0,5), среднее повреждение, погрешность определения этого повреждения, сейсмическая интенсивность в баллах и погрешность оценки балльности. Распределение степеней повреждения по классам получается в абсолютных цифрах и процентах, что позволяет строить гистограммы распределения повреждений по классам. Очень важным моментом при получении окончательных выводов о степени зависимости сейсмической интенсивности от отдельных параметров (или их совокупности) является учет погрешности определения средней степени повреждения или средней величины (чаще всего при малой статистике), что не позволяет использовать для выводов полученные значения средней сейсмической интенсивности.

Программа производит выборку зданий по определенному признаку (или их совокупности). После этого вычисляются средние повреждения на части рассматриваемой территории:

$$D = \frac{\sum_{i=1}^{N} DT_i}{N}.$$

Среднеквадратичное отклонение от среднего повреждения *SD*

$$SD = \frac{\sum_{i=1}^{N}(D - DT_i)^2}{N}.$$

Выборочная проверка распределения наблюдённых степеней повреждения зданий показывает, что оно близко к нормальному. Поэтому использование этих формул правомерно.

Необходимо ещё учесть погрешность, вносимую использованием поправки. Тогда

$$SD = \sqrt{SD^2 + \left(\frac{N1}{N}\right)^2 \cdot SD_n{}^2},$$

где N - количество всех использованных зданий при осреднении степени повреждения на площадке;
$N1$ - количество зданий, для которых осуществлялось приведение повреждений;
SD_n - погрешность определения поправки.

Окончательное значение погрешности определения среднего повреждения получаем, используя коэффициент Стьюдента:

$$SDT = SD \bullet T,$$

где $T = f(N,P=0,7)$.

Переход от среднего повреждения к балльности осуществляется по соответствующим кривым, приведенным в работе [2].

Уценки погрешности определения балльности осуществлялись с помощью этих же кривых перехода от повреждений к балльности:

$$SI = \frac{|F(D) - F(D - ST)| + |F(D) - F(D + ST)|}{2},$$

где F(D) - значение интенсивности по соответствующему графику при степени повреждений, равной D. Округление сейсмической интенсивности до 0,5 и 1 балла производилось с учетом полученной величины SI в баллах. До 0,5 балла округлялась только интенсивность, полученная с погрешностью SI ≤ 0,54 балла. Результаты с погрешностью > 0,54 балла обычно получаются при малом числе использованных данных; из-за ненадёжности эти результаты не используются.

По полученным значениям сейсмической интенсивности с учетом погрешностей оценки этих значений можно оценить влияние отдельного параметра (или их совокупности) на величину сейсмической интенсивности.

3.1. Выходные данные программы «TABL»

Выходную информацию программа выдает в виде таблицы, содержащей следующие данные:

1. Код исследуемого параметра (или их совокупности);
2. Общее число использованных зданий N;

3. Распределение степеней повреждения этих зданий по классам в абсолютных цифрах и процентах (через 0,5);
4. Среднее повреждение рассматриваемых зданий D;
5. Среднеквадратичное отклонение от среднего повреждения SD;
6. Среднеквадратичное отклонение среднего повреждения SDD с учетом коэффициента Стьюдента для доверительной вероятности 0,7.
7. Сейсмическая интенсивность в баллах I.
8. Погрешность оценки балльности SI при P=0,7;
9. $I_{0,5}$ - сейсмическая интенсивность с округлением до 0,5;
10. $I_ц$ - сейсмическая интенсивность с округлением до 1 балла;

4. Программа "IZMAK"

Программа "IZMAK" предназначена для графического представления входной и выходной информации, обрабатываемой программами данного комплекса.

Исходная информация может быть представлена в форме карты распределения обследованных объектов, карты распределения степеней повреждения, как интегральной, так и по отдельным степеням повреждения. Для удобства анализа могут выводиться на печать цифрокарты распределения интенсивности воздействия, рассчитанные программой "CART", а также распределение погрешностей вычисления интенсивности и число объектов, попавших в каждый квадрат осреднения, что позволяет оценить репрезентативность исходного материала.

Окончательный результат может быть представлен в виде карт распределения сейсмической интенсивности на исследуемой территории, на которых изображаются линии равного уровня интенсивности. Причём значения величины интенсивности, для которых вычерчиваются изолинии, выбираются произвольно, по усмотрению исследователя (см. рис. 1 и 2). Для удобства сопоставления и привязки графической информации к исследуемой территории на картах могут быть изображены линейные и точечные ориентиры (улицы, дороги и т.д.).

Заключение

Опыт обработки макросейсмических данных с помощью комплекса программ «МАКРОС» подтверждает, что решающее значение в формировании сейсмического эффекта на поверхности имеет глубинное геолого-геофизическое строение и в меньшей степени инженерно-технические характеристики приповерхностных грунтов. Роль влияния некоторых инженерно-геологических параметров на сейсмический эффект нуждается в уточнении. Так, представляется завышенной ранее принятая оценка роли параметра обводненности грунтов в формировании сейсмического эффекта. Для нашего региона реальной величиной влияния этого фактора следует принять усиление интенсивности воздействия на 0,5 балла.

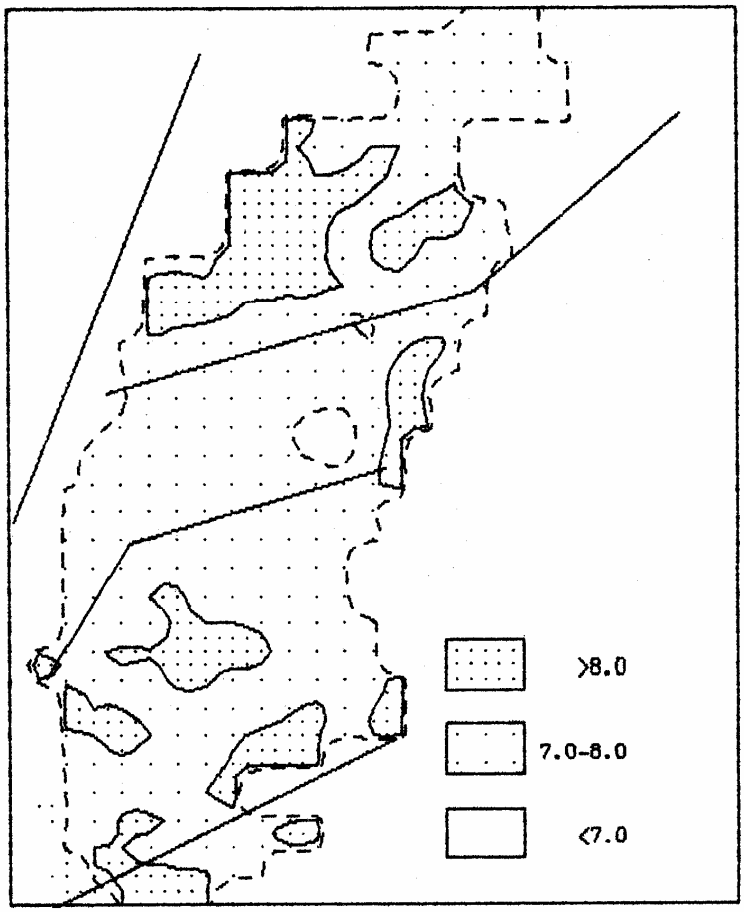

Рис. 1. Карта распределения интенсивности воздействия землетрясения 4.03.1977 в г. Кагуле. (Выделены зоны интенсивности от 7 до 8 баллов с шагом в 1 балл. Для привязки прямыми линиями обозначены основные улицы города.)

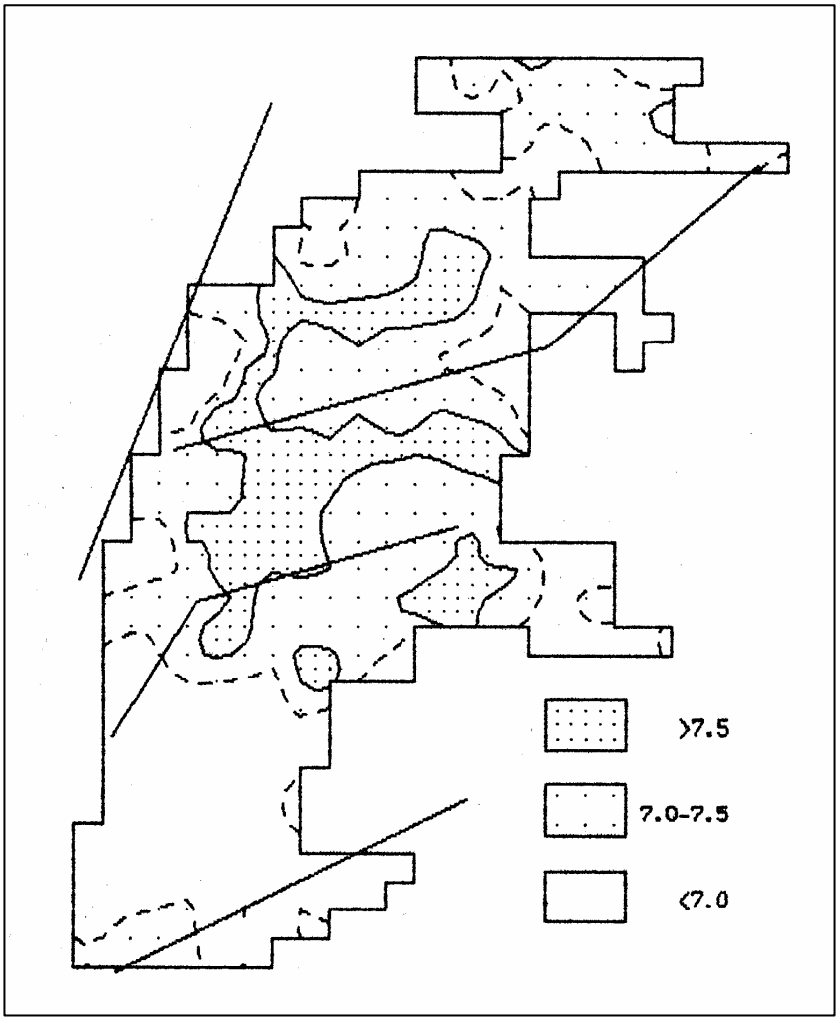

Рис. 2. Карта распределения интенсивности воздействия землетрясения 31.08.1986 в г. Кагуле. (Выделены зоны интенсивности от 7 до 8 баллов с шагом в 0,5 балла.)

Литература

1. Отчет "Изучить сейсмологические условия районов водохозяйственного, энергетического и городского строительства, разработать и внедрить рекомендации по их учету при проектировании и строительстве". Часть II, том I, Кишинев, Фонды ИГиГ, 1990.
2. Н.В. Шебалин. Распределение степеней повреждения зданий и использование его для оценки балльности. Сб.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М., Наука, 1975, с.253-266.

Алексеев В.Е.[*], *Чербарь В.В.*[*], *Бургеля А.Н.*[*], *Варламов Е.Б.*[*]

Сравнительная характеристика гипергенных изменений минералогического состава четвертичного суглинка в Центре и в Северной части Молдовы

Резюме

Представлены сравнительные данные по минералогическому составу породообразующих силикатов четвертичного суглинка на поверхностях выравнивания Центральной и Северной частей Молдовы и параметрам его изменения под воздействием процессов выветривания и почвообразования. В оценке гипергенных преобразований использована система показателей, характеризующих минералогическое состояние почв.

Abstract

There were presented comparative data on mineralogical composition of rock-forming silicates of quaternary clay loams on planation surfaces of the central and northern parts of Moldova as well as data on parameters of its modification caused by the processes of weathering and soil formation. In evaluation of hypergenic transformations a system estimation of indices characterizing mineralogical state of soils in definite conditions was used.

Rezumat

Sunt prezentate date comparative privind compoziția mineralogică a silicaților constituenți ai aleuritelor cuaternare de pe suprafețele de aplanare din Centrul si Nordul Moldovei şi parametrii transformării lor sub acțiunea proceselor de alterare şi solificare. Pentru evaluarea modificărilor hipergene a fost utilizat sistemul de indicatori ce caracterizează starea mineralogică a solului.

Введение

Данное сообщение продолжает публикацию результатов исследований [1,2], концепция которых изложена ранее [1]. Кратко напомним ее.

Покровные четвертичные отложения древних элементов рельефа (водоразделов и древних террас) Молдовы до настоящего времени в минералогическом отношении остаются практически не изученными [2,3]. В то же время при исследовании почв республики в этой части накоплен значительный материал [4], так как современный почвенный покров в большой мере сформировался на отложениях этого возраста.

Климат, как известно, относится к важнейшим факторам почвообразования. Наша задача заключалась в том, чтобы охарактеризовать минералогический состав указанных отложений, а также установить, какие изменения происходят с ними под влиянием черноземного почвообразования по современным зонам увлажнения. При

[*] Институт Почвоведения и Агрохимии им. Н.А. Димо, республика Молдова

этом принимается во внимание, что черноземы формировались на протяжении всего голоцена, в течение которого климат подвергался значительным изменениям.

Важно, что во все эти периоды почвообразования на территории Молдовы климатические изменения, как известно, имели одну и ту же направленность, т. е. с севера на юг. Современные зоны увлажнения в данном случае используются как своеобразные климатические ориентировочные реперы.

Исследования проведены по четырем зонам с гидротермическими коэффициентами (ГТК) 0,50-0,55, 0,60-0,65, 0,65-0,70, 0,70-0,80 (по Иванову-Высоцкому). ГТК рассчитаны на основании сведений из климатических справочников [5,6]. В каждой из выбранных зон был изучен наиболее характерный для нее подтип чернозема. Для оценки направленности гипергенных изменений применен ряд показателей.

Другая задача заключалась в том, чтобы выявить, какие показатели минералогического состава почв наиболее адекватно реагируют на изменение климата, если таковые существуют. В предыдущей публикации были приведены результаты исследования в зоне увлажнения с ГТК в интервале 0,60-0,65. В данном сообщении представлены результаты исследований в зоне с ГТК в интервале 0,65-0,70 и проведен сравнительный анализ вновь полученных данных с предыдущими.

Объекты и методы

В обозначенной зоне наиболее распространенными являются типичные черноземы. Этот подтип чернозема в названной зоне сформировался на верхнечетвертичных элювиально-делювиальных отложениях лессовидного габитуса [7,8,9]. Для исключения влияния рельефа, как фактора почвообразования, почвенные разрезы закладывались на ровных участках водоразделов или террас. Изучены четыре разреза (50, 54, 55, 58), заложенные близ населенных пунктов Гринауцы, Пелиния, Лядовены, Свердияк Рышканского и Дрокиевского районов. Разрезы 50 и 58 размещены на плато (абсолютные отметки соответственно 236 и 251 м), на пахоте; разрез 54 - на террасе Реута (высота 125 м) и также на пахоте. В порядке исключения разрез 55 заложен на склоне (до 8 градусов) на абсолютной отметке 166 м, но на целинном черноземе. Разрезы 50, 54 и 58 характеризуют почвы поверхностей выравнивания (плато и террас) региона исследований. Разрез 55 целинного чернозема на склоне включен в исследования с целью сравнения с пахотными черноземами по степени проявления процесса иллитизации. Черноземы ключевых участков по гранулометрическому составу относятся к тяжелым суглинкам. Некоторые горизонты близки к легким глинам. Карбонаты залегают преимущественно на глубинах 50-60 см, что характерно для данного подтипа черноземов.

Исследован состав минералов грубодисперсной (>1 мкм) и тонкодисперсной (<1 мкм) силикатных частей данного подтипа чернозема. Во фракции >1 мкм изучены первичные минералы, во фракции <1 мкм - глинистые. К первичным минералам с некоторой степенью условности отнесены породообразующие минералы с каркасной и слоистой структурами и размером частиц >1 мкм, к глинистым - тонкодисперсные слоистые силикаты с размером частиц <1мкм. Фракционное разделение образцов проведено способом центрифугирования по

методике [10]. Состав первичных и глинистых минералов определен методом рентгеновской дифрактометрии по известным рекомендациям [11,12]. Количественный анализ минералов проведен по методикам [13,14]. Точность результатов количественного анализа, установленная по стандартным образцам, в зависимости от содержания минералов характеризуется следующими параметрами (отн. %): кварц - 2,9-3,3; полевые шпаты -3,8-8,9; слюды -5-20; хлорит -15-26; группа смектита –2,5-3,0; иллит –2,2-2,6; хлорит (ил) –12-25; каолинит (ил) –15-25. Органическое вещество и карбонаты перед фракционированием образцов удалялись. Все расчеты произведены на минеральную и бескарбонатную части фракции и почвы.

Оценка распределения минералов по профилю почв и влияния на них педогенных процессов проведена с помощью 8 показателей (К1, К2, К3, К4, ПИИС, ПНИС, ПИКС, ПНКС). В их основе лежат соотношения между устойчивыми к выветриванию кварцем и диоктаэдрическим иллитом, с одной стороны, и менее устойчивыми другими группами минералов, с другой [4,15]. Кратко напомним их содержание.

Отношения К1, К2, К3 характеризуют степень выветривания полевых шпатов (суммарно плагиоклазов и калишпатов, К1), слоистых силикатов (суммарно слюд, хлорита и каолинита, К2), тех и других вместе (К3). Рассчитываются как отношения содержания кварца к содержанию указанных групп минералов в каждом горизонте, деленные на такое же отношение в породе. При допущении однородности породы величина показателя более 1 свидетельствует о разрушении соответствующей группы минералов.

К4 представляет собой отношение содержания кварца к содержанию безгумусного бескарбонатного ила (фракции <1 мкм) по профилю, деленное на такое же отношение в породе. При определенных условиях указывает на наличие или отсутствие в почве процесса оглинивания [15].

В диагностике процессов выветривания показатели К1-К4 зависимы от проявлений неоднородности почвообразующей породы, на что сами и указывают.

Показатель интенсивности выветривания, иллит-смектитовый (ПИИС) оценивает интенсивность преобразований по горизонтам почвы в ряду трансформации иллит → смектит. Представляет собой отношение содержания устойчивого диоктаэдрического иллита (образованного по мусковиту) к содержанию неустойчивого смектита в илистой фракции, умноженное на 10 с целью получения целого числа. Среди иллитов возможна примесь три-иллита.

Показатель напряженности выветривания, иллит-смектитовый (ПНИС) характеризует одной цифрой напряженность минеральных преобразований в ряду трансформации иллит → смектит по всему профилю и представляет разницу в ПИИС (см. выше) между верхним горизонтом и породой.

Показатель интенсивности выветривания, кварцево-смектитовый (ПИКС) представляет собой отношение содержания кварца во фракции >1 мкм к содержанию смектита во фракции <1 мкм в каждом горизонте, умноженное на 10 для получения целого числа. Относится к особо чувствительным показателям изменений в минеральной части почв.

Показатель напряженности выветривания, кварцево-смектитовый (ПНКС) характеризует одной цифрой напряженность минеральных преобразований по всему профилю и представляет разницу в ПИКС (см. выше) между верхним горизонтом и породой.

Последние четыре показателя практически независимы он неоднородности почвообразующей породы.

Результаты и обсуждение

Содержание в типичных черноземах фракции >1 мкм составляет 58-69 %. Она представлена первичными минералами (табл.1): кварцем (50-67 %), плагиоклазами (11-13 %), калиевыми полевыми шпатами (9-12 %), слюдами (6-17 %), хлоритом (2-5 %) и глинистым минералом каолинитом (2-7 %). Содержание кварца во фракции во всех разрезах увеличивается вверх по профилю, причем максимально это проявляется в черноземах на плато. Содержание хлорита и каолинита, напротив, увеличивается с глубиной. В отношении других минералов ситуация менее определенная. Обращает на себя внимание инверсия и повышенное содержание слюд в указанной фракции в целинном черноземе на склоне (17-14 %) в сравнении с черноземами на плато (6-13 %), а также большие потери (до 50 % отн.)

Таблица 1. Первичные минералы (%)

Горизонт	Глубина, см	Фракция >1мкм						Почва					
		Кварц	Плагио-клазы	Кали-шпаты	Слюды	Хлорит	Каолинит	Кварц	Плагио-клазы	Кали-шпаты	Слюды	Хлорит	Каолинит
Разрез 50, Гринауцы, плато, абс. выс. 236 м													
Ahp1	0-30	61,5	11,1	10,3	12,2	1,9	3,0	37,8	6,8	6,3	7,5	1,1	1,8
Ahp2	30-45	59,0	11,8	11,4	12,3	2,3	3,1	37,5	7,5	7,3	7,8	1,5	2,0
Bh1	45-55	59,3	11,9	11,6	11,3	2,6	3,2	36,5	7,4	7,2	6,9	1,6	2,0
Bh2	65-80	53,5	11,4	11,7	13,5	3,8	6,1	33,3	7,1	7,3	8,4	2,3	3,8
Ck	190-200	51,8	11,4	10,8	13,6	5,7	6,7	32,0	7,0	6,7	8,4	3,5	4,1
Разрез 54 , Пелиния, терраса Реута, абс. выс. 125 м													
Ahp	0-32	59,8	12,2	11,5	10,9	2,5	3,1	39,7	8,1	7,6	7,2	1,7	2,1
Ah	32-40	58,4	12,3	11,7	12,0	2,4	3,2	39,4	8,3	7,9	8,1	1,6	2,1
Ah	40-51	58,5	12,4	11,0	11,9	2,6	3,6	40,0	8,4	7,5	8,1	1,8	2,5
Bh1	60-75	57,4	12,9	12,0	10,9	2,8	4,0	39,7	8,9	8,3	7,6	1,9	2,8
Ck	190-200	57,7	12,9	11,0	10,7	3,1	4,6	40,2	8,9	7,7	7,4	2,2	3,2
Разрез 55, Лядовены, склон, абс. выс. 166 м													
Ahţ	0-15	52,1	12,2	9,1	17,6	3,5	5,5	31,5	7,4	5,5	10,7	2,1	3,3
Ah	15-30	51,3	12,9	8,9	17,0	4,2	5,8	30,6	7,7	5,3	10,1	2,5	3,4
Ah	30-42	50,0	12,4	9,2	16,8	4,9	6,8	30,1	7,5	5,6	10,1	2,9	4,1
Bh2	60-70	50,7	12,9	9,6	15,2	5,0	6,7	30,5	7,8	5,8	9,1	3,0	4,0
BC1	90-100	51,4	13,7	9,3	14,3	4,8	6,6	34,0	9,1	6,2	9,5	3,2	4,4
Разрез 58, Свердияк, плато, абс. выс. 251 м													
Ahp1	0-25	67,0	12,2	11,5	5,9	1,2	2,1	39,1	7,1	6,7	3,4	0,7	1,2
Ahp2	25-40	65,2	11,9	11,1	7,8	1,7	2,2	38,6	7,1	6,6	4,6	1,0	1,3
Ah	40-52	63,2	11,9	11,1	8,6	1,8	3,4	36,9	6,9	6,5	5,0	1,1	2,0
Bh1	60-72	62,9	11,9	10,3	8,9	2,0	3,9	37,5	7,1	6,2	5,3	1,2	2,3
Ck	190-200	54,1	11,2	9,7	13,3	4,6	7,1	34,4	7,1	6,2	8,4	2,9	4,5

слюд в черноземе на плато близ Свердияка (абс. выс. 251 м). Видно также, что минералогические профили чернозема на склоне имеют некоторые отличия от более «правильных» профилей черноземов ровных участков, обусловленные, по-видимому, эрозионными процессами. В пересчете на почву отмеченные общие закономерности и особенности во многом сохраняются. Содержание кварца колеблется в пределах 30-40%, плагиоклазов – 7-9, калиевых полевых шпатов - 5-8, слюд – 6-10, хлорита – 1-3 и каолинита – 1-4%. Более определенные суждения о процессах будут сделаны ниже на основании анализа отношений К1-К3.

Содержание безгумусной бескарбонатной фракции <1 мкм (ила), рассчитанное на безгумусную бескарбонатную почву, находится в пределах 30-42 % (табл. 2). В трех из четырех изученных почв содержание ила увеличивается от породы к верхним горизонтам, кроме разреза 50 на плато, где распределение ила по профилю равномерное (табл.2). Илистая фракция состоит из смектита (46-64 %), иллита (18-37), хлорита (5-8) и каолинита (6-13%). Как видно, доминирует смектит, на втором месте иллит. Содержание смектита закономерно увеличивается вниз по

Таблица 2. Глинистые минералы (%)

Горизонт	Глубина, см	Фракция <1мкм	Фракция <1мкм				Почва			
			Смектит	Иллит	Хлорит	Каолинит	Смектит	Иллит	Хлорит	Каолинит
Разрез 50, Гринауцы, плато, абс. выс. 236 м										
Ahp1	0-30	38,6	47,9	35,1	6,0	10,9	18,5	13,5	2,3	4,2
Ahp2	30-45	36,5	48,2	34,8	6,3	10,7	17,6	12,7	2,3	3,9
Bh1	45-55	38,4	50,9	32,0	6,1	11,0	19,6	12,3	2,3	4,2
Bh2	65-80	37,8	53,5	29,0	6,2	11,3	20,2	11,0	2,3	4,3
Ck	190-200	38,3	58,6	23,1	6,9	11,3	22,5	8,9	2,7	4,3
Разрез 54 , Пелиния, терраса Реута, абс. выс. 125 м										
Ahp	0-32	33,7	46,0	36,6	5,4	11,9	15,5	12,3	1,8	4,0
Ah	32-40	32,5	48,6	34,9	5,4	11,0	15,8	11,3	1,8	3,6
Ah	40-51	31,7	48,1	32,6	5,2	13,1	15,6	10,3	1,6	4,2
Bh1	60-75	30,9	46,3	31,9	5,8	11,3	15,7	9,8	1,8	3,5
Ck	190-200	30,4	50,1	19,8	5,7	8,0	20,2	6,0	1,7	2,4
Разрез 55, Лядовены, склон, абс. выс. 166 м										
Ahţ	0-15	39,5	48,7	37,1	7,0	7,2	19,2	14,6	2,8	2,8
Ah	15-30	40,4	49,2	37,2	7,2	6,4	19,8	15,0	2,9	2,6
Ah	30-42	39,7	51,8	33,1	8,0	7,0	20,6	13,2	3,2	2,8
Bh2	60-70	39,8	54,4	29,4	7,3	8,9	21,7	11,7	2,9	3,5
BC1	90-100	33,7	64,5	21,5	7,2	6,8	21,7	7,3	2,4	2,3
Разрез 58, Свердияк, плато, абс. выс. 251 м										
Ahp1	0-25	41,6	48,6	34,1	5,5	11,8	20,2	14,2	2,3	4,9
Ahp2	25-40	40,8	49,2	33,3	5,6	11,9	20,1	13,6	2,3	4,9
Ah	40-52	41,6	50,9	31,2	5,6	12,2	21,2	13,0	2,3	5,1
Bh1	60-72	40,4	52,1	29,1	6,3	12,4	21,1	11,8	2,6	5,0
Ck	190-200	36,5	62,8	17,8	6,6	12,7	22,9	6,5	2,4	4,7

профилю, иллита – вверх. Содержание хлорита и каолинита, как правило, с глубиной увеличивается. Некоторые отклонения в этой части отмечены в черноземах на террасе и склоне (рр. 54, 55). В пересчете на почву в целом указанные закономерности в основном сохраняются. Содержание смектита составило 15-23 %, иллита – 6-15, хлорита – 1,5-3, каолинита – 2-4%. Более полное представление о происходящих процессах будет получено при анализе отношений К1-К3 в сочетании с К4, а также показателей их интенсивности и напряженности.

