

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
ГЛАУКОНИТА
В ГЕОХРОНОЛОГИИ
(КАЛИЙ-АРГОНОВАЯ СИСТЕМА)**

НОВОСИБИРСК 1986

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЛАУКОНИТА
В ГЕОХРОНОЛОГИИ
(КАЛИЙ-АРГОНОВАЯ СИСТЕМА)**

МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

Составитель д.г.-м.н. *И.В. Николаева*

НОВОСИБИРСК 1986

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЛАУКОНИТА В ГЕОХРОНОЛОГИИ (калий-аргоновая система): Методические рекомендации / Составитель И.В.Николаева. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986, 48 с.

Кратко даются понятия о минералах группы глауконита, их составе, физических свойствах, условиях образования и подверженности воздействию вторичных процессов. Предлагаются методики распознавания аутигенных неизменных разновидностей минералов, пригодных для изотопного датирования калий-аргоновым методом.

Для геохронологов, литологов, минералогов, а также геологов общего профиля и геологов-съемщиков.

Ответственный редактор к.г.-м.н. В.А.Панчев

Рецензенты

д-р геол.-мин. наук Ю.П.Казанский (ИГиГ СО АН СССР),
д-р геол.-мин. наук Р.С.Родин (СНИИГТИМС Мингео СССР),
д-р геол.-мин. наук И.А.Загрузина (ВСЕГЕИ Мингео СССР)

Материал рассмотрен и одобрен Секцией стратиграфии, тектоники, литологии и осадочных полезных ископаемых, Ученого совета Института геологии и геофизики СО АН СССР как методические рекомендации

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы усилия исследователей направлены на сравнительное изучение возможностей абсолютного и относительного датирования. Для решения этой задачи используются осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, содержащие палеонтологические остатки и аутигенные минералы, в первую очередь глауконит. В современных геохронологических шкалах обосновывается датирование этапов развития организмов, соответствующих векам, т.е. в объеме биостратиграфических ярусов /3,45,50/. Несмотря на обилие информации (несколько десятков полных и частных вариантов шкалы), единого мнения о геохронологической оценке рубежей фанерозоя и докембрия не существует. Основной причиной разногласий являются различия критериев пригодности материала для изотопного датирования. Для глауконита, который образуется в мелководно-морских условиях, где он легко перемывается, переотлагается и изменяется, важно распознавать аутигенные неизменные разновидности и их датировать. Среди появившихся в последние годы рекомендаций по выбору реперных точек для изотопного датирования, глауконит рассматривался с позиций общих требований к датируемому материалу: совпадение датировок по двум – трем изотопным методам, соответствие датировок стратиграфической последовательности, совпадение датировок глауконита и других объектов в пределах того же стратиграфического подразделения, например вулканитов, по данным одного изотопного метода, с учетом условий его образования и преобразования в осадочных отложениях.

Такие рекомендации даются нами с позиций представлений о раннедиагенетическом образовании минералов группы глауконита (МГТ). С этих же позиций проводится интерпретация и систематизация данных по минералогии и литологии глауконитоносных отложений, что позволило автору дать целостную систему анализа аути-

генных и переотложенных, неизмененных и измененных разновидностей этих минералов. Предлагаемые методики не имеют аналогов ни в нашей стране, ни за рубежом.

За рубежом господствует теория трансформационного образования глауконита по схеме: терригенный обломочный материал \longrightarrow смектит \longrightarrow глауконит. В отдельных последних работах /50/ появилась попытка совместить теорию трансформации с представлением об образовании глауконита путем кристаллизации из порового раствора, однако дальше такого утверждения в разработке теории образования глауконита эти исследователи не пошли. Слабость теоретических разработок не замедлила сказаться на ограниченности рекомендаций по отбору проб глауконита для датирования; они даются на ограниченном материале и нередко рекомендации исследователей оказываются взаимоисключающими: низкие содержания K_2O /46,49/; высокие содержания K_2O , равные 6–8 %; высокие концентрации зерен глауконита в породе; отсутствие пятен гидроокислов железа на поверхности зерен /50/. Такие критерии не могут быть достаточными в общем случае. Слабостью теории трансформации является и то, что ее сторонники рассматривают вертикальную зональность состава МГТ, в частности содержание калия, без учета латеральной фациальной зональности отложений, грубо нарушая таким образом методологию литологических исследований. Так авторы теории трансформации приходят к совершенно неверному выводу о критической глубине захоронения МГТ, равной 2000 м /50/, якобы приводящей к перекристаллизации минералов и потере радиогенного аргона. Более корректные данные оценивают критическую глубину статической нагрузки в 10 000 м, а стрессовой – 5000 м /2, 47/.

Отсутствие единых критериев оценки пригодности минералов группы глауконита является причиной разногласий в оценке изотопно-геохронологических рубежей фанерозоя. На этом вопросе мы остановимся несколько подробнее в заключительном разделе работы.

Тема по изучению глауконита как индикатора эволюции солености океана разрабатывается в институте с 1970г. по инициативе академика А.Л.Яншина, добрые советы и помощь которого способствовали успеху в работе. Большую помощь в полевых и лабораторных исследованиях автору оказали коллеги Э.В.Бородаевская, М.Ю.Каменева, Л.Г.Вакуленко, в изучении минералогии глауконита – сотруд-

ники отдела физических и химических методов исследования, возглавляемого к.т.н. Т.С.Юсуповым, в обсуждении результатов разных этапов работы – сотрудники лаборатории осадочных формаций, возглавляемой д.г.-м.н. М.А.Жарковым, и лаборатории литологии, возглавляемой д.г.-м.н. Ю.П.Казанским, и в подготовке рукописи к печати – коллеги из лаборатории геохронологии. Всем названным товарищам автор выражает глубокую признательность.

I. ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ МИНЕРАЛОВ
ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА (МГТ)

Минералы группы глауконита характеризуются структурой слюды политапа IM (табл. I). Многие исследователи относят в эту группу также серию смешанослойных глауконит-монтмориллонитовых минера-

Таблица I

Рентгенометрическая характеристика
неизмененных минералов группы глауконита

Индекс	Сосновский Затон		Большой Патом		Бабино	
	d/n	\mathcal{J}	d/n	\mathcal{J}	d/n	\mathcal{J}
001	10,03	7	10,11	7	10,20	7
002	5,03	0,5	5,11	1	4,95	0,5
020	4,54	5	4,51	9	4,57	10
111	4,37	0,5	4,35	2	4,41	3
021	4,14	3	4,13	2	4,16	2
112	3,62	4	3,66	4	3,68	5
{022						
003	3,33	5-6	3,32	4	3,35	5
112	3,10	4	3,08	3-4	3,10	5
113	2,88	5	2,93	0,5	2,94	1
	2,79	1	2,79	0,5		
{023	2,69	1	2,68	1	2,70	3
201						
I30	2,58	10	2,59	10	2,607	10
I31						
200						
004					2,507	0,5
I32	2,405	7	2,39	5	2,425	5
{040	2,27	1	2,26	3	2,28	4
221						
220					2,225	3
060	1,518	9	1,506	8	1,514	8
045	1,500	2			1,503	2

Таблица 2

Кристаллохимические формулы МГТ (в формульных единицах, ф.е.)

Образец	Si	Al _{IV}	Al _{VI} ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ti	Ca	Na	K	ΣFe	b аксп.	b расч.
Бабино	3,57	0,43	0,51	0,13	0,44	-	0,04	0,01	0,75	1,07	9,08	9,067
Большой Цатом	3,46	0,54	1,11	0,13	0,42	-	0,05	0,01	0,73	0,54	9,033	9,034
Сосновский Затон	3,58	0,42	0,31	0,34	1,03	-	0,08	0,01	0,73	0,91	9,108	9,113

Химический состав минералов группы глауконита, %

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	H ₂ O	F ₂ =O	F	H ₂ O	Сумма
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	13	12	14	15
Бабино	48,76	0,12	10,94	17,09	2,16	4,00	0,46	0,06	8,08	0,04	6,30	0,08	0,20	1,96	99,88
Большой Цатом	48,82	0,05	19,75	7,67	2,16	4,00	0,74	0,05	8,14	0,05	6,24	0,08	0,20	1,78	100,01
Сосновский Затон	47,60	0,12	8,22	10,18	5,42	9,18	1,00	н/опр	7,60	0,43	5,95	0,71	1,70	0,95	100,56

лов /4I/ с широкими вариациями в соотношении разбухающих слоев. К собственно МГТ мы относим вслед за Дж.Барстом /44/ только минералы со структурой слюды.

При близких содержаниях SiO₂ и K₂O, минералы различаются по преобладающему минералообразующему катиону: железистые (Fe³⁺) - глауконит, аллюминистые - сколит и магнизиальные - булайинит (табл.2,3). Удельный вес МГТ увеличивается пропорционально содержанию железа и магния: у сколитов около 2,7, у глауконита и булайинита 2,75-2,80г/см³. Такова же тенденция в увеличении показателей преломления от сколита к глаукониту и булайиниту - Ng 1,590-1,620 при практически одинаковом двупреломлении 0,020. Минералы образуются в нормально морских и гидротермальных условиях. Эти две генетические группы минера-

Таблица 3

Классификация минералов группы глауконита
по соотношению катионов

ГЛАВНЫЕ		Соотношение катионов: SiK ————— $R^{3+}R^{2+}$	
		$3R^{2+}$	$2R^{3+}$
Конечный член $Si_4R_{2,5}^{2+}$ $Si_4R_{2,5}^{2+}K_{1,0}$	Конечный член $Si_4R_{1,7}^{3+}K_{0,9}$	Элементы, определяющие состав	
		вида	разновидности
$Fe_{1,5}^{2+}R_{1,0}^{2+}$ $R_{0,7}^{3+}$	$Fe_{1,1}^{3+}R_{0,6}^{3+}$ $R_{0,9}^{2+}$	$Mg_{1,0}$ $Fe_{1,0}^{2+}$	$Fe_{0,6}^{3+}$ $Al_{0,7}$ $Fe_{0,9}^{2+}$
$Mg_{1,5}R_{1,0}^{2+}$ $R_{0,7}^{3+}$ $(MgFe^{2+})_{1,5}$ $R_{1,0}^{2+}$ $R_{0,7}^{3+}$	$Al_{1,1}R_{0,6}^{3+}$ $R_{0,9}^{2+}$	$Fe_{0,7}^{3+}$ $Al_{0,7}$ $Mg_{0,9}$ $(MgFe^{2+})_{0,9}$	$Fe_{0,6}^{3+}$ $Al_{0,7}$ $Fe_{0,9}^{2+}$ $Mg_{0,9}$ $(MgFe^{2+})_{0,9}$
Конечный член $Si_3R_{1,5}^{2+}R_{1,0}^{3+}K_{0,6}$	Конечный член $Si_3R_{1,3}^{3+}R_{0,7}^{2+}K_{0,6}$	Элементы, определяющие состав	
		вида	разновидности
$Fe_{1,5}^{2+}R_{1,0}^{3+}$ $Mg_{1,5}R_{1,0}^{3+}$ $(MgFe^{2+})_{1,5}$ $R_{1,0}^{3+}$	$Fe_{1,3}^{3+}R_{0,7}^{2+}$ $Al_{1,3}R_{0,7}^{3+}$ $R_{1,05}^{2+}$	$Fe_{1,0}^{3+}$ $Al_{1,0}$	$Fe_{0,7}^{3+}$ $Al_{0,7}$ $Fe_{1,05}^{2+}$ $Mg_{1,05}$ $(MgFe^{2+})_{1,05}$
$Si_3R_{1,5}^{2+}R_{1,0}^{3+}K_{0,6}$	$Si_3R_{1,3}^{3+}R_{0,7}^{2+}K_{0,6}$	$Fe_{1,5}^{2+}R_{1,0}^{3+}$ $Mg_{1,5}R_{1,0}^{3+}$ $(MgFe^{2+})_{1,5}$ $R_{1,0}^{3+}$	$Fe_{1,3}^{3+}R_{0,7}^{2+}$ $Al_{1,3}R_{0,7}^{3+}$ $R_{1,05}^{2+}$

