

**ГЛАУКОНИТ ИЗ ПОГРАНИЧНЫХ МЕЛ —  
ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО КРЫМА**

**В. В. ШЕХОТКИН**

Проведено сравнительное изучение аутигенных глауконитов разного цвета. По окраске выделено два типа. Установлено, что помимо цвета глаукониты отличаются и другими физическими данными, частично термическими данными и химическим составом, и лишь по рентгенографической характеристике они не различимы. Установлена зависимость некоторых физических свойств глауконитов от химического состава. Различие глауконитов нельзя связывать с различием фациальной обстановки или типом вмещающих пород, так как формирование глауконитосодержащих горизонтов происходило в сходной фациальной обстановке. Основная причина различия глауконитов, по-видимому, различная концентрация исходных продуктов в морской среде в период глауконитообразования.

На значительные скопления глауконита в осадочных породах Горного Крыма еще в прошлом веке обратили внимание И. Гуиллемин, Х. Абих и др. Позже ряд исследователей (Двойченко, 1914; Пилипенко, 1935) при изучении минералогии Крыма неоднократно упоминали о нем, но всестороннего и детального исследования его свойств не производили.

Пограничные ярусы  $S_{T_2}$  и  $P_g$ , выходы которых протягиваются в виде узкой полосы в пределах второй гряды Крымских гор, сложены известняками и мергелями, обогащенными в определенных горизонтах (обычно у основания ярусов) песчано-алевритистым материалом, основные составляющие которого — кварц и глауконит (табл. 1). Глауконит горизонтов, залегающих у основания ярусов, образует наиболее компактные скопления у самого их основания. Вверх по разрезу количество и размер его зерен быстро убывают. Ниже рассматриваются обогащенные глауконитом горизонты.

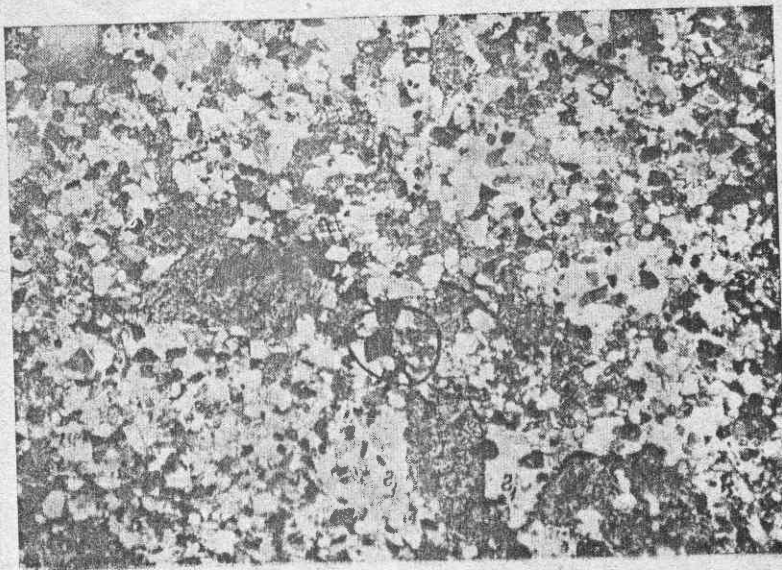
1. Верхняя часть маастрихта — зеленовато-серый алевритистый мергель, который в отдельных разрезах юго-западного Крыма обогащен глауконитом. Последний довольно равномерно распределен в породе и, в отличие от глауконита остальных горизонтов, преимущественно аутигенный. Мощность горизонта 2—3 м.

2. Основание дата — мелкозернистый глауконито-кварцевый песчаник, алевролит (фиг. 1), реже алевритистый известняк с фосфоритами. В Горном Крыму горизонт развит повсеместно. Фосфориты представлены в основном ядрами фосфоритизированной маастрихтской фауны. Мощность горизонта 0,1—0,15 м.

3. Горизонт в основании верхнего палеоцена, развитый только в юго-западном Крыму, на протяжении всей полосы выходов (от пос. Инкерман до долины р. Альмы) изменяется по мощности и содержанию глауконита и по размеру его зерен. Наиболее отчетливо прослеживается в северо-восточной части полосы выходов — между долинами рек Бодрак и Альма. Юго-западнее горизонт выделяется менее отчетливо, количество глауконита значительно уменьшается, порода становится более известковидной.

стой. В отличие от всех изученных горизонтов описываемый богат тонкодисперсным глауконитом (см. табл. 1). Зерна наиболее темные и нередко попадают в тяжелую фракцию (иногда до 80%), что объясняется спецификой химического состава — 22,83%  $Fe_2O_3$  (см. табл. 1).

4. Горизонт в основании нижнего эоцена прослеживается в основном в юго-западном Крыму и является наиболее выдержанным. В восточных разрезах он довольно достоверно устанавливается в восточной части



Фиг. 1. Алевролит

Глауконит: 1 — зернистый, 2 — тонкодисперсный, николи +,  $\times 70$ , основание дата, восточный Крым (хребет Узун-Сырт)

массива горы Ак-Кая. Сложен мелкозернистым кварцево-глауконитовым песчаником, иногда песчаной, алевроитовой известковистой глиной с фосфоритами. Нередко содержание глауконита в этом горизонте настолько возрастает, что порода приобретает облик типичного глауконитита (см. табл. 1, пос. Инкерман). Фосфориты представлены обломками подстилающих пород и, реже, ядрами фауны. Мощность горизонта 0,1—1,2 м (пос. Инкерман), а на горе Ак-Кая 3 м.