Таблица 3. Среднестатистические параметры минералогического состава чернозема обыкновенного зоны увлажнения с коэффициентом 0,60-0,65 (X ± s)

Горизонт	Ил, %	К1	К2	К3	К4	ПИИС	ПНИС	ПИКС	ПНКС
Ahp	35,6±2,4	1,15±0,08	1,43±0,19	1,28±0,10	1,13±0,10	7,1±1,1		12,0±0,7	
Ah	36,6±2,6	1,13±0,04	1,34±0,08	1,23±0,03	1,00±0,11	6,1±0,8		11,5±1,1	
Bh1	35,9±2,0	1,12±0,06	1,25±0,12	1,19±0,04	1,08±0,19	5,4±0,6	3,4±0,7	10,8±0,9	3,3±0,6
Bh2	36,2±2,4	1,08±0,03	1,16±0,08	1,12±0,05	0,99±0,11	4,8±0,4		10,1±0,9	
Ck	35,8±3,0	1,00	1,00	1,00	1,00	3,7±0,4		8,7±0,6	

Таблица 4. Среднестатистические параметры минералогического состава чернозема типичного зоны увлажнения с коэффициентом 0,65-0,70 (X ± s)

Горизонт	Ил, %	К1	К2	К3	К4	ПИИС	ПНИС	ПИКС	ПНКС
Ahp	37,9±4,0	1,12±0,10	2,10±1,12	1,43±0,32	1,02±0,14	7,4±0,5		13,2±0,5	
Ah	36,6±4,1	1,06± 0,05	1,77±0,76	1,32±0,28	1,05±0,16	7,05±0,3		12,5±0,7	
Ah	37,3±5,1	1,06±0,02	1,63±0,55	1,28±0,22	1,01±0,11	6,4±0,3	3,9±0,4	12,1±0,4	3,5±0,9
Bh	36,3±4,9	1,01±0,07	1,38±0,50	1,17±0,24	1,00±0,04	6,0±0,8		11,5±1,3	
Ck	35,1±4,1	1,00	1,00	1,00	1,00	3,6±0,6		9,7±1,6	

Примечание: X – среднее значение; s – стандартное отклонение

Данные статистической обработки результатов анализа приведены в таблицах 3 и 4. Из-за своего геоморфологического положения, укороченности профиля (табл. 1,2) и вероятной неоднородности породы, оказывающих влияние на конечные результаты минералогического анализа, в статистическую выборку не включен целинный чернозем на склоне (разрез 55). Таким образом, в отличие от обыкновенных черноземов, по типичным выборка ограничена n=3. Заметим, что авторы прекрасно понимают недостатки малого объема выборки, но большая трудоемкость минералогического анализа не позволяет увеличить ее объем до полноценных размеров.

Средние показатели содержания ила лежат в довольно узком пределе 35-38 % (табл.4), что на 1-2% выше в сравнении с такими же показателями для обыкновенных тяжелосуглинистых черноземов Центральной части Молдовы

(табл. 3). Увеличение вверх по профилю отношений К1 указывает на выветривание полевых шпатов, К2 - слоистых силикатов, К3 - тех и других вместе (табл. 4). Наибольшим изменениям подвержены слоистые силикаты (слюды, хлорит, каолинит), на что указывают величины показателей. Особенно велики они в черноземах на плато, представленных разрезами 50 и 58. Значения показателей К2 в верхнем горизонте этих черноземов достигают величин 1,81 и 3,33 соответственно в сравнении с тем же показателем в черноземе на террасе (разрез 54), где он ниже и равен 1,16. Это обстоятельство позволяет высказать предположение, что черноземы одного подтипа, в данном случае типичные черноземы, сформировались на корах выветривания разной степени зрелости. На водораздельных плато кора выветривания более зрелая, чем на террасах.

В сравнении с обыкновенными черноземами зоны увлажнения с коэффициентом 0,60-0,65 в типичных черноземах более влажной зоны К2 и К3 значительно выше (табл. 3,4), что можно объяснить повышением интенсивности выветривания. Однако остается неясным, отмеченные различия являются результатом только климатических различий в исследуемых зонах, или они обусловлены и иными причинами, например, разным возрастом кор выветривания водоразделов и террас, на которых сформировались современные обыкновенные и типичные черноземы. Различия в размерах потерь вещества столь значительны, что их трудно объяснить только климатическим фактором, а следует привлечь также версию разного возраста пород, хотя они и отнесены геологами к одной группе верхнечетвертичных [7]. При этом следует иметь ввиду, что временные рамки «верхнечетвертичности» теоретически охватывают период не менее 200 тыс. лет.

Среднестатистические значения К4 больше 1 свидетельствуют о некоторой потере помимо первичных также и глинистых минералов, но только в почвах на плато. Этот показатель для разреза 54 на террасе был ниже 1, что связано с процессом оглинивания, так как он сопровождался значениями К1 и К2 больше 1 [15]. Поскольку возраст почвообразования на террасе значительно меньше, чем на плато, нельзя исключать, что в данной почве еще не завершилась стадия оглинивания [4]. Включение в выборку значений К4 ниже 1 снизило средние показатели по ней в сравнении с теми же показателями обыкновенных черноземов.

Показатели интенсивности преобразований под влиянием процессов выветривания и почвообразования в системе иллит-смектит (ПИИС) последовательно увеличиваются вверх по профилю, и в типичных черноземах в сравнении с обыкновенными заметно выше (табл. 3,4). То же самое наблюдается в отношении показателя напряженности минеральных преобразований в системе иллит-смектит (ПНИС). Средний показатель равен 3,9 (табл. 4), что на 0,5 единицы выше, чем в обыкновенных черноземах зоны увлажнения с коэффициентом 0,60-0,65 (табл. 3). Увеличение показателя свидетельствует об увеличении доли иллита в составе ила и снижение доли смектита. Показатели интенсивности преобразований, контролирующие соотношение кварц/смектит (ПИКС), в типичных черноземах также выше. То же самое отмечается и в отношении показателя напряженности профильных изменений (ПНКС). Эти данные указывают на более низкое содержание смектита относительно кварца по всему профилю типичных черноземов, включая материнскую породу, в сравнении с обыкновенными черноземами. В целом показатели ПИИС, ПНИС, ПИКС и ПНКС свидетельствуют о более выраженных преобразованиях элювиального характера

глинистой части черноземов с коэффициентом увлажнения 0,65-0,70 (типичных) в сравнении с черноземами с коэффициентом увлажнения 0,60-0,65 (обыкновенных), и могут являться следствием как большей дренируемости первых, так и, как отмечено выше, результатом вероятной генетической связи типичных черноземов с более зрелой (древней) корой выветривания в сравнении с обыкновенными черноземами.

Разрез 55 целинного чернозема на склоне включен в исследование с целью оценки проявления иллитизации под степью в сравнении с пахотными черноземами. Случай нахождения целинного чернозема уникален, и им нельзя было не воспользоваться. В результате установлено, что иллитизация в целинном черноземе не получила существенно большего развития, чем в пахотных почвах. Содержание иллита в его верхнем горизонте составило 14,6 % в сравнении с 12,3, 13,5 и 14,2 % в пахотных черноземах (табл. 2). Этим, на наш взгляд, еще раз подтверждено, что иллитизация верхней половины профиля черноземов является не столько следствием необменной фиксации биоциклического калия высокозарядным смектитом, которая в целинном черноземе должна протекать более энергично, чем в пахотных почвах, сколько, во-первых, результатом физической диспергации слюдистого материала крупных фракций и обогащения им илистой фракции, и, во-вторых, результатом разрушения смектита в верхних горизонтах и относительного накопления в них иллита [4, 16].

Следует заметить, что исследования типичных черноземов не выявили повышенного содержания слюд в почве на террасе, как это отмечалось ранее в отношении террасового обыкновенного чернозема [2].

Выводы

Исследования показали, что типичные черноземы зоны увлажнения с коэффициентом 0,65-0,70 по минералогическому состоянию заметно отличаются от черноземов обыкновенных с коэффициентом увлажнения 0,60-0,65. В результате процессов выветривания и почвообразования в типичных черноземах увеличиваются потери первичных минералов, особенно слоистых силикатов, почвы становятся более “глинистыми”, а в составе илистой фракции продолжает увеличиваться доля иллита. Несмотря на увеличение «глинистости» почв в них повышается отношение кварца к смектиту, что указывает на утрату ими последнего.

В террасовом типичном черноземе присутствуют признаки остаточного оглинивания. Объем преобразований минеральной основы ниже, чем в его аналогах на плато, что может быть связано с формированием одного и того же подтипа чернозема на корах выветривания разного возраста. Данные по целинному чернозему на склоне не выявили существенного влияния на общую иллитизацию черноземов иллитизации, связанной с необменной фиксацией смектитом биоциклического калия. Вместе с тем в этом черноземе отмечены аномально высокое содержание слюд и инверсия их распределения по профилю.

В обеих группах черноземов – обыкновенных Центра и типичных Севера - гипергенная трансформация минералогического состава развивается в одном и том же направлении: среди первичных минералов относительно накапливается кварц, среди глинистых – иллит. Изменения усиливаются от

обыкновенных черноземов к типичным. В основе изменений, по всей вероятности, лежат не только климатические различия в условиях образования этих почв, но и временной фактор, связанный с принадлежностью этих подтипов черноземов к корам выветривания разного возраста.

Литература

1. В.Е. Алексеев, А.Н. Бургеля, Е.Б. Варламов. Педогенная трансформация минералогического состава четвертичного суглинка на Юге Молдовы. Buletinul Institutului de geologie şi seismologie al AŞM, N2, 2006, p. 74-81.
2. В.Е. Алексеев, В.В. Чербарь, А.Н. Бургеля и др. Сравнительная характеристика педогенных изменений минералогического состава четвертичного суглинка на Юге и в Центральной части Молдовы. Buletinul Institutului de geologie şi seismologie al AŞM, N1, 2007, p. 31-39.
3. Г.М. Билинкис, А.В. Друмя, К.Ф. Стажило-Алексеев. Основные проблемы четвертичной геологии Молдавии. Геология четвертичных отложений Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1983, с.3-19.
4. В.Е. Алексеев. Минералогия почвообразования в степной и лесостепной зонах Молдовы: диагностика, параметры, факторы, процессы. Кишинев, 1999. 241с.
5. Справочник по климату СССР. Вып.11. Молд.ССР. Ч. II. Л.: Гидрометеоизд-во, 1965. 122 с.
6. Справочник по климату СССР. Вып.11. Молд.ССР. Ч. IV. Л.: Гидрометеоизд-во, 1968. 128 с.
7. Атлас Молдавской ССР. М., 1978. 131 с.
8. Почвы Молдавии. Генезис, экология, классификация и систематическое описание почв. Кишинев: Штиинца, 1984, т.1. 352 с.
9. Почвы Молдавии. География почв, описание почвенных провинций, районов и микрорайонов. Кишинев: Штиинца, 1985, т.2. 239 с.
10. В.Е. Алексеев, К.Г. Арапу, А.Н. Бургеля. Методика супердисперсного фракционирования почв и пород при их минералогическом анализе. Почвоведение, N7, 1996, с. 873-878.
11. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. Под ред. Брауна Г. М.: Мир, 1965. 599 с.
12. Рентгенография основных типов породообразующих минералов. Под ред. Власова В.С., Волкова С.А. и др. Л.: Недра, 1983. 359 с.
13. В.Е. Алексеев, В.П. Грати, В.Е. Моток и др. Глинистые минералы в лесных почвах Молдавии. Генезис и рацион. использов. почв Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1977, с. 23-41.
14. В.Е. Алексеев. Способ количественного определения первичных минералов в почвах и породах методом рентгеновской дифрактометрии. Почвоведение, N1, 1994, с.104-109.
15. В.Е. Алексеев. Минералогический анализ в диагностике оподзоливания, лессиважа и оглинивания. Почвоведение, N10, 1983, с.12-18.
16. В.Е. Алексеев. Минералогический состав и эволюция глинистой части черноземов Молдавии. Почвоведение, N2, 1977, с.126-136.

Buletinul Institutului de Geologie şi Seismologie al AŞM, N 2, 2007

Болотин О. А., Харчук О. А. [*]

Монтмориллонит как фактор потенциальной продуктивности черноземных агроценозов

Резюме

Показано, что слоистый диоктаэдрический силикат монтмориллонит является умеренным стрессовым фактором почвенного компонента окружающей среды; фенотипически влияние монтмориллонита на растения заключается, прежде всего, в изменениях семенной продуктивности на единицу площади листьев и потенциальной продуктивности агрофитоценозов. При оптимуме содержания монтмориллонита в почве (7-9%) семенная продуктивность на единицу площади листьев и потенциальная продуктивность агрофитоценоза (сои) максимальна. Обсуждена роль монтмориллонита в эволюции черноземов и в семенной продуктивности черноземных ценозов. Высказано мнение, что в происхождении и плодородии чернозема монтмориллонит является первичным фактором в сравнении с гумусом.

Введение

Проблема сохранения, повышения плодородия и устойчивости черноземных ценозов является одной из важнейших в современной экологии. Черноземы занимают около 6% всей площади суши, используются преимущественно под посевы зерновых культур [1]. Чернозем представляет собой сложную композицию, органическая компонента которой представлена гумусом, а минеральная – силикатными слоями высокодисперсных глинистых минералов, куда входит и монтмориллонит [2]. В.А. Ковда (1971) отмечал повышенное содержание монтмориллонита в составе тонкодисперсной фракции черноземов как свойство, отличающее черноземы от сероземов [цит. по 3]. В черноземе монтмориллонит агрегирован с гумусом: в частности, на долю «физической глины» приходится 74-97 % всего гумуса черноземов, и лишь незначительная часть (3-26%) - на долю «физического песка» [4,5]. Несмотря на то, что монтмориллонит является обязательным компонентом черноземов, его роль в плодородии черноземов изучена мало (в частности, и потому, что монтмориллонит как самостоятельный минерал, является очень сложным объектом для экспериментального исследования).

Исследования смектита (монтмориллонита) имеют долгую и сложную историю. В 18 веке Кронштедт [6] описал минерал, названный им «смектис» (smectis). Название происходит от «smëcticus» (греч.), что значит «очищающий» [7]. В частности, в Молдове монтмориллонитные глины издавна использовали для очистки овечьих шкур.

[*] Институт генетики и физиологии растений АН РМ*, ул. Пэдурилор, 20, г. Кишинев, 2002.*
e-mail: kharchuk.biology@mail.ru

Однако только через два столетия (в 20 веке), когда Л. Полинг [8 ,9], исходя из рентгенографических данных, сформулировал основные представления о кристаллических структурах слоистых силикатов, Керр [10] установил, что глинистые минералы, описанные как смектит, в действительности являются монтмориллонитами. Установлены основные принципы строения монтмориллонитно-гумусных агрегатов. На рис. 1 приведено схематическое изображение положения органических катионов между монтмориллонитными пакетами (по Хендриксу).

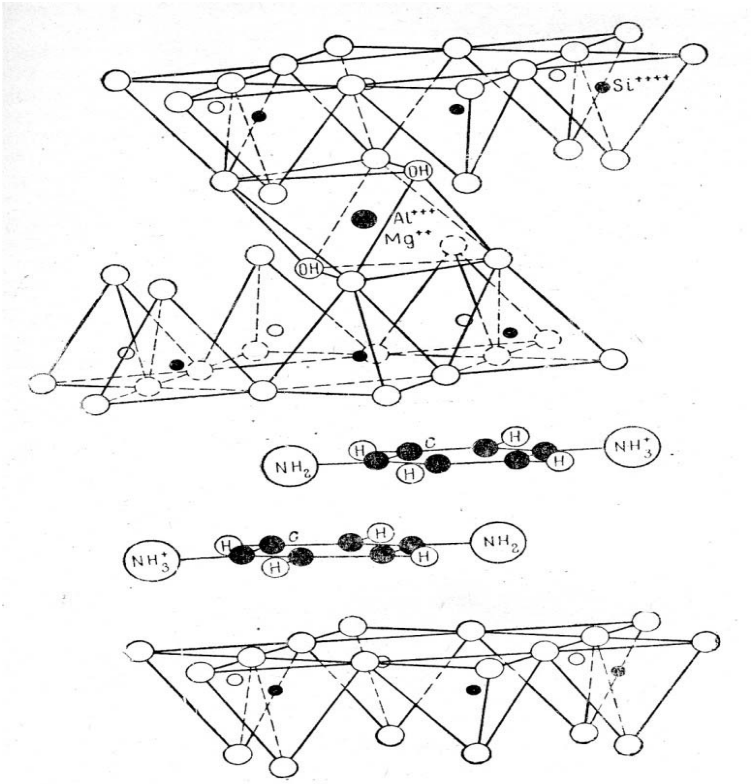

Рис. 1. Схематическое изображение положения органических катионов между монтмориллонитными пакетами (по Хендриксу) - приведено по [2].

В настоящее время структурная минералогия слоистых силикатов является хорошо сложившимся научным направлением. Высокая дисперсность наиболее важных представителей этой группы минералов вынудила исследователей, занимающихся изучением их структур, наряду с классическим методом рентгеноструктурного анализа, шире, чем в других случаях, использовать дифракцию электронов и нейтронов, колебательную и гамма-резонансную спектроскопию, ядерный магнитный и электронный парамагнитный резонанс.

Известно, что смектиты преимущественно происходят от самого распространенного (42 % земной коры) породообразующего минерала – плагиоклаза. Образуются смектиты при выветривании основных плагиоклазов [11].

Обсуждается роль монтмориллонита как возможного катализатора олигонуклеотидов и РНК-подобных олигомеров в предбиотической химической эволюции биосферы [12]. Если говорить о минералогическом разнообразии слоистых силикатов в общем, то прежде всего нам представляется их разделение на ди- и триоктаэдические разновидности в зависимости от содержания катионов в октаэдрических сетках на элементарную ячейку слоистого силиката: 4,0-4,4 (диоктаэдрические минералы) и 5,8-6,0 (триоктаэдрические минералы) [37]. В литературе предложены разные механизмы реакции смектита с иллитом, в свете структурных моделей для взаимопереслаивания иллит/смектит в смешаннослойных (иллит/смектит) силикатах [13], что актуально в связи с тем, что именно смешаннослойные (иллит/смектит) силикаты, наряду со смектитом, определяют структуру почвенных агрегатов [14]. Только в таких силикатных слоях сочетается огромная удельная поверхность с очень высокой устойчивостью к разложению [15]. Одним из наиболее наглядных и важных проявлений самоорганизации почв является способность формировать водопрочные агрегаты (ВПА), при этом в гумусовых горизонтах распределение ВПА по размерам имеет специфический максимум (средний радиус ВПА от нескольких десятых до одного миллиметра); особенная роль в формировании водопрочных агрегатов придается смектиту [15]. Сам смектит в почве по своим физико-механическим свойствам высокодисперсен и относится к микронной фракции. По своему значению для почвенной структуры следует выделить две разновидности смектитов в зависимости от заполненности октаэдров. Следствием разной степени заполненности октаэдров катионами является разная гидрофильность слоистых силикатов, что лежит в основе их разделения на водные (прежде всего монтмориллонит) и неводные (слюды и др.). Из такого разделения слоистых силикатов вытекает и их разное влияние на органическое вещество почвы (окисленные органические вещества, фуматы, находятся преимущественно в комплексе с монтмориллонитом, а неокисленные органические вещества почвы, гуматы, преимущественно в комплексе с иллитами). С точки зрения физико-химических свойств, целесообразно также выделить две формы диоктаэдрического минерала монтмориллонита «без обменных катионов» и «насыщенную обменными катионами» (в засоленных почвах прежде всего натрием); в реальных условиях присутствует широкий спектр промежуточных форм (по содержанию и качественному составу обменных катионов).

Несмотря на значение монтмориллонита для структуры и плодородия почвы [16], а также достаточно длительную историю попыток внесения монтмориллонитных глин в почву [17-19], механизмы (физико-химический, биологический и др.) воздействия этого, без сомнения, ключевого минерала чернозема на онтогенез растений, особенно на его генеративную часть, практически неизвестны. Сложность раскрытия, в частности, биологического механизма действия монтмориллонита, помимо других причин, связана и с неполной разработкой экологических принципов продуктивности агроценозов. Учитывая, что при выращивании сельскохозяйственных культур на зерно большой потенциал продуктивности богатых гумусом черноземных почв в значительной мере не может быть реализован в реальных агроценозах, где многоярусность листовой поверхности ограничивает транспирацию [32] ценозов и в конечном итоге их продуктивность, которая прямо связана с водопотреблением [33, 34]. Больше известна роль смектитов в мелиоративной практике орошения черноземов:

«набухая, смектиты …способствуют развитости слитости пахотного горизонта, существенно уменьшают скорость фильтрации со всеми неблагоприятными последствиями» [3].

Материалы и методы

Настоящая работа посвящена исследованию возможного влияния содержания монтмориллонита в почве (обыкновенном черноземе) на потенциальную (прежде всего семенную) продуктивность черноземных агроценозов.

В качестве монтмориллонитной составляющей вносили в почву высокодисперсный монтмориллонит. Материалом для получения высокодисперсного препарата стали глины Проданештского месторождения Молдовы со следующим усредненным гранулометрическим составом: 5-2 мм – 0,02%, 2-0,5 мм – 0,03%, 0,5-0,05 мм – 6,49%, 0,05-0,01 мм – 20,36%, 0,01-0,005 мм – 11,90 %, 0,005-0,001 мм – 10,90%, < 0,001 мм – 50,40%.

Средний химический состав глин следующий : SiO_2- 51,4%, Al_2O_3- 17,30%, TiO_2- 0,39 %, Fe_2O_3 - 3,0%, CaO- 1,80 %, MgO- 4,0%, K_2O + Na_2O - 0,98 %; п.п.п. 21,14%.

Монтмориллонитные глины обладают высокой обменной емкостью, величина которой колеблется в пределах 100-130 мг/экв на 100 г породы. По составу обменных катионов глины щелочноземельные, величина pH водной вытяжки составляет 8,2-9,6, что свидетельствует о слабощелочной среде. По данным рентгенометрических исследований глины Проданештского месторождения являются мономинеральными монтмориллонитовыми образованиями.

Объект - соя Glycine max L., сорт Букурия, выращивалась на открытой площадке в вегетационных сосудах на 5 и 40 кг почвы с добавкой к почве разного количества монтмориллонита (в сосуды на 5 кг). Хотя исследования проведены в условиях вегетационного комплекса, однако проведение части опытов в сосудах на 40 кг почвы позволило смоделировать ризосферные условия подобно естественным агроценозам, с расчетом потенциальной урожайности для агроценозу. Учитывая большую разнокачественность листьев по отношению длины к ширине (1,3-2,5), в качестве усредненного по целому растению показателя определили степень развернутости листовой поверхности как отношение общей площади листьев опытных растений к площади листьев растения «условного стандарта» [20], у которого длина центральной пластинки тройчатых листьев в 1,50 раза больше, чем ширина, с определениями площади каждого из всех листьев исследуемых растений проводили с использованием методик отпечатков, расчетов по линейным размерам листа и модифицированного метода А.К. Лещенко с соавт. [36, 21].

Семенную продуктивность на единицу площади листьев определяли как массу семян растений (при уборке), деленную на общую площадь листовой поверхности растений (к началу опада первых настоящих листьев) [22]. Потенциальную продуктивность в агроценозе сои рассчитывали двумя способами: 1) на основании собственных экспериментальных данных по семенной продуктивности на единицу площади листьев и известного из литературы

оптимального для семенной продукции агроценоза листового индекса (ИЛП) 4-5 $м^2/м^2$;
2) на основании собственных экспериментальных данных по продуктивности отдельных растений в вегетационных опытах (сосуды на 5 и 40 кг почвы) и практикующегося в технологии выращивания сои количества растений на 1 га (400 тыс.).

Результаты и обсуждение

В целях выяснения лимитирующих факторов потенциальной продуктивности агроценозов (сои) в вегетационных опытах 2006 года с разным содержанием гумуса в почве были определены листовая поверхность и семенная продуктивность растений сои, на основании которых проведены расчеты потенциальной урожайности в агроценозе. Результаты приведены в Таблице 1.

Таблица 1. Влияние содержания органического вещества (гумуса) в черноземе обыкновенном на продуктивность сои сорт Букурия (вегетационные опыты 2006 года в сосудах на 40 кг почвы, предполивной порог влажности почвы 70% ПВ).

Содержание гумуса, от сухой массы почвы	Биометрические параметры растений в вегетационных опытах			Потенциальный урожай в агроценозе, *ц/га* Расчет по разным параметрам ценоза	
	Листовая поверхность, $дм^2$/растение	Семенная продук-тивность, г семян на 1 растение	Семенная продуктивность на единицу площади листьев, $г/дм^2$	Количество растений на 1 га (400 тыс.)	Листовой индекс (5 $м^2/м^{2)}$
3%	24,8 ± 2,0	23,5 ± 2,3	0, 95	94	47
Обогащен до 10%	54,1 ± 6,2	40,0 ± 1,0	0,76	160	38

Различия показателей потенциальной урожайности агроценозов сои, вычисленной с использованием разных критериев, существенно возрастает с увеличением площади листовой поверхности отдельного растения, достигая 4х-кратного (160 и 38 ц/га) для самых больших растений (площадь листовой поверхности одного растения 54 $дм^2$); для 400 тыс. растений на 1 га листовой индекс превышает 20 $м^2/м^2$, что в 4-5 раз выше известного экологического оптимума для семенной продуктивности агроценоза (для сои, по данным Т.А.Васильевой [23], оптимальный ИЛП составляет 4-5), и поэтому прибавка в продуктивности отдельных растений не может реализоваться в соответствующей прибавке продуктивности агроценоза. Последний вывод соответствует результатам, полученным на подсолнечнике, и подтверждающим независимость урожая сухой массы белка семян (ц/га) от 2х-кратного (20 и 40 тыс. растений на 1 га) изменения

густоты посева [24]. Исходя из этого, автор сделал обоснованный вывод о “большом значении системных исследований на уровне агрофитоценоза для обоснования требований к габитусу растений, а также подбору наилучшего фона, что верно не только для подсолнечника, но и для всех других растений” [24]. Наш главный вывод, вытекающий из вышеприведенных экспериментальных данных - повышение семенной продуктивности на единицу площади листьев растений агроценоза является главным средством повышения потенциальной урожайности растений в черноземных ценозах, т.е. фактором почвенного плодородия (черноземов).

Приведенные результаты открывают перспективу изучения роли монтмориллонита как фактора повышения семенной продуктивности на единицу площади листьев растений агроценоза и, соответственно, почвенного плодородия (черноземов).

Нами изучено влияние содержания монтмориллонита в почве (обыкновенном черноземе) на семенную продуктивность единицы площади листьев растений сои (с. Букурия). Результаты экспериментов приведены в таблице 2. Обеспеченность семян листовой поверхностью при добавке монтмориллонита до итогового содержания 12% оставалось на уровне контрольного (3% монтмориллонита) фенотипа, тогда как при добавке 12% песка повысилась за счет значительного (почти вдвое) уменьшения количества семян на одно растение. Семенная продуктивность на единицу площади листьев при добавке песка уменьшилась, а при добавке монтмориллонита увеличилась (Таблица 2).

Таблица 2. Показатели продуктивности (на одно растение сои) в опыте 2006 года с добавкой разного количества монтмориллонита к чернозему обыкновенному малогумусированному (3%).

