

ИЛГА АПИНИТЕ

О НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ
РУДАХ БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

ILGA APINITE. BALTI SINEKLIISI ALAMKAMBRIUMI OOID-RAUAMAAKIDEST

ILGA APINITE. ON THE LOWER CAMBRIAN OOLITIC IRON ORES OF THE BALTIC SYNECLISE

Терригенный комплекс пород нижнего кембрия в пределах Балтийской синеклизы содержит прослой оолитовой железной руды, мощность которых колеблется от нескольких десятков сантиметров до 5—6 м. Число прослоев меняется от одного до 10—12. Рудный прослой встречен почти во всех скважинах, пробуренных в пределах Западной Латвии, а также во многих скважинах на территории Литвы и Калининградской области (скв. Советск и др.). Гетитовые оолиты установлены в нижнекембрийских отложениях Северной Польши (Лендзион, 1968). Э. Кала (1972) впервые описывает прослойки (мощностью 0,1—0,3 м) бурого оолитового железняка в разрезе нижнего кембрия на территории Эстонии (о. Хийумаа). Эти данные свидетельствуют о широком территориальном распространении рудного пласта.

Прослой или прослой бурой оолитовой железной руды чередуются со слоями глины или алевролитов. В районах некоторых скважин по подошве железной руды отмечаются следы внутрiformационного размыва (скв. Стирнас, Пилтене и др.), в районах других скважин (Дурбе-37) контакт железной руды с подстилающими породами не резкий: переход осуществляется постепенно с обогащением алевролита оолитами гетита. Верхний контакт железной руды обычно еще менее резкий — без каких-либо следов размыва.

Железная руда имеет массивную (скв. Айзпуте-43, Эдоле-60, Пилтене-1 и др.) или слоистую текстуру (скв. Межвагари, Дреймани и др.). Слоистость выражена неравномерным размещением оолитового материала и цемента, а также зерен кварца и других терригенных минералов. Местами отдельные прослой оолитовых железных руд имеют брекчиевидное строение: в них сцементированы плоские обломки алевролита с гетитовым цементом сплошного бурого железняка и аргиллита (скв. Дурбе-37, Пилтене-33, Стирнас, Талсы и др.). Размеры обломков достигают 4,0 мм.

Содержание оолитов в прослоях меняется от нескольких процентов до 75—80%. Оолиты имеют округлую, овальную, реже уплощенную форму,

с размерами от 0,05 до 1,0 мм. Строение оолитов концентрическое. В центрах оолитов нередко встречаются зерна кварца, реже полевого шпата, ильменита, циркона, фосфата. В большей части разрезов оолиты имеют гидрогетитовый или гетитовый состав с примесью хлорита (рис. 1). Рудный прослой, вскрытый скв. Стирнас и Энгуре, наряду с гетитовыми оолитами содержит оолиты фосфатного или фосфатно-гетитового состава. В разрезе скв. Куйли на уровне прослоя бурой железной руды наблюдается кварцевый песчаник, обогащенный оолитами гетитового и также хлоритово-фосфатного состава. В песчанике имеются прослойки сидерита. В разрезе скв. Талсы на уровне прослоя бурой железной руды залегает сидеритовая порода с зернами кварца и оолитами гетита.

Цемент рудных прослоев в основном гетитового или глинистого состава. Нередко он корродирован и замещен сидеритом, кальцитом, реже доломитом или фосфатом. Обломочный материал в рудном пласте имеет алевритовые или псаммитовые размеры и кварцевый состав. Изредка отмечаются зерна полевых шпатов, кварцита, халцедона, фосфата, акцессорных минералов, пластинки слюд. Обнаружены также скопления аутигенного глауконита, детрит фауны.

Описанные особенности породы установлены при макроскопическом осмотре керна, а также микроскопическом изучении шлифов железной руды и подтверждены данными химического анализа* (см. таблицу).

Изменения главных компонентов химического состава
оолитовых железных руд, %

Сква- жина	Гл. зале- гания рудного прослоя, м	Fe ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Пави- лоста-51	1362—1365	32,72	2,08	44,76	6,70	0,30	1,65	1,70	0,31	2,34	0,33
"	1365—1369	19,95	18,24	28,42	4,81	0,10	1,86	4,57	0,31	2,00	0,31
Дурбе-35	1277	70,29	1,15	12,66	2,33	0,16	1,79	1,88	0,31	0,23	0,65
Эдоле-60	1083,0	10,56	5,74	67,46	4,27	0,10	2,31	2,04	0,15	1,44	0,51
"	1082,8	68,95	0,72	10,98	2,04	0,38	2,11	1,68	0,48	0,23	0,83

Эти данные свидетельствуют о том, что содержание железа в составе оолитовых руд колеблется в широких пределах в зависимости от примеси кварцевых зерен, глинистого вещества, кальцита, сидерита, фосфата и других минералов. Высокое содержание двухвалентного железа в образце из скв. Павилоста-51 (глубина 1365—1369 м) обусловлено наличием сидеритового цемента. Это подтверждается дифрактограммой данного

* Анализы произведены в химической лаборатории Управления геологии при СМ Латв. ССР Б. Шенфельд.

образца (рефлексы 3,62; 2,78; 2,14 Å), которая одновременно свидетельствует о гетитовом составе рудного материала (4,3; 3,34 Å и др.). Дифрактограмма образца из разреза скв. Дурбе-35 также говорит о гетитовом (или гидрогетитовом) составе руды (рис. 2).