5. Горизонт, обогащенный глауконитом в основании среднего эоцена, имеет ограниченное распространение, описан в одном из разрезов урочища Дереджилга в центральном Крыму. Сложен крупнозернистым кварц-глауконитовым песчаником, участками переходящим в гравелит. Глауконит представлен тремя разновидностями (см. табл. 1). Глауконит 1-й разновидности часто содержит в себе мелкие остроугольные зерна кварца, раковинки фораминифер (фиг. 4). Тонкодисперсный глауконит цементирует не только терригенные зерна и органогенный детрит, но иногда и зерна темно-зеленого глауконита 2-й разновидности. Глауконит 1-й и 3-й разновидностей, без сомнения, аутигенный, зерна темно-зеленого глауконита, по-видимому, аллотигенные. В описываемом разрезе мощность толщи, обогащенной глауконитом, 7—8 м, но наиболее богаты им нижние 0,5—0,6 м.

Описываемые глаукониты (их зернистые аутигенные разновидности) по цвету подразделены нами на два типа: первый — темноокрашенные (зеленые, темно-зеленые), встречающиеся во всех горизонтах, кроме основания среднего эоцена; второй — светло-зеленые, желтовато-зеленые глаукониты основания среднего эоцена в центральном Крыму.

Характеристика глаукоцитов из некоторых горизонтов пограничных ярусов Ст<sub>2</sub> и Рg

Стратиграфическое положение	Нерастворимый остаток, %	Содержание глаукоцитов в породе, %	Модификация и содержание, %	Форма выделений	Цвет	Размер, мм; содержание, %	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Микроскопическая характеристика
Верхний мастихт	20—25, иногда до 60 (р. Кача)	До 20—юго-западный Крым; до 40—центральный и восточный Крым	Зерна, 99	Округлая, почковидная, иногда с трещинами. Сверхзеленовато-желтый зиса	Темно-зеленый, желтовато-зеленый, зеленовато-желтый	0,01—0,1; 60—70, 0,1—0,25; 30—40	Не определены	Микроагрегатная структура; Ng=1,625; Nr=1,612±0,005
			Тонкодисперсная, 1	Неправильная за счет цементации обломочных зерен	Желто-зеленый	Непостоянен, в среднем 0,2 мм	То же	Микроагрегатная структура
Основание ята	29—30, иногда до 57	6—10, до 30—юго-западный Крым; 5—22, до 40—центральный и восточный Крым	Зерна, 97	Лопастная, почковидная с трещинами синерезиса; иногда со светлой корочкой (см. фиг. 3)	Темно-зеленый, иногда светло-зеленый (центральный и восточный Крым)	0,1—0,25; 85, 0,1—0,5; 15 (восточный Крым)	2,72—2,80	Микроагрегатная структура; светлые зерна в скрещенных направлениях темной окраской; корочка бесцветная, хорошо полируется светом; N <sub>sp</sub> =1,602±0,002; иногда 1,607—1,615
			Тонкодисперсная, 3	Неправильная за счет цементации обломочных зерен (фиг. 4) и заполнения измер органических остатков	Ярко-зеленый	Непостоянен за счет неправильной формы, обычно до 0,2	Не определены	Микроагрегатная структура

Основа верхнего па- леоцена	18—38, иногда до 50—60	10—30	Пластинча- тые образова- ния, ед.	Пластинки со спайно-листоватым строением	Желто-зеленый, реже зеленый, тем- но-зеленый	0,1—0,2; 90. 0,2—0,3; 10.	То же	Чередование тонких полосок, окрашенных в зеленый цвет разной интенсивности
			Зерна, 90	Округлая, упло- щенная	Темно-зеленый, изредка пятнистый	0,1—0,25; 75. 0,25—0,5 и 0,01—0,4; 25.	2,80—2,85, иногда боль- ше	Микроагрегатная структура; Ng=1,630; Np=1,610; Ng-Np= =0,020
			Тонкодис- персная, 5— 10	Неправильная, так как он импрег- тирует (реже цемен- тирует) обломочные зерна, образует зо- оморфозы (фиг. 2)	Темно-зеленый, зеленый	Зависит от фор- мы выделений; до 0,2—0,3 мм	Не опреде- лялся	Микроагрегатная структура
			Пластинча- тые образова- ния, ед.	Пластинки со спайно-листоватым строением	Зеленый	0,1—0,2	То же	Чередование тонких полосок, окрашенных в зеленый цвет разной интенсивности; N <sub>ср</sub> = =1,598—1,605
Основа нижнего зо- цена	47—48, иногда до 67—69	40—44, до 57— юго-западный Крым (пос. Ин- керман)	Зерна, 99	Лопастная с тре- пщинами синерезиса	Темно-зеленый, почти черный в юго- западном Крыму; зе- леный, темно-зеле- ный пятнистый в центральном Крыму	0,1—0,25; меньше 0,1; 25.	2,71—2,78; иногда 2,85	Микроагрегатная структура; Ng=1,622; Np=1,600; Ng-Np= =0,022
			Тонкодис- персная, 1	Импрегнирует об- ломочные зерна	Зеленый	Зависит от разме- ра трещин в обло- мочных зернах	Не опреде- лялся	Микроагрегатная структура
			Пластинча- тые образова- ния, ед.	Пластинки со спайно-листоватым строением	Желтовато-зеле- ный	0,1—0,15		Чередование тонких полосок, окрашенных в зеленый цвет разной интенсивности

Таблица 1 (окончание)

Стратиграфическое положение	Нерастворимый остаток, %	Содержание глауконита в породе, %	Модификация и содержание, %	Форма выделений	Цвет	Размер, мм; содержание, %	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Микроскопическая характеристика
Основание среднего эоцена	50	40	Зерна, 90 (см. фиг. 4) Тонкодисперсные обломочные зерна и разования, 10	Округлая, сплошная	Светло-зеленый, желтовато-зеленый	3,0—5,0; 70.	2,53	Микроагрегатная структура; $N_{cp} = 1,590$
				Округлая с глянцевидной поверхностью, часто окатанная	Темно-зеленый	0,1—0,25; 20.	Не определялся	Микроагрегатная структура
				Зооморфозы, цементированные обломочные зерна и органический детрит	Светло-зеленый	Зависит от размеров занимаемого пространства	То же	То же

\* Светлые при одном поперечном, при двух окрашены в желто-зеленый цвет, хорошо поляризуют свет; темные (более густой зеленой окраски) поперек — со слабо выраженной микроагрегатной поляризацией.