Содержание монтмориллонита, % сухой массы почвы	Биологические показатели продуктивности растений и качества семян		Потенциальный урожай в агроценозе, *ц/ га* Расчет по листовому индексу (5 м^2/м$^{2)}$
	Степень развернутости листовой поверхности	Семенная продуктивность на единицу площади листьев, г/дм^2	
2,5% (добавка 12% песка)	0,73±0,01	1,04±0,26	52
3 %	0,74±0,01	1,39±0,04	70
7 %	0,69±0,02	1,56±0,11	78
12 %	0,70±0,02	1,29±0,10	64

При оптимуме содержания монтмориллонита в почве (7-9%) семенная продуктивность на единицу площади листьев максимальна (1,56±0,11г/дм^2),. Степень развернутости листовой поверхности самая большая (0,73 – 0,74) в контрольных условиях и при добавке песка, самая маленькая (0,69 – 0,70) – при добавке монтмориллонита до 7-12%. Минимальная степень развернутости листовой поверхности соответствует максимальной семенной продуктивности на

единицу площади листьев, что соответствует взаимосвязи между формой листовых пластинок и интенсивностью их транспирации и фотосинтеза, а также семенной продуктивностью растений [20, 25]. Фенотипическая узколистность, вызванная внесением в почву монтмориллонита, является морфофизиологической адаптацией листьев к изменению водного статуса растений в ответ на изменение водного режима почвы. Увеличение отношения массы семян к площади листовой поверхности отображает фенотипический сдвиг равновесия между вегетативной и генеративной массой в сторону генеративной части растений. Увеличение содержания монтмориллонита (добавка 6-7 % к массе исходного чернозема) приводит к увеличению продуктивности растений сои. Наряду с морфологическими изменениями листового фотосинтезирующего аппарата растений, в основе механизма повышения монтмориллонитом семенной продуктивности растений может играть роль повышенное (ввиду отрицательного заряда формульной единицы смектитов, χ~0,2-0,6) сродство к восстановленному азоту (см. рис. 1). Если во время построения приведенной на рис. 1 модели взаимодействия монтмориллонита с гумусом почвы физиологическое значение такого структурного комплекса было недостаточно понятно, то к настоящему времени различное действие восстановленной и окисленной форм азота на фотосинтез и транспорт ассимилятов хорошо изучен. Восстановленный азот обычно благоприятствует образованию сахаров в ходе фотосинтеза и их транспорту из листа, а нитраты тормозят эти процессы; эффект подобен действию свежего навоза, который выделяет аммиак и тем самым интенсифицирует в апопласте транспорт ассимилятов - это особенно важно в период массового образования на растении плодов [38]. Имеющиеся у нас данные позволяют полагать, что при оптимальных условиях роста растений, стимулирующих вегетативный рост, оптимум концентрации монтмориллонита должен быть порядка 7–9 % (величина, полученная в наших опытах с малогумусной почвой). В происхождении и плодородии чернозема монтмориллонит может быть первичным фактором в сравнении с гумусом. В эволюции биосферы монтмориллонит как геологический фактор является постоянным, а гумус накапливается как продукт жизнедеятельности растений всего лишь за сотни и тысячи лет (хотя расходуется за несколько десятилетий интенсивной антропогенной эксплуатации черноземных агроценозов). Обращает на себя внимание тот факт, что по территории Молдовы содержание в почве монтмориллонита возрастает с юга на север: По данным В.Е.Алексеева [40], для одинаковых черноземов (тяжелосуглинистых) на севере 17 % смектитов в виде иллит-смектитов, а в карбонатных (более характерных для юга Молдовы) - 14%. Эта закономерность противоположна по градиенту общеизвестной закономерности возрастания гумусности с севера на юг.

Независимо от содержания гумуса, черноземы (1 млрд. га в мире) остаются основной почвой для выращивания зерновых культур. По нашему мнению первопричиной этого может являться не гумус (который сам может быть следствием наличия в черноземе монтмориллонита), а монтмориллонит. Хотя общеизвестно, что зерновые лучше других культур растут на черноземе, хотя многие почвоведы отмечают, что монтмориллонит является обязательным компонентом чернозема, но тем не менее до сих пор общепринято, что в черноземе главное – гумус (начиная от названия: черный цвет чернозема связывают со специфической окраской гуминовых кислот).

Дискуссия и заключение

В целом, монтмориллонит является умеренным стрессовым фактором, который сдвигает развитие от вегетативного в сторону генеративного. Можно предполагать, исходя из физико-химических представлений, что воздействие монтмориллонита в составе иллит-смектитных комплексов на онтогенез растений должно быть более мягким по сравнению с чистым смектитом. Однако точный ответ может быть получен только на основании многолетних детальных экспериментальных исследований.

Хотя в литературе актуальность изучения монтмориллонитных глин рассматривается в разнообразных аспектах (мелиорация почв с помощью монтмориллонитного сырья, а также отходов агропромышленного производства [18, 26], создание на основе монтмориллонитовых глин с высоким содержанием микроэлементов уникальных полиминеральных удобрений, увеличивающих урожайность разных культур [27], а также иные применения), по нашему мнению, самым важным является изучение значения монтмориллонита для плодородия черноземов, занимающих около 1 млрд. га в мире (и около 1 млн. га в Молдове). Образуются черноземы на разнообразных материнских породах, но только не на песках, для формирования чернозема необходим определенный минимум содержания Са в материнской породе и суглинистый или глинистый механический состав. Учитывая постоянную потерю черноземами монтмориллонита за счет выветривания (включая и эрозионную потерю за счет перманентной пахоты), а по нашим оценкам (на основе экспериментальных данных В.Е.Алексеева с соавт. [35]) эта потеря за долгосрочный период сельскохозяйственной эксплуатации черноземов только по молдавским землям достигла десятков млн. тонн. Стратегической задачей на долгосрочный период, наряду с правильной эксплуатацией существующих черноземов, может стать конструирование (за счет монтмориллонита имеющихся месторождений) черноземных агроценозов для выращивания максимальных урожаев зернобобовых, масличных, зерновых, а возможно, и других культур. Для этого существуют определенные предпосылки: известно, что термодинамические причины планетарного порядка обуславливают сохранение месторождений монтмориллонитного сырья в геологически молодых породах мезокайнозойского возраста. Все промышленные месторождения монтмориллонитных глин на пространстве бывшего СССР имеют молодой (мезокайнозойский) возраст, при этом в литературе отмечено высокое качество монтмориллонитного сырья таких месторождений как Пыжевское и Тячевское в Закарпатье, Заломенское в Западной Сибири [28-30], в последнее время новые месторождения монтмориллонитного сырья открыты в Молдове [31].

Выводы

Монтмориллонит является умеренным стрессовым фактором почвенного компонента окружающей среды; фенотипически влияние монтмориллонита на растения заключается, прежде всего, в изменениях семенной продуктивности на единицу площади листьев и потенциальной продуктивности агрофитоценозов. При оптимуме содержания монтмориллонита в почве (7-9%) семенная продуктивность

на единицу площади листьев и потенциальная продуктивность агрофитоценозов (в частности, сои) максимальны.

Авторы выражают глубокую признательность доценту кафедры земельных ресурсов (и оценки почв) Почвенного факультета МГУ им. М.В.Ломоносова (Москва, Россия) доктору биологических наук Г.П. Глазунову за предоставление образцов монтмориллонита для проведения инициативных исследований.

Литература

1. МСЭ, 3-е изд., т.10, стр. 369-370.
2. Горбунов Н.И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. Москва, изд-во АН СССР, 1963, 302 стр.
3. Е.М. Самойлова. Свойства черноземов, определяющие их мелиоративные особенности. В кн.: Орошаемые черноземы. М., МГУ, 1989, стр.29-37.
4. Кузнецов Р.В. Минералогический состав основных типов почв Ростовской области// Всероссийская студенческая конференция: Тез. докл. С-Петербург, 1999.
5. Кузнецов Р.В. Распределение гумуса и минералов по грануло-метрическим фракциям в основных типах почв Ростовской области. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата биологических наук. Ростов-на-Дону, 2004.
6. Cronstedt A., 1758. Mineralogie, Stockholm (English translation by Magellan, John Hyacinth, London, 1788).
7. C.Plinius Caecilius Secundus (Major), 23-79 н.э.
8. Pauling L. Structure of micas and related minerals. Proc.Nat.Acad.USA, 16, N 2, 1930, p.123-129],
9. Pauling L. Structure of the chlorites. Proc.Nat.Acad.USA, 16, N 9, 1930, p.578-582.
10. Kerr P.F. Montmorillonite or smectite as constituents of Fuller's earth und bentonite, Am.Min., 17, 1932, 192-198.
11. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Об аномалиях общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратисферу. Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. 2003. № 2, стр. 57-68.
12. Gözen E. Montmorillonite, Oligonucleotides, RNA and Origin of Life . Origins of Life and Evolution of Biospheres, 2004, vol. 34, n. 6, p. 533-630.
13. Altaner S.P., Ilagan R.F., 1997. Comparison of structural models of mixed-layer illite/smectite and reaction mechanisms of smectite illitization. Clays and Clay Minerals, Vol. 45, No. 4, 517-533.
14. Кринари Г.А., Храмченков М.Г., Храмченкова Р.Х., Шинкарев А.А, Гиниятуллин К.Г. Динамика и структурные пределы формирования надмолекулярных органо-минеральных комплексов. Структура и динамика молекулярных систем, 2003, выпуск X, часть 3, стр. 110-116.
15. Шинкарев А.А., Гиниятуллин К.Г., Кринари Г.А., Гневашов С.Г. Использование системного подхода при исследовании глинисто-гумусовых взаимодействий в почвах // Почвоведение, 2003, №4. С. 476 – 486.

16. Bajwa M. I. , 1981. Soil beidellite and its relation to problems of potassium fertility and poor response to potassium fertilizers. Plant and Soil,vol. 62, n. 2, p.169-336.
17. Власюк П.А. и Дарменко М.С., 1959. В сб.: Бентонитовые глины Украины, вып.3. изд. АН УССР, Киев.
18. Самуилов Ф.Д. Улучшение водного режима серой супесчаной почвы и растений путем внесения в почву бентонитовой глины. В сб.: Бентонитовые глины Поволжья, вып.2. Труды Казанского Геологического института, вып. 25, Казань, 1970, стр.179-186.
19. Мерабишвили М.С., 1979. Бентонитовые глины. Тбилиси, Кавказский институт минерального сырья, стр.277.
20. Будак А.Б. и Харчук О.А., 2007. Форма листьев как фактор продуктивности фенотипов сои./Современная физиология растений: от молекул до экосистем: Материалы докладов Международной конференции (в трех частях). Часть 3. (Сыктывкар, 18-24 июня 2007 г.). – Сыктывкар, 2007, стр. 304-306.
21. Лещенко А.К., Сичкарь В.И., Михайлов В.Г., Марьюшкин В.Ф., 1987. Соя (генетика, селекция, семеноводство). Киев, «Наукова думка», 256 стр.
22. Харчук О.А., Кириллов А.Ф., Тома С.И., Будак А.Б., Баштовая С.И., Козьмик Р.А. Исследование некоторых параметров водного статуса растений сои при разной влагообеспеченности в связи с их засухоустойчивостью и продуктивностью. Науки о жизни, 2005, N 2 (297), p. 34 – 42.
23. Васильева Т.А.,1986. Донорно-акцепторные отношения между листьями и формирующимися семенами растений сои. «Вопросы прикл.физиол. и генетики масличных культур», Краснодар, 94-100.
24. Дьяков А.Б., 1978. Физиологическое обоснование направлений селекции. – В кн.: Генетика количественных признаков сельскохозяйственных растений. М., «Наука», с. 164-170.
25. Royer D.L., Wilf P. Why Do Toothed Leaves Correlate with Cold Climate? Gas exchange at leaf margins provides new insights into a classic Paleotemperature Proxy. Intern.J.Plant Sci., 2006, 167 (1), 11-18.
26. Croker J. , Poss R. , Hartmann C. and S. Bhuthorndharaj S. Effects of recycled bentonite addition on soil properties, plant growth and nutrient uptake in a tropical sandy soil. Plant and Soil, , 2004, vol. 267, Ns 1-2 , p. 155-163.
27. Е.М. Сапаргалиев. Экосфера: Восточно-Казахстанский информационно-аналитический ежегодник. - Усть-Каменогорск, 2005, стр. 42-43.
28. Grim R.E. Clay Mineralogy. New York, Toronto, London. 1953;
29. Лазаренко Е.К., Пекун Ю.Ф., 1966. Бентонитовые глины Закарпатья. В сб.: Бентонитовые глины Чехословакии и Украины.Киев, 1966.
30. Кирсанов Н.В. Генетические типы и закономерности размещения бентонитовых глин в СССР. В сб.: Бентонитовые глины Поволжья, вып.2. Труды Казанского Геологического института, вып. 25, Казань, 1970, стр.15-34.
31. Болотин О.А., Дубиновский В.Л., Романов Л.Ф., Сидельников В.К., 2007. Бентонитовые глины водораздельного пространства рек Чага-Скиноса. Buletinul Institutului de Geologie şi Seismologie al AŞM, N 2, 2006, 27-38.
32. Клейман Э.И. и Харчук О.А. Транспирация растений: междисциплинарные аспекты. / Современная физиология растений: от молекул до экосистем: Материалы докладов Международной конференции (в трех частях). Часть 3. (Сыктывкар, 18-24 июня 2007 г.). – Сыктывкар, 2007, стр. 40-42.

33. Loveys B.R., 1991. How useful is a knowledge of ABA physiology for crop improvement? In: Davies W.J., Jones H.G., eds. Abscisic Acid Physiology and Biochemistry. Oxford, Bios Scientific.: 245-260.
34. Blatt M.R.,Barbara Leyman B., Alexander Grabov A. Cellular Responses to Water Stress. In : Cold, Drought, Heat and Salt Stress in Higher Plants/ eds. Shinozaki K., Yamaguchi-Shinozaki K. / R.G.Landers Company, Austin, Texas, U.S.A. (170 p.), 1999, p. 99-124.
35. Алексеев В.Е., Бургеля А.Н., Варламов Е.Б., 2006. Педогенная трансформация минералогического состава четвертичного суглинка на Юге Молдовы. Bulletin of the Institute of Geology and Seismology Moldavian Academy of Sciences, Nr.2, 2006, p.74-81.
36. Гродзинский А.М., Гродзинский Д.М. Краткий справочник по физиологии растений. Киев, «Наукова думка», 1973, 590 стр.
37. Тарасевич Ю.И. Строение и химия поверхности слоистых силикатов. Киев, «Наукова думка», 1988, 246 стр.
38. Чиков В.И. Клеточная стенка растений и окружающая клетку среда. Соросовский образовательный журнал, 1998, №2, 66-72.
39. Алексеев В.Е., 1999.Минералогия почвообразования в степной и лесостепной зонах: диагностика, параметры, факторы, процессы Молдовы. Кишинев, 241 стр.

Buletinul Institutului de Geologie şi Seismologie al AŞM, N 2, 2007

Гребенщиков В. П.[*]

Новейшие и современные движения Земной коры, отраженные в рельефе Днестровско-Прутского междуречья

Data related to manifestation in the relief of recent and newer tectonic movement according to adequate geomorphologic indicators were generalized. Tectonic interpretation of the geomorphologic data must be accompanied by geological analyze.

Изучение современных движений Земной коры и связанных с ними тектонических движений невозможно без знания отражения в современных геоморфологических особенностей строения рельефа. Давно установлено, что геоморфологическое строение земной поверхности региона отражают глубинные тектонические структуры. Поэтому целью морфоструктурного анализа является установление закономерной связи между тектоническими движениями, современным и погребенным рельефом и использование этих закономерностей для выявления структурного плана территории (Философов, 1960; Гольбрайх и др.1963). Эти особенности современного рельефа могут служить индикаторами при выделении и сопоставлении современного и более древних тектонических планов (Матвеев, Нечипоренко, 2005).

Нами обращено особое внимание на распределение в рельефе Днестровско-Прутского междуречья кольцевых структур и приуроченных к ним определенных геоморфологических особенностей, которые могут служить индикаторами в формировании структурных элементов Земной поверхности в пределах междуречья Днестр-Прут.

О формах рельефа с достаточной полнотой и точностью можно судить по рисунку гидрографической сети, отображенной на картографических схемах (картах) и аэро- и космоснимках.

Наиболее информативными индикаторами в рельефе Земной поверхности является рисунок речной и эрозионной сети. Уже давно установлено, что основными формами рельефа на большей части суши являются долины рек и разделяющие их междуречья. Речные долины, как правило, приурочены к тектоническим нарушениям: разломам, сбросам, зонам тектонической трещиноватости, прогибам и т.д.

Отражением положительных структур является центробежный рисунок речной системы, хорошо просматриваемый на картографических и аэро-космических снимках и оконтуриваемый кольцевыми структурами. Типичным примером центробежного характера речной сети являются положительные структуры Рыбницкая, Бендерская, расположенные на Восточно-Европейской платформе.

[*] ПГУ им. Т.Шевченко, г. Тирасполь

Отрицательные структуры характеризуются центростремительным рисунком речной сети: Суворовская и Тарутинская, расположенные в системе Преддобруджских опусканий (Гребенщиков, 2002).

Современные поднятия в рельефе хорошо отражаются в изменении параметров (шириной и глубиной вреза) речных долин. При пересечении рекой зоны поднятий закономерно, в несколько раз, уменьшается ширина речной долины. Это можно наблюдать при пересечении р. Ялпуг, поднятия в районе с. Чумай – г. Болград, но наиболее четко это выражено на территории г.Кишинева, где р.Бык пересекает гряду рифовых известняков в районе ст. Вистерничены-Водоканал.

Положительные поднятия так же хорошо фиксируются отклонениями речных долин, огибающих эти структуры. Это наглядно прослеживается при облекании р. Прут Валенской положительной структуры, р. Днестр – Рыбницкой и р. Ботна – Бендерской структуры и др.

При выявлении зон поднятий достоверные данные можно получить по характеру изменения уклонов рек, обусловленных локальными структурами и зонами разломов. Зоны тектонических нарушений хорошо фиксируются в рельефе по резким изменениям направлений русла реки. Типичными примерами выраженности зон разломов в современной орогидрографии могут служить участки р. Реут (г. Бельцы – г. Флорешты), и рек Когильник – Сарата в районе пос. Тарутино – г. Арциз (Воловик и др., 1986). Зоны разломов четко фиксируются и по мелким рекам, по изменениям направлений течения почти под прямым углом, в пределах положительной Бендерской кольцевой министруктуры и др.

Четкими критериями выделения разрывных нарушений могут служить коленообразные изгибы долин и меандр реки Днестр. Они хорошо отражены по течению р. Днестр в излучине у пос. Ваду-луй-Воды (Воловик, 1986), с. Спея, г. Тирасполя и в нижнем течении р. Днестр.

Предложенная методика дает возможность быстро и без особых затрат выявить особенности тектонического строения территории и оконтуривать площади с локальными и региональными положительными структурами, прослеживать зоны тектонических нарушений.

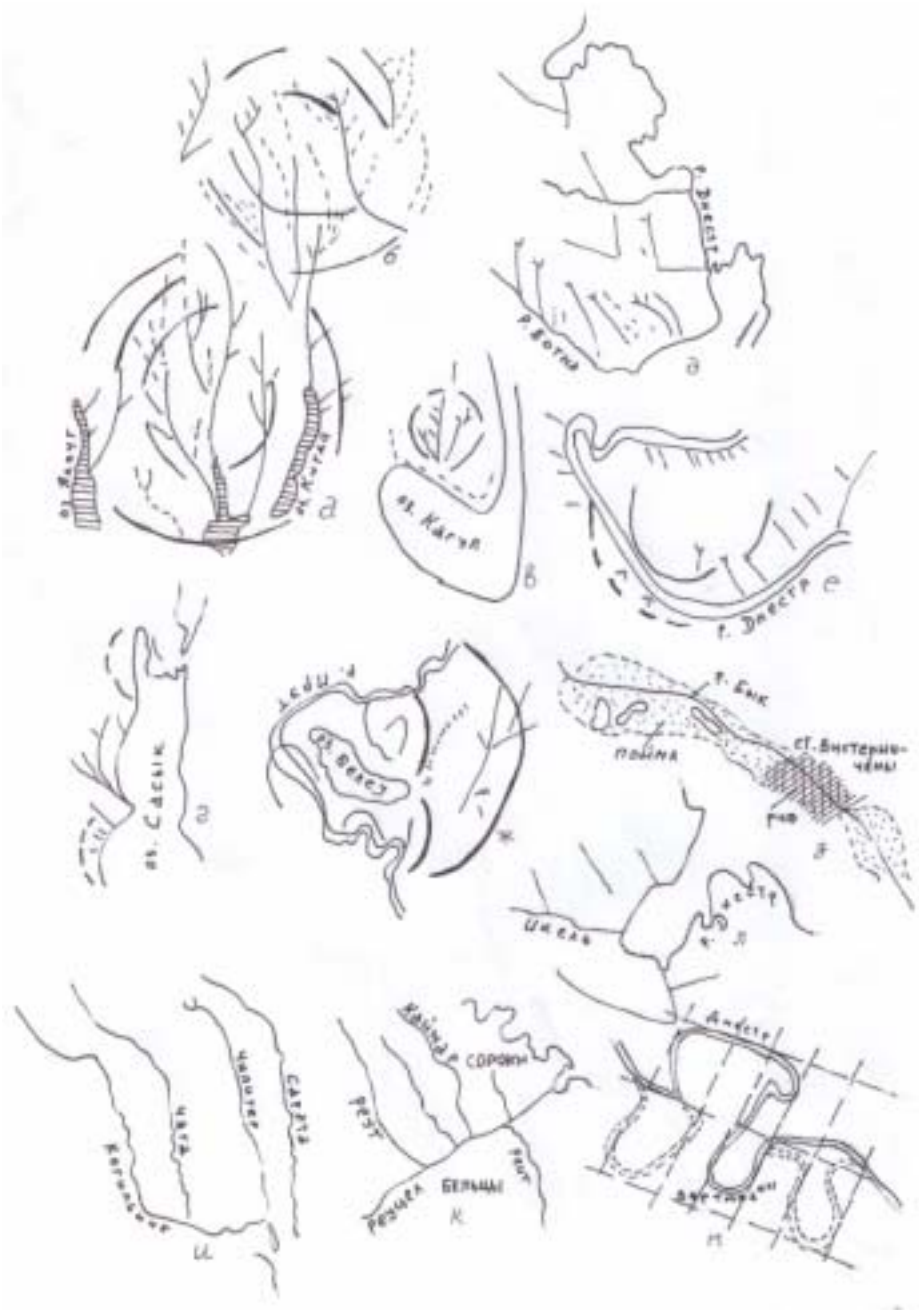

Рис.1. Геоморфологические индикаторы современных движений земной коры территории Днестровско-Прутского междуречья.

Условные обозначения к рисунку.

1. Центростремительный рисунок речной сети:
   а – в зоне Суворовской; б – Тарутинской; в – Ренийской; г – Сасыкской кольцевых структур.
2. Центробежный рисунок речной сети:
   д – Бендерская; е – Шерпенская кольцевые структуры.
3. Особенности строения речных долин:

3.1. Изменение направления течения (скатывание) водотоков:
   д – р.Ботна; е – р. Днестр; ж – р.Прут в пределах Бендерской и Валенской кольцевых структур.

3.2. Увеличение глубины вреза и уменьшение ширины долины:
   з – пересечение р.Бык рифовой гряды.

3.3. Изменение направления реки в зоне разломов:
   д – Бендерская кольцевая структура; и – система рек Когильник – Чага – Чилигер – Сарата; к – р. Реут.

3.4. Меандры как признак разломно-блоковой структуры:
   л – Ваду-луй-Водская; м – Вертюжанская меандры.

Литература

1. Воловик В.Т. и др. Разломная тектоника и сейсмичность Днестровско-Прутского междуречья. Часть I. Препринт. – Кишинев, 1986, 51 с.
2. Гольбрайх И.Г. и др. Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей. – Л., 1968, 151 с.
3. Гребенщиков В.П. Мраморноморско-Ладожский линеамент и его выраженность в геологическом строении и рельефе Днестровско-Прутского междуречья. Bull.Inst.Geol.şi Seism. al AŞM. Chişinău, 2007, c.115-119.
4. Матвеев А.В., Нечипоренко Л.А. Геоморфологические индикаторы новейших и современных тектонических поднятий на территории Беларуси / Літасфера, № 2 (23). – Минск, 2005, с. 75-82.
5. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. – Изд-во Саратовского Университета. 1960. 94 с.

Друмя А. В.

Молдова нуждается в научно-практической оценке наличия углеводородного сырья

Estimarea respectivelor de zăcaminte industriale de hidrocarburi în Moldova trebue studiate. Pînă în prezent numai doua zăcăminte cu rezerve foarte modeste au fost descoperite în partea de sud-vest a Republicii. Restul teritoriului nu a fost explorat şi rămîne în categoria zonelor cu capacitati nedeterminate.

Lucrările practice care urmează să fie executate se ciocnesc de diferite restricţii de sens ecologic.

După părerea noastră, aceste activităţi pot fi executate cu condiţia respectării stricte formulate de ecologişti, dar să nu fie interzise totalmente.

Проблема поисков нефти и природного газа в Молдавии на нова. Эти работы на территории Республики, как известно, проводились с перерывами в течении ряда лет во второй половине XX века. Было установлено, что северная и центральная части Республики не представляют практического интереса для поисков нефти. Наиболее перспективной выглядит ее юго-западная зона, где толщина осадочных пород, могущих содержать углеводороды, достигает 3-4 км. По соседству с упомянутым регионом, в прилегающих к Молдове районах Румынии и Украины, известны промышленные залежи, некоторые из которых уже разрабатываются. Что касается территории Молдовы, то здесь были обнаружены два очень небольших промышленных месторождения: у с. Вэлень Вулкэнештского района – нефть и у с. Викторовка (Кантемирский район) – природный газ. Оба месторождения разрабатываются. Однако поиски и разведка не охватили всю благоприятную территорию ни по площади, ни по глубине. Одной из причин низкой эффективности этих работ в прошлом, по нашему мнению, было широкое применение дорогостоящих буровых работ без должной геофизической и геохимической подготовки. Надо также отметить, что существовавшая в то время аппаратура по этим методам, не отличалась особой точностью. В то же время в восточных районах СССР были обнаружены крупные месторождения нефти и газа и поэтому основной технический и людской потенциал, а также инвестиции были сосредоточены там. Поиски нефти и газа в Молдавии были практически остановлены. Вполне понятно, что сейчас складывается совершенно иная ситуация. Упомянем лишь, что сейчас человечество стоит перед лицом энергетического кризиса. Стоимость нефти за последние два десятилетия возросла в 6-8 раз и это еще не предел. В этих условиях Молдова вынуждена 100% нефтепродуктов импортировать.

Вот почему поиски и разработка, даже малых, месторождений приобретает особый смысл. Если Молдова, хотя бы частично, сможет покрыть свои потребности в нефти и газе, то это тоже станет огромным вкладом в экономику Республики, ибо мы не столь богаты как промышленно развитые страны (например, Япония или

Германия), чтобы покупать нефтепродукты за валюту по астрономическим ценам. У нас нет (скажем пока) ни нефти, ни денег. Но у нас есть, хотя и не очень большая, площадь, где какие-то перспективы на нефть и газ имеются, а, следовательно, и какие-то надежды. Правда, поиски и разведка – штука дорогостоящая, да и рискованная: можно вложить средства и ничего не найти. Но существует мировая практика – дача территории под концессию нефтяным компаниям, с условиями разделения прибыли между компанией и Правительством. В этом случае все инвестиции и весь риск будет возлагаться на компании. Заметим, что геолого-поисковые и разведочные работы не страхуются. В случае успеха прибыль делится, в случае неудачи компания терпит убытки, которые покрываются за счет одновременного поиска в нескольких местах.

Земной шар уже давно поделен на участки между нефтяными компаниями. Разумеется, в первую очередь разрабатываются участки с большими перспективами и с установившейся репутацией нефтеносных регионов. Поделены участки не только на суше, но и на морях, а нефти все не хватает. И чем дальше, тем больше растет разрыв между приростом запасов и спросом. Поэтому в нынешней ситуации нефтяные компании охотно идут на риск и Молдова, как район с репутацией региона невыясненных перспектив, может рассчитывать на серьезного инвестора. При этом следует учесть, что многое зависит от правильного подхода к объявлению Международного тендера и последующего оформления Концессионного договора. При проведении тендера многое зависит от квалифицированного изложения геологических, юридических и финансовых условий проведения поисковых, разведочных, а в случае успеха, и эксплуатационных работ.