лов различаются формами нахождения, схемами изоморфизма /24/, а также соотношением параметра элементарной ячейки с химическим составом /43/. Параметр b увеличивается от сколита к глаукониту и булайиниту пропорционально содержанию Fe и Mg, однако при одинаковом химическом составе параметр b элементарной ячейки осадочных минералов больше, нежели гидротермальных. В морских

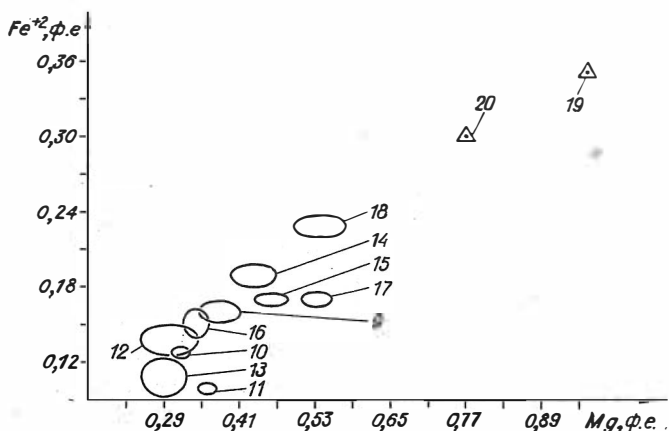


Рис. I. Соотношение двухвалентного железа и магния в фформационных типах минералов группы глауконита. Фформации терригенно-известняковые: 9 - третичная, 10 - меловая, 11 - верхнемеловая, 12 - нижнемеловая; терригенно-меловая: 13 - верхнемелового возраста; терригенно-известняковая: 14 - нижнеордовикская; терригенно-известняково-доломитовая: 15 - нижнеордовикская, 16 - то же, Восточно-Европейская платформа, 17 - то же, Сибирская платформа, 18 - минералы гидротермального и магматогенного происхождения; гипсоносно-доломитовая фформация: 19 - нижнекембрийская, 20 - вендская

отложениях МГТ слагают округлые, овальные и лопастные зерна - микроконкреции с микроагрегатным, реже пластинчатоспайным строением, образующиеся в осадке на стадии раннего диагенеза /24,35/. Одной из наиболее интересных особенностей изоморфизма в этих минералах является прямая корреляция Mg и Fe²⁺, отношение которых остается практически постоянным и близким 3/1 (рис. I). В гидротермальных МГТ, называемых в литературе селадонитами, эти двухвалентные катионы связаны обратной зависимостью, как и в слюдах изверженных и метаморфических пород, выражением чего являются биотит и флогопит. Как и в высокотемпературных слюдах, со-

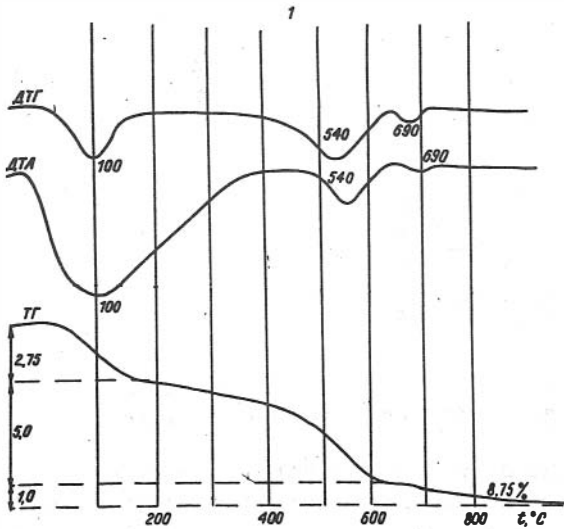


Рис.2. Термограмма глауконита
Кривые ДТГ (дифференциальная термогравиметрическая), ДТА (дифференциальная температурная), ТГ (термогравиметрическая) сняты на дериватографе системы F.Paulik, J.Paulik, L.Erdey

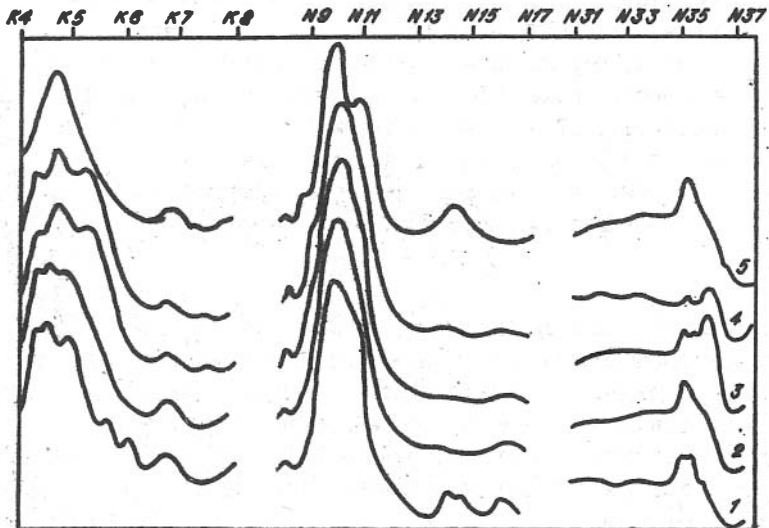


Рис.3. Инфракрасные спектры минералов группы глауконита: глауконит (1,2), сvoidит (3,4), булайинит (5)

держание Li в МГТ увеличивается пропорционально Mg, а последнего с увеличением температуры и солености морской воды /24,27/.

Термограммы МГТ (со структурой слюды IM) имеют сходный облик, независимо от их химического состава (рис.2), с эндотермическими эффектами на 100-150; 520-650 и 1200°C; два первых связаны с потерей сорбированной воды и гидроксильных анионов соответственно, последний характеризует фазовый переход МГТ в шпатель, магнетит, кварц /14,21/.

По инфракрасным спектрам различаются минеральные виды МГТ (рис.3) /23/ в области 400-1400 см^{-1} и 3000-3700 см^{-1} : для глауконита - хорошее разрешение трех полос деформационных Si-O колебаний с максимумами 440, 463 и 500 см^{-1} , а также интенсивная полоса 3530 см^{-1} , обусловленная HO- Fe^{3+}_{VI} колебаниями; для сколитов - смещение одной из полос деформационных колебаний Si-O с 500 до 525-535 см^{-1} , появление дополнительных полос на 750 см^{-1} и 920 см^{-1} , интенсивная полоса на 3615 см^{-1} , обусловленная HO- Al^{3+}_{VI} ; для булайинитов - один широкий пик с максимумом около 470 см^{-1} со слабой волной около 410-415 см^{-1} , четко выраженное плечо Si-O валентных колебаний в области 1080 см^{-1} и интенсивная полоса в области валентных колебаний OH-групп с максимумом на 3530 см^{-1} .

Установлено закономерное изменение мёссбауэровских спектров /I/ в связи с главной схемой изоморфизма $2\text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons 2\text{Al} \rightleftharpoons 3(\text{MgFe}^{2+})$, позволяющее различать минеральные виды МГТ по количеству и характеру распределения в них железа. Так, для сколитов (рис.4, табл.4, обр.4) характерно наличие хорошо разрешенного дублета Fe^{3+} ($\Delta = 0,36$ мм/с и $S = 0,66$ мм/с, с малой шириной распределения $P(S) = 0,3$ мм/с, и двух мелкой интенсивности дублетов Fe^{2+} ($\Delta = 2,86$ мм/с, $S = 1,43$ мм/с, и $\Delta = 1,82$ мм/с, $S = 1,37$ мм/с). Булайиниты (рис.4, табл.4, обр.3,7) имеют большую ширину распределения (0,6 мм/с) дублета Fe^{3+} и высокоинтенсивные дублеты Fe^{2+} . Спектры глауконитов имеют промежуточные характеристики (рис.4, обр.1,6).

Кроме того, наблюдается ряд несоответствий мёссбауэровских параметров (МП) кристаллохимическим, проявляющихся в сходстве одних МП для разных минеральных видов (табл.4, обр.6 и 7) и различия других МП для одного минерального вида (табл.4, ср. обр. 3 и 7; I и 6). Это позволяет говорить о наличии локального упоря-

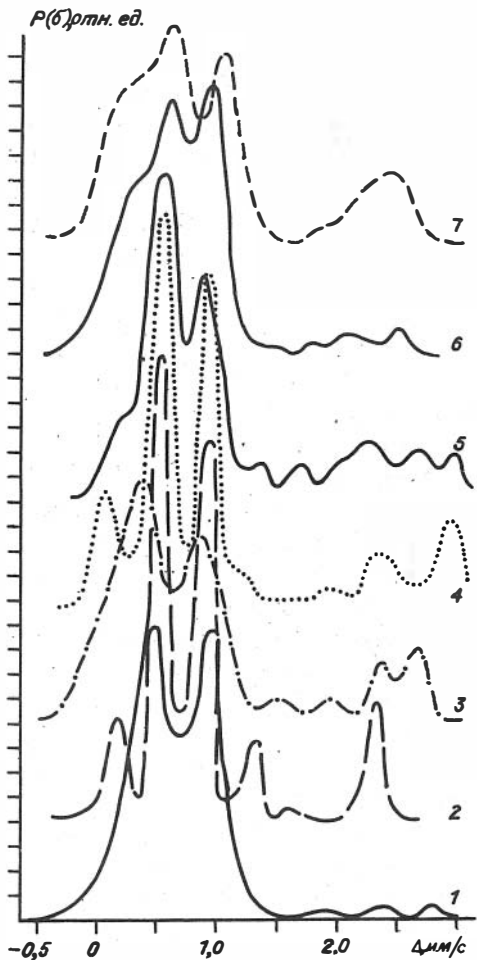


Рис.4. Мёссбауэровские спектры МГТ. Номера образцов те же, что в табл.4

и М2. В МГТ, прогретых при температуре 350°C, а также некоторых природных, появляется Fe_3^{3+} с МП $\Delta = 1,62-1,70$, $s = 0,81-1,05$ мм/с. Эту позицию Fe_3^{3+} можно объяснить окислением двухвалентного железа, четко зафиксированным химическим анализом

дочения - сверхструктуры (ССт), определяемой не только количеством и характером распределения железа в изоморфном ряду МГТ, но и ориентировкой и взаимодействием ионов железа. Можно различить два типа ССт. Первый преобладающий тип ССт характеризуется интенсивной позицией Fe_1^{3+} с МП $\Delta = 0,34-0,48$ мм/с, $s = 0,63-0,69$ мм/с; другие позиции железа в ССт практически не выражены (рис. 4, обр. I, табл.4, обр. Бабино). Второй тип ССт характеризуется двумя позициями $Fe^{3+}:Fe_1^{3+}$, характерной для ССт первого типа, и Fe_2^{3+} с МП $\Delta = 0,38-0,42$ и $s = 0,43-0,51$ мм/с. Поскольку в структуре диоктаэдрических слюд транспозиция М1 обычно бывает вакантной, постольку можно предполагать, что первый тип ССт обусловлен упорядоченным заселением циспозиций М2, тогда как второй тип ССт - неоднородным заселением цис- и транспозиций, М1

Таблица 4

Мессбаэровские параметры минералов группы глаукогита
(по данным Амрханова и др., /1/)

№ п/п	Образец	Fe ³⁺ ₁		Fe ³⁺ ₂		Fe ²⁺ ₁		Fe ²⁺ ₂		Fe ²⁺ ₃	
		Δ	∫	Δ	∫	Δ	∫	Δ	∫	Δ	∫
I	I Бабино	0,48	0,64 94			a) 2,78	I, 39 3				
						б) 2,34	I, 23 3				
2	Селадонит Завалье	0,42	0,65 74,5			2,17	I, 21 I 6,5				
3	Я-56-9	0,46	0,63 65,4			a) 2,68	I, 3 I 3,6				
						б) 2,22	I, 23 II, 4			I, 82 I, 03 5	
4	Бол. Патом	0,36	0,66 64			2,86	I, 43 I 7			I, 82 I, 37 I 2	
5	I 32-8-68	0,34	0,66 53	I, 29	0,99 4	a) 2,91	I, 45 6			I, 89 I, 36 I 8	I, 70 I, 05
						б) 2,43	I, 41 I 0				
6	655	0,38	0,67 34	0,42	0,51 37	2,54	I, 15 5			I, 84 I, 08 7	I, 62 0, 81
						2,46	I, 13 I 6,4			2,02 I, 09 I 2	I, 68 0, 94
7	Сосновский Затон	0,46	0,69 40	0,38	0,43 21,8						

Примечание. Δ - квадратное расщепление, мм/с; ∫ - изомерный сдвиг относительно нитропруссиды Na₂Fe(CN)₅NO; ∫ - относительное (на сумму Fe²⁺ + Fe³⁺) содержание, %.