Глауконит первого типа от второго, помимо цвета, отличается более мелкими зернами, обычно с трещинами синерезиса, большей плотностью и показателями преломления. Между двумя последними характеристиками глауконита отмечается прямая зависимость (фиг. 5).

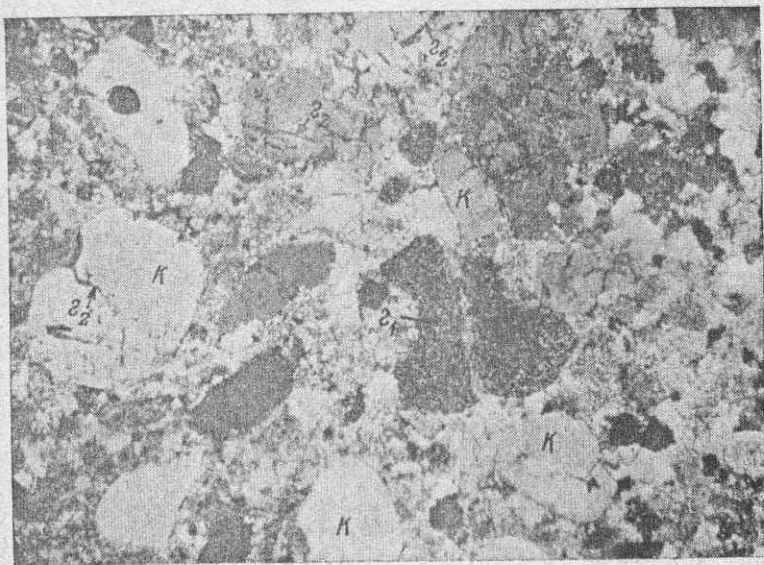
Результаты химических анализов глауконита приведены в табл. 2. В глауконите первого типа в сравнении со вторым больше  $Fe_2O_3$  и  $K_2O$  и меньше  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  в обоих типах примерно одинаково. Содержание в глауконитах первого типа 7,5—8%  $K_2O$ , по И. К. Бентору и М. Кастнеру (Bentor, Kastner, 1965), указывает на их минералогическую чистоту.

Из построенных графиков изменения плотности и оптических свойств глауконитов в зависимости от химического состава следует, что имеется обратная зависимость плотности глауконита от содержания в нем  $SiO_2$  (фиг. 6) и прямая — от содержания  $K_2O$  (фиг. 7). Показатель преломления изменяется в прямой зависимости от изменения содержания  $K_2O$  и  $Fe_2O_3$  (фиг. 8, 9). На подобную зависимость имеются указания в литературе (Костылева, 1961).

Пересчет химического состава глауконитов производился по методу В. С. Соболева (1949). В табл. 3 приведены кристаллохимические формулы глауконитов и молекулярные соотношения основных компонентов, соответствующие анализу табл. 2.

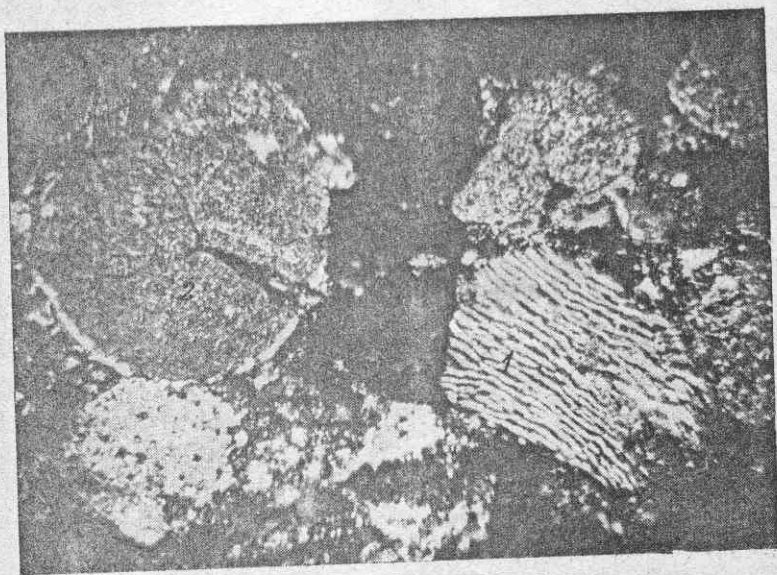
Из формул видно, что часть Al входит в состав октаэдрического слоя, а часть восполняет в тетраэдрах недостаток Si. Недостаток K в промежуточном слое компенсируется гидроксидом. Поскольку в октаэдрических слоях глауконитов Fe преобладает над Al, то глаукониты обоих типов могут быть отнесены к железистым разновидностям.

По молекулярным отношениям глауконит первого типа отличается от глауконита второго типа



Фиг. 2. Песчаник

*K* — кварц, *g<sub>1</sub>* — зернистый глауконит, *g<sub>2</sub>* — тонкодисперсный глауконит по трещинам проникает в зерна кварца, николи +,  $\times 65$ , основание верхнего палеоцена, юго-западный Крым (с. Предущельное)