Разумеется, все это должно делаться в условиях широкого участия общественности и с привлечением экспертов.

Общественность, а подчас и некоторые причастные ведомства, практически не располагает объективной и достоверной информацией ни о природных геологических условиях, ни о предполагаемых шагах по осуществлению работ в этом направлении.

Правда, по поводу тендера есть публикации в прессе, выступления по радио, телевидению (большей частью дилетантские). Согласно этой информации, оценка нефтяного потенциала Молдовы колеблется от сравнений с Кувейтом до полного отрицания каких-либо запасов этого сырья. Уже появляются ссылки на космические снимки (которые, кстати, в условиях геологического строения Молдавии не работают на поиски нефти и газа), развиваются «гипотезы» о подземных нефтяных морях и реках, одна из которых якобы проходит от Плоешть на Баку через Молдавию, и даже высказываются опасения перекачки нефти из бассейна Плоешть в Молдову. (Не обидятся ли соседи?). Успокойтесь, господа, никаких подземных нефтяных рек и озер не существует. Есть определенные локальные геологические структуры на глубине, где поры или трещины в горных породах пропитаны нефтью или газом. Их то и надо найти. А геологи не те люди, которые могут угадать, где находятся эти локальные геологические структуры с нефтью (они могут быть также заполнены водой или просто пустыми).

Но геологи знают, в каких регионах и как их надо искать, чтобы не пропустить, какие виды работ и в какой последовательности надо проводить для рациональных затрат материальных средств и времени. Работать надо, а не гадать!

Вернемся к поискам и разработке нефти в Молдавии. В одной из недавних публикаций экологического толка меня удивило утверждение о том, что поиски нефти обязательно нанесут огромный непоправимый вред экологии. По-видимому, это происходит от полного незнания методов поисков. А что касается добычи, то мне вспоминается такой случай.

Во время одной из поездок в Венесуэлу (страна, занимает пятое место в мире по добыче нефти), поздней ночью мы прибыли в гостиницу в г. Лагунияс, что на берегу залива Марокайбо, где ведется интенсивная добыча нефти. Каково же было мое удивление, когда утром я вышел на балкон и увидел небольшой дворик с пальмами и клумбами цветов, среди которых стояла аккуратно выкрашенная в веселые тона нефтяная качалка, мерно раскачиваясь, она куда-то посылала по трубе нефть, или, как любят выражаться журналисты, «черное золото». Так что все дело в культуре производства и в надзоре за правильным ведением работ, и не надо закатывать экологические истерики.

Но что удивляет в некоторых публикациях, так это полная путаница и сваливание в одну кучу всех вопросов, связанных с поисками и добычей нефти и газа в Молдове.

Позволю себе изложить свою точку зрения по этому вопросу.

У нас существуют две отдельные задачи: первая – организация добычи нефти и газа на двух известных вышеупомянутых месторождениях, площадь каждого из которых около 10 км^2; вторая – поиски и разведка новых (желательно более крупных) месторождений на площади более 6 тыс. км^2. При этом большая часть этой территории (около 90%) не входит в резервацию.

По первому вопросу уже состоялось решение Правительства, и этими вопросами будет заниматься компания.

Этой компании предстоит заниматься добычей газа на Викторовском месторождении, которое находится вне резервации „Prutul de Jos” и извлечением нефти из Вэленского месторождения нефти, расположенного частично в пределах резервации. Именно по этому месторождению и возникают все экологические проблемы, обсуждаемые в прессе. Решением Парламента работы на этом месторождении разрешены при условии строгого соблюдения экологических норм и строгом контроле со стороны соответствующих органов. Уже составлен документ по ожидаемому воздействию на окружающую среду, который предусматривает все мероприятия по предотвращению отрицательного воздействия на природу. А проектные и эксплуатационные действия на месторождении в обязательном порядке должны строго соответствовать этому документу. По второму вопросу (поиски нефти) тендер еще не объявлен. Он только готовится, и кто будет работать пока не известно. В упомянутой статье, однако, уже ставится под сомнение целесообразность проведения этих работ. Под общим флагом защиты экологии почему-то свалены в одну кучу: добыча, поиски, разведка, строительство железной дороги (Кагул-Джурджулешты), строительство терминала на Дунае, нефте-перерабатывающий завод в Комрате (который может перерабатывать и привозную нефть, так работают многие заводы в мире) и, вместо всего этого, предлагается сделать упор на иностранный туризм в этом районе, который принесет несметные прибыли (держи карман шире!). Едва ли туризм компенсирует те экономические выгоды для республики, которые принесет осуществление перечисленных проектов.

Да, конечно, никто не собирается отрицать тот факт, что определенное воздействие на окружающую среду будет иметь место, так как с момента появления человека на планете это влияние стало повсеместным и совершенно неизбежным (например, ведение сельского хозяйства), но, естественно, оно должно быть минимальным. С другой стороны экологические нормы должны быть конструктивными, а не только запретительными, ибо не возможен возврат общества к каменному веку (иначе умрем от холода и голода вместе с туристами).

Buletinul Institutului de Geologie şi Seismologie al AŞM, N 2, 2007

Ciobotaru V.[*]

Studiul petrofizic al rocilor cristaline din nord-estul Republicii Moldova

Abstract

In 80-90s in the North and Northeast regions of the Republic of Moldova mapping of the deep rocks covered by the newer Mezokainozoic strata was undertaken. Within the framework of the geological researches a complex study of the crystalline basis was done. Such a study was not possible to be developed without a geological analysis of the geophysical fields (especially what of geomagnetic and gravitational ones), therefore the need for a synthesis of the petrophysical features of the crystalline rocks aging at Archaic and Proterozoic era appeared as a first task, generating different magnetic and gravitational anomalies.

Petrophysical Study of the Crystalline Rocks' Diversity from the Northeastern Part of the Republic of Moldova

Concepţii generale, cu privire la structura geologică a formaţiunilor cristaline, acoperite cu o cuvertură sedimentară de vârstă mezo-cainozoică, au fost elaborate în diferite perioade în baza forajelor efectuate cu scop de cartare geologică, prospecţiuni geologice şi prospecţiuni hidrogeologice. În nordul Republicii Moldova pe parcursul a 30 de ani au fost săpate un număr impunător de foraje, dintre care majoritatea au descoperit rocile fundamentului consolidat. De regulă, forajele erau proiectate numai cu scop de cercetare a rocilor sedimentare şi, din cauza aceasta, adâncimile de deschidere a rocilor arhaice şi proterozoice timpurii variau aproximativ între 20-50 m. În felul următor, având la dispoziţie kilometri de carote, a fost posibilă doar cercetarea compoziţiei rocilor cristaline aflate în regiunea de suprafaţa fundamentului cristalin.

Au fost mai multe încercări de a elabora hărţi geologice ale unor porţiuni din fundamentul cristalin [1-7], însă majoritatea din acestea, fiind construite numai în baza forajelor şi a prospecţiunilor magnetometrice, s-au dovedit a fi aproximative şi în majoritatea cazurilor prezentau viziuni personale ale cercetătorilor despre geologia crustei terestre din zonă. După părerea autorului, una dintre cele mai documentate lucrări ce ţin de evoluţia fundamentului din partea de nord a Republicii Moldova, este *Evoluţia precambrianului moldav* (Geru, 1987) [8]. Însă şi aceasta, fiind bazată mai mult pe datele obţinute din studiul minuţios al unui număr enorm de secţiuni microscopice ale diferitor roci, are caracter specific petrografic.

În anii 1982-1991 o încercare de a descifra geologia regiunii de nord-est a Republicii Moldova în baza analizelor de sinteză a datelor geologice, geofizice şi geochimice a fost realizată de un grup de specialişti-geologi din AGeoM [9, 10].

Prospecţiunile geofizice în regiunea de nord-est a Republicii Moldova încep de facto în anii 1960-1970, când a fost construită Harta câmpului geomagnetic la scara 1:200000 a Ucrainei şi Republicii Moldova. În zona de nord a Interfluviului Nistru-Prut

[*] *Universitatea de Stat din Moldova*

în baza prospecţiunilor magnetice, a fost depistată o anomalie locală pozitivă cu o intensitate a câmpului magnetic relativ mare, provocată de prezenţa unor monoclinale subverticale de cuarţite magnetitice, situate între gnaise şi şisturi cristaline arhaice. În scopul localizării a altor zăcăminte similare şi a soluţionării perspectivei de depistare a unor acumulări industriale de minereu de fier, pe teritoriile alăturate s-au executat ridicări gravimetrice şi magnetometrice la scara 1:50000 (Gurtovenko, 1972; Kogan, Serebrinskii; 1973, 1974,1975) [11-15]. Rezultatele prospecţiunilor gravimetrice, fiind interpretate relativ incomplet, practic nu au fost folosite în procesul de studiu al formaţiunilor din fundamentul cristalin.

În anii 1981-1985, Trustul *Sevucrgheologhia*, prin ridicări aeromagnetice la scara 1:50000, a cercetat detailat câmpul magnetic din regiunea menţionată (Fediukova, 1985) [16]. Transformările câmpului geomagnetic, interpretarea anomaliilor magnetice au servit drept reper la construirea unor elemente structurale noi, precizarea şi confirmarea structurilor dominate, care pot fi utilizate la cartarea formaţiunilor cristaline ale fundamentului la scara 1:50000 sau 1:200000 [5].

Datele cercetărilor geofizice, acumulate pe parcursul a două decenii, cu unele admiteri au fost generalizate de mai mulţi geologi şi geofizicieni autohtoni, evidenţiindu-se următoarele concluzii:

1. Cele mai eficiente metode geofizice aplicate la studiul formaţiunilor cristaline ale fundamentului sunt metodele gravimetrice şi magnetometrice.
2. Din cauza cuverturii neomogene din punct de vedere al proprietăţilor fizice, încercările de a folosi în acelaşi scop datele prospecţiunilor electrice (sondajul vertical şi diferite modificări ale profilărilor electrice) au eşuat, iar posibilităţile metodelor seismice au rămas neclarificate.
3. Anomaliile gravitaţionale şi magnetice, regionale şi locale, sunt generate numai de obiectele fundamentului cristalin. Cuvertura formată din diversităţi terigene şi calcaroase nemagnetice nu influenţează în nici un fel asupra structurii câmpului magnetic, iar efectul gravitaţional al stratelor din cuvertură se exclude prin reducerea câmpului gravitaţional (Bouger, $\sigma = 2{,}3$ g/cm^3).
4. Datele statistice prezentate în mai jos se bazează pe comparări directe ale anomaliilor gravimagnetice şi ale carotelor extrase din formaţiunile cristaline:
   a) între caracteristicile câmpului geofizic complex, compoziţia şi structura fundamentului există unele corelări, mai mult sau mai puţin rezonabile;
   b) anomaliile locale gravimagnetice intensive şi pozitive sunt cauzate de roci bazice, ultrabazice sau şisturi cristaline;
   c) zonele de suprapunere ale anomaliilor locale magnetice negative şi ale anomaliilor locale gravitaţionale pozitive indică cu aproximaţie zonele de răspândire ale gnaiselor biotitice sau ale gnaiselor biotit-plagioclazice;
   d) anomaliile magnetice pozitive de o intensitate slabă, în ansamblu cu anomaliile locale gravitaţionale negative, delimitează regiunile de răspândire ale gnaiselor grafito-biotitice;
   e) anomaliile magnetice negative situate pe un fon gravitaţional omogen corespund formaţiunilor de granit;
   f) în funcţie de susceptibilitatea magnetică, rocile cristaline din zona centrală a bazinului r. Nistru pot fi clasificate în patru grupe:
      - roci aproape nemagnetice sau cu proprietăţi magnetice slabe (granite, granito-gnaise);

- roci cu proprietăţi magnetice medii (gnaise piroxen-plagioclazice, migmatite);
- roci relativ magnetice (gnaise, migmatite, charnockite cu concentraţii relativ mari de minerale femice);
- roci magnetice (diabaze, gabro, roci ultrabazice, cuarţite magnetitice, alte roci cu concentraţii relativ mari de magnetit).

5. În procesul reinterpretării câmpului de gravitaţie din zonă, s-a confirmat specificul regional al *Faliei Nistrene*. În câmpul regional de gravitaţie această structură este clar evidenţiată de o zona liniară a gradientului mărit.
6. În câmpul regional de gravitaţie este identificată o anomalie negativă liniară, orientată în direcţia scurgerii r. Nistru; din partea de nord-est şi sud-vest această anomalie regională negativă este delimitată de un grup de anomalii locale izometrice, care se corelează cu direcţia generală a zonei anomalice.
7. În baza diferenţierii generale a câmpului gravimagnetic zona de nord-est a Republicii Moldova poate fi divizată în câteva regiuni cu structuri distincte:
   - partea de nord-vest, formată din anomalii locale magnetice liniare, cu intensităţi ce depăşesc 1000γ, corespunde unei regiuni a fundamentului alcătuit din roci cu o compoziţie pestriţă, dintre care sunt prezente roci bazice, ultrabazice şi cuarţite magnetitice;
   - zona centrală şi de vest, specificată de un câmp magnetic pestriţ şi de un câmp gravitaţional, în care sunt prezente anomalii locale izolate, corespunde rocilor ultrametamorfice;
   - regiunea de sud este caracterizată de o anomalie magnetică izometrică bine pronunţată, care prin superpoziţie corespunde unei structuri circulare, formate din roci granitice.
8. În cadrul anomaliilor regionale ale câmpului gravimagnetic sunt prezente anomalii locale magnetice şi gravitaţionale cu o intensitate relativ mare, generate de corpuri geologice mici, formate din roci cu proprietăţi fizice deosebite de cele ale rocilor-gazdă.

Un minus in deducţiile expuse mai sus rezultă din ignorarea a mai multor principii metodologice fundamentale ale geofizicei. În primul rând, interpretările geologice ale câmpurilor geofizice au fost efectuate în lipsa unei baze suficiente de date petrofizice, în al doilea, − majoritatea construcţiilor prezintă corelări directe dintre intensităţile anomaliilor câmpului geofizic şi datele studiului petrografic al carotelor extrase din forajele de cartare, ceia ce nu întotdeauna poate corespunde realilor.

Indiferent de factorul subiectiv, aceste generalizări au servit la elaborarea unui program de cercetări a formaţiunilor cristaline din fundamentul bazinului Nistrean pe segmentul Naslavcea-Rezina. Realizarea acestui studiu geologic complex a fost început de AGeoM (Zaharov, Sergheev1982-1991) [9, 10], iar interpretarea datelor geofizice a fost realizată de autorul acestei publicaţii.

Referindu-ne la cartările formaţiunilor cristaline din regiunea de nord-est a republicii [10], lipsa unor date petrofizice la etapa iniţială de desfăşurare a cercetărilor geologice a fundamentului a creat probleme considerabile în procesul de studiu preliminar, când se cerea a elabora o concepţie geologică necesară pentru argumentarea proiectului lucrărilor geologice costisitoare cum ar fi, de exemplu, forarea.

Valorile petrofizice, utilizate în procesul studiului formaţiunilor cristaline din fundament au fost determinate în baza unui eşantion de date relativ concis, iar pentru

unele varietăţi de roci – insuficient, pentru a determina o caracteristică petrofizică completă a tipului petrografic. Această nepotrivire se explică prin numărul relativ mic de foraje, care au deschis rocile fundamentului (39 foraje pe o arie de circa 1000 km^2) şi adâncimea relativ redusă a zonei superioare a fundamentului, traversată de forajele de cartare (conform proiectului, circa 50 m). Pe parcursul completării colecţiei cu carote, se executau permanent măsurări petrofizice ale rocilor, supuse unui studiu petrografic minuţios. În total, din punct de vedere petrofizic (şi petrografic), au fost cercetate 688 de mostre - număr ce rezultă din cantitatea de carote extrase din cristalin. Intervalul probărilor în funcţiune de conţinutul petrografic al carotelor constituie 5 sau 10 m. Încercările de a micşora intervalele de probare până la 2 m cu scop de a mări eşantionul de date petrofizice au fost abandonate imediat după prelucrarea datelor petrofizice obţinute din primele foraje, când s-a confirmat că informaţia obţinută într-un punct de cercetare (forajul) nu poate fi extrapolată în zonele apropiate.

Studiul petrofizic al carotelor extrase din forajele săpate în anii precedenţi nu a fost realizat din mai multe motive. O întrebare deschisă a rămas şi numărul optim de date petrofizice al fiecărui tip de roci, suficient pentru clarificarea relaţiilor funcţionale dintre proprietăţile fizice şi compoziţia mineralogică sau petrochimică a rocilor. Este important a menţiona că la începutul studiului petrofizic soluţionarea acestei probleme era pusă în evidenţă, însă, odată cu acumularea informaţiilor geologice, s-a dovedit că acest număr optimal de date petrofizice (susceptibilităţile magnetice sau densităţile rocilor) este indefinit atunci când este vorba de roci metamorfozate în mai multe cicluri cu manifestări de metasomatism sau migmatizare. În acelaşi timp, în baza susceptibilităţii magnetice, iar mai apoi şi în baza anomaliilor locale a câmpului magnetic, nu este exclusă posibilitatea diferenţierii rocilor care formează unul şi acelaşi tip petrografic.

Pentru a evidenţia specificul repartizării parametrilor petrofizici a fiecărei grupe de roci au fost construite histograme şi curbe de variaţii (Fig. 1, 2, 3). Deoarece susceptibilităţile magnetice ale unei grupe de roci obţine valori de la câteva unităţi CGS până la câteva mii, histogramele care reprezintă repartiţia reală a acestei valori au fost construite la scara logaritmică. Pasul histogramelor (Δ) şi a curbelor de variaţie a fost determinat în funcţie de numărul datelor petrofizice (N) şi valorile extreme ale parametrilor (p) [$\Delta = \varphi(N, p_{max}, p_{min})$], iar maximul curbelor de variaţie a fost precizat prin metoda suprapunerii intervalelor.

Ignorând valorile maxime sau minime, care nu se încadrează în schemele statisticii matematice, poate fi presupusă cu o aproximaţie relativă o repartizare normală a densităţilor. Din acest considerent au fost calculate densităţile medii, caracteristicele statistice şi domeniul valorilor probabile (95%). În comparaţie cu variaţiile susceptibilităţii magnetice, care sunt funcţii ale concentraţiilor instabile de magnetit în rocile extrase din forajele de cartare, densităţile se prezintă mult mai clar. Intervalele densităţilor probabile, reprezentate în Fig. 3 nu pot fi luate la un grad absolut, deoarece din analize au fost excluse densităţile maximale şi minimale, care, din punct de vedere al statisticii matematice, nu puteau fi luate în consideraţie.

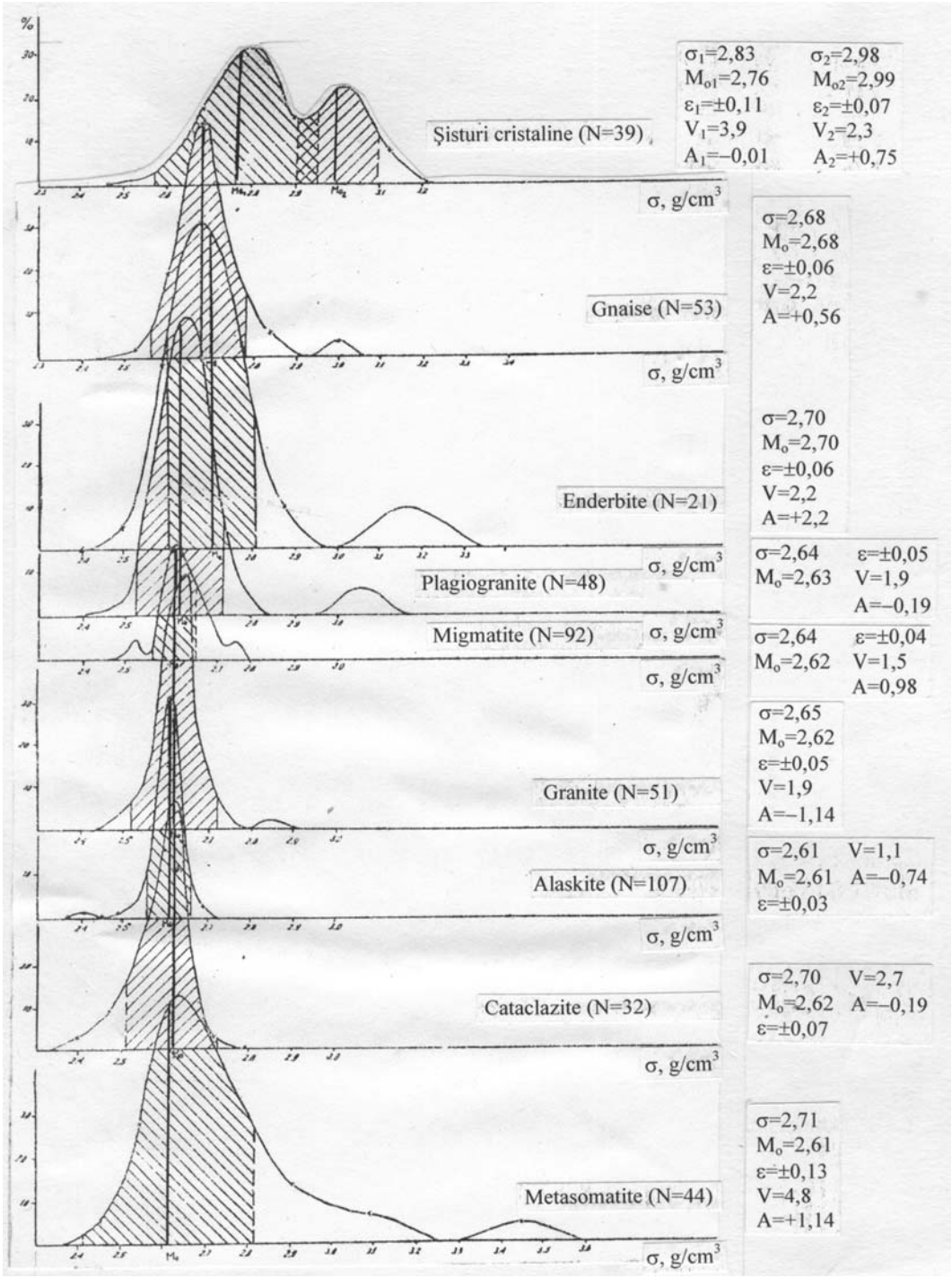

Fig. 1. Curbele variației densităților rocilor cristaline din regiunea bazinului r. Nistru. *N* – baza de date; *σ* – densitatea medie, g/cm^3; *Mo* – valoarea modală, g/cm^3; *ε* – deviația standard; *A* – asimetria curbei variației; *V* – variația parametrului.

Tot odată, fiind siguri de calitatea măsurărilor, nu putem să nu ţinem cont de faptul că aceste densităţi "ignorate" sunt caracteristici ale rocilor reale.

În procesul de calcul al parametrilor morfologici ale corpurilor generatoare de anomalii gravitaţionale s-a dovedit că cea mai reală densitate, utilizată în calcule, este valoarea modală a densităţii (M_o). În special, această conformitate se observă la tipurile de roci cu o dispersie mare a densităţilor.

Proprietăţile magnetice ale rocilor variază în limite extrem de mari, cu o repartiţie a parametrilor indefinită. Suprapunerile diapazoanelor de variaţie ale proprietăţilor magnetice ale diferitor tipuri de roci (Fig. 2) sunt cunoscute nu numai în regiunea bazinului r. Nistru, dar şi în teritoriile alăturate din Ucraina [17]. În astfel de condiţii, evaluările statistice ale magnetizărilor (J), susceptibilităţilor magnetice (κ) şi factorilor Könegsberger (Q) – parametri determinaţi în Laboratorul Expediţiei Tematice din Kiev, sunt lipsite de sens şi nu au fost realizate. Valorile de limită şi medii ale parametrilor magnetici sunt reprezentate în Tabelul 1.

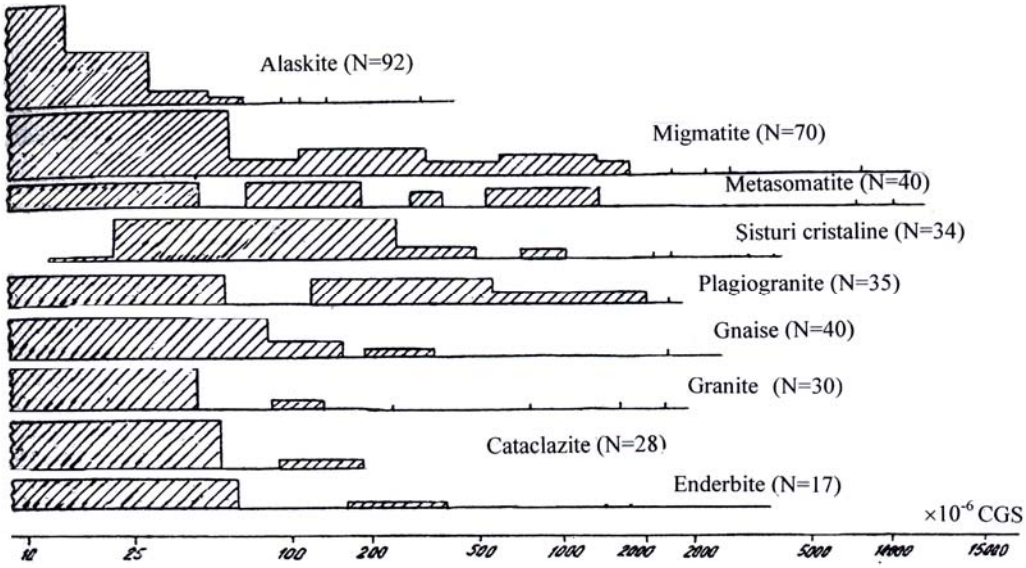

Fig. 2 Susceptibilităţile magnetice ale varietăţilor de roci din formaţiunile fundamentului cristalin.

După cum rezultă din histograme, curbe de variaţii şi Tabelul 1 toţi parametrii petrofizici ale diferitor tipuri de roci din regiunea centrală a bazinului r. Nistru se suprapun şi din cauza aceasta în procesul interpretării câmpurilor magnetice şi de gravitaţie numai în baza analizelor petrofizice, deseori apar probleme imposibil de rezolvat. Din punct de vedere petrofizic, şisturile cristaline se prezintă separat şi pot fi divizate în două grupe. Compoziţia petrografică a rocilor, care formează segmentul de dreapta al curbei de variaţie a densităţilor, este specifică şisturilor cristaline. Densitatea medie 2,98 g/cm^3 identifică originea unor anomali locale de gravitaţie din regiune, iar densităţile relativ mici ale şisturilor cristaline, aflate sub limita de 2,80 g/cm^3 se explică

prin prezenţa cuarţului secundar şi din punct de vedere petrografic ocupă o poziţie intermediară între şisturile cristaline propriu-zise şi gnaise.

Tabelul 1. Proprietăţile magnetice ale rocilor cristaline din fundament

Rocile; volumul bazei de date (*N*)	Parametrii magnetici ai rocilor					
	Susceptibilitatea magnetică, ($\times 10^{-3}$ CGS)		Intensitatea magnetizării remanente, J_r ($\times 10^{-3}$ CGS)		Factorul Könegsberger, *Q*	
	Valorile de limită	Media	Valorile de limită	Media	Valorile de limită	Media
Şisturi cristaline (39)	16-4588	750	0,9-1429	277	0,05-8,40	1,7
Gnaise (53)	8-7736	651	0,4-3297	225	0,05-4,16	0,9
Enderbite (21)	6-5796	998	0,8-1263	257	0,10-7,60	1,7
Plagio-granite (48)	8-2781	455	0,3-466 (2462) *)	161	0,03-2,81	0,8
Migmatite (89)	7-8832 (14835)	897	0,1-3800	196	0,02-5,15	0,6
Granite (51)	9-2399	287	0,1-677	57	0,01-3,31	0,5
Alaskite (109)	3-268	48	0-36	9	0-3,93	0,4
Cataclazite (32)	0-183 (1245)	42	0,2-142	12	0,05-2,23 (13,0)	0,9
Metaso-matite (44)	9-4398 (13834, 18417)	504	0,2-4398 (13317)	350	0,05-2,55	0,9

*) valoare exclusă din analizele geofizice

În comparaţie cu rocile ambiante parametrii magnetici ale şisturilor cristaline se deosebesc prin valori mai mari. De obicei, în câmpul magnetic şisturile cristaline formează anomalii locale pozitive cu intensităţi relativ înalte. Legăturile corelative între σ şi κ sau σ şi J_r atât pentru şisturile cristaline, cât şi pentru toate varietăţile de roci din zona Nistreană, sunt absente, iar variaţiile concentraţiilor magnetitului, care determină proprietăţile magnetice ale rocilor, nu influenţează densitatea (Tabelul 2).