прогретых образцов /24/. Поскольку окисление железа сопутствует многим процессам изменения МГТ, постольку появление Fe^{3+} на мёссбауэровских спектрах является важным показателем прошедших преобразований минералов в целом.

Спектры электронного парамагнитного резонанса также могут использоваться для распознавания минеральных видов МГТ, а также для выявления некоторых особенностей измененных МГТ /42/.

2. ВЫЯВЛЕНИЕ ПРИЗНАКОВ АУТИГЕННОСТИ ЗЕРЕН МГТ

Специалисты справедливо связывают вариации изотопных датировок как с перерождением зерен глауконита из древних отложений в молодые, так и с изменениями глауконита на месте образования, а получение правильных датировок только с аутигенными неизменными разновидностями глауконита. Отсюда становится ясным, что достоверность признаков аутигенности и неизменности глауконита становится критерием достоверности самой геохронологической шкалы.

Существуют представления о двух способах образования МГТ: 1) трансформационное преобразование терригенного материала в монтмориллонит, а последнего - в глауконит, 2) диагенетическое образование глауконита из поровых растворов в осадке. Первое направление широко развивается за рубежом, однако в последнее время стали появляться высказывания сторонников теории трансформации о том, что глауконит образуется из поровых растворов /50/. Представления о диагенетическом образовании глауконита заложены Н.М.Страховым /35/ и развиваются в основном в нашей стране /4, 24, 28/. С позиций теории трансформации признаком аутигенности глауконита являются высокие содержания зерен в породе. С позиций представлений о диагенетическом образовании этот критерий в общем случае использоваться быть не может. Далее мы покажем, что теоретические разногласия приведут нас к разным оценкам достоверности изотопных датировок рубежей фанерозоя (см. раздел 6). Наши представления о диагенетическом образовании МГТ базируются на следующих данных: глобулярная - микроконкреционная форма зерен и приуроченность их к редукционной зоне осадков, что отражается в практически постоянном отношении Fe^{2+}/Mg близком 1/3. Если

принять во внимание, что содержание Mg в морской воде возрастает с ростом солености, которая в свою очередь ведет к увеличению pH, тогда постоянство отношения двухвалентного железа и магния можно объяснить с учетом физико-химического равновесия Fe^{3+}/Fe^{2+} на границе окислительной и восстановительной сред. Отражение в составе МГТ изменений параметров морской воды (соленость, температура) /27/, с одной стороны, и влияния восстановительной среды, с другой, свидетельствуют о том, что образование МГТ в осадке проходило при активном влиянии морской воды, что возможно в верхней зоне осадков – зоне раннего диагенеза и активного обмена придонной морской и иловой вод /35,36/. При погружении под слой осадков в зону позднего диагенеза, а также при перемыве в морской воде (или тем более в континентальных условиях) МГТ попадают в среду с физико-химическими параметрами, отличными от параметров среды их образования, в связи с чем они подвергаются химическим изменениям, направленность которых разная; фактически любой минералообразующий элемент может при изменениях накапливаться либо выноситься, но не беспорядочно, а вполне закономерно /24,27/; это мы поясним ниже (см. раздел 5).

Основываясь на представлениях о диагенетическом образовании, в пользу аутигенной природы неизменных зерен МГТ могут свидетельствовать следующие признаки /26/: 1) ненарушенная первичная форма микроконкреций (округлая, овальная, почковидная, микроглобулярная); 2) приуроченность к определенному типу пород в разрезе и в связи с этим постоянная ассоциация аутигенных минералов; 3) выдержанные на значительной площади размеры, форма, цвет, химический и минеральный состав зерен в однотипных монофациальных разновозрастных породах; 4) близкий химический состав минералов в разных агрегатах в породах одного состава и возраста; 5) определенное положение МГТ на палеогеографическом профиле от берега в глубь моря: шамозит – МГТ – смектит; изменение формы, размера, минерального и химического состава, цвета и трещиноватости глауконитсодержащих зерен в связи с палеогеографической зональностью /24,25,27/. Из сказанного становится очевидным, что полное обоснование аутигенности глауконита требует анализа закономерностей аутигенного осадконакопления в бассейне. По одному разрезу и тем более по одной пробе в аутигенной природе глауконита далеко не всегда можно быть уверенным.

3. ВЫБОР РАЗРЕЗОВ ГЛАУКОНИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЛЯ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Для геохронологических исследований необходимо выбирать наиболее полные разрезы, имеющие представительную палеонтологическую характеристику и не содержащие перерывов в осадконакоплении. Следовательно, к геохронологическим эталонным разрезам предъявляются такие же требования, как и к стратотипам. Поскольку настоящей проблемой современности является широкая межрегиональная и глобальная корреляция, постольку особое значение приобретают группы планктонных организмов, быстро и широко расселявшихся в короткие, в геологическом понимании, промежутки времени.

Выбор разрезов глауконитоносных отложений без перерывов в осадконакоплении в большинстве случаев невозможен, поскольку само образование МГТ обусловлено процессами выветривания на прилегающей к морскому бассейну суше, поставившей в морские осадки алюминий, железо, кремний. Эти же процессы выветривания способствовали перерывам в осадконакоплении в мелководно-морской зоне. Временами локально на последнюю распространялись процессы выветривания и изменяли первичный состав морских осадков, в том числе глауконита /24,29/. Это были подводные поднятия, на которых обычно резко сокращается мощность отложений (рис.5), повышается концентрация зерен глауконита в породе и наряду с микроконкрециями появляются их остроугольные обломки. Всё это признаки перемыва осадков в связи с перерывом в осадконакоплении, интенсивность проявления которого снижается, а мощность отложений возрастает от центральных районов Ленинградской области (реки Тосно, Саблинка) на запад, к водопаду Кейла, и на восток, к карьере Путилово. В зоне минимальной мощности отложений глауконит отличается наибольшей измененностью; к западу и востоку от нее степень изменения зерен уменьшается (подробнее см. в разделе 4). Однако и в крайних западных и восточных разрезах сохранность глауконитов неодинаковая: в основании разрезов они затронуты изменением, степень которого вверх по наслоению снижается и затем почти не распознается. Цифры изотопного возраста, по данным многих исследователей, варьируют от 360-400 млн. лет для отложений в районе рек Тосно и Саблинка, до 490-513 млн. лет у водопада Кейла на западе и карьера Бабино на востоке. Ю.Н.Лебедевым /16/ датированы глаукониты из стрельногорской свиты рифей Сибирской

платформы и получены даты от 650 млн. лет в основании разреза до 900 млн. лет в кровле, т.е. изотопный возраст находится в полном противоречии со стратиграфической последовательностью слоев. Разрез имеет трансгрессивное строение и несет признаки интенсивного перемыва осадков и изменения глауконита в основании разреза. В литературе можно найти многочисленные подобные примеры получения омоложенных датировок глауконитов. Таким образом, в основании трансгрессивно, в кровле регрессивно наложенных, а также в разрезах рецессионного типа с резко сокращенными мощностями отложений, МГТ характеризуются признаками интенсивного перемыва и химического изменения зерен, поэтому они, как правило, непригодны для изотопного датирования. Более перспективными являются глаукониты, встреченные вблизи основания регрессивно, вблизи кровли трансгрессивно наложенных отложений, а также в наиболее полных по строению отложениях с минимальными признаками перемыва осадков и перерывов в осадконакоплении, которые можно встретить на удаленных от разрезов рецессионного типа концах профиля глауконитоносных отложений.

4. ВЫЯВЛЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ЗЕРЕН МГТ ПО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОМУ СОСТАВУ

Для интерпретации гранулометрического состава терригенных пород рядом авторов /15,20,34,52,53/ предложены генетические диаграммы. Однако они неприменимы к породам, сложены терригенными и аутигенными минералами, поскольку размеры зерен (или агрегатов) одних и других определяются разными факторами /8/. Изучение гранулометрического состава таких пород шло в другом направлении: 1) по пути освобождения пород от аутигенных компонентов и анализа только терригенных составляющих, примером чего является гранулометрический анализ пород по "кварцу", предложенный А.В.Казаковым /8/; 2) по пути сравнительного гранулометрического анализа зерен аутигенных и терригенных минералов /37/. Для глауконита, в частности, Л.Н.Формозовой был сформулирован следующий критерий аутигенности: размер зерен глауконита крупнее терригенных частиц. Этот критерий аутигенности был предложен сторонниками хемогенно-седиментационного происхождения глауконита /32, 37,

48/, согласно которому глауконит образуется из коллоидных растворов, коагулирующих в морской воде в вид представлений о хемогенно-диагенетическом образовании глауконита подобная генетическая интерпретация гранулометрического состава глауконитоносных пород неправомерна. Поэтому нами /31/ был разработан сравнительный анализ гранулометрического состава зерен глауконита и вмещающих пород, который в сочетании с анализом морфологических особенностей зерен позволяет выявлять генетические разновидности последних. Непременным условием анализа является представительный отбор проб, которые должны отражать основные разновидности гранулометрического состава терригенно-глауконитовых пород: псаммитовую, алевритовую, пелитовую, но не меньше двух разновидностей. Результаты гранулометрического анализа представлены в виде типовых гистограмм, а также обработаны статистическими методами: определены медианный диаметр, коэффициенты отсортированности и асимметрии. По этим характеристикам выделено пять групп пород, для которых установлены различия в значениях статистических параметров, позволяющие уточнять генетические особенности глауконитоносных отложений. Интерпретация гранулометрического состава дается нами с учетом данных по генетической интерпретации гранулометрического анализа пород /15,17,20,34,53/. На диаграмме Р.Пассега /53/ изученные терригенные породы занимают поле донной суспензии и волочения.