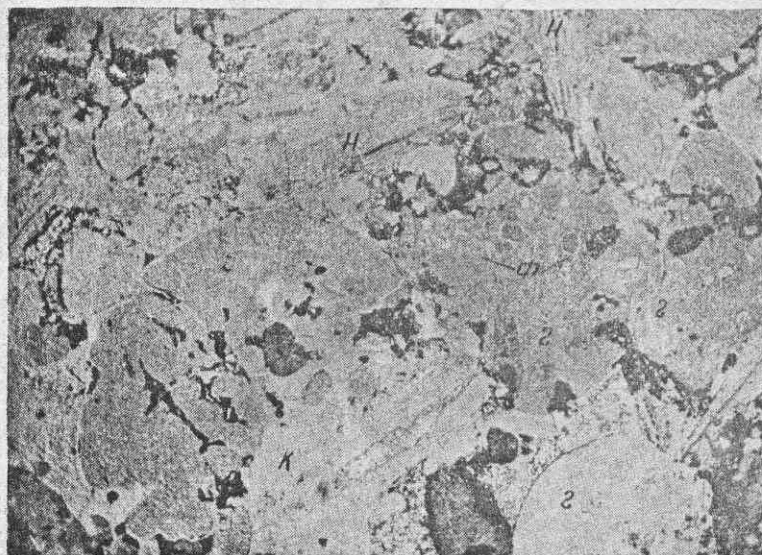
Фиг. 3. Глауконит

*1* — пластинчато-спайной структуры, *2* — зерно со светлой корочкой и трещинами синерезиса, николи +,  $\times 130$ , основание дача, центральный Крым (гора Джаньк-Бег)

большими значениями коррелятивов  $Fe_2O_3 : Al_2O_3$ ,  $R_2O : R_2O_3$ ,  $RO : R_2O_3$  и пониженным значением коррелятива  $SiO_2 : R_2O_3$  (см. табл. 3).

Полуколичественным спектральным анализом в глауконитах обоих типов установлено присутствие Be, V, Cr, Ag в количествах, близких к кларковым; кроме того, в глауконите второго типа отмечается повышенное, в сравнении с глауконитом первого типа, содержание Ni и Co — до 0,005%.

Изучение рентгенограмм глауконитов обоих типов не позволяет отметить между ними какие-либо различия. Сравнение их с рентгенограм-



Фиг. 4. Нуммулитовый известняк

з — крупные зерна глауконита, к — кварц, ф — остатки фораминифер, н — нуммулиты, черное — гидрокислы Fe, николь один.  $\times 30$ , основание среднего эоцена, центральный Крым (урочище Дереджилга)

мами глауконитов других областей (Горбунов и др., 1952; Лазаренко, 1956) указывает на совпадение или близость основных линий тех и других (табл. 4). Кроме того, отмечается ряд линий, близких к характеристическим линиям минералов группы монтмориллонита.

На термограммах изученных глауконитов (фиг. 10) отмечается три эндотермических эффекта. Первый, наиболее отчетливый, с максимумом при  $78-80^\circ$ , соответствует выделению адсорбционной воды (Горбунов и др., 1952; Лазаренко, 1956). Иногда максимум сдвигается вправо до  $90-100^\circ$ . Второй и третий эффекты выражены значительно слабее. Второй, с максимумом при  $500-580^\circ$ , соответствует выделению конституционной воды и, по-видимому, частичному разрушению кристаллической решетки; положение максимума  $500-580^\circ$ . Третий эффект — при  $850-880^\circ$  — связан с окончательным разрушением структуры минерала. На всех кривых в пределах  $980^\circ$  проявляется слабый экзотермический пик, обусловленный образованием нового кристаллического вещества — шпидели (Горбунов и др., 1952). Потеря воды в описываемых глауконитах редко превышает  $8-9\%$ , часто ниже ( $\Delta P = \pm 2,8\%$ ).

Термограммы некоторых глауконитов центрального Крыма (проб. 448 из основания дата и 397—1 — глауконит второго типа из основания среднего эоцена), в отличие от термограмм всех прочих глауконитов имеют сдвиг второго эндотермического пика до  $500^\circ$  против  $556-570^\circ$ . Сравнение термограмм исследуемых глауконитов с термограммами глауконитов других областей (Горбунов и др., 1952; Лазаренко, 1956), указывает на значительный сдвиг первой эндотермической остановки влево и слабое проявление второго и третьего эндотермических пиков. Вторичный пик в описываемых глауконитах (см. фиг. 10) — широкий и пологий. Характер первого и второго пиков (особенно первого) указывает на большое сходство с монтмориллонитом.

Среди зернистых глауконитов выделяется две генетические разновидности: аллотигенная и аутигенная. Глауконит первой разновидности встречается в меньшем количестве. Он попадал в осадок в результате размыва более древних глауконитосодержащих толщ, поскольку простран-

Таблица 2

## Химический состав глезуковитов

№ пробы	Место взятия	Стратиграфическое положение	Цвет	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	Сумма
451	Центральный Крым, гора Айяна-Кая	Основание дала	Желтовато-зеленый	49,76	0,15	7,4	19,09	1,59	—	0,40	4,42	7,53	—	0,06	2,25	8,02	100,75
254	Центральный Крым, гора Алав-Кыр	То же	Зеленый	50,06	0,17	6,63	11,51	1,66	—	0,35	5,16	7,35	0,62	0,09	1,52	8,31	100,48
445	Центральный Крым, гора Бор-Кая	»	Темно-зеленый	50,34	0,12	6,51	19,01	2,33	—	0,50	4,03	7,23	—	0,05	2,03	8,15	100,75
80	Юго-западный Крым, р. Кача	Основание верхнего палеоцена	То же	49,02	0,22	5,31	22,83	2,45	—	—	4,23	7,59	0,03	0,07	0,91	7,35	100,06
103	Юго-западный Крым, г. Бахчисарай	Основание нижнего эоцена	Зеленый	50,39	0,20	7,29	19,0	2,70	—	—	4,60	7,53	0,07	0,04	1,93	6,79	100,45
88	Юго-западный Крым, р. Кача	То же	Темно-зеленый	49,78	0,23	7,43	11,70	2,59	—	1,00	4,46	7,40	0,16	0,04	2,25	5,76	99,90
23	Юго-западный Крым, пос. Инкерман	»	Тот же	49,30	0,12	5,10	19,0	3,17	—	0,30	4,57	7,95	0,07	0,20	1,19	7,28	99,73
423	Центральный Крым, гора Ак-Кая	»	Зеленый	49,62	0,15	7,47	19,86	1,54	—	0,46	4,92	7,43	—	0,07	1,44	7,20	100,16
421	Там же	»	Тот же	50,35	0,12	5,99	20,44	1,73	—	Следы	4,73	7,62	0,11	0,05	2,39	6,26	99,79
420	»	»	Зеленый, темно-зеленый	51,20	0,13	5,20	20,84	1,73	—	—	5,11	7,60	0,11	0,04	2,31	5,66	99,93
397—1	Центральный Крым, урочище Дередишта	Основание среднего эоцена	Светло-зеленый, желто-зеленый	52,87	0,28	7,20	17,80	0,86	0,05	1,15	4,42	5,60	0,07	0,11	3,63	5,47	99,46

Анализ выполнен в химико-аналитической лаборатории ИМР МГУ СССР Р. В. Ромашко.