Intervalul densităţilor probabile ale gnaiselor (Fig. 3), este deplasat puţin spre dreapta iar în baza proprietăţilor magnetice, de obicei slab pronunţate şi neomogene, această grupă de roci poate fi diferenţiată în gnaise nemagnetice (0-100$\times 10^{-6}$ CGS) care predomină, gnaise cu magneticitate mică (100-200$\times 10^{-6}$ CGS) şi gnaise relativ magnetice (200-500$\times 10^{-6}$ CGS) (Fig. 2). Este semnificativ faptul că pentru diferite varietăţi de gnaise relaţiile dintre densitate şi parametrii magnetici sunt relativ stabile (Tabelul 3).

Tabelul 2. Compararea parametrilor petrofizici ai şisturilor cristaline

Forajul (adâncimea)	Densitatea, g/cm^3	Susceptibilitatea magnetică, $\times^{10\text{-}6}$ CGS	Magnetizarea remanentă, $\times10^{-6}$ CGS
Cotiujenii mari (549,0)	2,78	3293	551
Japca (227,5)	2,80	81	249
Solonceni (341,0)	2,98	2361	1225
Cot (188,7)	3,14	74	10

În baza datelor reprezentate în Tabelul 3, prin examinarea complexă a câmpului de gravitaţie şi a celui magnetic, în zonele de răspândire a gnaiselor este posibilă diferenţierea acestui tip de roci în diferite varietăţi petrografice. Astfel, gnaisele biotit-piroxenice cu granat şi biotit-amfibol-piroxenice, practic nemagnetice, formează anomalii gravitaţionale pozitive; gnaisele biotit-piroxenice, cu densităţi relativ mari şi susceptibilitate magnetică şi magnetizare remanentă înaltă formează anomalii magnetice şi de gravitaţie pozitive, care se evidenţiază foarte clar pe fondul neutru al gnaiselor biotitice.

Tabelul 3. Compararea parametrilor petrofizici ai gnaiselor

Varietăţi de gnaise	Baza de date	Valorile medii ale parametrilor		
		Densitatea, g/cm^3	Susceptibilitatea magnetică, $\times10^{-6}$ CGS	Magnetizarea remanentă, $\times10^{-6}$ CGS
– biotitice	5	2,56	56	15
– biotit-piroxenice	11	2,68	2709	938
– biotit-amfibol-piroxenice	10	2,77	81	77
– biotit-piroxenice cu granat	9	2,73	43	29

Din punct de vedere petrofizic, enderbitele (date obţinute în baza a 21 determinări) sunt considerate roci cu proprietăţi magnetice înalte, şi densităţi relativ mari. Este posibil ca enderbitelor cu densităţi aproape egale cu valoarea modală (M_o=2,70g/cm^3) să le corespundă susceptibilităţi magnetice destul de mari, aflate între 1000 şi 6000$\times10^{-6}$ CGS. Susceptibilitatea magnetică a plagiogranitelor este dispersată relativ omogen pe întregul interval de valori posibile, iar intervalul valorilor probabile coincide cu intervalul respectiv al granitelor. Dificultăţi mari în procesul interpretării câmpului de gravitaţie apar din cauză că valoarea modală a densităţii plagiogranitelor coincide cu valorile modale ale alaskitelor, granitelor şi migmatitelor.

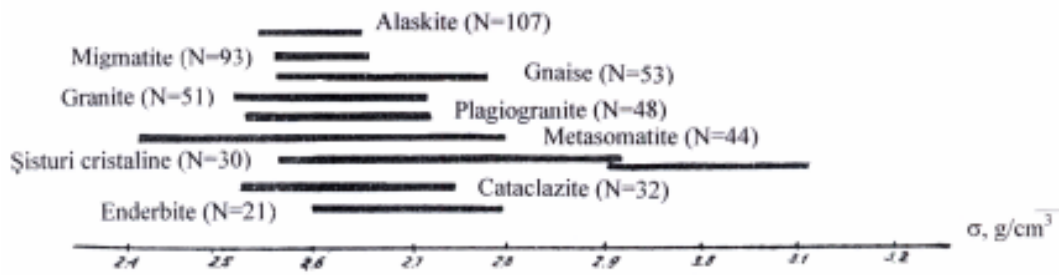

Fig. 3 Intervalele densităţilor probabile (95%) ale rocilor cristaline din regiunea de nord-est a Republicii Moldova

Cele mai răspândite roci din cadrul bazinului r. Nistru pe segmentul Rezina-Naslavcea sunt alaskitele, care definesc fonul câmpului gravimagnetic. Densităţile medii ale alaskitelor, granitelor şi migmatitelor sunt aproximativ egale, iar densitatea medie ponderată ale acestora egală cu 2,61g/cm^3, este recomandă a fi luată în calitate de densitate "nulă". Alaskitele şi majoritatea granitelor sunt roci nemagnetice sau roci cu proprietăţi magnetice foarte reduse. Pe alocuri unele alaskite pe fonul câmpului magnetic omogen formează zone anomale cu intensităţi slab evidenţiate. Granitele cu susceptibilităţi magnetice de 1000-2000$\times10^{-6}$ unităţi CGS şi greutăţi specifice de circa 2,70 g/cm^3, după compoziţia lor petrografică sunt aproape identice cu migmatitele. În funcţie de cantitatea relictelor, constituite din rocile primare şi concentraţiile magnetitului (primar sau secundar), susceptibilitatea migmatitelor variază de la zero până la câteva mii unităţi CGS$\times10^{-6}$. În comparaţie cu alaskitele sau charnockitele, repartiţia densităţii migmatitelor se prezintă într-un mod mai complicat. Pentru rocile din grupa alaskitelor poate avea loc o relaţie corelativă între gradul de manifestare a procesului de granitizare şi proprietăţile petrofizice.

Metasomatitele, pentru care sunt specifice compoziţii mineralogice instabile, din punct de vedere petrofizic se caracterizează foarte variat. Pentru acest tip de roci este imposibil de a determina intervalul probabil al proprietăţilor magnetice. Este semnificativă şi "anvergura" curbei de variaţie a densităţilor, cu o deviere standard relativ mare $\varepsilon = \pm0{,}13$ g/cm^3. Din cauza densităţii medii 2,71 g/cm^3, care în raport cu densitatea "nulă" a alaskitelor ($\sigma = 2{,}61$ g/cm^3) este mai mare, metasomatitele totdeauna generează anomalii locale de gravitaţie pozitive. Problema depistării acestor roci prin metode geofizice este relativ mai simplă, deoarece majoritatea metasomatitelor se află în relaţii geologico-genetice cu zonele tectonice, iar acestea din urmă pot fi stabilite în baza cartărilor câmpului geomagnetic şi câmpului de gravitaţie.

Cataclazitele, ale căror parametri petrofizici sunt relativ mai mici (valoarea modală a densităţii egală cu 2,62 g/cm^3), de obicei formează anomalii negative de gravitaţie cu dimensiuni mici, care se corelează în liniamente pe o extindere de zeci de kilometri.

Cele expuse mai sus pot fi generalizate în felul următor:

- Baza de date petrografice şi petrofizice la moment este relativ mică pentru a efectua o interpretare mai amplă a câmpului gravimagnetic.
- Clasificarea petrofizică a rocilor prin metodele statisticii matematice poate fi realizată numai în baza unui studiu petrografic aprofundat. Este de dorit ca rocile, care

sunt indefinite şi se află la limita petrografică a două grupe de roci, în studiul de sinteză geofizică să fie examinate independent.

O deficienţă a studiului petrofizic constă în absenţa unor date asupra proprietăţilor fizice ale rocilor din cuvertură. Determinarea influenţei paleobazaltelor din stratele inferioare ale cuverturii asupra câmpului geomagnetic din regiunea nistreană şi precizarea densităţii reale, utilizată în procesul de reducere a câmpului de gravitaţie, necesită un studiu petrografic şi petrofizic minuţios şi al rocilor sedimentare.

Densităţile şi parametrii petromagnetici ai şisturilor cristaline, gnaiselor, enderbitelor şi, parţial, a plagiogranitelor le evidenţiază pe acestea de alte varietăţi petrografice, granitizate în procesul constituirii formaţiunii alaskitelor, ceia ce permite cartarea rocilor respective prin metodele de comparare a câmpurilor geomagnetic şi de gravitaţie. Cataclazitele totdeauna corespund zonelor liniare alcătuite din anomalii negative ale câmpului geomagnetic şi câmpului de gravitaţie. Metasomatitele, indiferent de varietatea proprietăţilor petrofizice, pot fi conturate de-a lungul zonelor tectonice (faliilor). Rocile alaskitice au o răspândire largă în regiunea fonului gravitaţional cu valori reduse. Câmpul geomagnetic în zona respectivă a fonului regional de gravitaţie are o structură în mozaic, iar anomaliile locale pozitive cu intensităţi relativ mari pot fi generate atât de manifestările metasomatitice, cât şi de relictele rocilor metamorfice primare, aflate în câmpul alaskitelor sub formă de xenolite.

Referinţe

1. Чебан И.Т. (1978). Геолого-структурные и металлометрические особенности кристаллического фундамента и низов древних толщ Среднего Приднестровья. AGeoM.
2. Чебан И.Т. (1981). Геологический отчет по глубинному изучению рудо-перспективных структур Днестровской зоны разлома. AGeoM.
3. Чебан И.Т., Фролова Т.Л. (1983). Геологический отчет по теме: Изучение структурно-геологических особенностей кристаллического фундамента Днестровско-Прутского междуречья с целью прогнозирования поисков полезных ископаемых. AgeoM.
4. Чебан И.Т., Форолова Т.Л., Мониц И.А. (1981). Геологический отчет по теме: Изучение вещественного состава и геохимических особенностей интрузивных, метаморфических и осадочных пород фундамента и платформенного чехла с целью составления легенды к геологической карте масштаба 1:50000. AgeoM.
5. Чебан И.Т., Павленко О.И., Иванова И.П. и др. (1986). Разработка методов и принципов расчленения комплексов метаморфических и интрузивных образований кристаллического фундамента Среднего Приднестровья Молдавской ССР. AGeoM.
6. Димо В.И. (1971). Геологический отчет о результатах глубинного изучения Северо-Молдавского Приднестровья, выполненного в 1965-70 гг. AGeoM.
7. Димо В.И. (1973). Геологический отчет о результатах изучения массива субщелочных гранитов и зоны древнего разлома на территории Северо-Молдавского Приднестровья, выполненного в 1971-1972 гг. AGeoM.
8. Жеру М.И. (1987). Эволюция докембрия Молдавии. Изд. Штиинца, Кишинев.

9. Сергеев В.П., Чебан И.Т., Захаров А.Д. (1982). Отчет о глубинном геологическом картировании масштаба 1:50000 листов М-35-140-Б, М-35-141-А,Б,В,Г и М-35-142-Б (Среднее Приднестровье), проведенном в 1977-1982 гг. AGeoM.
10. Захаров А.Д., Сергеев В.П. и др. (1987). Геологическое строение и полезные ископаемые Резинского горно-промышленного района. AGeoM.
11. Гуртовенко, В. И. (1967). Отчет о результатах работ гравимагнитной партии 4/67 Молдавской Геофизической экспедиции. AGeoM.
12. Гуртовенко В.И. (1972). Отчет по теме «Переинтерпретация и особенности результатов гравимагнитной съемке, выполненной в 1966–1969гг. на территории Среднего Приднестровья». AGeoM.
13. Коган Л.З., Серебринский М.М., Коропецкая В.И. (1974). Отчет о результатах детальных гравимагнитных работ партии 4/73 МГЭ на Каменкской, Кушмирской и Шишканской структурных зонах. AGeoM.
14. Серебринский М.М., Коган Л.З. и др. (1974). Отчет о результатах гравимагнитных работ партии 4/73 Молдавской Геофизической экспедиции на территории Среднего Приднестровья в 1972-1973 гг. AGeoM.
15. Серебринский М.М., Панина В.А. (1975). Отчет о результатах гравимагнитных работ отряда 3/74 Молдавской Геофизической партии на территории Среднего Приднестровья и Катериновской площади в 1974-1975 гг. AGeoM.
16. Федюкова Г.М., Палий Д.П. (1985). Отчет о результатах аэромагнитной съемке масштаба 1:50000 территории МССР. Отчет аэрогеофизической партии КГЭ за 1981-1985 гг. AGeoM.
17. Дмитров Г.Х., Фридман Н.Ф. (1965). О физических свойствах пород докембрия Среднего Приднестровия. Изд. Наукова думка, Киев.

Buletinul Institutului de Geologie şi Seismologie al AŞM, N 2, 2007

Измайлова Д. Н. Богдевич О. П.

Оценка неопределенности при анализе воды на содержание хлоридов

Abstract

The aim of the article is the methodic development of the uncertainly determination of Calcium and Magnesium analysis in water extracts from soil. The uncertainly evaluation was made by the example of water extract from soil. Were determined that the biggest impact to the uncertainly has the deviation of the measurement. The heterogeneity of sample has the principal contribution to the uncertainly.

Введение

Качество результатов измерения определяется точностью, с которой они были получены. При этом мерой точности, согласно международным требованиям [1,2], является понятие неопределенности, которое характеризует разброс значений, непосредственно связанных с измеряемой величиной. Несмотря на наличие достаточного количества рекомендаций по расчету неопределенности [3-5], внедрение их в практику аналитических лабораторий пока недостаточно. В настоящей работе выполнена процедура оценки неопределенности анализа воды титриметрическим методом на содержание хлоридов. Для этого использовались общие методики расчета неопределенности химических измерений [3-5] и примеры для конкретных аналитических методов [11-14].

1. Методика оценки неопределенности

Расчет содержания хлоридов в воде в мг/дм^3 (X) или ммоль/дм^3 (Y) проводится по уравнениям:

$$X = (V_{T2} \times M \times f_1 \times f_2)/V_{Cl} \quad (1)$$

$$Y = (V_{T2} \times k \times M \times f_2)/V_{Cl} \quad (2)$$

где: V_{T2} – объем раствора нитрата серебра, израсходованного на титрование, за вычетом холостой пробы, см^3; M – молярность титрованного раствора; k – поправочный коэффициент к молярности раствора нитрата серебра; f_1 – атомный вес хлора равный 35,453; f_2 – коэффициент пересчета в дм^3 равный 1000; $f\ V_{Cl}$ – объем пробы, взятой для определения хлоридов в см^3.

Выполняемая работа состоит из ряда последовательных этапов. Выходное значение одного этапа представляет собой входное значение последующего этапа. При этом, хотя выражение может быть достаточно сложным, неопределенность конечного результата может быть легко получена путем разложения его на ряд более простых уравнений и оценки неопределенностей промежуточных

результатов. Последовательность вклада каждого параметра показана на диаграмме (рис.1).

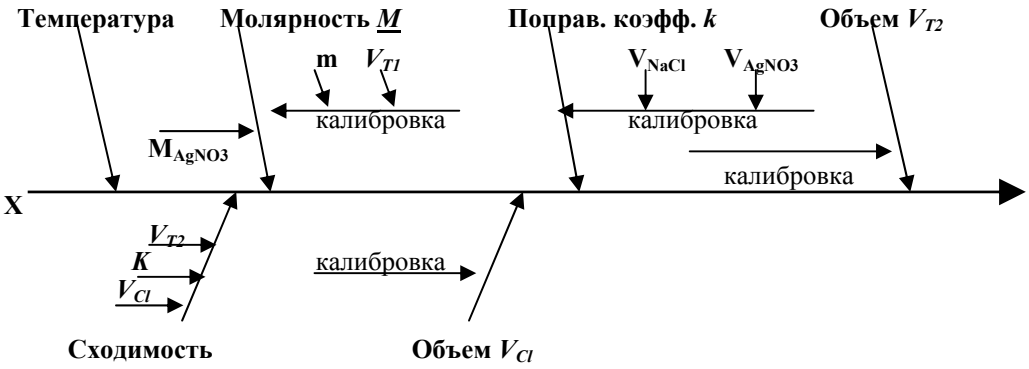

Рис.1. Вклад параметров в неопределенность анализа хлоридов в воде.

Определение хлоридов в воде проводилось по методике аргентометрического титрования [6,7]. Молярность раствора $AgNO_3$ по методу составляет 0,02 ммоль/дм^3 и рассчитывается по уравнению

$$M = \frac{m_{AgNO3}}{M_{AgNO3} \times V_{T1}}, \qquad (3)$$

Точное значение устанавливается на основании титрования стандартным раствором сульфата магния той же молярности и расчета поправочного коэффициента производится по уравнению:

$$k = \frac{V_{NaCl}}{V_{AgNO_3}} \qquad (4)$$

Составляющими неопределенности являются ограниченная сходимость результатов самого анализа *u(rep)* и неопределенность входных величин уравнения (1).

2. Расчет неопределенности анализа хлоридов в образце воды

Для определения хлоридов был отобран образец колодезной воды, при анализе которого получены исходные данные, приведенные в таблице 1.

Расчет по формуле (1) позволил установить содержание хлора в анализируемой пробе X, равное 48,7 мг/дм^3. Составляющими неопределенности, как показано выше, являются неопределенность входных величин уравнения (1) и ограниченная сходимость результатов анализа *u(rep),* расчет которых показан ниже.

Таблица 1. Исходные данные исследуемого образца

Наименование	Обозначение	Единица измерения	Значение *X*
Объем титранта	V_{T2}	см^3	0,324
Молярность титранта	*M*	ммоль/дм^3	0,02
Поправочный коэффициент	*k*		1,06
Объем пробы	V_{Cl}	см^3	5,0

2.1. Неопределенность объемов титранта V_{T2} и титруемой пробы V_{Cl}

2.1.1. Неопределенность объемов титранта $u(V_{T2})$

При проведении анализа использовались микробюретка на 5 см^3 (для титрования) и пипетка на 5 см^3 (для отбора пробы). Неопределенность объема титранта, пошедшего на титрование 5 см^3 пробы оценивалась с учетом трех составляющих: неопределенность внутреннего объема микробюретки при калибровке u_{tol}, отличие температуры бюретки и раствора от температуры при калибровке u_{temp}; сходимость объема титранта u_{rep}.

Неопределенность, указанная производителем для микробюретки вместимостью 5 см^3, равна ± 0,001 см^3. Она аппроксимируется треугольным распределением со стандартной неопределенностью $u_{tol} = 0{,}001/\sqrt{6} = 0.00041$ см^3. Изготовитель калибрует мерную посуду при 20^{0}С, а температура в лабораторных условиях варьирует в пределах ± 4^{0}С. Коэффициент объемного расширения воды C_{exp} составляет 2,07x10^{-4} см^3/град [10]. Приняв предположение о прямоугольном распределении в заданных пределах, получим стандартную неопределенность:

$$u_{temp} = (0{,}324 \text{x} 2{,}07 \text{x} 10^{-4} \text{x} 4)/\sqrt{3} = 0{,}00015 \text{ cm}^3$$

Сходимость объема титранта рассчитывалась путем оценки стандартного отклонения *S* при 10-кратном титровании раствора пробы из микробюретки, принятая за стандартную неопределенность сходимости u_{rep}. Среднее значение объема титранта V_{T2} составило 0,324 см^3, стандартное отклонение *S* - 0,010 см^3. Поскольку при проведении работы за окончательный результат принимается среднее из трех параллельных определений, значение *S* уменьшается в $\sqrt{3}$ раза и составляет 0,0058 см^3.

Неопределенность объема титранта рассчитываем суммированием этих вкладов:

$$u(V_{T2}) = \sqrt{0.00041^2 + 0.00015^2 + 0.0058^2} = 0.00582 \text{ см}^3$$

2.1.2. Неопределенность объема пипетки на 5 см3 – $u(V_{Cl})$

Данная неопределенность обусловлена двумя составляющими: неопределенность внутреннего объема пипетки при калибровке u_{tol} и отличие температуры бюретки и раствора от температуры при калибровке u_{temp}. Неопределенность, указанная производителем, равна ± 0,015 см^3. Отсюда $u_{tol} = 0{,}015/\sqrt{6} = 0.0061$ см^3. Стандартная неопределенность объема в зависимости от температуры равна: $u_{temp} = (5 \times 2.07 \times 10^{-4} \times 4)/\sqrt{3} = 0.0024$ см^3. Неопределенность объема пипетки на 5 см^3 рассчитываем суммированием этих неопределенностей:

$$u(V_{Cl}) = \sqrt{0.0061^2 + 0.0024^2} = 0.00656 \text{ см}^3$$

2.2. Поправочный коэффициент *k*

Для расчета величины поправочного коэффициента *k* 5,0 см^3 раствора хлористого натрия (V_{NaCl}) нормальностью 0,02 ммоль/ дм^3 переносится в коническую колбу и разбавляется дистиллированной водой до 100 см^3. Полученный раствор титруется раствором $AgNO_3$ (V_{AgNO3}) из микробюретки на 5 см^3. Поправочный коэффициент *k* рассчитывается по формуле (4).

Неопределенность поправочного коэффициента *k* зависит от неопределенностей V_{NaCl}, V_{AgNO3}, а также ограниченной сходимости результатов вычисления поправочного коэффициента u_{rep}. Для ее вычисления используется выражение:

$$\frac{u(k)}{k} = \sqrt{\left(\frac{u(V_{NaCl})}{V_{NaCl}}\right)^2 + \left(\frac{u(V_{AgNO3})}{V_{AgNO3}}\right)^2 + \left(\frac{u_{rep}}{rep}\right)^2}$$

При оценке сходимости использовали стандартное отклонение *S*, полученное при расчете *k* для 10 измерений, которое равно 0,02645. Для трех параллельных измерений *S* уменьшается в $\sqrt{3}$ раза и составляет 0,013.

Неопределенность пипетки на 5 см^3 $u(V_{NaCl})$ была рассчитана выше и составила 0,00656 см^3.

Неопределенность значения объема титранта $u(V_{AgNO3})$ обусловлена, как и в предыдущих случаях, двумя составляющими: неопределенность внутреннего объема бюретки при калибровке u_{tol}; отличие температуры бюретки и раствора от температуры при калибровке u_{temp}.

Указанные неопределенности рассчитывались, как было показано ранее, и составили:

$$u_{tol} = 0{,}001/\sqrt{6} = 0.00041 \text{ см}^3;\ u_{temp} = (5 \times 2.07 \times 10^{-4} \times 4)/\sqrt{3} = 0.0024 \text{ см}^3$$

Неопределенность объема микробюретки рассчитываем суммированием этих вкладов:

$$u(V_{AgNO3}) = \sqrt{0.00041^2 + +0.0024^2} = 0.00243 \text{ см}^3$$

Полученные данные для оценки неопределенности коэффициента *k* представлены в табл.2. Исходя из этого, неопределенность коэффициента *k* равна:

$$u(k) = k \times \sqrt{0.00131^2 + 0.000516^2 + 0.0123^2} = 1.06 \times 0.01238 = 0.013$$

2.3. Сходимость результатов u_{rep}

Оценку сходимости концентрации хлоридов в пробе проводили на основании расчета стандартного отклонения *S* по 10 замерам. Учитывая то, что за окончательный результат принимается среднее арифметическое трех параллельных определений, *S* уменьшается в $\sqrt{3}$ раза и $u_{rep} = S/\sqrt{3}$. В таблице 3 показаны результаты анализа указанной пробы воды на содержание хлоридов.

Таблица 2. Данные для оценки неопределенности коэффициента *k*

Обозна-чение	Наименование	Размер-ность	Значе-ние *X*	Стандартная неопределенность *u(X)*	Относительная стандартная неопределен-ность *u(X)/X*
V_{NaCl}	Объем титруемого образца	см^3	5,00	0,00656	0,00131
V_{AgNO3}	Обьем титранта		4,71	0,00243	0,000516
u_{rep}.	Сходимость значения поправочного коэффициента		1,06	0,013	0,0123

Таблица 3. Результаты анализа пробы воды на содержание хлоридов

Среднее содержание хлоридов, мг/дм^3	Станд. отклонение *S*, мг/дм^3	Неопределенность u_{rep} мг/дм^3	Относительная неопр. u_{rep}/rep
48,70	2,43	1,403	0,029

Суммарная неопределенность конечного результата равна стандартной неопределенности - 0,029.

Оценка неопределенности конечного результата проводится на основании суммирования неопределенности всех входных величин уравнения и неопределенности ограниченной сходимости результатов самого анализа. Все данные для этого расчета сведены в таблицу 4.

Суммарная относительная неопределенность рассчитывается по уравнению:

$$\frac{u(x)}{X} = \sqrt{(\frac{u(rep)}{rep})^2 + (\frac{u(V_{T2})}{V_{T2}})^2 + (\frac{u(k)}{k})^2 + (\frac{u(V_{Cl})}{V_{Cl}})^2} =$$

$$= \sqrt{0.029^2 + 0.01795^2 + 0.0117^2 + 0.00131^2} = \sqrt{0.0013020586} = 0.0361$$

Стандартная неопределенность *u(x)* составляет:

$$u(x) = X \times 0{,}0361 = 48{,}7 \times 0{,}0361 = 1{,}757 \text{ мг/дм}^3$$

Для определения расширенной неопределенности U(x) умножаем суммарную неопределенность на коэффициент охвата, принимаемый равный 2:

$$U(x) = 2 \times 1{,}757 = 3{,}51 \text{ мг/дм}^3$$

Конечный результат равен: X= 48,7 ± 3,51 мг/дм^3.

Таблица 4. Данные для оценки неопределенности конечного результата.

Наименование	Обозна-чение	Единица измерения	Значение *X*	Неопреде-ленность *u(X)*	Относит. неопреде-ленность *u(X)/X*
Объем титранта	V_{T2}	см^3	0,324	0,00582	0,01795
Молярность титранта	*M*	ммоль/дм^3	0,02		
Поправочный коэффициент	*k*		1,06	0,01238	0,0117
Обьем пробы	V_{Cl}	см^3	5,0	0,00656	0,00131
Сходимость результата	*rep*	мг/ дм^3	1,00	0,029	0,029

Величина полученной суммарной относительной неопределенности 0,0361 используется для расчета расширенной неопределенности для данного метода анализа. При этом конечный результат представляется в виде: X= X ± 2×u(X) мг/дм^3.

При изменении условий проведения анализа (новый титрант, новый поправочный коэффициент и т.д.) необходимо внести соответствующие

коррективы в расчеты. Для этого удобнее всего пользоваться таблицей Крагтена [9] (табл. 5).

Вклад отдельных составляющих в суммарную неопределенность иллюстрируется гистограммой (рис. 2).