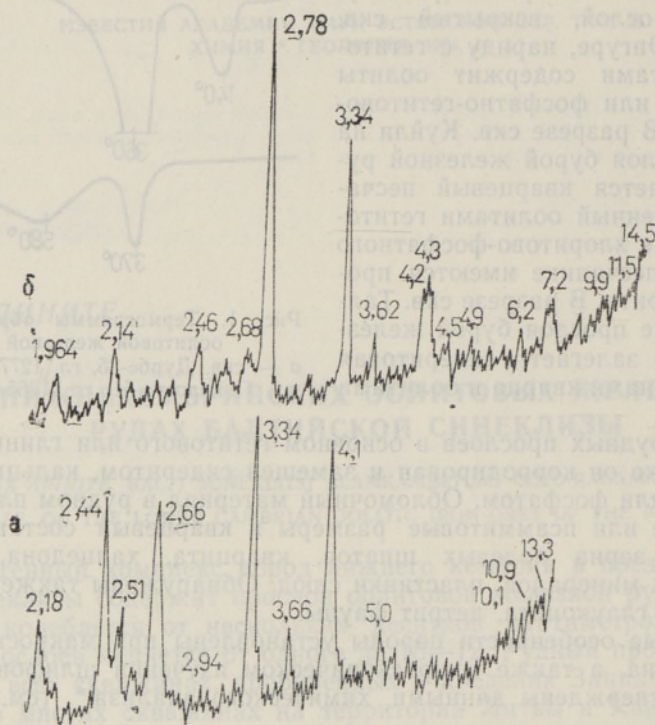


Рис. 2. Дифрактограммы образцов бурой оолитовой железной руды.

а — скв. Дурбе-35, гл. 1277 м; б — скв. Павилоста-51, гл. 1365—1369 м.

Некоторые исследователи, изучающие разрез кембрия в пределах Балтийской синеклизы, приписывают оолитовым железным рудам континентальный (озерно-болотный) генезис (Карпицкий, 1966 и др.). Но большая территориальная протяженность (на сотни километров по территории Балтийской синеклизы и склону Балтийского щита) не позволяет признать континентальную гипотезу их происхождения правильной, так как площадь залежей железных руд континентального происхождения очень редко достигает нескольких квадратных километров, обычно же измеряется десятками или сотнями квадратных метров (Страхов, 1947). К тому же в нижнекембрийских оолитовых железных рудах Балтийской синеклизы обнаружен детрит морской фауны, агрегативные скопления глауконита, т. е. рудный прослой или прослой залегают среди морских отложений.

Кроме того, по Н. М. Страхову (1947, 1962) формирование озерно-болотных руд в истории земли началось только в позднем палеозое, так как в раннем палеозое наземная растительность не была развита настолько, чтобы создать необходимые физико-химические условия для образования концентраций железных руд. Наши конкретные данные о формировании нижнекембрийских железных руд Балтийской синеклизы

согласуются с теорией литогенеза Н. М. Страхова и доказывают, что нижнекембрийские оолитовые железные руды Балтийской синеклизы формировались в морских условиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Кала Э. 1972. О возрасте тискрских слоев по материалам острова Хийумаа. Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 21, № 3.
- Карпицкий В. Я. 1966. Основные черты геологического развития Западной Латвии в раннем палеозое. Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-матем. и техн. н., 15, № 1.
- Лендзион К. 1968. Развитие и стратиграфия кембрия в Северо-Восточной Польше. В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс.
- Страхов Н. М. 1947. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, геол. сер. (№ 22).
- Страхов Н. М. 1962. Основы теории литогенеза, т. II. М.

Управление геологии
при Совете Министров Латвийской ССР

Поступила в редакцию
22/VI 1973

EESTI NSV TEADUSTE AKADEEMIA TOIMETISED. 23. KOIDE
KEEMIA * GEOLOGIA. 1974, NR. 1

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР. ТОМ 23
ХИМИЯ * ГЕОЛОГИЯ. 1974, № 1

УДК 528.563

Н. ЛУМП, Х. СИЛЬДВЕЭ

НАСАДКА ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ПРИ НАБЛЮДЕНИИ С КВАРЦЕВЫМИ ГРАВИМЕТРАМИ

N. LUMP, H. SILDVEE. MIKROSEISMILISTE VONKUMISTE REGISTREERIMISEKS KASUTATAVATE KVARTSGRAVIMEETRITE PEALMIK

N. LUMP, H. SILDVEE. ATTACHMENT FOR QUARTZ GRAVITY METER RECORDING OSCILLATION MICROSEISMS

При регистрации приливов и повторных измерениях силы тяжести нельзя не упомянуть о микросейсмических колебаниях почвы, которые связаны с метеорологическими условиями. Интенсивные микроколебания земной поверхности, так наз. микросейсмические штормы, довольно часто наблюдаются над территорией Эстонии с октября по май месяцы. Визуально обнаружить влияние микроколебаний земной поверхности разной частоты и интенсивности на юстировку и отсчет полевых гравиметров весьма затруднительно.

Авторами данного сообщения для исследования влияния микросейсмических колебаний на вышеупомянутые показания кварцевых гравиметров построена электрооптическая насадка, которая надевается на окуляр гравиметра (рис. 1).

Электрическая система представляет собой мостовую систему Уитстона. Через линзу L изображение блика гравиметра попадает на одно из двух последовательно соединенных фотоспротивлений R_f . Изменение тока, вызываемое колебаниями блика гравиметра, регистрируется само-