Таблица 3

## Кристаллохимические формулы глауконита и молекулярные отношения окислов

№ проб	Стратиграфическое положение	Формула	Отношение окислов			
			SiO <sub>2</sub> :R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	R <sub>2</sub> O:R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	RO:R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
151	Основание дата	$(K_{0,72}Ca_{0,03}[H_2O]_{0,25})_1 (Fe_{1,07}Mg_{0,5}Al_{0,33}Fe_{0,12} \cdot (OH)_2 \cdot [Al_{0,27}Si_{3,73}O_{10}]) \cdot 1,47H_2O$	4,32	1,61	0,42	0,69
254	То же	$(Na_{0,1}K_{0,69}[H_2O]_{0,18})_{0,97} (Fe_{1,02}Mg_{0,57}Al_{0,30}Fe_{0,11,99} \cdot (OH)_2 [Al_{0,28}Si_{3,71}Ti_{0,01}O_{10}]) \cdot 1,44H_2O$	4,62	1,77	0,50	0,84
448	»	$(K_{0,69}Ca_{0,04}[H_2O]_{0,27})_1 \cdot (Fe_{1,1}Mg_{0,5}Al_{0,3}Fe_{0,12} \cdot (OH)_2 [Al_{0,3}Si_{3,7}O_{10}]) \cdot 1,26 \cdot H_2O$	4,56	1,88	0,42	0,75
80	Основание верхнего палеодена	$(K_{0,71}[H_2O]_{0,27})_1 \cdot (Fe_{1,36}Mg_{0,48}Al_{0,09}Fe_{0,152} \cdot (OH)_2 [Al_{0,36}Si_{3,65}O_{10}]) \cdot 0,63 \cdot H_2O$	4,20	2,75	0,41	0,72
108	Основание нижнего эопена	$(K_{0,72}[H_2O]_{0,21})_{0,03} (Fe_{1,06}Mg_{0,51}Al_{0,39}Fe_{0,172,12} \cdot (OH)_2 [Al_{0,25}Si_{3,75}O_{10}]) \cdot 0,96H_2O$	4,42	1,67	0,43	0,80
88	То же	$(K_{0,7}Ca_{0,07}Na_{0,09}[H_2O]_{0,2})_1 (Fe_{1,03}Mg_{0,49}Al_{0,29}Fe_{0,161,97} \cdot (OH)_2 [Al_{0,34}Si_{3,66}Ti_{0,01}O_{10}]) \times$ $\times 0,58H_2O$	4,42	1,66	0,43	0,78
23	»	$(K_{0,75}Ca_{0,02}Na_{0,01}[H_2O]_{0,22})_1 (Fe_{1,07}Mg_{0,51}Al_{0,13}Fe_{0,191,90} \cdot (OH)_2 [Al_{0,32}Si_{3,68}O_{10}]) \times$ $\times 0,76H_2O$	4,87	2,38	0,50	0,94
123	»	$(Na_{0,03}K_{0,57}[H_2O]_{0,26})_1 \cdot (Fe_{1,1}Mg_{0,55}Al_{0,26}Fe_{0,092} \cdot (OH)_2 [Al_{0,39}Si_{3,6}Ti_{0,01}O_{10}]) \cdot 0,74H_2O$	4,11	1,70	0,40	0,73
121	»	$(Na_{0,1}K_{0,55}[H_2O]_{0,27})_1 \cdot (Fe_{1,13}Mg_{0,52}Al_{0,22}Fe_{0,111,98} \cdot (OH)_2 [Al_{0,3}Si_{3,7}O_{10}]) \cdot 0,6H_2O$	4,54	2,17	0,45	0,80
120	»	$(Na_{0,02}K_{0,73}[H_2O]_{0,27})_{1,02} (Fe_{1,15}Mg_{0,57}Al_{0,21}Fe_{0,112,04} \cdot (OH)_2 [Al_{0,24}Si_{3,76}Ti_{0,01}O_{10}]) \cdot 0,5H_2O$	4,72	2,55	0,46	0,84
397—1	Основание среднего эопена	$(K_{0,51}Ca_{0,04}[H_2O]_{0,40})_{0,99} (Fe_{0,95}Mg_{0,48}Al_{0,43}Fe_{0,051,91} \cdot (OH)_2 [Al_{0,19}Si_{3,8}Ti_{0,01}O_{10}]) \times$ $\times 0,57H_2O$	4,78	1,56	0,33	0,68

Таблица 4

Рентгенограммы некоторых образцов глауконитовых зерен  
(условия съемки: Fe-излучение:  $r = 0,25$  мм.  $2R = 57,3$  мм;  $U = 40$  кВ,  $I = 12$  мА;  
эксп — 12 час)