Таблица 5. Вычисление неопределенности при анализе хлоридов в воде

	A	B	C	D	E	F
1			V_{Cl}	V_{T2}	k	rep
2	Значение		5,0	0,324	1,06	1,00
3	Неопределенность		0,0066	0,0058	0,0124	0,029
4	M	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
5	V_{Cl}	5,0	5,007	5,0	5,0	5,0
6	V_{T2}	0,324	0,324	0,3298	0,324	0,324
7	k	1,06	1,06	1,06	1,072	1,06
8	rep	1,000	1,000	1,000	1,000	1,029
9	f_1	35,453	35,453	35,453	35,453	35,453
10	f_2	1000,0	1000,0	1000,0	1000,0	1000,0
11	X	48,704	48,640	49,579	49,273	50,116
12	$u(x,y)$		-0,064	0,875	0,569	1,412
13	$u(y)^2$	3,088	0,004	0,766	0,324	1,995
14	$U(X)$	1,757				

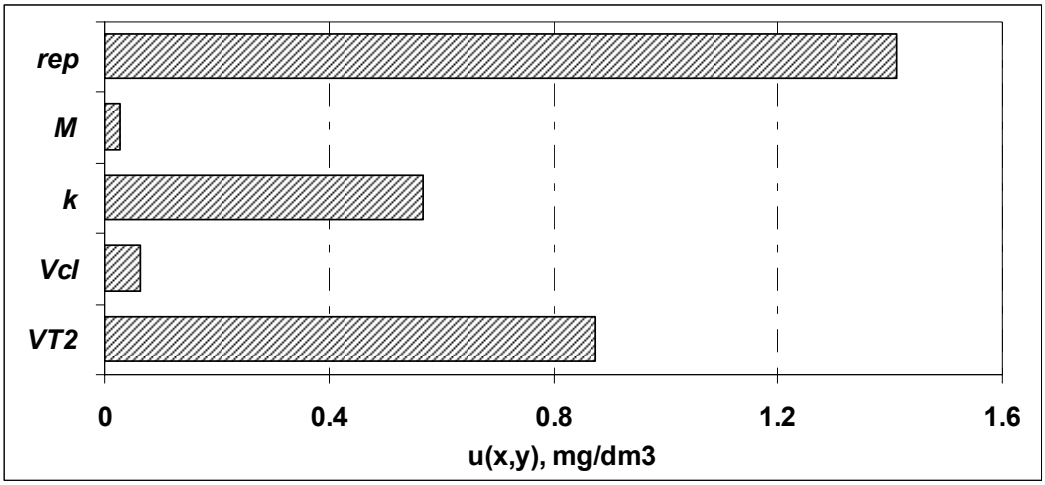

Рис. 2. Вклад отдельных составляющих в суммарную неопределенность при анализе хлоридов в воде.

Заключение

Как следует из представленных данных, наибольший вклад в суммарную неопределенность при определении хлоридов в воде, вносят сходимость конечных результатов *rep*, объем титранта V_{T2} и поправочный коэффициент к молярности титранта *k*. Для корректного представления результата анализа, при указании его погрешности, следует учитывать вклад каждой из указанных величин в суммарную неопределенность. Основной вклад в неопределенность вносит неоднородность объекта исследования – грунтовой воды из колодца.

Литература

1. ГОСТ Р ИСО/МЭК 17025-2000. Общие требования к компетентности испытательных и калибровочных лабораторий. Москва.
2. Traceability in Chemical Measurement. EURACHEM/CITAC Guide. 2003.
3. Guide to Quality in Analytical Chemistry. EURACHEM/CITAC Guide 2002.
4. Количественное описание неопределенности в аналитических измерениях. Руководство ЕВРАХИМ/СИТАК. С-Петербург, 2002.
5. ISO 5725:1994. Accuracy of measurement methods and results. P.1-4, 6. ISO, Geneva.
6. GOST 4245-72. Вода питьевая. Методы определения содержания хлоридов. Москва.
7. Унифицированные методы исследования качества вод. Ч.1, т.1, Москва, 1987, с.1188.
8. “Atomic Weights of the Elements”. IUPAC Technical Report. *Pure Appl.Chem.*, vol.78, No 11, pp.2051-2066, 2006.
9. I.Kragten, *Analyst*, 1994, v.119, 2161-2166.
10. Таблицы физических величин. М., 1976.
11. Д.Измайлова, О.Богдевич. - Оценка неопределенности при определении селена в природных водах атомно-абсорбционным методом. В сб.”Buletinul Institutului de Geofizică şi Geologie al AŞM”, 2006, N 2.
12. Д.Измайлова, О.Богдевич. - Расчет неопределенности при анализе почв атомно-абсорбционным методом. « Аналітичний контроль якості та безпеки продукціі промислового виробництва и продовольчоі сировини». Одесса, 2006.
13. А.А.Грищенко, Т.Г.Сербул, А.Н.Захария. – Оценка неопределенности результатов химического анализа некоторых пищевых продуктов. В сб. «Аналитический контроль качества и безопасности веществ и материалов», Одесса, 2007, стр.129-137.
14. И.П.Захаров, М.П.Сергиенко. – Особенности оценивания неопределенности аналитических измерений. В сб. «Аналитический контроль качества и безопасности веществ и материалов», Одесса, 2007, стр. 104-107.

Buletinul Institutului de Geologie şi Seismologie al AŞM, N 2, 2007

Мельничук О[*]*., Арнаут Н.*

Модель оценки годового притока наносов в искусственные водоемы Молдовы

Резюме

Предлагается новая модель оценки притока наносов в искусственные водоемы, основанная на учете пространственной редукции модулей стока наносов. Дается оценка влияния сборных эрозионных параметров на интенсивность склонового смыва почв применительно к условиям формирования стока наносов на малых водосборах и показателей заиления водоемов.

Rezumat

Se expune modelul de apreciere a scurgerilor aluvionale în bazinele acvatice artificiale, bazate pe evidența spațială a modulului de reducție a scurgerii aluviale. Este reflectată aprecierea influenței parametrilor integrali asupra intensității eroziunii de pantă a solului aplicate condițiilor de formare a scurgerilor acvatice în bazinele hidrografice mici şi indicilor de acumulare a sedimentelor în rezervoare.

Введение

Разработанные к настоящему времени расчетные модели определения стока наносов можно разделить на четыре группы.

К первой группе относятся модели, основанные на географической интерполяции между картируемыми значениями характеристики твердого стока [10,11,20]. В качестве последней обычно используется средняя величина мутности речной воды. Для территории Молдовы такая карта составлена Н.И. Дроздовым и З.А. Горецкой [4].

Вторую группу составляют эмпирические региональные формулы, связывающие твердый сток с расходом воды, средним уклоном водосбора и т.д. Такого рода предложения сделаны в работах [2,10, 11] для территории Европейской и Азиатской частей бывшего СССР, а для территории Молдовы и Украины [4]. Практически все упомянутые предложения получили отражение в Руководстве по гидрологическим расчетам [17], используемом для проектирования водохранилищ.

К третьей группе можно отнести разработки, основанные на теории транспорта наносов[1,5,7,8,9,14,16] и др.

К четвертой группе относятся модели, основанные на использовании гидромеханической концепции формирования жидкого и твердого стока. Наиболее полные исследования в этом направлении выполнены в работах [18,21] и др.

В отечественной и зарубежной литературе, посвященной анализу и расчетам стока наносов в различных природных условиях, довольно подробно

[*] Институт Экологии и Географии, республика Молдова

рассматривается воздействие азональных факторов на твердый сток малых рек. Особенно детально исследовано воздействие уклона реки, площади водосбора, длины склонов, их распаханности и залесенности и иных важных характеристик водосбора. Однако вопросу анализа процессов пространственной редукции стока наносов, играющей большую роль в процессе его формирования, до настоящего времени не уделяется внимания. Большинство авторов констатируют факт необходимости внесения поправочных коэффициентов на влияние площади водосбора на сток наносов, не раскрывая физическую природу рассматриваемого процесса.

Нам представляется, что пространственная редукция стока наносов связана с пространственной и временной редукцией атмосферных осадков, русло-пойменной трансформацией дождевого и талого стока – главных факторов водной эрозии.

Процессы формирования годового стока наносов на малых водосборах в районах с повышенной ливневой активностью и засушливым климатом характеризуются рядом особенностей. Это, прежде всего то, что подавляющая часть суммарного годового объема (массы) наносов на малых водосборах формируется в период прохождения значительных дождевых паводков, т. е. сток наносов по существу носит эпизодический характер. В межень же многие малые водотоки или пересыхают, или переходят на слабое грунтовое питание. Приток наносов со склонов практически отсутствует, а русловая эрозия сменяется на обратное явление заиление русла.

К настоящему времени накоплен обширный материал, подтверждающий нередкую эпизодичность или исключительную временную сосредоточенность стока наносов. Так, по данным [15] малыми и средними реками США всего за 1% годового времени (3-4 суток) в Атлантический океан выносится 50% объема годового стока наносов, а за 10% (30-35 суток) 85-90%. Дадим пример по Молдове. В 1979 году за июльский паводок, продолжавшийся четверо суток, в ручье Сагайдачном сток наносов составил 43 тыс. тонн, тогда как годовой сток был на уровне 44 тыс. тонн. Следовательно, только один паводок дал сток наносов, достигающий 98% от годового объема (массы). Это далеко не редкий случай, а естественная закономерность.

Поэтому когда речь идет о формировании стока наносов на малых водосборах, то следует опираться на те методы анализа, которые раскрывают законы пространственной редукции дождевых осадков и паводочного стока.

Материалы и методика

Мы полагаем, что на данном этапе изученности процессов стока малых рек более обоснованными могут считаться полуэмпирические интерполяционные модели, основанные на учете пространственной редукции жидкого и твердого стока. Суммарно учитывая весь комплекс факторов, можно считать, что пространственная редукция модулей стока наносов аналогична редукции модулей жидкого и талого стока, и она может быть выражена известной редукционной формулой

$$\frac{M_R}{B_R} = \frac{1}{(F+1)^n} \qquad (1)$$

где:
M_R - редуцированный по площади F модуль стока наносов, т/км^2;
B_R – функция сборной эрозионной характеристики склона, которая представляет сформировавшуюся часть притока наносов на склонах водосбора и поступающих в русловую сеть для дальнейшего транзита или аккумуляции;
n_1 – показатель пространственной редукции стока наносов.

Располагая фактическими данными по средним многолетним модулям стока наносов, величину сборного эрозионного параметра B_R можно определить из формулы (1):

$$B_R = M_R (F+1)^n \qquad (2)$$

Искомое значение модуля стока наносов, входящее в формулу (1), можно также представить в зависимости от модуля жидкого годового стока. Наиболее удачно, на наш взгляд, эта зависимость предложена Н.Н. Бобровицкой [2]:

$$M_R = A_R M_Q^{\alpha 1} \qquad (3)$$

здесь
A_R - параметр, имеющий смысл условной характеристики мутности и возрастающей с севера на юг (от 0,005 до 14,0) в границах восточной Европейской равнины;
M_Q - модуль жидкого стока, л/с.км^2;
α_1 – показатель степени, изменяющийся в обратном направлении с юга на север от 1,3 до 3,3.

Совмещая формулы (2) и (3) можно, получить:

$$B_F = A_R M_Q^{\alpha_1} (F+1)^n \qquad (4)$$

Редукционная формула (4) включает в себя систему параметров, которые могут быть определены по материалам непосредственных наблюдений за стоком наносов и воды. Можно использовать не только многолетние гидрометрические данные по стоку наносов, но и материалы по заилению искусственных водоемов, что значительно расширяет объем необходимой информации.

Выражение (4.) по сути своей учитывает не только основные показатели пространственной редукции стока наносов, но и кинематические компоненты склонового стекания вод, что позволяет ввести в расчет морфометрические показатели склона – средний уклон и длину, которые связаны через редукционный множитель.

Кроме того, предлагаемое уравнение в интегральном виде может учитывать и воздействие на сток наносов характер почвенного покрова.

Для установления численных значений параметров формулы (4) использованы материалы, опубликованные в работах [12,13,19,22]:

1. Материалы по заилению прудов и водохранилищ. Наиболее достоверны из них это «верховые» водоемы с диапазоном площадей водосборов от 1,28 км^2 до

80,8 км^2. Оценка годового модуля стока наносов M_R по материалам о заилении водоемов выполнена расчетным путем по формуле [12]:

$$M_R = \frac{(V_C - V_a)\bar{\gamma}_C}{T_E F P_a} \quad . \text{ т/км}^2\cdot\text{год} \qquad (5)$$

здесь:

V_C - общий объем наносов, участвующих в заилении водоема, м^3;

V_a - объем наносов, сформированный внутриводоемными процессами автохтонного происхождения, м^3;

γ_C - объемный вес (плотность) отложений, т/м^3;

F - площадь водосбора до створа плотины, км^2;

P_a - относительная наносоудерживающая способность водоема, осредненная за время эксплуатации T_E (в годах).

2. Материалы гидрометрических наблюдений по рекам Молдовы и смежным водосборам Украины и Румынии.
3. Данные наблюдений по логам и ручьям воднобалансовой станции Молдовы, а также литературные и архивные материалы по натурным наблюдениям над смывом почв.

Результаты и анализ

Имеющаяся исходная информация достаточно надежна применительно к нашим обобщениям и может быть использована при составлении региональной зависимости, выраженной графиком, приведенном на рис. 1.

Из графика следует, что, несмотря на определенный разброс точек в поле координат, все же обнаруживается достаточно явная тенденция убывания модуля стока наносов с ростом площади водосбора.

Необходимо подчеркнуть: разброс точек на поле координат графика – это не только результат разной надежности оценки стока наносов, но и результат того, что сток наносов зависит помимо площади водосбора и от множества других факторов.

Как следует из графика, анализируемая информация по стоку наносов охватывает значительный диапазон площадей водосбора от 1 до 10000 км^2.

Линейный тренд связи в принятых обозначениях $M_R=f(F+1)$ описывается уравнением с коэффициентом корреляции, равным $R^2 = 0.76$:

$$M_R = \frac{B_R}{(F+1)^n} = \frac{3.71}{(F+1)^{0.7}} \qquad (6)$$

Откуда при известных модулях стока наносов M_R можно оценить значение эрозионного параметра

$$B_R = M_R(F+1)^{0,7} \ . \qquad (7)$$

Если исходить из огибающих линий связи (a) и (b), представленных на рис. 1 и из формулы (7), то числовые значения параметра B_R могут изменяться от 1,25 до 20,0 тыс.т/км^2 год.

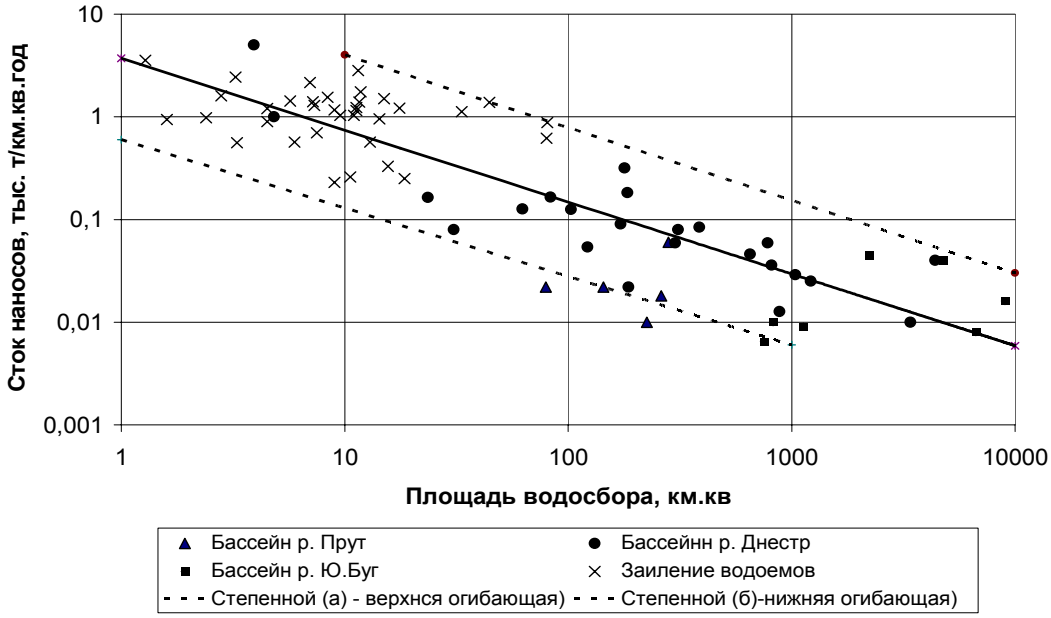

Рис.1. Редукционная зависимость модуля стока наносов от площади водосбора

Величина сборного эрозионного параметра, зависит от комплекса зональных и азональных факторов и, в первую очередь, от характеристик стока вод, формирующих поверхностный смыв и транспорт наносов со склонов и основных звеньев гидрографической сети (ложбин, лощин, балок и т.д.).

Являясь склоновой эрозионной характеристикой, значение B_R зависит от формы графика склонового притока, оцениваемого показателем n и продолжительностью притока вод со склонов T_C, связанных соотношением [3]:

$$B_R = \frac{n+1}{nT_c} A_R M_Q^{\alpha_1} \qquad (8)$$

Здесь компонента $\Phi(I) = \frac{n+1}{nT_C} A_R$ представляет собой обобщенную кинематическую характеристику взвесенесущего склонового потока, числовое значение которой, судя по выражению (8) равно:

$$\Phi(I) = \frac{n+1}{nT_C} A_R = \frac{B_R}{M_Q^{\alpha}} \qquad (9)$$

и может быть вычислено по фактическим данным по стоку наносов и воды.

В качестве примера в табл. 1 приводятся результаты расчетов характеристик, входящих в выражение (9). Левая часть этого выражения включает в себя компоненты склоновой редукции, состоящих из коэффициента неравномерности склонового притока вод и наносов *(n*+1*)/n*, продолжительности этого притока T_C и эрозионного параметра A_R, которых можно установить по материалам полевых обследований водоемов и данных гидрометрических наблюдений на сети Гидрометрических станций.

Принимая во внимание, что сочетание параметров, входящих в формулы (7), (9), которые суммарно репрезентируют эрозионный склоновый процесс, можно с уверенностью утверждать, что интегрирующим фактором этого процесса является уклон склона (водосбора).

На основании многочисленных экспериментальных исследований было установлено, что зависимость между уклоном склона (*I)* и стоком наносов, как правило, нелинейная. В большинстве случаев для ее описания используется степенная функция такого вида:

$$f(I) = I^m \qquad (10)$$

Величина показателя степени *m* указывает на скорость возрастания интенсивности смыва почвы с увеличением уклона склона. При зяблевой вспашке склона значение *m* составляет 1,3-2, т.е. при увеличении уклона вдвое интсивность смыва возрастает 2,5-4 раза. По данным полевых опытов [22] на вспаханном склоне под озимую пшеницу величина *m* возрастает до 3,11. При наличии сельскохозяйственных культур значение показателя степени уменьшается пропорционально противоэрозионной эффективности культур – до 1,2-0,9 для густопокровных культур и 0,8-0,7 для многолетних трав [18].

Обработка и анализ имеющихся в нашем распоряжении материалов, а также данные, приведенные в табл. 1 дают возможность получить зависимость между обобщенной эрозионной компонентой $\Phi(I)$ и уклоном склона. Наличие такой связи обнаружено при построении зависимости между значением $\Phi(I)$, (оцененным по формуле (9) (см. табл.1)) и величиной среднего уклона водосбора, приведенной на рис 2.

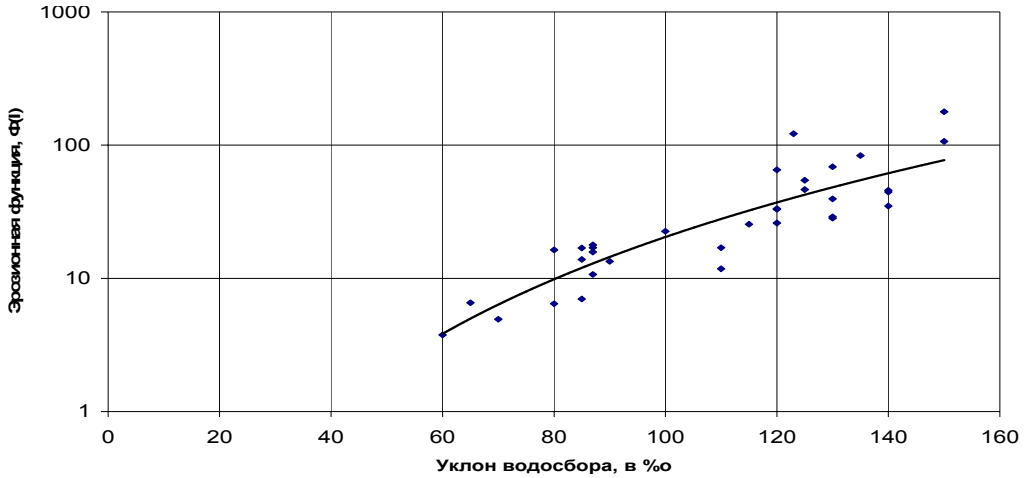

Рис. 2. Зависимость сборной эрозионной функции от среднего уклона водосбора.

Таблица 1. Результаты оценки эрозионных параметров (B_R), входящих в формулы (7) и (9) по данным о заилении водоемов

Водоток	Ближайший населенный пункт	Площадь водосбора *км²*	Объем заиления *тыс. м³*	Период эксплуатации *лет*	Приток воды *мм/год*	Годовой модуль стока наносов *т/км²*	Уклон водосбора *‰*	B_R (7)	B_R (9)
б.Валя Толица	с.Спея	10,6	2,43	24	27	260	85	1446	17
б.Ла валя-Резина	с.Сэмэшкань	33,4	11,9	16	94	1120	130	13329	29
б. Без названия	с.Опач	11,5	25,2	10	38	2820	123	16523	122
б. Без названия	пгт.Анени-Ной-1	2,76	0,6	5	32	210	70	531	5
б.без названия	окраина Кишинэу	3,3	1,65	11	33	560	85	1555	14
б.Валя-Регулянка	с.Дурлешть	15	25,1	10	43	1500	120	10447	65
руч.Пырьев	с.Похребень	7,2	5,33	15	57	1400	120	6107	26
б.без названия	с.Лазо	7,5	5,29	24	46	700	87	3131	18
б.Ромашкань	с.Кукурузень	11,3	7,68	22	51	1150	120	6662	33
б.без названия	с.Курлень	5,7	9,23	23	53	1430	115	5415	25
б.без названия	с.Стойкань	1,6	0,8	24	65	940	65	1835	7
б.Ла Яз	с.Паркань	4,5	6,68	22	60	1200	87	3958	16
б.без названия	с.Пырлица	9,55	6,2	13	73	1030	80	5359	16
б.Валя Одей	с.Фрасин	18,5	1,3	24	66	250	85	2000	7
б.без названия	с.Радул Маре	2,4	1,96	22	78	980	80	2308	6
б.Валя Перлу	с Редень	7	12,4	22	57	2160	130	9260	39
б.Судорея	с.Корнова	4,5	2,45	22	60	900	110	2968	12
б.Котояз	с.Багени Ной	11,6	11,7	24	57	1390	140	8190	35
б.Згур	с.Котова	2,8	2,08	24	69	1600	90	4074	13
б.Валя Крышка	с.Брайкэу	9	4,75	24	76	1170	87	5864	17
б.Старые Шельвиры	с.Марамоновка	9	1,96	24	74	230	87	1153	
б.без названия	с.Цаул	15,6	3,1	4	118	330	60	2358	4
б.без названия	с.Пивничень	3,25	7,43	24	84	2440	110	6718	17
б.без названия	пгт.Яргара	13	3,6	12	43	570	100	3615	23
б.Валя Жадан	с.Вознесень	8,4	6,5	18	43	1550	125	7439	46
б.Тергикукулой	с.Колибабовка	7,3	6,36	22	45	1290	120	5675	33
б.Миролиничень	с.Вэрзэрешть Ной	14,3	12,3	25	29	960	130	6480	69
б.Валя Чутешть	с.Селиштя Ноуэ	11,8	11,4	20	56	1760	140	10485	46
руч.Косим	с.Садаклия	80	37,3	6	36	620	150	13438	106
б.Валя Мерилор	с.Бобейка	11,3	8,4	19	43	1230	140	7126	44
б.Чокрок--Дерен	с.Казаклия	17,6	6	16	33	1210	135	9364	83

Принимая во внимание, что сочетание параметров, входящих в формулы (7) и (9), которые суммарно репрезентируют эрозионный склоновый процесс, можно с уверенностью утверждать, что интегрирующим фактором этого процесса является уклон склона (водосбора).

Аналитическая аппроксимация полученного графика связи имеет вид:

$$\Phi(I) = \frac{(n+1)A_R}{nT_O} = 5*10^{-6} I_C^{3.31} \qquad (11)$$

здесь:

I_C - средний уклон водосбора, ‰

Показатель корреляции R^2 равен 0,78. Значение показателя *m* при уклоне здесь оказалось равным 3,31, что в определенной степени согласуется с опытными данными, полученными в Молдове. Если принять во внимание, что точность исходной информации по стоку наносов, как правило, не очень высокая, то полученный результат можно считать вполне удовлетворительным.

Подставляя значение эрозионной функции из формулы (11) в редукционное выражение (6) можно получить общий вид редукционной модели, оценивающей модуль годового притока наносов в создаваемый или реконструированный водоем:

$$M_R = \frac{5I_C^{3,.31} M_Q^{1.35}}{10^6 (F+1)^{0.7}}, \text{ т/км}^2\text{·год.} \qquad (12)$$

Для оценки годовой массы наносов W_R, поступающих в водоем достаточно выражение (12) умножить на площадь водосбора до створа плотины, *F*-км^2, т.е.:

$$W_R = \frac{5I_C^{3,.31} M_Q^{1.35} F}{10^6 (F+1)^{0.7}} \text{ т/год} \qquad (13)$$

Выводы

Формула (13) применима для речных водосборов с площадью в диапазоне от 2 до 500 км^2. При оценке бокового притока наносов со склонов, в границах водной поверхности водоема, годовой модуль стока наносов можно определить по формуле (12) при условии, когда площадь водосбора $F \to 1{,}0$.

Для более четкого представления о степени влияния на сток наносов, входящих в предлагаемую модель аргументов, в табл.2 приводится численный расчет притока наносов по формуле (13) при заданных их значениях.

Таблица 2. Численный расчет притока наносов (т/год) в водоем при заданных значениях аргументов, входящих в формулу (13)

Площадь водосбора, *F*, км^2	M_Q = 30 мм		M_Q = 40 мм	
	I_C = 60 ‰	I_C = 120 ‰	I_C = 60 ‰	I_C = 120 ‰
10	708	7018	1043	10348
100	1499	14864	2210	21919

Из данных, приведенных в табл.2 следует, что при изменении площади водосбора в 10 раз и уклонах в 2 раза приток наносов возрастает два с лишним раза. В то же время при увеличении уклона в 2 раза (при одной той же площади водосбора) приток наносов возрастает почти в 10 раз. Характерно, что рост притока воды на 30 % вызывает увеличение притока наносов примерно в 1,5 раза. Выявлены

закономерности формирования стока наносов на малых реках Молдовы и рекомендации по их оценке в целом соответствуют существующим теоретическим принципам анализа эрозионных процессов и основываются на реальных данных многолетних наблюдений и материалов по заилению прудов и водохранилищ.