Остаточные концентрации зерен аутигенного глауконита

Первая группа объединяет глауконитсодержащие породы харьковской свиты Криковского и Нижне-Журавского месторождений и представлена мелко-, реже среднезернистыми ($m_d = 0,18-0,32$ мм, табл.5), хорошо отсортированными ($s_o = I,II-I,38$) песками с незначительным содержанием алеврито-глинистого материала. Выделяемые в ней подгруппы пород позволяют детализировать характеристику гранулометрического состава и уточнять генетические выводы (рис.6, а):

а) песок мелкозернистый кварц-глауконитовый, слабо глинистый, хорошо отсортированный ($s_o = I,II-I,20$), с высоким содержанием глауконита (33-50 %, обр.13/1, 14/3). Медианный диаметр частиц

Таблица 5

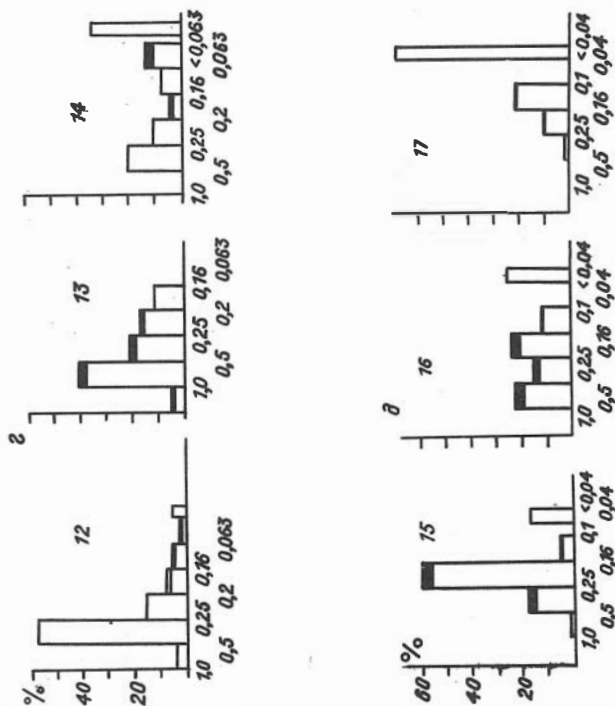
Статистические параметры гранулометрического состава
глауконитоносных пород и зерен глауконита

Группа	Подгруппа	Номер образца	Для песков			Содержание глауконита, %	Для глауконита		
			Md	So	A		Md	So	A
I	а	I3/I	0,2I	I,20	0,84	33,2	0,19	I,16	I,I
		I4/3в	0,2I	I,I2	I,I3	50,I4	0,22	I,I3	I,I
		I4/3д	0,20	I,II	0,9	4I,I	0,19	I,II	0,99
	б	I3/7в	0,32	I,18	I,05	4			
	в	II/I	0,18	I,37	0,8I	27,9	0,24	I,3	I,06
		3/IIд	0,20	I,38	0,82	27,0	0,23	I,3	I,09
II/2		0,13	I,85	0,42	9,8	0,13	I,24	I,II	
2	а	II/4	0,03	3,55	0,66	4,28			
		II/4а	0,09	2,85	0,47	0,16			
		I4/2	0,06	2,65	0,78	II,6			
	б	2/7	0,09	3,46	0,15	2,8			
		2/I0	0,006	3,16	I,I	1,62			
3	а	400/I4	0,24	I,82	0,48	10,I	0,14	I,4	0,97
		400/8	0,18	I,82	0,48	74			
		400/I2	0,II	2,0	0,76	39,03	0,12	I,33	I,0
	в	400/5	0,02	4,65	I,95	35	0,16	I,3	0,89
400/2		0,0I	3,16	0,9	5				
4	а	I7/II	0,28	I,3	0,93	I,23			
		I7/I0а	0,204	I,2	I,00	2,64			
		I7/8а	0,24	I,35	I,05	4,84			
	б	I7/I	0,05	6,3	0,14	I,39			
5	а	3/I8	0,13	2,45	0,57	9,6			
		3/2I	0,II	I,87	0,46	6,I			
		3/I9	0,14	I,I7	0,84	8,35			
	б	3/22	0,02	3,16	0,90	0,34			

Примечание: A - коэффициент асимметрии.

Рис. 6. Гистограммы распределения зерен по размеру

Группы пород: а - первая: I - обр. I3/I; 2 - обр. I3/Ув; 3 - обр. II/I; 4 - обр. 3/IIд; б - вторая: 5 - обр. II/4; 6 - обр. II/4а; в - третья: 7 - обр. 400/I4; 8 - обр. 400/8; 9 - обр. 400/I2; I0 - обр. 400/5; II - обр. 400/2; г - четвертая: I2 - обр. I7/II; I3 - обр. I7/8а; I4 - обр. I7/I; д - пятая: I5 - обр. 3/I9; I6 - обр. 3/I8; I7 - обр. 3/22. Черным показаны содержания глауконита



песка 0,20-0,21 мм, глауконита - 0,19-0,22 мм. Сортировка глауконита хорошая ($S_0 = I, II-I, I6$). Коэффициенты асимметрии близки к единице с небольшими отклонениями в сторону более крупных или более мелких частиц. Основная масса глауконитовых зерен сосредоточена во фракции 0,25-0,2 мм. Содержания глауконита остаются высокими в широком диапазоне фракций от 0,5 до 0,063 мм, тогда как максимальные абсолютные содержания приурочены к крупным фракциям.

Форма выделений зерен глауконита преимущественно лопастная и округлая. В мелких фракциях преобладают обломки микроконкреций;

б) песок среднезернистый (медианный диаметр частиц M_d 0,32 мм), кварцевый, хорошо отсортированный ($S_0 = I, I8$), с низким содержанием глауконита (4 %), равномерно распределенного по фракциям (обр. I3/7^B). Для этих песков характерно наличие обломков микроконкреций во всех фракциях, преобладают они в более мелких. Это свидетельство интенсивного переыва осадков. Пески в целом характеризуются наилучшей для пород рассматриваемой группы отсортированностью.

в) песок переходного типа по размеру зерен и степени сортировки (обр. II/I, II/2, 3/II). Он более мелкозернистый, чем в группе "а" (медианный диаметр частиц 0,18-0,20 мм) и с худшей отсортированностью ($S_0 = I, 37-I, 38$). Концентрация глауконитовых микроконкреций уменьшается по мере уменьшения медианного диаметра и степени сортировки (от 27-28 % до 10 %). Медианный диаметр зерен глауконита больше, либо соответствует диаметру терригенных минералов. Максимальные относительные содержания зерен глауконита отмечаются во фракции 0,5-0,25 мм. Абсолютное содержание его в разных фракциях различается менее отчетливо, чем в группе "а". В мелких фракциях преобладают обломки глауконитовых глобуль.

Вторая группа объединяет песчано-глинистые и глинистые алевриты харьковской свиты, переслаивающиеся с песками первой группы и замещающие последние по простиранию, например, к северо-западной окраине Ростовской области, где предполагается существование палеodelты. Различаются две подгруппы алевритов (табл. 5, а). Алеврит песчанисто-глинистый, с низким содержанием глауконита (0,16-11 %), средней сортировки ($S_0 = 2, 65-3, 55$). Медианный диаметр частиц 0,03-0,09 мм. Абсолютные содержания глауконита несколько увеличиваются в крупноалевритовой фракции, при

этом преобладают обломки (рис.6,б). Глинистые алевриты (медианный диаметр 0,006–0,09 мм), среднесортированные, с небольшим содержанием глауконита (до 2,8 %). Содержание глауконита равномерно распределяется по фракциям, доля его возрастает в мелких фракциях за счет резкого преобладания обломков глобуль.

Рассмотрение гранулометрического состава первой и второй групп в совокупности показывает, что в песках концентрация микроконкреций происходила за счет выноса из них при перемыве относительно более мелких частиц, а в алеврите – за счет привноса обломков микроконкреций наряду с псаммитовыми частицами терригенных минералов. Это позволяет сделать вывод о том, что диагенетическое образование микроконкреций происходило в мелкозернистых песках. Высокая степень сортировки породы, преобладание кварца и полированная поверхность его зерен свидетельствуют в пользу длительного перемыва осадков в мелководно-морских условиях. Перемыв этих песков происходил в одних случаях с привнесом более крупного терригенного материала в связи с усилением подвижности вод, и тогда зерна глауконита дробились, формировались среднезернистые пески, содержание глауконита в которых значительно понижалось (подгруппа б). В других случаях перемыв глауконитообразующих песков происходил с выносом мелких частиц терригенного материала, тогда концентрация микроконкреций в песке резко возрастала. Такие повышенные концентрации глауконита относятся к аутигенным остаточным.

Концентрации обломков микроконкреций глауконита в алевритах можно рассматривать как вторичные, т.е. терригенные, связанные с перемывом первичных (глауконитообразующих) песков. Происхождение мелких округлых зерен в алеврите остается невыясненным; не исключено их аутигенное образование.

Третья группа объединяет глауконитсодержащие породы альбеномана, вскрытые Кулешовской скважиной № 400 (Ростовская обл.). В группе различаются три подгруппы пород (рис.6,в):

а – песок мелкозернистый (медианный диаметр 0,24 мм, обр. 400/14), хорошо отсортированный ($s_0 = 1,88$, табл.5), с низким содержанием глауконита (10 %). Наиболее высокие абсолютные содержания микроконкреций глауконита, характерные для крупноалевритовой фракции. Медианный диаметр их соответствует размеру этой фракции (0,14 мм). Относительные содержания глауконита увеличи-

ваются в мелких фракциях, в алевритовых преобладают обломки микроконкреций;

б - песок и глауконитит (обр. 400/8, 400/12; медианный диаметр 0,11-0,18 мм) глинистый, хорошо отсортированный ($S_o = 1,82-2,0$), с высоким содержанием глауконита (39-74%). Медианный диаметр глауконитовых зерен такой же, как у песчаных частиц или больше. И песчаные частицы и глауконитовые микроконкреции обладают одинаковой степенью сортировки. Максимальные абсолютные содержания глауконита наблюдаются и в песчаных, и в крупноалевритовых фракциях, относительные - одинаково высоки по всему их интервалу. Увеличение содержания алевритоглинистого материала (обр. 400/5) не меняет гистограмму глауконитовых микроконкреций, что свидетельствует о генетической связи их с алевритоглинистым осадком. Зерна глауконита сильно корродированы, поэтому преобладание обломков микроконкреций говорит не только, и, возможно, не столько об интенсивном перемыве осадков (хотя следы его влияния имеются), сколько об интенсивном химическом изменении силикатных микроконкреций, приводящем нередко к уменьшению прочности зерен за счет образования трещин и полостей растворения;

в - алеврит мелкозернистый, сильно глинистый (обр. 400/2, 400/5; медианный диаметр 0,01-0,02 мм), со средней и плохой отсортированностью ($S_o = 3,16-4,65$), разными содержаниями глауконита от 5 до 35%. Глауконитовые микроконкреции преобладают в песчаной и крупноалевритовой фракциях, обломки - главным образом в мелких фракциях. Относительные содержания глауконита высоки по всем фракциям либо только в песчано-алевритовой. Медианный диаметр зерен глауконита больше, чем терригенных частиц.

Таким образом, для пород третьей группы характерны следующие особенности в распределении терригенных и аутигенных компонентов. Гистограммы распределения глауконитсодержащих микроконкреций по размеру принципиально не меняются в зависимости от содержания алевритоглинистого материала в породе, а именно - максимальные концентрации их всегда тяготеют к наиболее крупным фракциям. В связи с увеличением псаммитовых частиц терригенных минералов максимальные содержания глауконита в породе смещаются к мелким фракциям, при этом в них увеличивается роль обломков микроконкреций. Глауконититы обладают близкой к пескам степенью сортировки, следовательно, увеличение содержания микроконкреций

происходило за счет перемыва осадка на месте образования, сопровождающегося выносом мелких терригенных частиц первичного осадка. Такие глауконититы являются автигенными остаточными образованиями. Совершенно очевидно, что образование первичных (диагенетических) микроконкреций связано с алевритоглинистыми осадками.