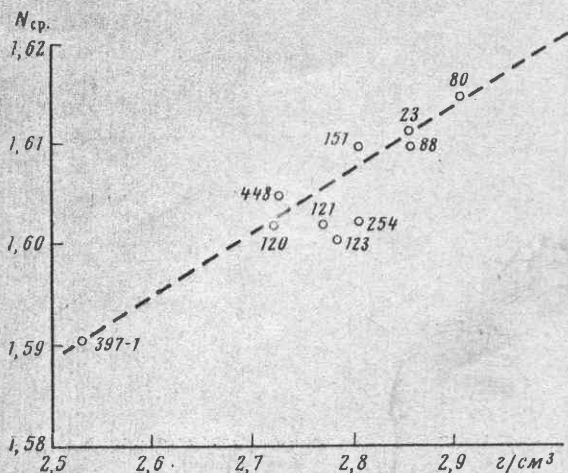
№ линии	№ пробы, место взятия, возраст							
	108, юго-западный Крым, основание нижнего эоцена		448, центральный Крым, основание дата		397—1, центральный Крым, основание среднего эоцена		155, восточный Крым, основание дата	
1	5	11,08	2	10,75	7	10,61	—	—
2	1	5,06	—	—	1	4,99	1	4,98
3	8	4,61	2	4,57	7	4,53	3	4,58
4	1	3,75	2	3,68	3	3,66	3	3,71
5	1	3,40	9	3,36	9	3,36	10	3,36
6	—	—	10	3,04	10	3,04	10	3,05
7	1	2,92	3	2,78	1	2,88	1	2,89
8	10	2,61	2	2,60	9	2,60	4	2,60
9	8	2,43	1	2,41	5	2,42	1	2,40
10	1	2,28	6	2,28	5	2,29	7	2,29
11	—	—	1	2,13	—	—	2	2,13
12	1	2,02	1	2,07	1	2,00	1	2,01
13	—	—	—	—	1	1,826	—	—
14	—	—	—	—	1	1,777	—	—
15	—	—	—	—	1	1,708	—	—
16	2	1,674	1	1,671	2	1,676	2	1,672
17	10	1,521	шб	1,517	10	1,517	шз	1,523
18	—	—	—	—	1	1,500	—	—
19	1	1,451	—	—	—	—	—	—
20	—	—	1	1,353	—	—	1	1,353
21	—	—	1	1,335	1	1,335	1	1,335
22	—	—	1	1,305	4	1,308	—	—
23	2	1,307	1	1,254	1	1,254	—	—
24	—	—	1	1,232	1	1,234	—	—
25	—	—	1	1,060	1	1,059	2	1,061
26	—	—	3	1,031	1	1,029	6	1,032

Анализы выполнены в рентгеноструктурной лаборатории ИМР МГ УССР Д. В. Вугаенко.

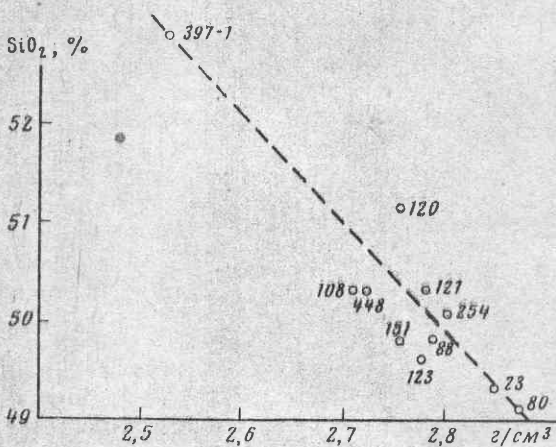
ственно они были локализованы на тех же участках. Так, глауконит из горизонта на горе Ак-Кая попал в осадок в результате размыва отложений дата, которые были развиты в этом разрезе, так как в песчаной толще встречаются целые глыбы — останцы крепкого криноидно-мшанково-го известняка и глауконитового песчаника с многочисленными датскими устрицами и морскими ежами. На этом участке, помимо датских, размывались и лежащие ниже отложения: в описываемом песчаном горизонте встречаются переотложенные ростры белемнитов  $St_2$ , маастрихтские пектены и одиночные кораллы. Глубина образования песчаной толщи была невелика, однако достаточна для того, чтобы тонкостенные раковины соленов, захороненных здесь, не были повреждены прибрежным волнением.

К переотложенному относится и глауконит из верхов маастрихта. Формирование глауконитсодержащей толщи также связано с обмелением бассейна и происходило на малой глубине в зоне волнения моря, на что указывает наличие банок пектенов и ростров белемнитов. Зерна глауконита часто окатаны, по размеру обычно мельче зерен кварца, трещины синерезиса содержат редко.

Темно-зеленый глауконит из основания среднего эоцена, как и описанные выше, аллотигенный. От светло-зеленого отличается меньшим размером, глянцевидной поверхностью. В осадок он, как и зерна кварца, попал прежде, чем осел гель светло-зеленого глауконита и сцементировал терригенный детрит, органические остатки, а иногда, и зерна темно-зеленого глауконита. На аллотигенный характер последнего указывает и



Фиг. 5. Соотношение показателей преломления и плотности глауконитов



Фиг. 6. Зависимость плотности глауконитов от содержания  $\text{SiO}_2$

наличие его в лежащих выше песчаных известняках при полном отсутствии в них светлых зерен первой разновидности.

По вопросу образования аутигенного глауконита и связи различных его типов с фациальными условиями существуют противоречивые мнения. Так, Л. И. Горбунова (1950) на примере изучения глауконовых образований Подмосквья установила приуроченность наиболее светлого, обедненного Fe глауконита к глубоководным фациям глины, а темно-зеленого, относительно богатого Fe глауконита — к мелководным песчаным фациям, тогда как В. А. Махиин (1951), изучая глауконит из олигоценых отложений Украинского кристаллического массива, пришел к противоположному выводу.