Литература

1. Абальянц С.Х. Движение взвесей в открытых потоках. Труды САНИИРИ, 1958, вып. 96, с. 3-156.
2. Бобровицкая Н.Н. Зависимость стока взвешенных наносов от гидрологических характеристик. Труды ГГИ, 1967.-Вып. 141, с.107-120
3. Гопченко Е.Д. О редукционных формулах максимального стока. Труды УкрНИГМИ, 1980, вып. 175, с. 85-93.
4. Горецкая З. А. К определению характеристик стока взвешенных наносов рек Украины различной обеспеченности. Труды УкрНИГМИ, 1972, вып. 119, с. 106-114.
5. Гостунский А.Н. Взвешивающая способность. Узв. АН Узб. ССР, 1954, N 3
6. Дрозд Н.І. Горецька З.О. Стік зависливих наносів річок УРСР. Вісті Інст-ту гідрологіі і гідротехніки АН УРСР, т. 20 Київ, 1966, с. 82-91.
7. Замарин Е.Н. Транспортирующая способность и допускаемые скорости течения в каналах. МЛ.: Гидрометеоиздат, 1951, 32 с.
8. Караушев А.В. Теория и методы расчета речных наносов. Л.: Гидрометеоиздат, 1977, 270 с.
9. Леви И.И. Динамика русловых потоков. Л.-М.: Госэнергоиздат, 1957, 242 с.
10. Лисицина К.Н. Расчет заиления прудов. Труды ГГИ, 1969, вып. 175, с. 199-208.
11. Лопатин Г.В. Наносы рек СССР. - М.: Геогафгиз, 1952. - 366 с.
12. Мельничук О.Н. Динамика заиления малых водоемов. Сб. Вопросы мелиорации земель в Молдавии. - Кишинёв, 1989, с. 39-47.
13. Мельничук О.Н., Лалыкин Н.В., Филиппенков А.И. Искусственные водоемы Молдовы. Кишинёв: Штиинца, 1992, 210 с
14. Мирцхулава Ц.Е. Инженерные методы расчета и прогноза водной эрозии. М.: Колос, 1970, 239 с.
15. Mrade Robert H. Movement and storage of sediment in river systems. Phys. And chem. Weather. Geochem. Cyce. Proc. NATO .Adv. Study inst. Aussois, 4-15sept.1985. Dordrecht.1988, p.165-179.
16. Россинский К.И., Кузмин И.А. Балансовый метод расчета деформаций дна потока. Труды “Гидропроекта”, сб. 12, 1964, с. 265-271.
17. Руководство по гидрологическим расчетам при проектировании водохранилищ. Л.: Гидрометеоиздат, 1983, 282 с.
18. Светличный А.А., Чорный С.Г. Основы эрозиоведения (учебник). Изд. «Университетская книга», 2007, 265 с. (на украинском языке).
19. Сластихин В.В. Вопросы мелиорации склонов Молдавии. Кишинев: “Картя молдовеняскэ”, 1964, 210 с.
20. Шамов Г.И. Речные наносы. Л.: Гидрометеоиздат, 1959, 378.с.
21. Швебс Г.И. Формирование водной эрозии, стока наносов и их оценка. Л.: Гидрометеоиздат, 1974, 184 с.
22. Федотов В.С. Ливневая эрозия почв и лесомелиоративные меры борьбы с ней в Молдавии. Кишинёв: Штиинца, 1980. 133 с.

Buletinul Institutului de Geologie şi Seismologie al AŞM, N 2, 2007

Морару К. Е.

Гидрогеохимия межпластовых подземных вод Молдавского артезианского склона

Abstract

Geochemistry of the R.Moldova's confined Neogen and Cretaceous - Silurian aquifers are described. Ground water forming processes, role of tectonic faults, thermodynamic modeling and geostatistics are applied in the complex investigation. It is concluded that tectonic geology and non-equilibrium in the systems "water-rock", "water-water" and "water-gas" are the main factors governing water quality.

Введение

Краткая история исследования геохимии грунтовых и межпластовых вод Молдовы рассмотрена и анализирована К.Е.Морару [1]. Тем не менее, необходимо отметить, что работы [1-38,41] являются наиболее важными для территории Молдовы и их научное значение остается актуальным до настоящего времени. Практическое значение имеют работы сотрудников Ассоциации геологии Молдовы (АГеоМ), которые преобладают в основном в виде производственных отчетах. Особое положение занимают работы рассматривающие роль разрывной и блоковой тектонике в формировании химического состава межпластовых вод [1, 2, 34-38]. Этот вопрос до настоящего времени рассмотрен, в основном, только с позиции качественного и полуколичественного анализа. Важно отметить, что такое состояние исследований характерно не только для Молдавского артезианского склона (МАС), но и для многих регионов мира [38]. Современное состояние и развитие геохимии подземных вод характеризует ее как науку комплексную и постепенно переходящую к точным математическим и гидрогеохимическим моделям состояния качества подземной гидросферы.

Условия формирования межпластовых подземных вод

Формирование химического состава межпластовых подземных вод отличается от такового в грунтовых водах. Главное и преобладающее отличие относится к геологическому положению межпластовых вод в разрезе Молдавского артезианского склона. Как правило, межпластовые воды не имеют прямого контакта с атмосферой, дневной поверхностью и комплексом поверхностных источников загрязнения. Время фазового равновесия "вода - порода" в десятки тысяч (и более) раз больше во времени в сравнении с грунтовыми водоносными горизонтами. Большое значение имеет пластовое гидростатическое давление и увеличивающаяся с глубиной температура подземных вод.

Комплексный анализ данных по геохимии подземных вод Молдовы позволяет сделать следующие главные обобщения:

1. Комплексное гидрохимическое картирование, водногелиевая съемка продуктивных водоносных горизонтов МАС и корреляционный анализ этих данных позволили разделить изученные в подземных водах ингредиенты по степени их корреляционных связей с гелием на две группы: а) с положительной связью - K^+, Mg^{2+}, HCO_3^-, Cl^-, F^-, pH, OB, M, Ba и б) с отрицательной связью - Ca, Mg, SO_4, Sr, Se. Первая группа компонентов генетически связана с разгружающимися по тектоническим разломам гелиеносными флюидами. Вторая -характеризует воды активного водообмена зоны выщелачивания жестких стабильных блоков.
2. Гелиеносные воды с компонентами первой группы при смешивании с водами зоны выщелачивания образуют физико-химический щелочной геохимический барьер, в результате чего формируется новый тип вод.
3. SO_4 - HCO_3 - Na - Ca - Mg воды в нижнем сармате и верхнем мелу являются геохимически чуждыми и генетически связаны с глубинным выщелачиванием венлокских гипс-ангидритов.
4. SO_4 - HCO_3 - Na - Ca - Mg воды образуют крупную гидрогеохимическую аномалию, косвенно связанную с гелиевой через гидродинамику и метаморфозные процессы, возникающие при их смешивании со щелочными гелиеносными водами.
5. При смешивании сульфатных вод с гелиеносными HCO_3 - Cl - Na водами, гелий образует положительные связи с глубинными ингредиентами этой гидрохимической группы.
6. Слабая связь калия с ингредиентами химического состава подземных вод верхнего мела и северной части нижнего сармата обусловлена обильным питанием этих водоносных пластов калиеносными инфильтрационными водами.
7. Барий и стронций, связанные положительно с калием, образуют самостоятельную группу химических элементов, сформированную под влиянием широко распространенной в разрушающихся полевых шпатах гетеровалентной связи.
8. С увеличением коэффициента контрастности гелиевых аномалий [37], которое наблюдается от более древних к молодым водоносным горизонтам, увеличиваются количество и сила корреляционных связей гелия с химическими компонентами в подземных водах.

Роль разломной тектоники в формировании качества межпластовых подземных вод

В работе [37] К.Е. Морару научно обосновал отражение флюидопроводных тектонических разломов в поле содержания гелия. Гелиевые аномалии, приуроченные к активным тектоническим разломам, одинаково контрастно проявляются в подземных водах Молдавского артезианского склона (МАС) как в зонах активного, так и затрудненного водообмена. По химическому составу гелиеносные воды всех продуктивных водоносных горизонтов и комплексов Молдовы имеют ярко выраженные черты, которые очень сильно отличают эти флюиды от вод, где содержание гелия не превышает значения фона (225×10^{-5} мл/л). В них резко возрастает pH, повышается содержание натрия, калия, карбонатного, гидрокарбонатного ионов, хлоридов, фтора, растворенного органического вещества

ароматического ряда, уменьшаются до нескольких мг/л содержания кальция и магния, характерен отрицательный окислительно-восстановительный потенциал. Такие воды являются аномальными по отношению к водам выщелачивания, а районы их распространения образуют гидрохимические аномалии. К ним относятся: HCO_3 - SO_4 - *Na*, HCO_3 – *Cl* - *Na*, *Cl* - HCO_3 - *Na* и HCO_3 – *Na* воды. Все они имеют высокие концентрации гелия, в чем можно убедиться, анализируя данные таблицы 1, где представлены результаты подсчета среднеарифметического содержания химических макроэлементов, значений минерализации, pH и концентрации гелия для подземных вод разных гидрохимических типов верхнемелового, нижнесарматского, среднесарматского и верхне-сарматско-понтического водоносных горизонтов.

Воды с фоновыми и меньшими значениями содержания гелия обычно маломинерализованные, с большой карбонатной и сульфатной жесткостью, нейтральной реакцией pH, положительным значением окисли-тельно-восстановительного потенциала, с низкими концентрациям фтора. По соотношению ионов в формуле Курлова они подразделяются на HCO_3 – *Ca* – *Mg*, HCO_3 – SO_4 – *Ca* – *Mg*, SO_4 – HCO_3 – *Ca* – *Mg*, HCO_3 – SO_4 – *Cl* – *Na* – *Mg*.

Располагаются эти воды в тех же продуктивных водоносных горизонтах, но на участках жестких тектонических блоков, и относятся к типичным водам выщелачивания карбонатных и сульфатсодержащих пород. Эта закономерность установлена для всех продуктивных водоносных горизонтов МАС.

Общая геохимическая характеристика межпластовых подземных вод

Для подтверждения выявленных закономерностей с помощью программы (SPSS) материалы гидрогеохимического опробования были подвергнуты статистической обработке. Определялись средние значения концентраций компонентов (X), дисперсия (σ^2), ее стандартное отклонение (σ), коэффициент вариации (v), асимметрия (K), эксцесс (E) и их стандарты (σ_K, σ_E). Закон распределения концентраций компонентов устанавливался по величине отношения K и E к их стандартам [39], а также логарифмированием массива аналитических данных.

Характер распределения химических элементов в подземных водах продуктивных водоносных горизонтов МАС вследствие неоднородных выборок носит пестрый характер. Одни и те же элементы в разных водоносных горизонтах могут иметь нормальный, логнормальный и более сложный закон распределения. Единственная четко установленная закономерность в статистическом распределении параметров концентраций химических элементов – это нормальный закон для всех компонентов нижнесарматских HCO_3 – *Ca*– *Mg* – *Na* и SO_4 -HCO_3 – *Ca* – *Mg* вод (табл. 2 и 3).

Это может свидетельствовать о большей равновесности этих природных растворов с вмещающими породами [39]. Выявленная закономерность, по-видимому, распространяется на аналогичные типы вод выщелачивания и других водоносных горизонтов.

Таблица 1. Средние содержания макрокомпонентов и гелия в различных гидрохимических типах подземных вод, продуктивных водоносных горизонтах и комплексах Молдавского артезианского склона

Возраст	Гидрохимические типы подземных вод		Средние содержания X макрокомпонентов подземных вод, мг/л								pH	Содержание He x10^{-5}
			Na^{2+}	K^{+}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO^{3-}	SO^{4-}	Cl^{-}	M		
Верхний мел	$HCO_3 – SO_4 – Na$ - $Ca – Mg$ (II)	24	157,0	9,9	83,8	44,6	548,5	164,5	40,6	775	7,3	116,8
	SO_4 -$HCO_3 – Na$ - $Ca – Mg$ (III)	1	196,0	10,9	160,0	126,0	488,0	869,8	106,4	1712	7,8	9,9
	$HCO_3 – SO_4 – Na$ (V)	56	465	6,3	4,8	2,6	771,5	198,4	55,6	1118	8,3	975,6
	$HCO_3 – Cl – Na$ (IV)	6	546	5,8	6,9	5,9	765,6	168,0	417,0	1532	8,3	10660
Нижний сармат	$HCO_3 – Ca– Mg – Na$ (I)	25	49,8	3,3	97,8	45,4	527,8	63,6	17,2	545	7,2	15,5
	$HCO_3 – SO_4 – Ca – Mg$ (II)	103	146,0	6,5	80,3	62,9	590,4	209,7	45,6	851	7,4	87,9
	SO_4 -$HCO_3 – Na$ - $Ca – Mg$ (III)	18	286	8,3	153,8	135,9	627,0	739,0	101,5	1738	7,5	197,3
	$HCO_3 – SO_4 – Na$ (V)	90	410,1	8,9	6,4	4,2	733,8	185,7	53,7	1046	8,2	915,6
	$HCO_3 – Cl – Na$ (IV)	45	541,9	8,0	4,9	6,6	990,9	95,4	223,7	1376	8,3	1876,3
	$HCO_3 – Cl – Na$ - Ca (VII)	12	278,7	6,2	47,1	34,7	530,6	77,2	286,0	965	7,9	1619,4
	$HCO_3 – Na$ (VI)	20	481,1	8,3	3,5	3,1	1124,6	52,5	47,5	1168	8,1	961,8
Средний сармат	$HCO_3 – SO_4 – Ca – Mg$ (II)	18	146,1	3,7	83,6	74,5	466,5	176,7	75,5	793	7,6	75,4
	SO_4 -$HCO_3 – Cl$ - $Ca – Mg$ (III)	5	316,2	2,9	76,2	78,5	476,8	349,2	113,0	1174	8,1	93,6
	$HCO_3 – SO_4 – Na$ (V)	11	231,5	4,6	6,8	7,6	450,5	126,2	48,5	700	8,4	287,7
	$HCO_3 – Cl – Na$ (IV)	37	360,2	4,2	10,6	13,9	659,1	63,6	164,4	948	8,2	1739,8
	Cl - $HCO_3 – Na$ (VIII)	5	526,6	2,4	7,7	1,8	564,8	3,7	429,8	1253	8,6	508,1
	$HCO_3 – Na$ (VI)	4	447,5	6,1	4,6	5,7	1139	30,0	31,9	1034	8,0	370,8
Верхний сармат-понт	$HCO_3 – SO_4 – Cl$ - $Ca – Mg$ (II)	7	99,8	2,1	66,0	21,0	286,0	145,0	74,0	544	7,6	69,5
	SO_4 -$HCO_3 – Cl$ - $Ca – Mg$ (III)	7	497,5	1,8	81,6	28,1	337,9	411,8	132,1	1271	7,6	69,6
	$HCO_3 – SO_4 – Na$ (V)	7	261,0	1,2	6,3	3,4	542,0	94,7	48,7	691	8,2	226,2
	$HCO_3 – Cl – Na$ (IV)	10	450,6	4,7	6,1	3,1	830,1	35,0	197,1	1111	8,4	1689,4
	Cl - $HCO_3 – Na$ (VIII)	3	693,3	4,1	5,9	12,9	658,8	2,0	723,2	1770	8,3	728,6
	$HCO_3 – Na$ (VI)	5	353,4	0,9	3,6	2,1	770,9	38,9	41,0	824	8,1	913,3

Таблица 2. Статистические параметры распределения химических компонентов в подземных водах нижнего сармата *SO_4 -HCO_3 – Ca – Mg* состава

Хим. Эл-т	n	X	σ^2	σ	V	K	E	σ_K	σ_E	$\frac{K}{\sigma_K}$	$\frac{E}{\sigma_E}$	Прим.
Na	18	280	31716	178	63,5	1,38	1,10	0,57	1,15	2,42	0,95	н.з.
K	18	8,08	26,4	5,14	63,6	0,70	0,02	0,57	1,15	0,22	0,01	н.з.
Ca	18	153,2	5930	77	50,2	0,39	0,43	0,57	1,15	0,68	0,37	н.з.
Mg	18	135,6	6751	82,1	60,5	1,65	3,23	0,57	1,15	2,89	2,80	н.з.
HCO_3	18	610,8	9739	98,6	16,1	0,97	1,22	0,57	1,15	1,7	1,06	н.з.
SO4	18	748,3	72199	268,7	35,9	0,25	1,08	0,57	1,15	0,43	0,93	н.з.
Cl	18	98,6	1795	38,6	39,2	0,57	0,59	0,57	1,15	1,0	0,51	н.з.
pH	17	7,57	0,10	0,33	4,40	0,88	2,2	0,59	1,18	0,64	1,96	н.з.
M	18	1,78	0,15	0,38	21,8	0,65	0,42	0,57	1,15	1,14	0,36	н.з.
F	17	0,99	0,22	0,47	47,8	1,19	1,11	0,98	1,18	2,01	0,94	н.з.
Sr	18	5,93	3,99	1,99	34,2	1,40	2,82	0,57	1,15	2,45	2,45	н.з.
Se	17	11,9	91,1	9,5	80,0	1,60	4,25	0,59	1,18	2,71	3,60	н.з.
He	18	233,8	53407	231	98,8	1,61	2,98	0,57	1,18	2,82	2,52	н.з.
OB	19	0,23	0,06	0,25	112	2,57	6,18	0,61	1,22	4,21	5,06	н.з.

Таблица 3. Статистические параметры распределения химических компонентов в подземных водах нижнего сармата *HCO_3 – Ca – Mg - Na* состава

Хим. Эл-т	n	X	Σ^2	σ	V	K	E	σ_K	σ_E	$\frac{K}{\sigma_K}$	$\frac{E}{\sigma_E}$	Прим.
Na	25	48.9	751.3	27.4	55.9	0.88	0.36	0.48	0.97	1.83	0.37	н.з.
K	25	3.41	4.82	2.19	64.3	0.78	0.59	0.48	0.97	1.62	0.6	н.з.
Ca	25	98.3	534.2	23.1	23.4	0.65	0.01	0.48	0.97	1.35	0.01	н.з.
Mg	25	45.4	154.0	12.4	27.3	1.18	1.44	0.48	0.97	2.45	1.48	н.з.
HCO_3	25	527.1	10962	104	19.8	0.19	1.20	0.48	0.97	0.39	1.23	н.з.
SO4	25	64.4	1446	38.0	59.0	0.01	1.02	0.48	0.97	0.02	1.05	н.з.
Cl	25	17.25	70.28	8.38	48.5	0.93	0.1	0.48	0.97	1.93	0.1	н.з.
pH	25	7.24	0.065	0.25	3.54	0.91	1.67	0.48	0.97	1.88	1.72	н.з.
M	25	651.3	47934	218.9	33.6	1.20	2.27	0.48	0.97	2.5	2.34	н.з.
F	25	0.80	0.11	0.33	41.1	0.19	0.41	0.48	0.97	0.39	0.42	н.з.
Sr	25	3.06	2.12	1.45	47.6	0.07	0.7	0.48	0.97	0.14	0.72	н.з.
Se	22	2.48	3.84	1.96	78.8	0.97	0.7	0.52	1.04	1.86	0.67	н.з.
OB	24	0.037	0.0005	0.02	64.5	0.68	0.34	0.5	1.0	1.36	0.34	н.з.
He	24	23.51	1340	36.6	155	5.17	2.38	0.5	1.0	10.3	2.38	б.н.

Примечание: н.з. *– нормальный закон распределения,* б.н. *- близко к норме.*

Кроме статистических параметров, были вычислены также коэффициенты парной корреляции для всех продуктивных водоносных горизонтов между компонентами: натрием, калием, кальцием, магнием, гидрокарбонатами, сульфатами, хлоридами, величиной pH и минерализацией, фтором, стронцием, селеном, растворенным гелием, органическим веществом и барием.

Рассмотрим характер распределения и корреляционные связи отдельных химических компонентов подземных вод всех продуктивных водоносных горизонтов снизу вверх. При этом следует иметь в виду, что только нижнесарматский водоносный горизонт обладает набором всех геохимических признаков, присущих Молдавскому региону. Верхний меловой водоносный горизонт охарактеризован только на севере республики, тогда как среднесарматский и верхнесарматско-понтический комплексы характеризуют гидрогеохимические условия юга Молдавского региона.

В связи с тем, что гелий является индикатором взаимосвязи водоносных горизонтов через тектонические разломы и литологические окна, мы рассмотрим в первую очередь корреляционные связи этого элемента с другими химическими компонентами.

Гелий в верхнемеловых подземных водах связан положительной корреляцией с натрием, хлором и фтором, которая красной нитью проходит через водоносные горизонты и комплексы Молдавского артезианского склона. Отрицательных связей гелия с химическими элементами подземных вод верхнего мела нет. И только в подземных водах северной части нижнесарматского водоносного горизонта, непосредственно залегающей на верхнем мелу в связи со значительной долей притока инфильтрационных вод, как будет показано ниже, возмущающих корреляционные ряды многих химических компонентов, гелий теряет положительную связь с натрием и хлором. Остается только положительная связь гелия с фтором. Но в водах нижнего сармата, распространенного на всей территории Молдовы, кроме крайнего юго-запада, гелий не только восстанавливает эти связи, но и приобретает новые.

Положительные значимые связи здесь установлены с натрием, хлором, фтором, гидрокарбонатными ионами, калием и pH, а отрицательные – только с магнием. Это свидетельствует о том, что гелий в подземных водах верхнего мела северной части республики переносится преимущественно фтороносными хлоридно-натриевыми рассолами. При расширении набора геохимических обстановок, которыми изобилует водоносный горизонт нижнего сармата на всей территории Молдовы и увеличением числа опробованных водопунктов, расширяется и круг связей гелия с химическими элементами. Это обстоятельство обусловлено увеличением контрастности гелиевых аномалий при уменьшении глубины залегания водоносного горизонта, что влечет за собой параллельное увеличение контрастности сопутствующих гидрохимических связей между химическими компонентами. Из них следует, что гелиеносные флюиды в центральной и южной частях Молдовы имеют повышенную щелочность, обусловленную преобладанием гидрокабонатно-натриевой составляющей и пониженным содержанием элементов щелочных земель.

1. Относительно низкая сила связей гелия с коррелируемыми элементами и высокая их дисперсия объясняется многими причинами. Наиболее

существенные из них следующие: Различные химические и физические законы, управляющие миграцией растворенных газов и химических элементов в подземных водах.

2. Различные ответные реакции растворенного гелия и химических элементов на изменение гидродинамических параметров подземных вод.
3. Неодинаковое отношение инертного гелия и реакционноспособных элементов к сорбционным и геохимическим барьерам.

Далее на юг, в водоносных горизонтах среднего сармата и верхнего сармата-понта, поведение гелия, как компонента глубинной природы, не меняется.

В подземных водах среднего сармата гелий положительно коррелирует с натрием, хлором, фтором, гидрокарбонатным ионом, калием и минерализацией вод. Отрицательные связи он имеет с магнием, кальцием и сульфатным ионом.

В водах верхнесарматско-понтического водоносного горизонта гелий положительно связан с натрием, хлором, фтором, гидрокарбонатами, калием, барием, pH и имеет единственную отрицательную связь с магнием.

Таким образом, по отношению к гелию, как к глубинному элементу, среди коррелируемых компонентов выделяются два ряда: ингредиенты глубинного генезиса – натрий, хлор, фтор, гидрокарбонаты, калий, барий, pH, минерализация и органическое вещество, растворенное в воде, имеющие с гелием положительную связь; и компоненты подземных вод зоны выщелачивания, располагающиеся на жестких блоках. Это кальций, магний, стронций, селен и ионы сульфатов, которые с гелием связаны отрицательно. Барий и органическое вещество, по данным корреляционного анализа и гидрогеохимических исследований ведут себя, как будет показано ниже, двойственно по отношению к этим генетическим группам в зависимости от геохимической обстановки водоносного горизонта.

Термодинамическая характеристика ионных равновесий и комплексообразования в межпластовых подземных водах

Для установления вероятных форм нахождения элементов в подземных водах необходимо учесть все, так называемые, "внутренние" равновесия в водном растворе, то есть учесть реакции образования всех мыслимых для раствора данного химического состава ионных ассоциаций и комплексов.

Расчет многочисленных и взаимосвязанных "внутренних" равновесий, имеющих место в сложной поликомпонентной системе, каковой являются подземные воды, даже, если ограничиться только ее минеральной составляющей, является задачей непростой.

Преодолеть эту трудность позволяют методы и модели равновесной химической термодинамики с помощью компьютерного моделирования [2, 40, 41].

Для исследования вероятных форм нахождения элементов в подземных водах верхнемелового и нижнесарматского водоносных горизонтов МАС нами был осуществлен расчет с использованием разработанной на кафедре геохимии МГУ Ю.В.Шваровым программы "Gibbs", а также программы Aquachem [42-45]. Эти программы позволяют определить равновесный состав подземных вод путем минимизации свободной энергии Гиббса, как для закрытых, так и для открытых изобарно-изотермических систем.

Исследованные воды рассматриваются нами как открытые в отношении ВПК CO_2 гомогенные системы, содержащие 13 независимых - *H-O-C-S-Cl-F-Na-K-Mg-Ca-Sr-Ba-Si* и 52 зависимых компонента (с SO_4, *Ca, Mg, Sr, Ba* и др.) при t = 25° и P = 1 атм. Расчет форм нахождения элементов проводился в различных типах вод верхнемелового и нижнесарматского продуктивных горизонтов МАС. Сведения о химическом составе вод этих типов приводилось выше. Результаты расчета позволили установить особенности в образовании ионных и молекулярных ассоциатов некоторых элементов исследуемых групп подземных вод и определить наиболее вероятные формы нахождения *Na, K, Mg, Ca, Sr, Ba, F, Cl* в них.

На основании термодинамического моделирования состояния химических элементов во всех гидрохимических типах (I - VI) подземных вод сделан вывод, что *Na, K, Ca, Cl* и *Ba* в них практически не закомплексованы и присутствуют в этих водах в виде простых ионов Na^+, K^+, Ca^{2+}, Ba^{2+}, Cl^- (98.5 - 99.5 %). Содержание комплексных частиц с участием этих элементов на несколько порядков меньше содержания их в виде простых ионов и не превышает 1.5 - 2 % от валовых количеств. Что касается *Mg* и *Sr*, то для них комплексообразование в исследуемых водах играет существенную роль (табл. 4). В некоторых из рассматриваемых типов вод определенное значение имеет образование ассоциатов на основе фтора.

Таблица 4**.** Комплексные формы магния и стронция в различных гидрохимических типах вод нижнесарматского водоносного горизонта МАС*

№	Гидрохимические типы	Формы магния	Формы стронция
I	HCO_3 - *Ca - Mg, Na*	$MgHCO_3^+$	$SrHCO_3^+$, $SrSO_4^o$
II	HCO_3 - SO_4 - *Ca, Mg, Na*	$MgSO_4^o$, $MgHCO_3^+$	$SrSO_4^o$
III	SO_4 - HCO_3 - *Mg, Ca, Na*	$MgSO_4^o$	$SrSO_4^o$
IV	HCO_3 - *Cl - Na*	$MgCO_3^o$, $MgHCO_3^+$	$SrHCO_3^+$, $SrCO_3^o$
V	HCO_3 - SO_4 - *Na*	$MgCO_3^o$, $MgHCO_3^+$	$SrSO_4^o$
VI	HCO_3 - *Na*	$MgCO_3^o$, $MgHCO_3^+$	$SrCO_3^o$, $SrHCO_3^+$

* *Преимущественные формы магния и стронция указаны первыми.*

В пределах каждого из двух рассматриваемых нами водоносных горизонтов наблюдается однотипная закономерность в комплексообразовании магния: как в верхнемеловом, так и в нижнесарматском горизонтах степень его закомплексованности в водах выщелачивания I - III типов несколько ниже, чем в водах IV - VI типов, представляющих аномальные гелиеносные флюиды. В водах I-го типа нижнесарматского водоносного горизонта доля комплексных соединений *Mg* составляет от 10 до 20 %; в водах II-го типа - процентное содержание комплексов возрастает до 25 - 30 %, III-го типа - до 35 %, IV - VI типов - до 40 %.

В водах соответствующих типов вод верхнемелового водоносного горизонта степень закомплексованности магния примерно такая же.

В водах всех гидрохимических типов содержание магния в виде простого иона Mg^{2+} преобладает над всеми комплексными формами нахождения магния в растворе. Что же касается последних, то они закономерно изменяются при переходе от одного гидрохимического типа к другому.