Четвертая группа пород выделяется в разрезе бучакской свиты (P_2^b), вскрытом карьером на железнодорожной станции Таптинской. Это группа мелкозернистых песков и песчано-алевритоглинистых пород с незначительным количеством глауконитсодержащих микроконкреций. В группе различаются две подгруппы пород (рис. 6, г, в):

а - пески мелко-среднезернистые, с хорошей сортировкой, равномерным низким содержанием микроконкреций (до 4,8 %) и коэффициентом асимметрии близким к единице, свидетельствующем о высокой степени их сортированности. Иногда относительные содержания микроконкреций повышаются в мелкоалевритовой фракции, где они представлены лопастной и обломочной формами выделения;

б - песчано-алевритоглинистая порода (медианный диаметр 0,05 мм, обр. 16/1), весьма плохой сортировки ($S_0 = 6,3$), с низким содержанием микроконкреций (1,4 %, при равномерном распределении их по размерным фракциям), относительное содержание которых несколько повышается в мелкоалевритовой фракции, формы выделения - лопастная и обломочная.

Общей особенностью гранулометрического состава микроконкреций является их приуроченность к мелкопесчаным и алевритовым фракциям, независимо от гранулометрического состава и степени отсортированности терригенного материала. Эта особенность микроконкреций, наряду с увеличением роли их обломков в мелких фракциях, свидетельствует о вторичных концентрациях их в рассматриваемых отложениях, которые, судя по высокой степени сортировки, изометричной форме и преимущественно кварцевому составу частиц терригенных минералов с глянцевитой поверхностью, претерпели длительный перемыв в прибрежной зоне моря. Маленький размер первичных микроконкреций свидетельствует об их образовании в относительно более глубоководной области моря, осадки которой оказались размывтыми, очевидно, в связи с последующим обмелением, со-

проводящимся привнесом более крупного терригенного материала. Такие микроконкреции могут рассматриваться как остаточные аутигенные, они разубожены терригенным материалом при перемыве первичных глауконитообразующих осадков.

Терригенные зерна глауконита

Пятая группа пород характерна для полтавской серии Кривоского месторождения, перекрывающей харьковскую свиту. Её можно подразделить на две подгруппы (рис.6,д):

а - пески мелкозернистые (медианный диаметр 0,12-0,14 мм), глинистые характеризуются довольно хорошей отсортированностью ($S_0 = 1,17-2,45$) и низким содержанием глауконита (до 10 %), который распределен по фракциям практически равномерно. Обломки зерен его преобладают в мелких фракциях, однако в значительном количестве имеются во всех. С улучшением отсортированности (обр. 3/19) возрастает роль обломков микроконкреций в породе;

б - алеврит мелкозернистый (медианный диаметр 0,02 мм, обр. 3/22), сильно глинистый, средней сортировки ($S_0 = 3,16$) и с весьма низким (<1 %) содержанием глауконита, равномерно распределенного по фракциям. Практически во всех отмечаются обломки, во фракции 0,1-0,04 мм они преобладают. Общее содержание (относительное) глауконита уменьшается к алевритам.

Равномерное содержание глобул и их обломков в различных размерных фракциях породы и увеличение роли обломков с улучшением отсортированности пород свидетельствует о том, что глауконитсодержащие зерна находятся во вторичном залегании как в песках, так и в алевритах. Такие концентрации микроконкреций мы рассматриваем как терригенные. Поступление глауконита в осадки полтавской серии происходило, очевидно, в связи с перемывом харьковских отложений. Очевидно, в связи с этим в основании полтавской серии на контакте с харьковскими песками гранулометрический состав песков и содержащихся в нём микроконкреций имеет переходный характер - от типичных для харьковских к типичным для полтавских отложений (обр. 3/18).

Подводя итог сравнительной характеристике гранулометрического состава пород и содержащихся в них силикатных микроконкре-

ций, можно сделать вывод о том, что такой анализ дает возможность уточнить соотношение разных факторов в возникновении концентраций микроконкреций:

- диагенетического минералообразования в осадке;
- перемыва осадка на месте образования (харьковская свита, Крюковское и Нижне-Журавское месторождения, альб-сеноманские отложения п.Кулешовка) без существенного привноса терригенного материала;

- перемыва осадка с существенным привносом терригенного материала (бучакская свита ст.Тацинской);

- переотложения микроконкреций в перекрывающие осадки в связи с размывом подстилающих глауконитоносных отложений. В изучаемом районе различаются два типа вторичных концентраций микроконкреций: аутигенные остаточные и терригенные. К первому относятся скопления микроконкреций Крюковского и Нижне-Журавского, а также Кулешовского месторождений, на которых породы с высокими концентрациями зерен глауконитов (60-80 %) слагают залежи разного размера. Два первых месторождения имеют мощность до 17-20 м и протяженность 2-3 км, последнее - мощность около 100 м и протяженность до 20 км. Залежи первого типа возникали, очевидно, в прибрежной зоне моря под влиянием волнений и течений и представляют собой барровые отложения. Второй тип сформировался в относительно более глубоководной зоне моря, на сводах локальных положительных структур. Очевидно, уменьшение глубины в таких участках моря и в связи с этим усиление волновой активности морских вод приводили к перемыву осадков и относительному обогащению их частицами с повышенным удельным весом, в данном случае зернами глауконита.

Итак, сравнительный гранулометрический анализ зерен глауконита и вмещающих отложений, в сочетании с морфологическим анализом частиц, позволяют подтвердить выводы И.А.Шамрая /39,40/ о значительной роли перемыва в формировании залежей глауконита в рассматриваемом регионе. Вместе с тем этот анализ позволяет уточнить роль перемыва осадков в формировании скоплений глауконитосодержащих зерен разных типов (аутигенных остаточных и терригенных) и уточнить состав первичных глауконитобразующих осадков. Остаточные аутигенные зерна глауконита, в свою очередь, можно подразделить на два типа, образовавшиеся: а) при перемыве глау-

контсодержащих осадков на месте с выносом наиболее мелких частиц осадка, обычно в разрезах рецессионного типа и б) в результате разубоживания этих же осадков привнесенным при перемыве терригенным материалом, обычно в основании трансгрессивно и в кровле регрессивно наложенных отложений.

Выделенные генетические разновидности глауконитсодержащих зерен по разному распределяются на гистограммах по плотности (рис.7). В остаточных аутигенных скоплениях, обогащенных глауконитом в результате выноса тонких терригенных частиц при перемыве осадков (на склоне положительной структуры), отмечается относительно меньший разброс значений плотности минералов и на гистограмме четко выделяется максимальная частота (рис.7, а, б). Остаточные концентрации, сформировавшиеся при перемыве первичных глауконитобразующих осадков в прибрежной зоне, сопровождающемся привнесением терригенного материала, показывают гораздо более растянутые гистограммы распределения зерен по плотности (рис.7, в), что можно объяснить значительной ролью смещения глауконитсодержащих зерен из разных типов первичных глауконитобразующих осадков, а также их изменением в процессе перемыва. Судя по многочисленным литературным, а также нашим данным, аутигенные остаточные, обычно с высокими концентрациями скопления зерен глауконита, наиболее широко распространены в терригенных глауконитоносных отложениях.

В заключение подчеркнем основные особенности генетических типов скоплений зерен глауконита. Общим для аутигенности (и автохтонности) является отсутствие обусловленного гидродинамическим фактором соответствия в размерах зерен аутигенных и терригенных минералов. Остаточные аутигенные, перемытые на месте образования скопления характеризуются присутствием зерен, для которых максимумы частот на гистограммах определяются размерами микроконкреций. Глаукониты нередко лишены не только примеси терригенного материала, но и остатков фауны, что объясняется влиянием тех же процессов перемыва осадков, приводивших к идеальной отсортированности зерен по размеру, форме и весу. Залежи глауконитов замещаются в сторону берега и в глубь моря слабо глауконитоносными породами с относительно повышенным содержанием обломков микроконкреций; в глубь моря размер микроконкреций обычно уменьшается. Аутигенный глауконит, перемыв которого на месте его

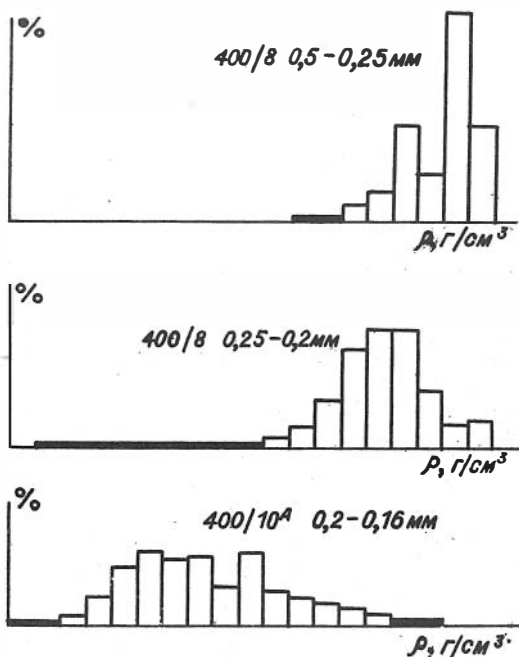


Рис. 7. Гистограммы распределения глауконитсодержащих микроконкреций по плотности:

а-б - остаточные концентрации микроконкреций; в - смесь остаточных и переотложенных микроконкреций

образования сопровождался значительным приносом терригенного материала (бучакские пески), характеризуется тем, что повышенные скопления микроконкреций связаны с фракцией определенного размера и практически не зависят от гранулометрического состава терригенного материала, который может варьировать в значительных пределах. Терригенные скопления глауконита отличаются односторонним уменьшением количества и размера микроконкреций и увеличением количества их обломков в связи с изменением гранулометрического состава терригенного материала по мере удаления от места размыва аутигенного глауконита. На гистограммах различаются два (и более) сопоставимых по величине максимума скоплений глауконита: один (или одни) из них отвечает преобладающим размерам микроконкреций, другой (или другие) - размерам основной массы их обломков. Устанавливается четкое соответствие размеров терригенных частиц и зерен глауконита (главным образом - обломков микроконкреций).

5. РАСПОЗНАВАНИЕ НЕИЗМЕНЕННЫХ И ИЗМЕНЕННЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ЗЕРЕН МГТ ПО ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ

Закономерности изменений химического состава МГТ устанавливаются при анализе фациальной зональности состава и строения вмещающих отложений, а также места последних в ряду других типов осадочных отложений, включая содержащие другие аутигенные образования на территории бассейна /4,24,27/. МГТ могут быть аутигенными образованиями, наиболее близкими к берегу, и тогда в глубь моря они замещаются глауконит-монтмориллонитовыми минералами и могут отделяться от берега шамозитами. Зона перехода от МГТ к шамозитам намечается по разнообразным смешанослойным минералам шамозит-вермикулит-монтмориллонитового ряда.

В составе МГТ присутствуют две группы элементов разного происхождения: морского - Mg, Li, Cl и континентального - Al, Fe, Si, по которым устанавливаются разные типы зональности химического состава минералов. Содержания Al и Fe изменяются от берега в глубь моря /5,6,18,24/, эти изменения намечают фациальную зональность состава первого порядка. Различается зональность прямая, когда у берега локализуются МГТ с повышенным содержанием алюминия, и обратная, когда прибрежные МГТ имеют повышенные содержания железа /27/. Для отложений от позднего докембрия до палеогена в ряде случаев удалось установить, что с повышенно-железистыми МГТ близко ассоциируют ослитовые железные руды, а с повышенно-алюминистыми, на несколько большем удалении, - пояса и проявления бокситов /27/. Распределение таласофильных элементов (Mg, Li) может быть субширотным, субмеридиональным и концентрическим в соответствии с изменением палеотемпературы и солености морской воды /24,27/.