Для выяснения причин различия физических свойств и химического состава аутигенных глауконов обоих типов рассмотрим условия их образования. Глауконы первого типа, несмотря на возрастные различия вмещающих их толщ, харак-

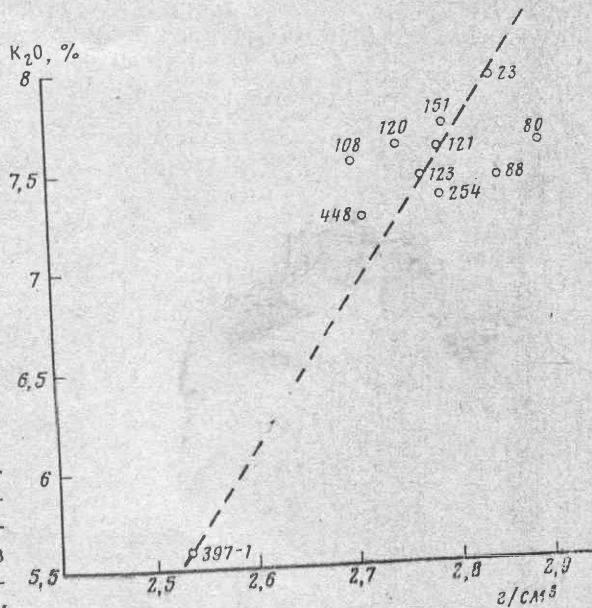
теризуются близкими свойствами, так как образовались в сходной фациальной обстановке (все они приурочены к основаниям песчаных трансгрессивных толщ). Лопастная форма зерен, обычно с трещинами синерезиса, частая их сплюснутость, включения в глауконите мелких обломочных зерен и микрофауны, наличие тонкодисперсного (цементного) глауконита и обилие зооморфоз указывают на то, что он образовался в самом осадке в период раннего диагенеза. Образование трещин синерезиса и сплюснутость зерен глауконита происходило при их дегидратации.

Образование глауконита второго типа также связано с трансгрессией моря. Он локализуется в песчаной толще, глубина образования которой была примерно равна таковой для толщ, содержащих глауконит первого типа, потому что в ней в большом количестве встречаются пуммулиты, организмы мелкого моря. Описываемый глауконит также сингенетичен осадконакоплению и раннедиагенетичен, так как для него еще в большей мере, чем для глауконита первого типа, характерно наличие зооморфоз, включений терригенного и органогенного детрита, сплюснутость зерен.

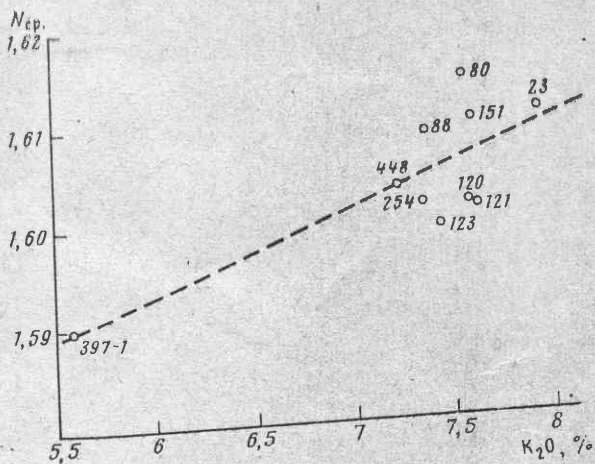
Таким образом, различие глауконов нельзя связывать с различием фациальной обстановки или типом вмещающих пород, так как они были

примерно одинаковыми. Не исключая полностью влияние этих факторов, можно считать, что основной причиной различия глауконитов, по-видимому, являлась разная концентрация исходных продуктов в морской среде в период глауконитообразования. По мнению Л. И. Горбуновой (1961), при образовании глауконита первоначальные концентрации исходных веществ в морской воде играли важную роль. В данном случае состав суши, снабжавшей бассейн продуктами химического выветривания, для глауконитов обоих типов был, вероятно, различен. Косвенным доказательством этого может служить наличие только в глауконите второго типа  $MnO$  и несколько большая в сравнении с прочими глауконитами концентрация  $Ni$  и  $Co$ . Хотя содержание  $MnO$  невелико (0,05%), оно не отмечено не только в пробах глауконитов юго-западного Крыма, но и в глауконитах центрального Крыма из разрезов, сравнительно близких к урочищу Дереджилга, где был отобран более светлый глауконит второго типа (см. табл. 2).

Глаукониты нередко подвергались эпигенетическим изменениям как сразу после своего образования, до литификации осадка, так и после нее. Первое было возможно вследствие подвижности морской воды, способствовавшей перемещению образовавшихся зерен в условия иной среды, что сказывалось на их катионном обмене, т. е. составе, а следовательно, и цвете. Цвет глауконитов крайне непостоянен в пределах разновозрастных горизонтов или одного горизонта. Нередки даже случаи, когда одно зерно разно окрашено и имеет пятнистый облик. Как показали исследования С. К. Кропачевой и др. (1968), глауконитовые зерна и по структуре могут быть неоднородны даже в одном и том же образце из узкого стратиграфического интервала. Это обстоятельство, как и неоднородность цвета глауконитов, следствие изменения физико-химических условий.



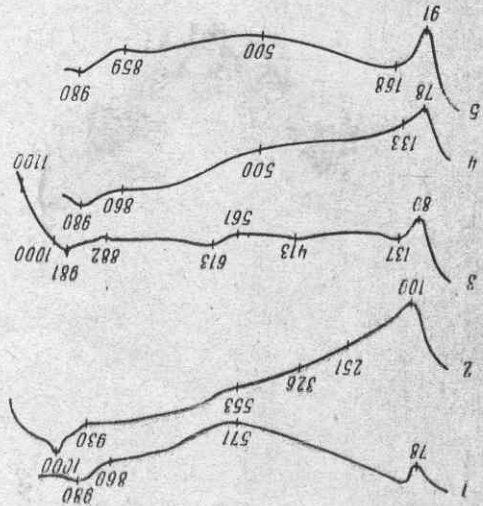
Фиг. 7. Зависимость плотности глауконитов от содержания  $K_2O$



Фиг. 8. Зависимость показателей преломления глауконитов от содержания  $K_2O$

Интересно происхождение глауконита пластинчато-спайной структуры (см. фиг. 3). Некоторые исследователи (Казаков, 1957) объясняют его образование за счет диффузии «...глаукоконитового зольа через растительные мембраны», в результате чего образуется одинаковая кристалли-