В водах I-го типа наиболее вероятной комплексной формой является $MgHCO_3^+$, содержание которой на порядок уступает содержанию Mg^{2+} , но всегда преобладает над образующимися в этих растворах ионными парами $MgCO_3^o$ и $MgSO_4^o$.

В водах II-го типа среди комплексных форм наиболее распространены $MgSO_4^o$ и $MgHCO_3^o$, с некоторым преимуществом в пользу $MgSO_4^o$.

В водах III-го типа, как показал расчет, наиболее вероятная комплексная форма - $MgSO_4^o$.

В водах IV и V типов главную роль среди комплексов начинают играть ионные пары $MgCO_3^o$, в некоторых из этих вод заметную роль играют и комплексные частицы $MgHCO_3^+$, в водах V-го типа иногда и ионные пары $MgSO_4^o$.

В водах VI типа наблюдается преимущественное содержание ионных ассоциатов $MgCO_3^o$ и $MgHCO_3^+$. Следует выделить один из образцов последней группы вод (№ 1047; pH = 9.1) - единственный пример в исследованных водах, в котором магний закомплексован на 71 %, и в котором содержание ионной пары $MgCO_3^o$ преобладает над содержанием ионов Mg^{2+}. Эта вода в течение 10 суток находилась в контакте с атмосферой.

Закономерность изменения форм нахождения магния в водных растворах различных геохимических типов верхнемелового водоносного горизонта сходна с той, которая наблюдается в нижнесарматском водоносном горизонте.

Таким образом, изменение термодинамических свойств водных растворов соответствующих гидрохимических типов приводит к появлению особенностей комплексообразования в них. Наблюдающаяся закономерность в комплексообразовании магния согласуется с теми предположительными выводами, которые можно сделать на основе анализа химического состава вод с учетом термодинамической устойчивости тех или иных возможных в них ассоциатов.

Воды I-го типа нижнесарматского горизонта характеризуются значительным преобладанием валового содержания HCO_3^- - ионов над SO_4^{2-} -ионами и средними значениями pH. Поэтому комплексообразование магния за счет $MgHCO_3^+$ представляется наиболее вероятным. А тот факт, что константа нестойкости этой частицы относительно высокая, определяет, очевидно, невысокую степень закомплексованности магния (не > 20 %) в этом типе вод.

В водах II-го типа содержание ионов SO_4^{2-} значительно возрастает, но все еще уступает содержанию HCO_3^- (при значениях pH = 7.3 - 7.8) и тогда с формой $MgHCO_3^+$ начинает конкурировать более устойчивая форма $MgSO_4^o$. Соответственно увеличивается степень закомплексованности *Mg* (до 30 %).

В водах III-го типа ионы SO_4^{2-} уже преобладают над ионами HCO_3^-, соответственно форма $MgSO_4^o$ становится преобладающей и закомплексованность Mg увеличивается до 35 %.

В водах IV и VI типов, характеризующихся увеличением основных свойств (pH = 8 - 8.75), преимущественной комплексной формой нахождения магния в

растворе становится ионная пара $MgCO_3^o$. Даже в водах VI типа, содержащих значительное количество SO_4^{2-} - ионов, более устойчивые комплексные частицы $MgCO_3^o$ существенно преобладают над всеми остальными. Соответственно увеличивается степень закомплексованности магния до 40 %.

В водах VI типа частицы $MgCO_3^o$ и $MgHCO_3^+$ образуются в одинаковой мере.

Соображения, аналогичные вышеописанным, можно привести при анализе форм нахождения магния в водах верхнемелового водоносного горизонта.

С помощью термодинамического расчета была установлена существенная разница в формах нахождения фтора в водах I - III групп и IV - VI групп нижнесарматского водоносного горизонта. В первых трех группах имеет место комплексообразование фтора от 10 - 15 % в I группе и до 30 % во II и III-ей группах. Преобладающей комплексной частицей в них является MgF^+. В водах IV-VI групп фтор практически не закомплексован и на 98 % находится в виде простых ионов F^-.

Полученные данные согласуются с теми основными результатами, которые были получены С.Р.Крайновым с сотрудниками [19,20] в результате расчетного и экспериментального изучения комплексных соединений фтора в подземных водах. Авторы показали, что значимость комплексных частиц магния с фтором возрастает с увеличением отношения aMg^{2+}/aF^-. В I - III группах вод содержится значительное количество магния и незначительное фтора, в то время как в IV-VI группах содержание фтора увеличивается, а магния - резко падает от десятых и сотых долей до единиц мг/л.

Интересные закономерности были обнаружены при исследовании неорганических форм стронция. Расчет показал, что во всех типах вод комплексообразование стронция играет существенную роль. Преимущественной комплексной формой в тех водах, в которых содержание ионов SO_4^{2-} более 150 мг/л, является ионная пара $SrSO_4^o$ (II, III, V группы нижнесарматского водоносного горизонта и все группы верхнемелового горизонта.)

Для I, IV и VI типов нижнесарматского горизонта, содержащих менее 100 мг/л SO_4^{2-}, наиболее вероятными выявлены формы $SrHCO_3^+$ и $SrCO_3^o$.

Степень закомплексованности стронция во всех группах вод значительная. За исключением I-го типа вод нижнесарматского водоносного горизонта, в которых доля комплексных частиц стронция не превышает 25 %, во всех остальных типах вод ионные ассоциаты составляют 25 - 45 %, а в некоторых отдельных случаях их содержание достигает 50 - 60 %.

Для большей достоверности полученных результатов по комплексообразованию было бы необходимо осуществить термодинамическое моделирование с учетом индивидуальных водорастворимых органических веществ, многие из которых образуют устойчивые координационные соединения с различными элементами. Сложность такого моделирования связана с тем, что большая часть водорастворимых органических веществ не идентифицирована. Анализ органической составляющей в подземных водах требует дорогостоящей техники, что значительно ограничивает возможность его осуществления [20,46]. Частично трудность выбора исходной информации для термодинамического моделирования можно обойти, упростив состав органических веществ, используя

при этом искусственный прием с "квази-элементом", успешно осуществленным авторами работы [40].

Исследования геохимии межпластовых вод неогеновых и мел-силурийских отложений позволили сделать следующие выводы:

1. Межпластовые (напорные) подземные воды, в зависимости от глубины их залегания могут соответствовать квази-закрытым и закрытым геохимическо-термодинамическим системам и системы равновесия «вода-порода», «вода-вода», «вода-газ» определяют преобладающий химический состав водоносных горизонтов.
2. Территория Республики Молдова в современном гидрогеологическом понятии представляет собой блоковую геологическую структуру, которая поэлементно ограничивается тектоническими разломами. Взаимосвязь между водоносными горизонтами в вертикальном плане осуществляется посредством открытых флюидопроводных тектонических разломов и литологических «окон». Содержание водорастворенного природного гелия является индикатором местоположения таких разломов, ослабленных тектонических зон, а также геохимической меткой массообмена подземных вод различного происхождения.
3. Гидрогеохимия межпластовых подземных вод определяется их плановым расположением относительно жестких тектонических блоков и тектонических разломов. Подземные воды жестких блоков содержат фоновые концентрации гелия, обычно маломинерализованы, имеют большую карбонатную и сульфатную жесткость, нейтральную реакцию pH, положительные значения окислительно-восстановительного потенциала, низкие концентрации фтора и хлора. Преобладающий тип воды гидрокарбонатный.
4. Воды, связанные с влиянием тектонических разломов, имеют высокие концентрации гелия. В них резко возрастает pH, повышается содержание натрия, хлоридов, фтора, уменьшается содержание магния и кальция, для них характерен отрицательный окислительно-восстановительный потенциал. Гидрокарбонатно-сульфатный, гидрокарбонатно-хлоридный, сульфатный и хлоридные типы вод являются наиболее часто встречаемыми.
5. Результаты термодинамического моделирования комплексообразования в межпластовых подземных водах выявили следующие особенности: натрий, калий, кальций, хлор и барий практически не закомплексованы и присутствуют в водах в виде простых ионов. Магний и стронций характеризуются высокой степенью комплексообразования. В некоторых типах вод (в основном аномальных) определенное значение имеет образование комплексных соединений фтора. Термодинамические свойства водных растворов закономерно изменяются от вод жестких блоков к водам тектонических разломов.

Литература

1. Морару К.Е. Геохимическая характеристика грунтовых вод Молдавского артезианского склона – В Buletinul Institutului de Geologie si Seismologie al Academiei de Stiinte a RM, 2006, Nr.1. с.65-90.
2. Бобринский В.М. Гелиеносность и химический состав подземных вод основных продуктивных водоносных горизонтов Молдавии. - Кишинев: Штиинца, 1988, 172 с.
3. Бондарук Н.Т. Нитраты в подземных водах и породах Молдавии. Автореф. канд. дис. Л., ЛГУ, 1981, 22 с.
4. Взнуздаев С.Т. Грунтовые воды нижнего Приднестровья Молдавии. Изд-во АН СССР, 1959, 162 с.
5. Взнуздаев С.Т. Гидрохимическая зональность артезианских вод Преддобруджского прогиба и прилегающего склона Русской платформы. - ДАН СССР, т.118, 1958, с.792-795.
6. Жовинский Э.Я. Геохимия фтора в осадочных формациях юго-запада Восточно-Европейской платформы. - Киев: Наукова думка, 1979, 198 с.
7. Иванов П.И. Распространенность некоторых микроэлементов в подземных водах Молдавии. - В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: ЛГУ, 1971, с. 259 - 262.
8. Козлова Э.В., Самарин Б.Н. О минералогическом составе и ионно-солевом комплексе пород верхнего протерозоя северной части Молдавской ССР. - В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: ЛГУ, 1971, с.249-252.
9. Козлова Э.В., Петраков Е.В., Саргсянц Н.А. О влиянии химического состава вод на степень выщелачивания фтора из пород. - В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: ЛГУ, 1971, с.252 - 256.
10. Козлова Э.В., Куриленко В.В. Уран и радий в подземных водах Молдавии. - В кн.: Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: ЛГУ, 1971, с. 256 - 259.
11. Козлова Э.В., Саргсянц Н.А., Петраков Е.В. Закономерности распределения фтора в подземных водах Молдавии. (Промежуточный отчет). Упр. геол. МССР, Инв. № 1338. - Кишинев, 1969. 412 с.
12. Козлова Э.В. и др. Гидрохимическая характеристика верхнего водоносного горизонта Молдавского артезианского бассейна. Л.-Кишинев, 1977, 302 с.
13. Крайнов С.Р. и др. Геологические условия формирования фторсодержащих вод Молдавии. - Изв. АН СССР, сер. геол. наук, № 7, 1978, с.139 - 154.
14. Крайнов С.Р. Геохимия фтора в подземных водах. - В кн.: Геохимия редких элементов в подземных водах. М.: Недра, 1973, с. 27 - 61.
15. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. - Тезисы/27-й МГК, М., том 7, 1984.
16. Крайнов С.Р. и др. Современные проблемы геохимии питьевых подземных вод. - Советская геология, № 12, 1978, с.28 - 41.
17. Крайнов С.Р., Швец В.М. Основы геохимии подземных вод. М., Недра, 1980, 285 с.
18. Крайнов С.Р. Гидрогеологические условия формирования фторосодержащих вод Молдавии. Изв. АН МССР, сер. геол. наук, № 7, 1978,с.138 - 154.

19. Состояние фтора в подземных водах с околонейтральной и щелочной реакцией. "Геохимия", № 1, 1978,с. 102 -110.
20. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. -Тезисы 27-й МГК, т.16, 1984, с.118-128.
21. Морару К.Е., Зинченко О.Д. Подземные воды г. Кишинэу. Elena SRL, 2005, 102 с.
22. Самарина В.С., Козлова Э.В., Саргсянц Н.А. К вопросу о формировании подземных вод Молдавского артезианского бассейна. - Вестник ЛГУ, № 24, 1969, с.25 - 31.
23. Самарина В.С., Петраков Е.В., Козлова Э.В. Минеральные воды Молдавии. - Кишинев: Картя Молдовеняскэ, 1973. 136 с.
24. Самарин Б.Н. Содовые воды Молдавского артезианского бассейна. - В кн.: Гидрогеология и гидрохимия. Л.: ЛГУ, 1976, с.68 - 75.
25. Фролов Н.М. Гидрогеологическое районирование юга Молдавии в целях водоснабжения. - Кишинев, 1967, 11 с.
26. Фролов Н.М. Геотермические условия Молдавской ССР. Труды ЛГТП им. Ф.П.Саваренского. М., 1958. - с.42 - 54.
27. Bogdevich O., Hannigan R., Moraru C et al. Assessment of heavy metal and selenium concentration in environment. In: Contributii in Metrologie, Certificare, Informatizare si Inovare. Chisinau, 2003, pp. 255-261.
28. Moraru C.E. Groundwater quality formation in the Moldova Republic under the influence of anthropogenic factors (irrigation, fertilization). Buletinul Academiei de Stiinte a Rep. Moldova, ser. Fizica si Tehnica, № 1, 1995, pp. 93-99.
29. Moraru C.E., Negrutsa P.N. Phreatic water pollution by Nitrogen substances in the Southern and Central Moldova Republic. Buletinul Academiei de Stiinte a Rep. Moldova, ser. Fizica si Tehnica, № 2, 1995, pp. 85-90.
30. Melian, R., N.Myrlean, A.Gurev, et al. Groundwater quality and Rural drinking water supplies in the Republic of Moldova. Hydrogeology Journal, v.7, № 3, 1999, pp. 188-196.
31. Moraru, C.E. Maps of ground water pollution (nitrate, TDS, fluorine, selenium, strontium). In: The Republic of Moldova. Ecological state. 2 maps. Institute of Geography, Moldova and World Bank, 2004.
32. Moraru C., Budesteanu S., Jousma G. Typical shallow groundwater geochemistry in the Republic of Moldova (pilot study). Buletinul Institutului de Geofizica si Geologie al Academiei de Stiinte a Moldovei, № 1, 2005, pp. 59 –74.
33. Moraru C.E.. Selenium in groundwater and surrounding media of the Republic of Moldova: country overview. In, Abstract book of the second international conference on Ecological chemistry, Chisinau, 54, 2002.
34. Бобринский В.М., Морару К.Е. О гелиеносности подземных вод Молдавии. Советская геология, № 49, 1984, с. 103 - 106.
35. Бобринский В.М., Макареску В.С., Морару К.Е. Отражение разломных нарушений в гелиевом, макросейсмическом и гидрогеохимическом полях Молдавии. Докл. АН СССР, № 5, 1986, с. 1181 - 1184.
36. Бобринский В.М., Макареску В.С., Морару К.Е. Тектонические факторы, определяющие строение гелиевого макросейсмического и гидрогеохимического полей Молдавии. "Геотектоника", № 3, 1987, с.77 -89.

37. Морару К.Е. Гидрогеохимия гелия и его роль как индикатора взаимосвязи водоносных горизонтов (на примере Молдавского артезианского склона). Автореф .дисс. к.г.-м.н.: Москва, МГРИ, 1987, 16 с.
38. Moraru C. and J. Anderson. A comparative assessment of the ground water quality of the Republic of Moldova and the Memphis, TN Area of the United States of America. USA, Memphis University-Elena V.I., ISBN 9975-9892-6-8, 2005, 200p.
39. Смирнов С.И. Вероятностно-статистическая оценка геохимического фона при поисках месторождений полезных ископаемых. "Геохимия", № 3, 1963,с. 333-343

Buletinul Institutului de Geologie şi Seismologie al AŞM, N 2, 2007

Подражанский В. А.

Фильтрационные свойства грунтовых водоносных горизонтов Молдовы

Обобщены данные изучения коэффициента фильтрации, даны числовые оценки, предложен способ корректировки результатов полевых экспериментов.

Фильтрационные свойства четвертичных и неогеновых отложений изучались в процессе геологосъемочных и проектно-изыскательских работ, выполняемых разными организациями и исполнителями, в связи, с чем имеющаяся информация отличается значительной неоднородностью.

Полевые определения коэффициента фильтрации проводились различными методами. Наиболее достоверные результаты получены по данным опытных откачек, осуществлявшихся с помощью эрлифта или штангового насоса, обычно при постоянном расходе. Таких опытов было сравнительно немного, так как слабые водопритоки в скважины не обеспечивали работу водоподъемных устройств. Когда не удавалось применить устройства непрерывного действия, откачки проводились путем желонирования (тартания). При этом уровень воды в скважине поддерживался примерно на одних и тех же отметках, а расход определялся по объему извлеченной за расчетное время воды или по данным о восстановлении уровня. Сооружались кусты скважин, однако во многих случаях срезки уровня в наблюдательных скважинах были незначительны или эти скважины не реагировали на откачку вовсе. Откачки проводились и из бытовых колодцев.

Оценки коэффициента фильтрации, полученные по данным таких опытов, не отличаются высокой достоверностью. Так, одиночные опытные откачки не позволяют учесть дополнительное гидравлическое сопротивление призабойной зоны скважины. Расчеты коэффициента фильтрации при опытных откачках и желонировании делались по восстановлению уровня графоаналитическим методом и по формуле Дюпюи. Во втором случае радиус влияния скважины определялся как $R = 1{,}5\sqrt{at}$; $a = \dfrac{Kh}{\mu}$, причем Kh (искомая величина) и μ выбирались произвольно, в зависимости от интуиции исследователя. Трудно считать точным дебит, определенный по восстановлению уровня. Откачки из колодцев были кратковременными, а объем воды, накопленный в стволе колодца достаточно велик. Поэтому дебит откачки не соответствует интенсивности водопритока при восстановлении уровня и результаты расчета оказываются явно завышены.

Использовались также экспресс-откачки, которые заключались в максимально быстром снижении уровня и прослеживании за его восстановлением. Обработка данных проводилась наиболее часто методами Д.Киркхема-К. Ван Бейвела, Л.Ф.Эрнста, К.Я.Кожанова. Как показал опыт, в том числе в условиях Молдовы [2], экспресс-откачки дают заниженные результаты.

Опытные наливы в скважины проводились в меньшем количестве. Методика таких опытов разработана недостаточно, кроме того, применяемые расчетные

формулы не всегда соответствовали условиям проведения эксперимента. По сравнению с другими методами оценки коэффициента фильтрации оказались существенно ниже.

Иногда фильтрационные свойства грунтовых водоносных горизонтов оценивают по результатам опытных наливов в шурфы и лабораторных исследований монолитов грунта. Это нельзя признать правильным, потому что такие оценки характеризуют другую природную среду.

Рассмотрение материалов опытно-фильтрационных работ показало, что для последующего анализа можно использовать информацию, полученную путем опытных откачек из скважин, откачек методом желонирования и экспресс-откачек. Данные откачек из колодцев и наливов в скважины в дальнейшем не обсуждаются как недостаточно достоверные. Результаты анализа показаны на примере двух крупных территорий в разных частях страны.

На севере, в Бельцкой степи, изучались четвертичные аллювиальные, аллювиально-делювиальные, делювиальные лёссовидные образования, оползневые накопления, а также глины с прослоями алевритов и песков среднесарматского возраста. По водопроницаемости эти отложения близки между собой.

Частные значения коэффициента фильтрации изменяются в широких пределах, а статистические распределения этих значений, сгруппированные по литолого-стратиграфическому признаку, имеют явно выраженную левостороннюю асимметрию[1]. Обработка, проведенная с помощью критерия К.Пирсона, показала, что распределения эмпирических данных не противоречат логнормальному закону. В этом случае наиболее эффективной оценкой среднего значения по каждой из выделенных групп является среднее геометрическое

$$\overline{K} = e^{\overline{\ln K}}, \quad \overline{\ln K} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} \ln K_i \qquad (1),$$

где:
K_i - частные значения коэффициента фильтрации,
n - объем выборки.

Сравнение результатов, полученных разными методами, свидетельствует о близости средних оценок (табл.1). Об их однородности говорит и взаимоперекрытие доверительных интервалов. Отсюда следует вывод о том, что для характеристики изученных типов отложений целесообразно в качестве оценки принять среднее из всех определений

$$\overline{\overline{lnK}} = \frac{n_1 \overline{\ln K_1} + \ldots n_i \overline{\ln K_i}}{n_1 + \ldots + n_i} \qquad (2)$$

Дисперсия этого результата определяется из выражения:

$$\sigma^2_{\overline{\overline{lnK}}} = \frac{1}{n_1^2 + \ldots + n_i^2}\left(n_1^2 \sigma^2_{\ln K_1} + \ldots + n_i^2 \sigma^2_{\ln K_i}\right) \qquad (3)$$

[1] Все статистические расчеты проводились по стандартным методикам [1].

Таблица 1.Результаты определения коэффициента фильтрации, м/сут
(Бельцкая степь)

Способ определения	n	$\frac{K_{min}}{K_{max}}$	$\frac{\overline{\ln K}}{\overline{K}}$	$\frac{\overline{\ln K} \pm 2\sigma_{\overline{\ln K}}}{\overline{K} \pm 2\sigma_{\overline{K}}}$
Желонирование				
Расчет графоаналитическим методом	61	$\frac{0,0003}{1,6}$	$\frac{-3,55}{0,03}$	$\frac{-4,05 \ldots -3,05}{0,02 \ldots 0,05}$
Расчет по формуле Дюпюи	79	$\frac{0,0008}{0,7}$	$\frac{-3,45}{0,03}$	$\frac{-3,81 \ldots -3,09}{0,02 \ldots 0,05}$
Экспресс-методы				
Расчет по Киркхему-ван Бейвелу	31	$\frac{0,002}{0,87}$	$\frac{-2,95}{0,05}$	$\frac{-3,45 \ldots -2,45}{0,03 \ldots 0,09}$
Расчет по Эрнсту	71	$\frac{0,002}{1,13}$	$\frac{-3,22}{0,04}$	$\frac{-3,54 \ldots -2,90}{0,03 \ldots 0,06}$

Таким образом, обобщенная оценка коэффициента фильтрации будет следующей:

$\overline{\overline{\ln K}}$	$\sigma_{\overline{\overline{\ln K}}}$	$\overline{\overline{\ln K}} \pm 2\sigma_{\overline{\overline{\ln K}}}$	$\overline{\overline{K}}$	$\overline{\overline{K}} \pm 2\sigma_{\overline{\overline{K}}}$
-3,29	0,88	-5,05…-1,53	0,04	0,007…0,22

Полученное обобщенное значение коэффициента фильтрации оказалось в среднем в 2,5 раза меньше средних результатов, рассчитанных по данным одиночных опытных откачек.

Обобщение материалов определения фильтрационных свойств поверхностных отложений было проведено также для юга Молдовы и смежной части Одесской области Украины. В этом регионе водопроницаемость пород оказалась более высокой. При этом коэффициенты фильтрации лёссовых пород, а также алевритов и песков коренной основы по данным экспресс-откачек не существенно отличались друг от друга, среднее значение составило 0,22 м/сут. Эта величина была меньше средних, определенных по данным одиночных опытных откачек в 2,1 раза.

Результаты определений по данным одиночных опытных откачек показаны в табл.2. Напомним, что они в свою очередь являются заниженными, так как не учитывают сопротивление призабойной зоны. Для корректировки полученных таким способом показателей было проведено сравнение их с результатами определений по данным кустовых опытных откачек. Кустовыми откачками в южном регионе опробовались неогеновые и четвертичные песчаные образования на междуречьях и современные аллювиальные отложения поймы р. Ялпуг (табл.2).

Сопоставляя соответствующие данные из табл.2, увидим, что показатели фильтрационных свойств песков на междуречьях, рассчитанные по данным кустовых откачек, превышают аналогичные показатели, полученные по одиночным откачкам, в 2,37:0,79=3 раза. Аналогичное соотношение для современных аллювиальных отложений составляет 12,43:3,80=3,3. Исходя из этого, можно полагать, что на основании использования данных одиночных откачек результаты оказываются заниженными в среднем в 3,2 раза. Для получения расчетных значений показателей следует все величины, определенные по одиночным откачкам, увеличить в 3,2 раза и все имеющиеся оценки рассмотреть совместно.

Результаты обработки таких совокупностей наиболее обоснованы, так как они вычислены с учетом всей имеющейся фактической информации (табл.3).

Таблица 2.Результаты определения коэффициента фильтрации, м/сут по данным опытных откачек (южный регион)

Водовмещающие породы	n	$\frac{K_{min}}{K_{max}}$	$\frac{\overline{\ln K}}{\overline{K}}$	$\frac{\overline{\ln K} \pm 2\sigma_{\overline{\ln K}}}{\overline{K} \pm 2\sigma_{\overline{K}}}$
Одиночные откачки				
Суглинки, супеси, пески, гравий aQ_{IV}	21	$\frac{0,25}{17,29}$	$\frac{1,34}{3,80}$	$\frac{1,84 \ldots 0,84}{6,30 \ldots 2,32}$
Суглинки с прослоями глин, супеси, песка aQ_{I-III}	44	$\frac{0,05}{2,46}$	$\frac{-1,04}{0,35}$	$\frac{-1,34 \ldots -0,74}{0,48 \ldots 0,26}$
Пески с прослоями глин, суглинков, гравия $aQ_{I-III}, N_2^{2-3}, N_2p$	76	$\frac{0,06}{4,66}$	$\frac{-0,23}{0,79}$	$\frac{-0,51 \ldots 0,05}{1,05 \ldots 0,60}$
Пески с прослоями глин и алевритов N_1m	19	$\frac{0,03}{2,6}$	$\frac{-0,97}{0,38}$	$\frac{-1,47 \ldots -0,47}{0,63 \ldots 0,23}$
Кустовые откачки				
Суглинки, супеси, пески, гравий aQ_{IV}	23	$\frac{2,46}{46,06}$	$\frac{2,52}{12,43}$	$\frac{2,89 \ldots 2,13}{17,99 \ldots 8,41}$
Пески с прослоями глин, суглинков, гравия $aQ_{I-III}, N_2^{2-3}, N_2p$	9	$\frac{1,19}{9,68}$	$\frac{0,86}{2,37}$	$\frac{1,40 \ldots 0,32}{4,06 \ldots 1,38}$

Таблица 3.Расчетные значения коэффициента фильтрации, м/сут для южного региона

Водовмещающие породы	n	$\frac{K_{min}}{K_{max}}$	$\frac{\overline{\ln K}}{\overline{K}}$	$\frac{\overline{\ln K} \pm 2\sigma_{\overline{\ln K}}}{\overline{K} \pm 2\sigma_{\overline{K}}}$
Суглинки, супеси, пески, гравий aQ_{IV}	44	$\frac{2,53}{48,9}$	$\frac{2,44}{11,48}$	$\frac{2,76 \ldots 2,12}{15,80 \ldots 8,33}$
Суглинки с прослоями глин, супеси, песка aQ_{I-III}	44	$\frac{0,16}{7,85}$	$\frac{0,12}{1,13}$	$\frac{0,42 \ldots -0,18}{1,52 \ldots 0,84}$
Пески с прослоями глин, суглинков, гравия $aQ_{I-III}, N_2^{2-3}, N_2p$	76	$\frac{0,19}{17,63}$	$\frac{0,74}{2,10}$	$\frac{0,98 \ldots 0,50}{2,66 \ldots 1,65}$
Пески с прослоями глин и алевритов N_1m	19	$\frac{0,10}{8,41}$	$\frac{0,20}{1,22}$	$\frac{0,94 \ldots -0,54}{2,56 \ldots 0,58}$

Полученные числовые характеристики фильтрационных свойств можно использовать для гидрогеологических расчетов различного назначения. Приведенный методический подход рекомендуется для корректировки данных полевых определений коэффициента фильтрации. Так, например, если на каком-либо объекте фильтрационные свойства изучались посредством экспресс-откачек, полученные результаты следует увеличить в 6-7 раз, а результаты, полученные с помощью одиночных опытных откачек — в 3-3,5 раза.

Литература

1. Комаров И.С. Накопление и обработка информации при инженерно-геологических исследованиях. М.: Недра, 1974. 296с.
2. Подражанский В.А. Гидрогеологические условия орошения земель в Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1975. 120с.