Установлена эволюция первичного химического состава МГТ и повышенные содержания в них отдельных элементов (Al, Fe, Mg, Si) в интервале времени, отвечающие соответствующим рудным эпохам в осадконакоплении бокситов, железных руд, эвапоритов, кремнистых пород /23,28/.

Химические изменения МГТ связаны с перерывами в осадконакоплении, на фоне которых происходят перемены и выветривание осадков в морских и субаэральных условиях /24,27/ при ведущей роли подводных. Наибольшими изменениями характеризуются минералы

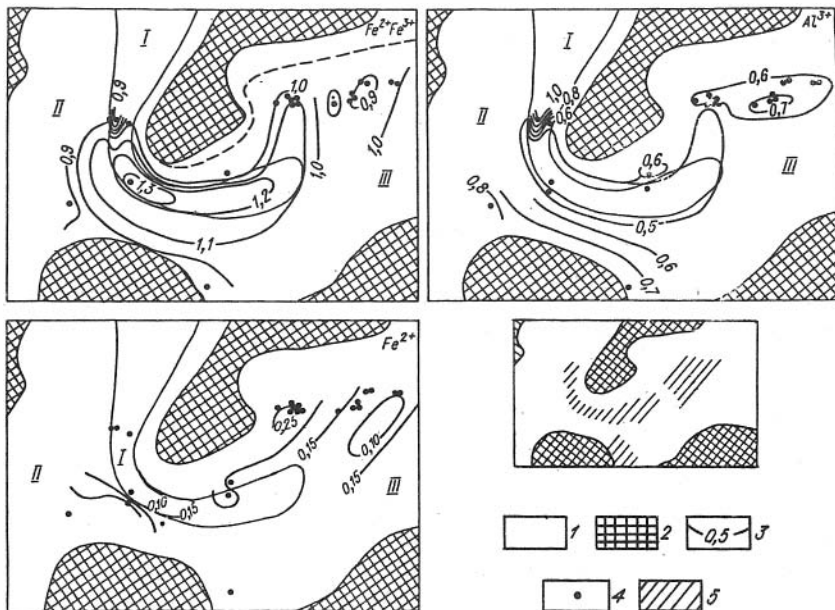


Рис.8. Распределение содержаний железа и алюминия в глауконите латорпского горизонта (арениг). Прибалтийский бассейн. Зоны: I - красноцветных, II и III - сероцветных терригенно-карбонатных отложений; I - море; 2 - суша; 3 - изолинии содержаний элемента; 4 - положение изученных разрезов; 5 - территория распространения измененных разновидностей глауконита с аномальным изотопным возрастом

в отложениях с резко пониженной мощностью в связи с процессами конседиментационных перемылов. Измененные разновидности не нарушают первичную фациальную зональность химического состава этих минералов первого порядка, что позволяет делать вывод о подводном выветривании [27]. Более того, измененные МГТ создают особую контрастность в этой зональности (см. [27], рис. I, I2, I3, I7-22, 24), поскольку проявляются как локальные максимумы в содержании алюминия или железа: если первый - в прибрежной зоне, то второе - в относительно более глубоководной (рис.8).

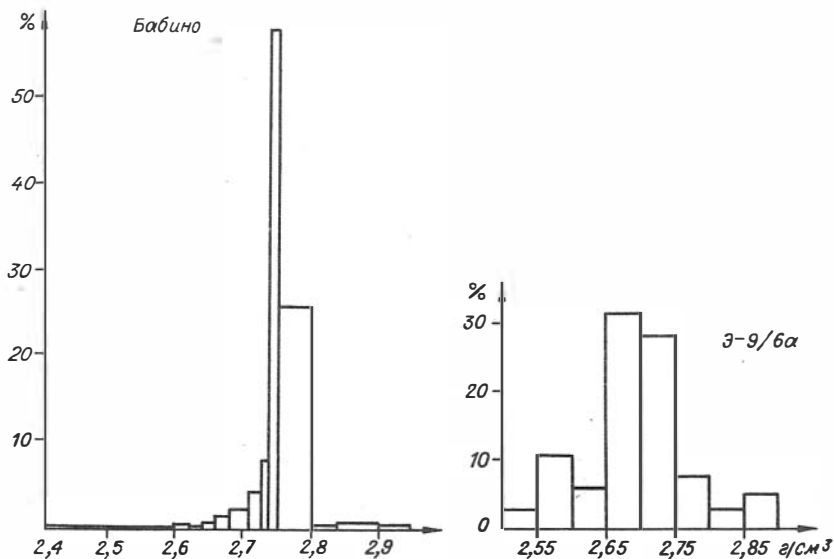


Рис.9. Гистограммы распределения микроконкреций глауконита по плотности:
 а - неизменные (Бабино); б - измененные (обр. Э-9/6а). Ниж-
 ний ордовик (арениг)

Будут ли в прибрежной области максимумы железа или алюминия, зависит от того, где располагается этот максимум: в зоне повышенно-алюминистых или в зоне повышенно-железистых минералов. Эти максимумы создают фаціальную зональность химического состава МГТ второго порядка и проявляются обычно в направлениях, секущих границы фаціальных зон первого порядка. Состав измененных МГТ не соответствует теоретическому - соотношения элементов не отвечают изоморфным (см. разделы I и 2), особенно резко искажается Fe^{2+}/Mg . Объясняется это тем, что при максимальных для зоны содержаниях в МГТ алюминия или железа отмечается минимальное (вплоть до полного отсутствия) количество FeO , снижается содержание калия, появляются дополнительные разбухающие слои в структуре минерала, снижается плотность зерен, резко растягивается гистограмма зерен по плотности (рис.9, сравни а и б). Все эти

вторичные признаки зерен МГТ указывают на подводное выветривание. Мощность глауконитоносных отложений в зоне проявления интенсивных химических изменений сокращается в несколько раз, а иногда на порядок и более; наряду с округлыми зернами — микроконкрециями, в породах отмечаются угловатые обломки, вплоть до полного преобладания последних. Отмеченные химические изменения МГТ нередко ведут к образованию пятен и "рубашек" гидроокислов железа на поверхности зерен МГТ, происхождение которых в литературе объясняется "окислением глауконита". Наши данные, а также многих других исследователей, показывают, что окисление двух-трех процентов двухвалентного железа (более высокие содержания в МГТ редки) в следах вообще и в глауконитах в частности не приводит к выделению фазы окислов или гидроокислов железа, а происходит за счет частичной потери водорода гидроксильных групп, и, следовательно, к образованию железистых рубашек на поверхности зерен МГТ привести не может. Процесс окисления Fe^{2+} практически не ведет к потере радиогенного аргона. Изменение МГТ по типу алюминизации и ожелезнения ведет к образованию свободной фазы гидроокислов железа, которые могут фиксироваться на поверхности зерен. Однако это не всегда происходит, и тогда визуальные изменения зерен МГТ не распознаются. Распознавать эти изменения важно, поскольку они, как правило, сопровождаются потерей радиогенного аргона. Внешне измененные зерна отличаются пятнистой неоднородной окраской, локальной неоднородностью структуры и состава, фиксирующейся от пробы к пробе и от зерна к зерну в пробе, последнее с помощью микрондового анализа (рис.10).

Отмеченные закономерности проявления процессов изменения по типу алюминизации и ожелезнения проливают свет еще на одну особенность генезиса МГТ, а именно — решающую роль процессов выветривания в поставке минералообразующих элементов в морской бассейн, в частности, алюминия и железа. Процессы выветривания на прилегающей суше инициируют образование МГТ в мелководно-морской зоне и те же процессы выветривания ведут к разрушению МГТ /27/. Роль выветривания в образовании аутигенных морских силикатов и оолитовых железных руд признавалась и ранее /9-12, 22,35/. Однако временные интервалы эпох выветривания рассматривались чрезвычайно широко, например, верхний мел — палеогеновая эпоха. В последние годы установлены проявления кор выветривания, дати-

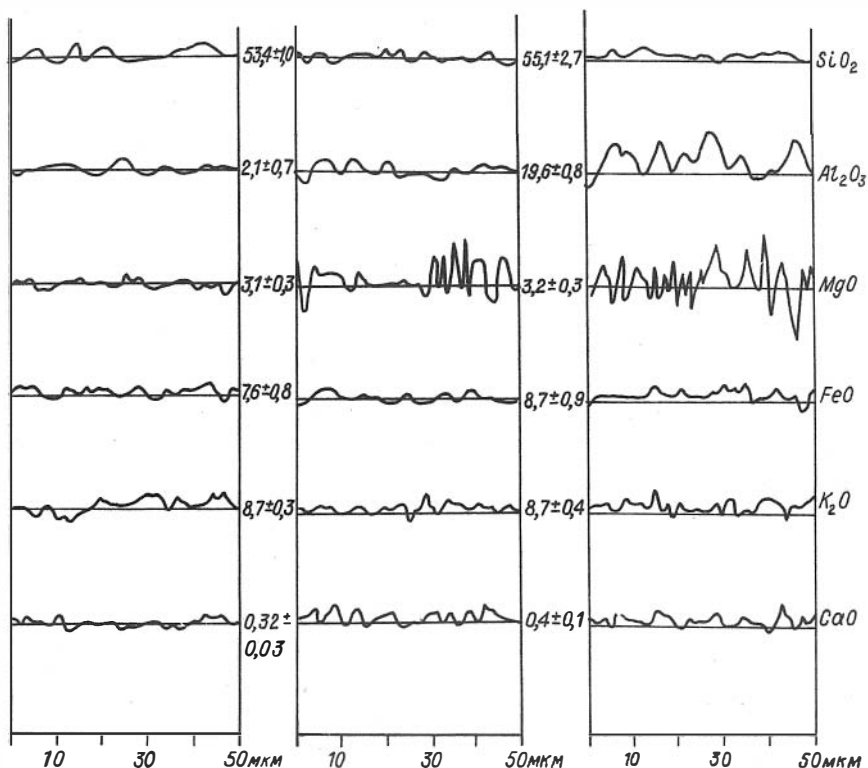


Рис.10. Диаграммы концентраций основных катионов в сколите; степень неоднородности в связи с алеминизацией нарастает от зерна слева к зерну справа.

FeO – условное выражение общего содержания железа (двух- и трехвалентного суммарно)

рованных в узком временном интервале, притом близком ко времени образования горизонтов с МГТ. Так, на территории Белоруссии и Латвии выявлены коры выветривания каолинового типа на доятоваском горизонте нижнего кембрия, перекрытые високовским надгоризонтом нижнего кембрия /19/. На территории Белоруссии следы интенсивного выветривания отмечены для нижнеордовикских отложений, среди которых отмечаются скопления гидроокислов железа и гиббси-

та /7/. Перекрывающие их среднеордовикские отложения следов выветривания практически не несут. Эти данные свидетельствуют, что крупные эпохи выветривания подразделяются на этапы довольно узкого временного интервала. В литературе отмечается широкое развитие процессов замещения агрегатов аутигенных силикатов (шамозитовых оолитов и глауконитовых ооидов) гидроокислами железа при перемыве осадков в мелководно-морских, речных и озерных бассейнах /9,22,35,37/, что также связывается с выветриванием на прилегающей суше. Следовательно, глауконитоносные, шамозитоносные и железоносные (рудоносные) отложения фиксируют зону перехода от области выветривания на суше к морским, озерным или речным отложениям и сами затронуты процессами выветривания. Пригодные для изотопного датирования МГТ могут фиксировать не только время морского осадконакопления, но также этапы развития процессов выветривания на прилегающей суше.