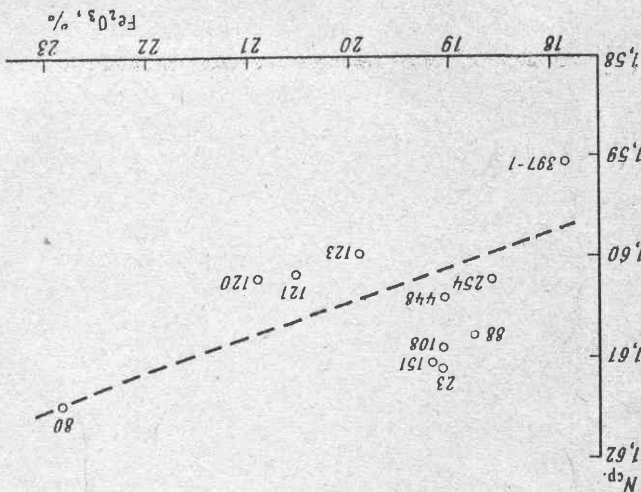
го глауконита. Тонкодисперсные (цементный) глауконит (см. фиг. 1, 2) также аути-



Фиг. 10. Температуры зёрнистых глаукоконитов  
 1 — проба 23, основание нижнего зольа, Инкерман), ΔP = ±1,8%; 2 — проба 88, основание нижнего зольа, юго-западный Крым (г. Бах-иссар), ΔP = ±3,5%; 3 — проба 448, основание лата, центральный Крым (гора Ар-Кан), ΔP = ±1,0%; 4 — проба 397-1, основание среднего зольа, центральный Крым (урочище Девел-жия), ΔP = +8%; 5 — проба 80, центральный Крым (урочище Девел-жия), ΔP = +8%

риферииную корочку (см. фиг. 3, 4). Эти образования, по-видимому, аналогичны «неоглаукокониту», описанному А. В. Казаковым (1938). Чаше они появляются там, где глаукоконитсодержащие породы наиболее выветрелые (разрезы центрального Крыма).

Фиг. 9. Зависимость показателей преломления глаукоконитов от содержания Fe



Изменения глаукоконита после литификации осадка обусловлены факторами выветривания. Так, в глаукоконитсодержащих горизонтах приглетветривания глаукоконит, образовавшийся в результате выветривания зёрнистого. Такие зёрна слабо окрашены, нередко имеют бесцветную пе-

графическая ориентировка микрокристаллов. Этот вывод основан на наблюдении совместного нахождения в породе пластинчатого глауконита и псевдоморфоз глауконита по органическим остаткам. По наблюдениям других исследователей (Пахуцкий и др., 1961), такие зерна представляют собой псевдоморфозы глауконита по мусковиту, биотиту, хлориту. Наши наблюдения позволяют высказаться в пользу последнего мнения. Мы также отмечаем псевдоморфозы глауконита, по-видимому, по железистому биотиту, при этом зооморфозы его нередко отсутствуют.

1. В описываемых горизонтах отмечено три модификации глауконита: зернистый, цементный и пластинчатый.
2. Среди зернистых глауконитов выделяется две генетические разновидности: аллотигенная и аутигенная.
3. Аллотигенные глаукониты попадали в осадок в результате регрессии моря; аутигенные образовывались в осадке в периоды трансгрессий.
4. Аутигенные глаукониты по цвету подразделены на два типа, которые помимо окраски различаются и другими физическими данными (формой и размером зерен, плотностью, оптическими свойствами).
5. Несмотря на то, что оба типа глауконитов относятся к железистой разновидности, по химическому составу, а именно, содержанию  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$  они также различны.
6. По термическим данным они различаются только частично — температурой второго эндотермического пика. Исключение составляет проба 448, которая относится к первому типу, но температуру второго пика имеет такую, как и глауконит второго типа.
7. Установлена зависимость некоторых физических свойств глауконита (цвет, плотность, оптические свойства) от химического состава.
8. По-видимому, основная причина различия химического состава глауконитов — различный состав областей сноса.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Горбунов Н. И., Цюрупа И. Г., Шурьгина Е. А. Рентгенограммы, термограммы и кривые обезвоживания минералов, встречающихся в почвах и глинах. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. — Тр. ИГиН АН СССР, 1950, вып. 114, Геол. сер., № 40.
- Горбунова Л. И. Глауконит из нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа. — Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 6. Изд-во Львовск. ун-та, 1961.
- Двойченко П. А. Минералы Крыма. — Зап. Крымск. о-ва естествоиспыт., 1914, т. IV.
- Казачков А. В. Литология и процессы выветривания фосфоритной колонки Егорьевской группы месторождений. — Тр. Научн. ин-та по удобр. и инсектофунг., 1938, вып. 149.
- Казачков А. В. Глауконит. — Тр. ИГиН АН СССР, Геол. сер., 1957, вып. 152, № 64.
- Костылева Н. В. О глауконите из Никопольского марганцево-рудного месторождения. — Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 6. Изд-во Львовск. ун-та, 1961.
- Кропачева С. К., Власов В. В., Давидич С. И. О некоторых минералогических разновидностях глауконита. — Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Лазаренко Е. К. Вопросы номенклатуры и классификации глауконита. — Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Изд-во Львовск. ун-та, 1961.
- Махнин В. А. К минералогии глауконита олигоценых отложений Украинского кристаллического массива. — Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, 1951, № 5.
- Пахуцкий Ч., Лазаренко Е. К., Феношина У. И. О глауконите из нижнемеловых отложений Ружанки. — Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 6. Изд-во Львовск. ун-та, 1961.
- Пилипенко П. П. К вопросу о структуре и химическом составе глауконита. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1935, т. XIII, № 1.
- Соболев В. С. Введение в минералогия силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
- Вентор У. К., Кастнер. Notes on the mineralogy and origin of glauconite. J. sediment. Petrol., v. 35, No. 1, 1965.