Не рассматривая всесторонне химическую направленность вторичных процессов в МГТ (см. подробнее, /24,27/), хотели бы подчеркнуть, что отмеченные особенности их проявления включают, очевидно, и те изменения, которые можно было бы назвать трансформацией. Зарубежные исследователи указывают конечные продукты трансформации терригенного материала смектит - смешанослойные образования - глауконит, но не устанавливают признаки и механизм трансформации. Наблюдавшиеся нами изменения вполне определенно позволяют говорить о преобразовании глауконита в смешанослойные минералы; признаков процесса обратной направленности выявить не удалось.

Таким образом, необходимо различать первичные смешанослойные образования, отражающие первичную фациальную зональность аутигенного минералообразования в седиментационном бассейне, а также вторичные, связанные с изменением первичных аутигенных МГТ.

В заключение характеристики неизмененных и измененных зерен МГТ следует подчеркнуть, что различать группы неизмененных и измененных МГТ можно на разных уровнях, с разной точностью, но всегда на основе одних и тех же принципов: однородности (или неоднородности) зерен в пробе, соответствия (или несоответствия) теоретическому составу минерального вида (определяется схемой изоморфизма), соответствия (или несоответствия) фациальной зональности химического состава первого порядка, соответствия сос-

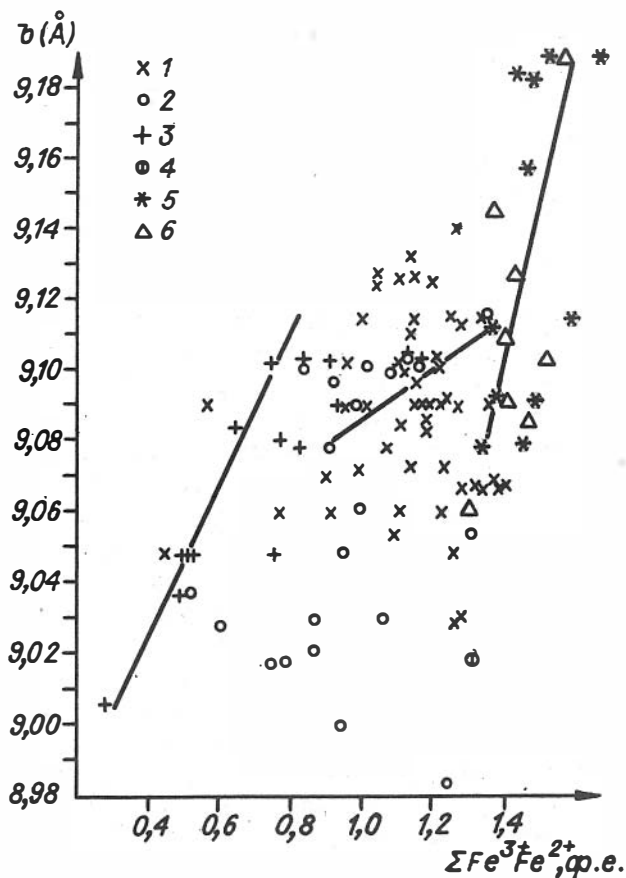


Рис.11. Зависимость параметра $b_{\text{эксп}}$ осадочных МГТ от содержания железа.

Неизменные минералы: 1 - без дефицита калия, 2 - с дефицитом калия. Измененные по типу алюминизации: 3 - без дефицита калия, 4 - с дефицитом калия. Измененные по типу ожелезнения: 5 - без дефицита калия, 6 - с дефицитом калия. Данные М.Ю.Каменевой и др. /13/

таву формационного типа МГТ /24,27,29/. Неизменные МГТ намечают фаціальную зональність их химического состава первого поряд-

ка, имеют практически постоянные химический состав, а также структуру, плотность и другие физические свойства в пределах фациальной зоны, отвечают теоретическому составу минерального вида, определяемого схемой изоморфизма. Измененные разновидности проявляются как нарушение первичной парагенетической ассоциации минералов и однородности зерен: МГТ в целом, минерального вида и разновидности, фациального и фациального типа, плотностной фракции, отдельных зерен и кристаллитов в зерне. Нам с М.Ю.Каменовой /13,30/ удалось выявить некоторые различия в рентгеновской характеристике неизмененных и измененных зерен МГТ, обусловленные увеличением роли произвольных дефектов в последних. Было установлено, что осадочные МГТ окристаллизованы хуже, чем гидротермальные, и степень их окристаллизованности варьирует при близком химическом составе, в том числе содержании калия. Измененные МГТ могут образоваться как без потери калия, и тогда они не содержат разбухавших слоев (обычно это на начальной стадии изменения), так и с потерей калия, и тогда в них появляются разбухавшие слои. На графике зависимости параметра b от содержания железа (рис. II), близкой к теоретической (средняя линия), четко выделяются две области содержания железа, в которых параметр b резко отклоняется от теоретического. Первая область 0,3-0,75 ф.е. (формульных единиц); в ней параметр b меняется от 9,00 до 9,10 Å при теоретическом значении 9,01-9,03 Å. Вторая область содержания железа 1,35-1,65 ф.е.; в ней параметр b меняется от 9,10 до 9,19 Å при теоретических значениях 9,08-9,10 Å. На рентгенограммах измененные разновидности можно отличить от неизмененных по пониженной интенсивности характеристических отражений $11\bar{2}$, 112 , 021 , 023 (табл.6). Снижение интенсивностей происходит по мере нарастания степени изменений, при этом интенсивность отражения 003 увеличивается. Отмечается и уменьшение интенсивности отражения 003 , возможно вследствие изменения ориентировки частиц минерала в рентгеновском препарате. Интенсивность отражения 020 в измененных МГТ остается постоянной либо возрастает, поэтому степень изменения можно оценивать по соотношению суммарных интенсивностей отражений $11\bar{2}$ и $11\bar{2}$ к интенсивности отражения 020 ; это отношение для неизмененного глауковита близко единице или превышает её, а для измененных снижается до 0,8-0,4 (3-9/6а) и может приближаться к нулю.

Рентгенограммы и химический состав, %, измененного сернокислотным выветриванием (3-9/6а) глауконита. Для сравнения дан неизменный глауконит (Бабино)

Индекс нк1	Бабино		3-9/6а:				2,75-2,80 г/см ³ < 2,55 г/см ³					
			2,75-2,80 г/см ³		2,55 г/см ³		окислы		I*		2**	
	d/n	I	d/n	I	d/n	I			I*		I*	
001	10,20	6	10,23	8	10,3	9	SiO ₂	51,4	52,5	50,7	53,0	
002	4,95	0,5	4,93	0,5	5,0	1						
020	4,57	10	4,55	10	4,55	10	Al ₂ O ₃	10,3	12,0	10,5	12,7	
II \bar{I}	4,41	3	4,37	4	4,35	2						
021	4,16	2	4,16	3	4,17	4	FeO	16,5	15,0	15,5	12,0	
II $\bar{2}$	3,68	5	3,67	4	3,68	2-3ш	MgO	4,1	4,2	4,0	4,1	
022												
003	3,35	5	3,35	4	3,33	2						
II $\bar{2}$	3,10	5	3,09	4	3,09	2	K ₂ O	8,0	8,0	4,47	7,3	
II3	2,94	1	2,93	1	-	-						
023	2,70	3	2,71	2	-	-						
20 \bar{I} , I30												
I3 \bar{I} , 200	2,607	10	2,600	9	2,600	8-9ш						
I32	2,425	5	2,410	4	2,410	2ш						
040, 22 \bar{I}	1,514	8	1,513	6	1,512	6						
045	1,503	1	-	-	-	-						

Примечание. Условия рентгеновской съемки: камера РКД, D = 114 мм, СоК α - излучение, Fe - фильтр, V = 30 кВ, I = 10 мА, время экспозиции - 3 часа, диаметр образца - 0,2 мм. Снимала М.Ю.Каменева. Данные о составе получены рентгеноспектральным анализом; FeO - содержание двух- и трехвалентного железа суммарно. Снимала О.Н.Майорова. * светло-зеленое; ** темно-зеленое.

6. ГЛАУКОНИТ В ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ ФАНОЗОЯ

В современных вариантах геохронологической шкалы "глауко-нитовые реперные точки" играют все возрастающее значение: около 50 % у Г.Д.Афанасьева, С.И.Зыкова /3/ до 70-80 % в шкалах, предложенных в зарубежных работах /45,50/. Следовательно, корректность датирования рубежей фанерозоя изотопными методами в настоящее время определяется критериями выбора реперных глауко-нитовых точек.

В общем случае реперная точка глауконита для изотопного датирования этапов седиментации должна отвечать следующим требованиям: четкая стратиграфическая позиция и надежное палеонтологическое обоснование относительного возраста; аутигенность глауко-нита; сохранность его первичного состава и структуры.

Базой для такого анализа являются минералого-петрографические, литолого-стратиграфические и палеогеографические данные о глауконите и вмещающих отложениях.

Выбор реперных проб, с позиций изложенных выше представлений об условиях образования и преобразования, затрагивающих МГТ и вмещающие отложения, может быть осуществлен последовательно в несколько этапов. Первый этап завершается выбором эталонного региона с наиболее полными по строению и палеонтологической характеристике разрезами глауконитоносных отложений и исключением разрезов с большим числом перерывов в осадконакоплении, перемыслов осадков и за счет этого неполнотой строения разреза. Второй - выбором наиболее представительного эталонного разреза (разрезов) в регионе, третий - выбором наиболее представительного горизонта (горизонтов) в разрезе и самих эталонных проб (не менее трех для горизонта). В эталонном горизонте МГТ должны с наибольшей вероятностью соответствовать аутигенным неизмененным разновидностям. Основной помехой в выборе регионов, разрезов и конкретных геохронологических проб являются перерывы в осадконакоплении и связанное с ними подводное выветривание МГТ. Они тем сильнее сказываются на датировках, чем более значимым и являются, например, на рубежах периодов мел-палеоген, кра-мел, венд-кембрий и т.п. Обобщение данных по изотопным датировкам подразделений фанерозоя /24,33/ показало, что вероятность получения достоверных датировок варьирует для разных периодов в разных пределах: неоген, палеоген и венд - 40-45 %, верхний мел и нижний ордовик - 20 %, нижний мел и кра - 10-15 %, нижний кембрий около 7 %. Сильным омоложением отличаются нижнерифейские МГТ. Повышенная чистота встречаемости омоложенных датировок МГТ совпадает с временными интервалами, отличающимися неполнотой геологической информации, вследствие перерывов в осадконакоплении, перемыслов осадков и перестройки физико-химических параметров морских бассейнов, устанавливаемых по комплексу литологических и геохимических данных /35/. Эти рубежи совпадают с наиболее существенными этапами перестройки в составе морских организмов.

Таким образом, выбор регионов и конкретных разрезов должен обосновываться так же обстоятельно палеонтологически, как это делается для международных стратотипов. Кроме того требуется обстоятельное литологическое обоснование полноты строения разреза

и аутигенности зерен МГТ, а также установление первичности состава и структуры МГТ. Такое комплексное изучение осадочных отложений требует тесного сотрудничества специалистов разного профиля: палеонтологов, литологов, минералогов, геохронологов, задачей которых является обоснование геохронологических разрезов. Такими регионами для палеогенового интервала шкалы могут быть Крым, Копет-Даг, возможно, Среднее Поволжье, Западная Сибирь, Камчатка, для верхнего и нижнего мела, — вероятно, те же территории; для юры трудно предложить сейчас подходящие регионы. Плохо изучен глауконит триаса и перми, девона и силура, в карбоне он практически отсутствует. Для раннего ордовика можно выделить регионы на юго-востоке Сибирской и северо-западе Русской платформ, для раннего кембрия — северо-восточные и крайние юго-восточные регионы Сибирской платформы. Даже этот краткий перечень регионов говорит, во-первых, о важности региональных геохронологических исследований и, во-вторых, о необходимости получения сопоставимых датировок, для чего должны быть выработаны единые критерии оценки пригодности глауконита для изотопного датирования. Предлагаемая работа целиком направлена на решение этих задач.

* *

* *

В последних вариантах геохронологической шкалы, предложенных зарубежными исследователями /38, 50/, даны статистические расчетные оценки длительности веков (ярусов) от 1—2,5 до 15—20 млн. лет. Минимальные оценки 1—2,5 млн. лет значительно превосходят возможности датирования современными изотопными методами; они некоторым образом вводят неспециалистов в заблуждение относительно современных возможностей изотопного датирования. Книга под редакцией Ж.С.Одэна /50/ вышла в двух томах, однако необходимые, с нашей точки зрения, геологические данные для обоснования реперных точек глауконита в ней, как правило, не приводятся. Приведенные для характеристики альб-сеноманского рубежа разрезы представляются нам некорректными в сеноманской части, они с размывом залегают на альбских отложениях, сильно сокращены по мощности и содержат перемытые зерна альбского глауконита /51/. Этот пример также показывает, что проблеме перерывов в осадкона-

копления и перемыва осадков авторы /50/ не придавали должного значения и фактически не оценивали влияния этих факторов на образование повышенных концентраций зерен глауконита и их изменения в основании трансгрессивно и кровле регрессивно наслоенных толщ, а также в разрезах рецессионного типа. Однако по нашим данным, именно такие изменения и являются причиной получения преувеличенных длительностей одних веков (ярусов) и преуменьшенных — для других. Можно получить длительность формирования отложений и в отрицательной области для трансгрессивно наслоенных толщ, в которых измененные МГТ в основании толщи могут оказаться "моложе", чем неизменные в кровле той же толщи; измеренная отрицательная длительность формирования формации не имеет смысла. Если омоложенные значения кажущегося возраста получены для МГТ в кровле регрессивно наслоенных толщ, длительность ее формирования может оказаться завышенной, но также далекой от истинной. Эти примеры показывают, что корректное обоснование реперных точек для изотопного датирования является единственным способом получения достоверных датировок и залогом представительности геохронологической шкалы фанерозоя в целом. Такая работа по обоснованию глауконитовых точек для геохронологической шкалы фанерозоя только начинается. Получение однородного материала для датирования позволит корректно калибровать рубежи фанерозоя, измерять длительность веков (ярусов), а также, возможно, и длительность перерывов в осадконакоплении, которая, по мнению большого числа исследователей, могла значительно превышать длительность самого процесса осадконакопления. Наконец, однородный материал для датирования поможет выявить возможную асинхронность расселения организмов на разных территориях, а также синхронность проявления других геологических событий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амирханов Х.И., Анохина Л.К., Габитова Р.У., Николаева И.В., Чалабов Р.И. Мёссбауэровская спектроскопия Fe и типоморфные признаки минералов группы глауконита. — Докл. АН СССР, 1984, т.275, № 4, с.567–970.

2. Анохина Л.К. Физические методы исследования влияния

температуры и давления на сохранность радиогенного аргона в глауконитах. Автореф. канд. дисс... Махачкала, 1969. 20 с.

3. Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М.: Наука, 1975. 98 с.

4. Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М.: Наука, 1971. 199 с.

5. Горбунова Л.И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. - Тр. ИГиН АН СССР. Сер. геол., 1950, № 40, вып. II4, с.65-103.

6. Гурова Т.И. О глауконитовых формациях третичных и верхнемеловых отложений юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. - В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Л.: Гостехиздат, 1959, с.64-71. (Тр. СНИИГТИМС, вып. I).

7. Дмитриев Ф.Л., Никитин Е.А. О древней коре выветривания на породах нижнего ордовика Прибалтийской моноклинали. - В кн.: Поведение рудных элементов в опорных профилях выветривания. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с.135-138.

8. Казаков А.В. Гранулометрический анализ осадочных пород "по кварцу". - Тр. ИГиН АН СССР. Сер. геол., № 64, 1957, вып. I52, с.143-162.

9. Казанский Ю.П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 354 с.

10. Казанский Ю.П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. М.: Наука, 1969. 126 с.

11. Казаринов В.П. Мезозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958. 324 с.

12. Казаринов В.П. Циглы докембрия. - В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973, с.4-15.

13. Каменова М.Ю., Базарова С.Б., Пальчик Н.А. Соотношение рентгеновских характеристик с химическим составом минералов группы глауконита. - В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981, с.41-55.

14. Корнева Т.А., Николаева И.В. Термические исследования глауконита и зернистых аутигенных глауконитоподобных силикатов. - В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М.: Наука, 1971, с.132-144.

15. Крумбейн В.К., Слосс Л.П. Стратиграфия и осадкообразование. М.: Гостоптехиздат, 1960. 411 с.
16. Лебедев Ю.Н. Новые данные о возрасте стрельногорской свиты докембрия Туруханского поднятия. - Геол. и геофиз., 1969, № II, с.125-128.
17. Логвиненко Н.В. К проблеме глауконитообразования в океанах. - В кн.: Палеонтология. Морская геология. Международный геол. конгресс. XXV сессия. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1976, с.177-189.
18. Махинин В.А. К минералогии глауконитов олигоценовых отложений Украинского кристаллического массива. - В кн.: Минералогический сборник. Львов: Изд-во ун-та, 1951, № 5, с.219-226.
19. Махнач А.С., Левых Н.Н., Абраменко Б.И. Нижнекембрийские коры выветривания осадочных пород Белоруссии и Восточной Латвии. - В кн.: Поведение рудных элементов в опорных профилях выветривания. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с.129-134.
20. Методы изучения осадочных пород. Том I. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 611 с.
21. Михеев В.И., Стулов Н.Н. О продуктах высокотемпературного нагревания слоистых силикатов.- Зап. ВМО, 1955, ч.84, вып. I, с.8-29.
22. Николаева И.В. Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск: Наука, 1967. 130 с.
23. Николаева И.В., Ковалева Л.Г., Сухаренко А.В. Эволюция химического состава и классификация минералов группы глауконита. - В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М.: Наука, 1971, с.81-111.
24. Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 324 с.
25. Николаева И.В. Глауконит в схеме морского аутигенного минералообразования. - В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с.83-89.
26. Николаева И.В. Глауконит как индикатор условий образования древних морских отложений (новый методологический подход). - В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океанов. Л.: Недра, 1980, с.73-79.
27. Николаева И.В. Фациальная зональность химического состава минералов группы глауконита и определяющие ее факторы. - В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981, с.1-41.

28. Николаева И.В., Гусев Г.М., Юсупов Т.С. и др. Проблема неизмененных и измененных минералов группы глауконита. - Там же, с.55-69.

29. Николаева И.В. Эволюция обстановок образования минералов группы глауконита. - В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с.133-145.

30. Николаева И.В., Каменева М.Ю., Базарова С.Б., Пальчик Н.А. Рентгеновская характеристика минералов группы глауконита разной сохранности. - В кн.: Рентгенография минерального сырья и строение минералов. М.: ВИМС, 1981, с.100-115.

31. Николаева И.В., Матвеева Н.С. Сравнительный градулометрический анализ зерен глауконита и вмещающих пород. - Литология и полезные ископаемые, 1981, № 4, с.114-123.

32. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.: ОНТИ, 1940, ч.1. 476 с.; ч.П. 420 с.

33. Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси: Мицниереса, 1967. 239 с.

34. Рухин Л.Б. Градулометрический метод изучения песков. Л.: Изд-во ун-та, 1947. 211 с.

35. Страхов Н.И. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т.1. 212 с.; т.П. 576 с.

36. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

37. Формозова Л.Н. Глауконитовые пески урочища Кызыл-Сай. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 84 с.

38. Шкала геологического времени / Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др. М.: Мир, 1985. 140 с.

39. Шамрай И.А. Палеогеновые глаукониты в районе г.Сталинграда как пример морского аллохтонного рудообразования. - Докл. АН СССР, 1954, т.96, № 3, с.621-624.

40. Шамрай И.А. Аллохтонные типы прибрежного намыва залежей глауконитов в районе Сталинграда. - Учен. зап. Ростов. ун-та, 1955, т.33, вып.6, с.29-40.

41. Шутов В.Д., Кац М.Я., Дриц В.А., Соколова А.Л., Казаков Г.А. Кристаллохимия глауконита как индикатора фациальных условий его образования и постседиментационного изменения. - В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с.74-80.

42. Щербакова М.Я., Николаева И.В., Истомин В.Я. Формы
вхождения Fe^{3+} в минералах группы глауконита по данным ЭПР и
его значение для диагностики неизмененных и измененных разновид-
ностей минералов. - В кн.: Кристаллохимия и парагенезы минералов
осадочных пород. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1975, с.6-12.

43. Buckley H.A., Bevan J.C., Brown K.M., Johnson L.R.,
Farmer V.C. Glauconite and celadonite; two separate minerals
species. - Mineral. Mag., 1978, N 42, p.372-382.

44. Burst J.E. Mineral heterogeneity in "glauconite" pel-
lets. - Amer. Mineral., 1958, v.43, N 5-6, p.481-497.

45. Contribution to the geological time scale / Cohee G.V.,
Glassher M.F., Hedberg H.D./Tulsa. - Amer. Assoc. of Petrol.
Geol., Studies in Geology, 1978, N 6, 388 p.

46. Evernden G.F., Curtis G.H., Obradovich J., Kistler R.
On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary
rocks by the potassium-argon method. - Geochim. Cosmochim. Ac-
ta, 1961, v.23, N 1-2, p.78-99.

47. Folinsbee R.E. et al. Pre-Quaternary absolute age deter-
mination. - In: Intern. Geol. Congr. Norden. 1960, v.3, p.7-17.

48. Hadding Aå. Glauconite and glauconitic rocks. - In:
Pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. Lunds, 1932. (Geol.
mineral Inst. Medd., 51).

49. Hurley P.M. et al. Reliability of glauconite for age
measurement. by k-Ar and Rb-Sr methods. - Bul. Amer. Assoc.
Petrol. Geologists. 1960, v.44, N 11, p.1795-1808.

50. Numerical dating in Stratigraphy / Odin G.S., ed./ Chi-
chester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore, 1982, Part. 1,
630 p.; Part 2, p.631-1040.

51. Odin G.S., Hunziker J.C. Radiometric dating of the Al-
bian-Cenomanian boundary. - In: Numerical dating in Stratigra-
phy. 1982, p.537-556.

52. Passega R. Texture as characteristic of clastic deposi-
tion, Bull. Amer. Assoc. of Petrol. Geol., 1957, v.41, N 9,
p.1952-1984.

53. Passega R. Grain-size representation by GM patterns
as a geological tool. - Journ. of Sediment. Petrology, 1964,
v.34, N 4, p.830-847.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
В в е д е н и е	3
1. Диагностические признаки минералов группы глауко- нита (МГТ)	6
2. Выявление признаков аутигенности зерен МГТ	14
3. Выбор разрезов глаукопитоносных отложений для изотопного датирования	16
4. Выявление генетических разновидностей зерен МГТ по гранулометрическому составу	18
5. Распознавание неизмененных и измененных разновид- ностей зерен МГТ по химическому составу	31
6. Глаукопит в геохронологической шкале фанерозоя ...	39
Л и т е р а т у р а	42

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЛАУКОНИТА В ГЕОХРОНОЛОГИИ
(калий-аргоновая система)

Методические рекомендации

Составитель

д-р геол.-мин. наук Ирина Владимировна Николаева

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Р.Н. Ильина

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 5.02.86. МН 12004.
Бумага 60x84/16. Печ.л. 3,0. Уч.-изд.л. 2,7.
Тираж 350. Заказ 99. Цена 20 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.